

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО
ДЕЛАМ НАУКИ И ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ
МОСКОВСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ
АКАДЕМИЯ

С.И.ОДЕРОВ П.А.ИВАНОВ

ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО
СОСТАВА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Учебное пособие

Москва 1994

УДК 553.1.12:543.4

Лабораторные методы исследования вещественного состава полезных ископаемых: Учеб.пособие /С.И.Одеров, П.А.Иванов; Моск.гос.геологоразв.акад. М.,1994 , 117 с.

Дана характеристика основных методов рудной оптической микроскопии. Рассмотрены вопросы текстурно-структурного и парагенетического анализа руд и приведена классификация структур и микроструктур руд. Большое внимание уделено современным методам валового и локального изучения минерального вещества, показаны их физическая сущность, устройство аппаратуры, методики подготовки анализируемого материала, конкретные задачи минералого-геохимических исследований, которые могут быть решены с помощью этих методов.

Предназначено для студентов заочного отделения, обучающихся в МГГА по специальности ГЕОЛОГИЯ, поиск и разведка полезных ископаемых”.

Табл. 3. Ил.47. Библиогр: 17 назв.

Печатается по решению редакционно-издательского совета Московской государственной геологоразведочной академии.

© Московская государственная
геологоразведочная академия, 1994

Предисловие

Последние годы характеризуются развитием производства и потребления минерального сырья. Быстро расширяются и сферы потребления сырья. Все большее число видов минерального сырья вовлекается в переработку. В 1913 г. в нашей стране использовалось около 40 видов минерального сырья, в 1940 г. - 70 видов, в 1974 г. - 150 видов, а в 1980г. - более 200. Разнообразие видов минерального сырья определяет и разнообразие методов его исследования. В настоящее время арсенал методов исследования разных видов минерального сырья столь обширен, что его практически невозможно рассмотреть в одной работе. В этой связи авторы рассматривают наиболее широко распространенные и во многом универсальные методы исследования большей части полезных ископаемых - методы исследования руд.

Курс “Лабораторные методы исследования руд” является одной из важных геологических дисциплин в учебном плане подготовки специалистов по специальностям 0801 “Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых”.

Лабораторное изучение состава руд проводится практически на всех стадиях геологоразведочных работ от общих поисков до эксплуатационной разведки. Серьезное значение изучение состава руд имеет для совершенствования технологии переработки руд и при исследованиях отвалов горнорудных предприятий с целью комплексного использования ценных компонентов.

Знания, полученные при освоении этого курса, используются далее в курсах “Месторождения полезных ископаемых” при выполнении курсовых и дипломной работ.

Настоящее пособие ориентировано, главным образом, на изучение вещественного состава руд. Сравнительно небольшой объем пособия ее позволяет рассмотреть все многообразие методов минералогических исследований, необходимых в ряде специальных случаев для изучения нерудного минерального сырья.

В связи с этим мы рассматриваем главнейшие и наиболее универсальные методы изучения руд, которые, впрочем, во многих случаях применяются и при исследовании нерудного минерального сырья.

При рассмотрении этих методов авторы в основу изложения ставили аспекты их практического применения и использования.

При составлении пособия в значительной мере использованы труды и лекции профессора МГГА Т.М. Кайковой.

ВВЕДЕНИЕ

Понятие “руда” отличается от понятия “минеральное сырье” тем, что руды, как вид минерального сырья, предназначены для извлечения из них ценных компонентов - химических соединений или элементов, требующихся промышленности или сельскому хозяйству, Руды подавляющего большинства месторождений комплексные. А.И.Гинзбург выделял 6 типов комплексности руд:

в одном минерале содержится несколько ценных компонентов или элементов (например, элементы примеси);

в руде содержится несколько ценных минералов - вольфрамит, сфалерит, халькопирит” висмутин;

кроме рудных минералов извлекаются и нерудные - например, барит, флюорит;

вместе с рудами нередко извлекают и породу, используемую, например, в строительстве и т.д.;

в утилизированных отходах нередко содержатся ценные компоненты, которые будет рентабельно извлекать в будущем при совершенствовании технологии;

в пределах шахтного поля иногда встречаются рудные тела с совершенно иной минерализацией, которую также надо вовлекать в переработку.

Такая сложность состава и строения руд определяет и сложности задач, стоящих перед геологами.

По А.И.Гинзбургу (1985г.) выделяется 4 основных направления минералогических исследований:

изучение свойств и распространенности минералов с целью выявления областей их применения и использования как новых видов минерального сырья;

минералогические исследования для повышения эффективности поисковых и разведочных работ (поисковая минералогия);

исследования, направленные на повышение интенсивности использования недр, совершенствование технологии переработки и обогащения, комплексное использование руд (технологическая минералогия) ;

развитие исследований по генетической минералогии, Наиболее часто геологам в процессе поисков, разведки и отработки месторождений приходится сталкиваться с исследованиями в области поисковой и технологической минералогии.

Основные задачи при этом сводятся к следующим. .

1. Изучение минерального состава руд с диагностикой всех входящих в руду минералов.

2. Установление элементов-примесей.

3. Выявление особенностей минеральных сростаний в рудах.

Характеристика структур и текстур руд,

4. На основании анализа структуры и текстур руд устанавливается последовательность минералообразования.

5. Характеризуется комплексность руд.

6. Выявляются природные типы и сорта руд.

7. Получение данных о физико-химических условиях образования руд, температуре, давлении, возрасте рудообразования.

8. Выявление особенностей руд, важных для разработки или усовершенствования технологической схемы переработки руд.

Выводы, полученные при решении этих задач, часто можно использовать для оценки формационной принадлежности оруденения, выявления закономерностей локализации оруденения, разбраковки аномалий.

Для решения этих задач необходимо применение комплекса методов, которые в состоянии обеспечить:

выявление морфологии выделений минералов, форм кристаллов, характера взаимных сростаний минералов;

изучение диагностических свойств минералов и приведение их точной диагностики;

изучение химического состава минералов и определение в них элементов-примесей;

выявление структурных особенностей минералов; изучение газовой-жидких включений в минералах с целью получения информации об условиях их образования.

Кроме того, существенную помощь в решении задач поисковой минералогии может оказать изучение магнитно-спектральных характеристик минералов, их электрофизических, люминесцентных, оптических и спектральных свойств.

Для решения этих задач в настоящем пособии рассматриваются наиболее распространенные и универсальные методы: оптическое изучение и диагностика минералов.

Оптическое изучение далеко не всегда позволяет точно диагностировать изучаемые минералы, однако во всех случаях служит основным методом, с помощью которого подготавливается материал для более тонких и дорогостоящих методов, позволяющих полностью решить проблем диагностики. К этим методам относятся: электронно-микронный анализ; рентгеноструктурный анализ; электронная микроскопия; инфракрасная спектроскопия; осколковая радиография; изучение газовой-жидких включений методами термо-

барогеохимии.

Многочисленные методы минералогических исследований всесторонне и подробно рассматриваются в работах А.И.Гинзбурга, Е.В. Розиновой, Г.А.Сидоренко, Н.П.Ермакова, В.Т.Дубинчука, А.С.Авдолина, А.С.Солнцевой, Б.Б.Звягина и других.

Минералогические исследования на всех стадиях геологоразведочных работ начинаются еще в полевых условиях, именно в поле закладывается фактологическая база будущих лабораторных исследований.

Работу начинают, обычно, с того, что на месторождении, рудопроявлении или точках минерализации выделяют различные минеральные образования. Минеральные образования выделяют на основе характерных ассоциаций минералов, формы, размеров минеральных образований. Это могут быть, например, несколько жил разного состава. Те из минеральных образований, которые содержат промышленно ценные компоненты, называют рудными. Изучаются также элементы залегания минеральных образований, их внутреннее строение, макроскопически заметную последовательность образования минералов и зональность.

Кроме того, предпринимаются попытки установить стадийность минеральных образований, для этого рассматриваются случаи пересечения жил (разных минеральных образований) между собой и с интра-рудными дайками. Используются магматические, геолого-структурные, минералого-химические, физико-химические и другие критерии стадийности (Т.М.Кайкова, 1982г., А.И.Детувнинкас, 1991 г.). По результатам полевых исследований составляют обобщенную схему последовательности минералообразования (рис.1). В дальнейшем эта обобщенная последовательность минералообразования используется вместе с результатами лабораторного изучения для составления сводной схемы последовательности минералообразования. При изучении минеральных образований, их типов, зональности и стадийности систематически отбирается каменный материал на лабораторные исследования. Этот материал включается в так называемую систематическую коллекцию. Размеры образцов систематической коллекции составляют 4х6х8 см. К каждому образцу прилагается скоп (с этого же образца) размером 2х3х3 см для изготовления полированных шлифов - плоско-полированных кусочков руды, которые используются для лабораторного изучения методами рудной микроскопии. Образцы в дальнейшем частично подвергаются дроблению, стиранию и используются для производства анализов.

ГЛАВА I. ОПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РУД. РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ.

Рудная микроскопия представляет собой основу оптических методов изучения руд. Этот метод стал в настоящее время одним из наиболее распространенных методов, практически обязательным при любом исследовании минерального состава руд.

Название минерала	<i>Стадии минералообразования</i>		
	I-ая пирит-кварцевая	II-ая сфалерит-карбонатная	III-ая молибденит-настурановая
Кварц	■	■	■
Пирит	■	■	■
Арсенопирит	■	■	■
Карбонат	■	■	■
Сфалерит	■	■	■
Халькопирит	■	■	■
Настуран	■	■	■
Молибденит	■	■	■
Тектоническое дробление	■	■	■
Типы минеральных образований	Пирит-кварцевые, арсенопирит-пиритовые, арсенопирит-пирит-кварцевые	Анкерит-кальцитовые, анкерит-сфалеритовые, кальцит-сфалеритовые	Настуран-кальцитовые, настуран-молибденитовые, молибденит-кальцитовые
Текстуры минеральных образований	Друзовые, прожилковые, вкрапленные	Брекчиевые, прожилковые, полосчатые, вкрапленные	Прожилковые, вкрапленные, брекчиевые

Рис.1. Схема последовательности образования минералов (по данным изучения руд в полевых условиях). Т.М.Кайкова, 1982г.

Рудная микроскопия позволяет рассмотреть рудные минералы, изучить их оптические свойства, особенности строения руд, взаимных сростаний минералов, оценить технологические свойства руд для более эффективной переработки и выявить последовательность образования минералов в рудах для воссоздания геохимии процессов рудообразования в целях прогнозирования оруденения. Диагностика рудных минералов по оптическим свойствам не всегда является достаточно надежной и часто уточняется более сложными методами с помощью электронной микроскопии, электронномикроскопового, рентгеноструктурного анализов и других.

Рудный микроскоп является относительно несложным и недорогим, широко доступным прибором. Он сравнительно несложен в освоении и в настоящее время является одним из основных технических средств исследования минерального состава руд.

Существует множество типов микроскопов, различающихся по своим возможностям в решении тех или иных задач: рабочие

рудные микроскопы, инфракрасные, люминесцентные микроскопы, микроскопы спектрофотометры и рефрактометры и др. Краткая сводка по их устройству и возможностям приведена в работе “ Метода минералогических исследований, ред. А.И.Гинзбург, 1985 г.).

Чаще всего для работ используются наиболее распространенные универсальные рудные микроскопы серии ПОЛАМ.

Российская промышленность выпускает сейчас микроскопы двух марок - ПОЛАМ Р-311 (монокулярный микроскоп) и ПОЛАМ Р-312, снабженный тринокулярной насадкой. В геологических организациях еще можно встретить уже устаревший микроскоп МИН-9, который по своим эксплуатационным характеристикам несколько уступает микроскопам ПОЛАМ.

К достоинствам микроскопов ПОЛАМ следует отнести более жесткую конструкцию, станины, тринокулярную насадку, позволяющую удобно производить микрофотосъемку шлифов или подключать дополнительное (например, телевизионное) оборудование.

Микроскопы ПОЛАМ имеют более совершенную конструкцию осветителя, дающего более мощное и равномерное освещение. Кроме того, микроскопы могут комплектоваться большим количеством дополнительных приспособлений, увеличивающих их полезные свойства и создающих дополнительные удобства при работе.

На рабочем месте исследователя устанавливается рудный микроскоп (по возможности ПОЛАМ Р-312), трансформатор питания осветителя с регулятором тока лампы. Трансформатор подключается к электросети 220 (127) В. Кроме того, на рабочем столе устанавливается прессик для монтирования шлифов стекла с пластилином несколько чистых кусков фланели (для протирки шлифов, объективов, окуляров микроскопа) и коробка со сменными объективами. Все это требуется в работе и всегда должно быть под рукой. Кроме того, полезно иметь на рабочем месте дисплей и небольшой компьютер для информационного обеспечения работ. На компьютере может, например, функционировать автоматизированный определитель минералов, способный значительно сократить затраты времени и существенно повысить надежность минералогических исследований.

В лаборатории также должен быть небольшой станок - полировальный круг, совершенно необходимый для чистки шлифов или их дополировки. Такая необходимость появляется после работы

с иммерсионными жидкостями или для изучения минералов, быстро покрывающихся химическими пленками при длительном хранении (например, борнит, многие селениды и др.).

Изучение оптических свойств минералов, особенно в случаях, когда зерна минералов имеют весьма малые размеры - сотые и тысячные доли миллиметра, - непростая задача. Для ее решения исследователю приходится часто работать при больших увеличениях, на пределе физических возможностей микроскопа.

В этих условиях очень многое в успехе исследований зависит от точности настройки, правильности регулировок прибора, которые приходится проводить самому исследователю. В этой связи очень существенно знание устройства микроскопа, правил его рабочей настройки и регулировки.

Устройство микроскопа. ПОЛАМ Р-312

В микроскопе посредством взаимодействия оптической системы, в т.ч. ее главных компонентов - объектива и окуляра, формируется мнимое увеличенное изображение, рассматриваемое глазом через окуляр. При этом качество изображения зависит от свойств этой оптической системы и условий освещения.

Рудные микроскопы отличаются от петрографических принципиально иной схемой освещения объектов. Подавляющее большинство рудных минералов непрозрачно, поэтому их изучают не в проходящем, а в отраженном свете. В качестве объекта используется так называемый полированный шлиф (иначе аншлиф), представляющий собой обычно небольшой (2x4 см) кусок руды, плоско сошлифованный и полированный с какой-либо стороны. Именно эта полированная поверхность рассматривается в микроскоп. Шлиф освещается сверху через объектив микроскопа с помощью opak-иллюминатора ("опакус" - в переводе с греческого - непрозрачный). Пучок света, отражаясь от полированной поверхности шлифа, содержащего рудные минералы, проходит через объектив, оптическую систему тубуса и окуляр, формируя увеличенное изображение поверхности шлифа и передавая информацию об оптических свойствах рассматриваемых минералов.

На рис.2 изображено устройство opak-иллюминатора микроскопа ПОЛАМ Р-312 и показаны основные узлы регулировки. В торце opak-иллюминатора вставляется осветительная лампа 7. Она свободно перемещается вперед-назад и поворачивается в оправе. Кроме того, положение осветительной лампы регулируется двумя центрировочными винтами. Вдвигая и выдвигая лампу вперед-назад, поворачивая вокруг своей оси и действуя центрировочными

винтами, добиваются наиболее яркого и равномерного освещения шлифа. Это контролируют, глядя в микроскоп. Недопустимо появление цветных пятен, полос, неясного изображения нити канала Б поле зрения. Поле зрения должно быть освещено максимально ярко и равномерно.

Свет от лампы собирается в световой пучок и фокусируется коллекторной линзой 8, находящейся в ребристом радиаторе осветителя. За коллекторной линзой 8 имеется щель для светофильтров 26. При обычном наблюдении в нее должен быть вставлен голубой светофильтр для приведения спектрального состава света осветителя к белому свету. Без светофильтра свет от лампы накаливания слегка желтоватый, что существенно меняет восприятие цвета и цветовых оттенков минералов. Вместо голубого фильтра при микрофотографии вставляют желто-зеленый, а при сравнении некоторых свойств цветных минералов - оранжевый.

За щелью светофильтра ближе к тубусу микроскопа в специальном ложе установлен вращающийся поляризатор 18 - призма Николя. Он может быть удален со своего места для каких-либо специальных целей, например, при микрофотографии - для получения максимальной освещенности. В обычных же случаях в микроскопе используется поляризованный свет, поэтому поляризатор всегда должен присутствовать. Поляризатор имеет накатку и шкалу: -45° - 0° - $+45^{\circ}$. Нормальное положение поляризатора достигается установкой 0 против риски на корпусе осветителя.

За поляризатором 18 располагается обойма точечных апертурных диафрагм, а снизу - рычаг ирисовой апертурной диафрагмы. Апертурные диафрагмы служат для изменения освещенности и формы пучка лучей и сильно влияют на качество изображения. Апертурные диафрагмы с помощью системы линз и отклоняющего приспособления проецируются на верхнюю линзу объектива. Ирисовая апертурная диафрагма 9 регулирует ширину светового пучка. Если пучок слишком широк, то свет попадает на краевые части линз объектива (которые практически не участвуют в формировании изображения) и на их оправки. Отражаясь от них, он попадает в глаз наблюдателя в виде рассеянного света - "световой вуали", которая накладывается на полезное изображение и делает его менее- контрастным, менее отчетливым. Поэтому ирисовую апертурную диафрагмы слегка прикрывают, чтобы свет не попадал на оправки линз и на неработающие краевые части линз.

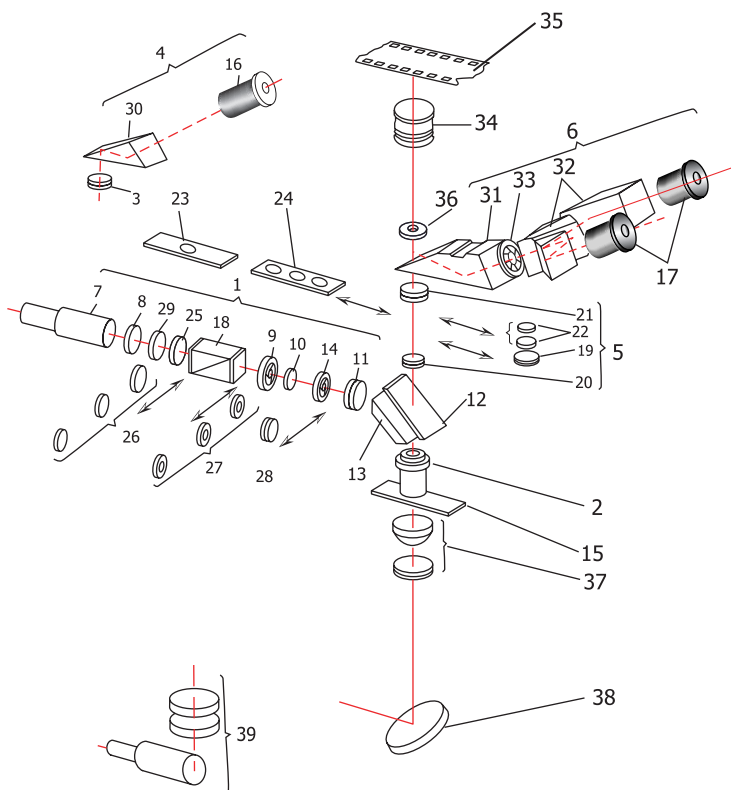


Рис.2. Оптическая схема микроскопа ПОЛАМ Р-312:

1-осветитель, 2-сменные объективы, 3-тубус, 4-монокулярная насадка, 5-промежуточный тубус, 6-тринокулярная насадка, 7-осветительная лампа, 8-коллекторная линза, 9-ирисовая апертурная диафрагма, 10 и 11-линзы осветителя, 12-отражательная пластина, 13-отражательная призма, 14-ирисовая диафрагма поля зрения, 15-исследуемый объект, 16 и 17-окуляры, 18-поляриза-тор (призма Николя), 19-поляризаторанализатор, 20 и 21-тубусные линзы, 22-линза Бертрана, 23-вводимая кварцевая пластинка, 24-вводимые светофильтры, 25-матовое стекло, вводимое в осветитель, 26-светофильтры, вводимые в осветитель, 27-кольцевые диафрагмы по Шахту, 28-пластина Накамуры, 29-теплофильтр, 30-призма монокулярной насадки, 31-призма тринокулярной насадки, 32-светоделительный призмный блок, 33-диафрагма поля зрения при коноскопических исследованиях, 34-гомал(фотоокуляр), 35-фотопленка в фотокамере, 36-точечная диафрагма для фотографирования в коноскопии, 37-конденсор проходящего света, 38-зеркало, 39-осветитель проходящего света

Чрезмерное закрытие апертурной диафрагмы приводит к совершенной порче изображения вследствие падения разрешающей способности (причину этого явления рассмотрим несколько ниже). Ирисовая диафрагма центрируется с помощью центрирующих винтов.

В обойме точечных апертурных диафрагм имеется три отверстия. Одно из них совершенно свободно. Чаще всего именно оно используется в совокупности с ирисовой апертурной диафрагмой. Два других прикрыты стенками с черной непрозрачной точкой разного размера в центре. Когда такая точечная диафрагма вводится в световой пучок, непрозрачная точка маскирует центральную часть пучка, падающую на центр верхней линзы объектива. При этом уменьшаются мешающие отражения от линзы и формируется сходящийся пучок света, освещающий объект.

Еще ближе к тубусу 3 располагается обойма с полевой диафрагмой (диафрагмой поля зрения 33). При передвижении обоймы она может быть включена (установлена в световом пучке осветителя) или выведена из него. Изображение полевой диафрагмы проецируется системой линз осветителя и объектива непосредственно на объект наблюдения (поверхность шлифа) и регулирует размеры освещенного поля. Регулировка этой диафрагмы также весьма важна. При чрезмерно открытой диафрагме освещено чрезмерно большое поле, часть которого находится за пределами поля зрения и следовательно освещена бесполезно. Более того, избыточное освещение наносит существенный вред изображению, так как возникают многократные отражения света от отражающей поверхности шлифа, от никелированной оправки объектива, фронтальной линзы, что приводит к появлению излишней световой вуали и снижает контрастность изображения.

При уменьшении диаметра освещенного поля (уменьшении отверстия диафрагмы) контрастность изображения увеличивается, однако рассматриваемая полезная площадь изображения также уменьшается. Разумный компромисс выбирают обычно так, чтобы диаметр освещенного поля приблизительно соответствовал полезному полю зрения микроскопа. Для этого полевую диафрагму сначала прикрывают, а затем, глядя в микроскоп, открывают до того момента, когда размер освещенного поля станет чуть больше полезного поля зрения микроскопа. Полевая диафрагма легко центрируется центрировочными винтами. Отклоняющее приспособление предназначено для направления пучка света из осветителя через объектив на объект.

В микроскопах серии ПОЛАМ Р-312 и ПОЛАМ Р-311 также

впрочем, как и в микроскопе МИН-9, может быть установлено одно из двух отклоняющих приспособлений - светоделительная пластинка или призма 32. Они управляются соответственно правой и левой ручками, расположенными в тубусной части опак-иллюминатора (рис.2). Если обе ручки вытянуть наружу до упора, ни одно из отклоняющих приспособлений не будет включено. В таком положении микроскоп используется для исследования в проходящем свете (с дополнительным осветителем, крепящемся под столиком).

Левая ручка управляет призмой. Если она вдвинута внутрь до упора, включена светоделительная призма. Достоинство этого устройства в том, что оно дает наиболее сильное освещение, более контрастное изображение. Однако призма перекрывает примерно половину полезного отверстия объектива, поэтому разрешающая способность микроскопа (четкость воспроизведения мельчайших деталей) существенно ухудшается. Это практически не сказывается при пользовании объективами небольших увеличений: от 3,7х до 21х, имеющих значительный "запас" по разрешающей способности. Однако при наблюдениях с объективами 40х и более, у которых такого запаса нет, ухудшение воспроизведения мелких деталей весьма заметно. В связи с этим призма используется для исследований при небольших увеличениях -с объективами не более 20х. Светоделительная пластинка включается, если правая ручка утоплена до упора, а левая до упора вытянута. Пластинка позволяет использовать все полезное отверстие объектива, таким образом получается наилучшее разрешение мельчайших деталей, которое можно получить от объектива. Это особенно важно при работе с сильными объективами 40х, 60х, 95х, 105х - при больших увеличениях. Вместе с тем, при использовании пластинки происходят большие потери света, поэтому освещение получается более слабым.

Исследователь выбирает то или иное отклоняющее устройство, исходя из своих задач. После отклоняющего приспособления световой пучок попадает в объектив. Объектив рудного микроскопа в отличие от петрографического выполняет две самостоятельные задачи:

во-первых, он выполняет роль конденсора, фокусирующего световой пучок осветителя на объект - поверхность шлифа;

во-вторых, он играет собственно роль объектива микроскопа, собирает отраженные лучи и формирует мнимое изображение объекта, рассматриваемое в окуляр.

Наиболее важными параметрами объективов является увеличение, исправленность на аберрации и разрешающая

способность, определяемая апертурой. Увеличение объектива указывается на справке со значением кратности, например, 95х. Общее увеличение микроскопа вычисляется как произведение увеличений объектива и окуляра.

Чем больше увеличение объектива, тем сильнее проявляются искажения изображения. Эти искажения вызываются сферической и хроматической абберациями.

Сферическая абберация проявляется в том, что в реальных линзах не все лучи, формирующие изображение, сходятся в одной (фокальной) точке. Фокальная плоскость лучей, прошедших через центральную часть линзы, находится несколько дальше фокальной плоскости лучей, прошедших через краевые части линзы. Именно поэтому реальная линза (и объектив в целом) не могут быть точно сфокусированы, и сформированное изображение оказывается несколько нерезким, как бы размытым.

Комбинируя выпуклые и вогнутые линзы разных сортов стекла, удается почти полностью избавиться от этого явления, поэтому современные объективы практически исправлены на сферическую абберацию.

Хроматическая абберация появляется вследствие неодинакового преломления лучей разного спектрального состава. Красные лучи преломляются линзой сильнее желтых, зеленых и, тем более, синих. Поэтому фокальные плоскости для красных, желтых, зеленых синих лучей не совпадают.

Практически это приводит к возникновению цветных кайм вокруг наиболее ярких частей изображения. Избавиться от хроматической абберации довольно трудно. В наиболее сложных и дорогих объективах выполнена коррекция в области красного, зеленого и синего цвета, благодаря чему объектив исправлен на хроматическую абберацию практически по всему спектральному диапазону. Такие объективы называются апохроматами. В настоящее время отечественная промышленность выпускает их в весьма малом количестве.

Гораздо более широко известны объективы-ахроматы. Они исправлены на хроматическую абберацию в области желто-зеленого цвета, т.е. в области наибольшей чувствительности глаза и дают вполне приемлемое изображение. А при применении зеленых и желто-зеленых фильтров особенно при микрофотографировании, изображение по качеству вполне сравнимо с качеством изображения объективов апохроматов. Микроскопы ПОЛАМ Р-311 и Р-312 целиком укомплектованы объективами ахроматами.

Разрешающая способность микроскопа ограничивается

дифракцией световых лучей и определяет минимальное расстояние, при котором два отдельных объекта воспринимаются как отдельные. Иными словами разрешающая способность определяет минимальный размер деталей объекта, которые удастся рассмотреть.

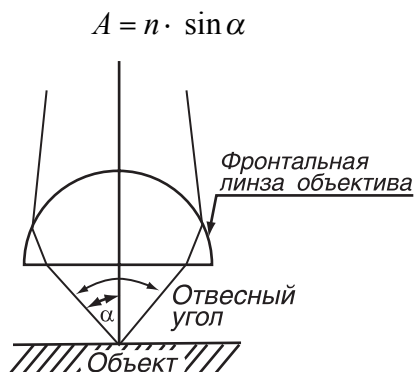
Установлено, что разрешающая способность α зависит от длины волны падающего света λ и некоторого параметра A , называемого апертурой объектива и определяемого конструкцией объектива;

Апертура численно равна произведению показателя

$$\alpha = \frac{\lambda}{A}$$

преломления среды между фронтальной линзой объектива n и синуса половины отвесного угла α конуса лучей на фронтальную линзу объектива (рис.3):

Рис.3. Апертура объектива: $A = n \times \sin \alpha$ по И.С.Волынскому



Конструкции современных объективов таковы, что $\sin \alpha$ не может превышать 0,95 - это ограничивается техническими возможностями. Все дальнейшие попытки улучшить этот параметр можно считать нецелесообразными, так как даже теоретически предельное значение синуса угла не может превышать 1,0.

Другое направление увеличения апертуры - создание объективов, работающих в сильно преломляющих иммерсионных жидкостях. Апертура таких объективов с йод-метиленовой иммерсией может достигать значений 1,6-1,7.

Рядовые рабочие объективы микроскопа ПОЛАМ Р-312 имеют апертуру не более 1,25, что для желто-зеленого света ($\lambda = 0,55$ мк) обеспечивает разрешающую способность:

Объективы апохроматы имеют апертуру, как правило,

$$d = \frac{0.55}{1.25} = 0,44$$

большую, чем у ахроматов.

Комбинируя объектив и окуляр, можно получить от микроскопа различные увеличения. Однако должны быть разумные критерии по увеличению при выборе объектива и окуляра. Если взять сильный окуляр и слабый объектив, можно получить большое увеличение, изображение будет увеличенным, но не резким. В нем будут отсутствовать мелкие детали, определяемые ограниченной разрешающей способностью. Иными словами, изображение будет не оптимальным, а увеличение - не полезным, не выявляющим новых деталей. С другой стороны, использование сильного объектива и слабого окуляра приведет к другой крайности - изображение будет насыщено слишком мелкими деталями, которые глаз не в состоянии рассмотреть. Изображение будет достаточно резким, но возможности объектива будут недоиспользованы.

На практике считается приемлемым, если общее увеличение микроскопа находится в пределах от 500хА до 100хА, где А - апертура объектива. Таким образом, например, если используется объектив 95*1,25, полезное увеличение находится в интервале от 500х1,25 = 625х до 1000х х 1,25 = 1250х.

Пара объективов 95Х1,25 - окуляр 10х, давая увеличения 950х, вполне удовлетворяет этим условиям, а пара 95х 1,25 -окуляр 20х дает увеличение 1900х - слишком большое, поэтому качество изображения окажется невысоким.

Анализатор микроскопа ПОЛАМ Р-312 расположен в тубусе микроскопа и регулируется лимбом с делением по градусам. Обычная его установка соответствует совмещению риски 90° с нулевой рисккой короткой шкалы. Этот лимб используется для измерения видимых углов вращения плоскости поляризации. В микроскопе ПОЛАМ Р-311 такого лимба нет и поляризатор установлен на салазках. В микроскопе ПОЛАМ Р-312 установлена линза Бертрана, включаемая поворотом рычага в правой части тубуса.

Тринокулярная насадка содержит подвижную призму, управляющуюся ручкой (см.рис.2). Если ручка утоплена, призма направляет лучи от объекта в окуляры и далее в глаз наблюдателя. Выдвинув ручку, исследователь выводит призму из пучка лучей и изображение направляется в фототубус и далее в фотокамеру или иной прибор. Изображение при этом недоступно для наблюдения в окуляры.

В качестве окуляров наиболее часто применяют окуляры Гюйгенса 6,3х или 7х, 10х. При использовании окуляров Гюйгенса

изображение оказывается неодинаково резко сфокусировано в центре и с краев. От этого недостатка избавляет использование артоскопических окуляров (обычно это 15х).

Если используются апохроматические объективы, совместно с ними должны применяться компенсационные окуляры. Они сконструированы специально для апохроматических объективов, поэтому часть труда по коррекции хроматической аберрации приходится именно на окуляр.

Диагностика рудных минералов в отраженном свете.

Диагностические свойства рудных минералов

При определении рудных минералов в отраженном свете могут рассматриваться физические (кристаллооптические, кристаллофизические, кристаллографические) и химические свойства.

С точки зрения методики, в изучении диагностических свойств сложилось несколько направлений. Одни из них в большей мере учитывают химические свойства минералов (Е.А.Афанасьева, М.П.Исаенко, 1992). Другие более опираются на изучение физических свойств (Н.И.Шуйская, 1985; Т.Н.Чвилева, М.С.Безсмертная, Э.М.Спиридонов и др., 1988).

Вопрос о возможности тщательного микрохимического анализа, по-видимому, нужно решать, исходя из конкретных задач, особенностей состава и строения конкретного изучаемого оруденения.

Изучение химических свойств минералов во многих случаях весьма затруднено, особенно в рудах с низкими содержаниями полезных компонентов и с малыми размерами минеральных индивидов.

В связи с этим диагностика рудных минералов в отраженном свете рассматривается нами, главным образом, с точки зрения изучения физических свойств минерала. Состав минералов, элементы примеси и другие вопросы кристаллохимии могут быть надежно решены с применением методов электронномикроскопического анализа, электронной микроскопии или ИКС, рассмотренных в последующих главах. Методы микрохимического анализа, по которым существует обширная литература, нами не рассматриваются.

Важнейшими физическими свойствами рудных минералов в полированных шлифах в отраженном свете являются:

- 1) отражение (отражательная способность);
- 2) цвет;

- 3) анизотропия;
- 4) двуотражение;
- 5) внутренние рефлексы (просвечиваемость);
- 6) твердость, способность к сошлифовыванию;
- 7) прочие диагностические свойства - форма выделения (формы сечений минерала), спайность, магнитность, радиоактивность и др.

Ниже рассматриваются основные приемы и методы диагностики минералов с учетом этих свойств.

Отражение рудных минералов и методы его оценки

Понятие “отражение” близко по смыслу понятиям “коэффициент отражения” или “отражательная способность”.

Отражение R определяется отношением интенсивности отраженного света к интенсивности падающего света, умноженным на 100:

Поэтому отражение целочисленная величина, не

$$R = \frac{J_{\text{отр.св.}}}{J_{\text{пад.св.}}} \cdot 100$$

превышающая 100. Отражение можно выразить и в долях единицы

Такую характеристику чаще называют коэффициентом отражения или отражательной способностью (Л.Н.Вяльсов, 1976).

Коэффициент отражения R , наряду с коэффициентом преломления N и коэффициентом поглощения K , является одной из важнейших кристаллооптических констант вещества.

Между этими величинами существует строгая функциональная зависимость: $R = f(N, K)$

В случае изотропного вещества при наблюдениях в воздухе между этими величинами существует зависимость, выведенная Френелем:

(1)

Для анизотропных веществ коэффициент отражения меняется

$$R = \frac{(N - I)^2 + N^2 K^2}{(N + I)^2 + N^2 K^2}$$

в зависимости от положения зерна по отношению к плоскости поляризации падающего света.

По значению отражательной способности каждый минерал характеризуется индикатрисой отражения, в общих чертах весьма сходной с индикатрисой коэффициентов преломления.

Индикатриса для минералов кубической сингонии - шар, для одноосных кристаллов - эллипсоид вращения. Для двuosных

кристаллов это более сложная фигура, близкая к трехосному эллипсоиду.

Таким образом, могут существовать, например, коэффициенты отражения в направлениях оптических осей индикатрисы, вычисляющиеся, соответственно, по формулам:

(2)

$$R_1 = \frac{(N_1 - I)^2 + N_1^2 K_1^2}{(N_1 + I)^2 + N_1^2 K_1^2} \quad (3)$$

$$R_2 = \frac{(N_2 - I)^2 + N_2^2 K_2^2}{(N_2 + I)^2 + N_2^2 K_2^2}$$

Для прозрачных минералов, с низким значением К формулы(2), (3) могут быть упрощены, так как в этом случае коэффициент поглощения стремится к нулю и может не учитываться.

Для изотропных минералов формула Френеля (1) в этом случае будет выглядеть так:

$$R = \frac{(N - 1)^2}{(N + 1)^2}$$

а для анизотропных соответственно:

$$R_1 = \frac{(N_1 - 1)^2}{(N_1 + 1)^2} \quad R_2 = \frac{(N_2 - 1)^2}{(N_2 + 1)^2}$$

Этими формулами полезно воспользоваться, если исследователь хочет представить себе, как будут выглядеть в полированном шлифе в отраженном свете какие-либо прозрачные минералы в рудах (например, минералы метасоматитов - эгирин, мусковит и др.), для которых отсутствуют данные в диагностических таблицах отраженного света. Нетрудно подсчитать, например, что отражение эгирина составит максимум.

Отражение минералов может быть легко измерено на приборах -микрофотометрах или микроспектрофотометрах. Существует несколько конструкций таких приборов, которые для измерения R используют либо метод сравнения с эталонами (однолучевые приборы), либо метод непосредственного измерения (сравнение с эталонами проводится в процессе настройки прибора).

Существующие приборы и их устройства достаточно подробно рассмотрены в работе Л.Н.Вяльсова (1976г.).

В настоящее время для большого количества минералов известны значения отражения как для "белого" света, так и для

широкого спектрального диапазона в видимой, инфракрасной и ультрафиолетовой области. Наиболее поздняя сводка диагностических свойств рудных минералов приведена в справочнике Т.Н.Чвилевой, М.С.Без-смертной, Э.М.Спиридонова и др., 1988 г. Определение отражения в области видимого света проводилось ими на двухлучевом микроспектрорефлектометре "Блеск". Кроме точного определения отражения не менее важна возможность приближенной визуальной оценки отражения. Именно то, что существует возможность оценки отражения "на глаз" непосредственно на рабочем месте, сделано это свойство особенно важным для диагностики и позволило положить отражение в основу многих определителей и диагностических таблиц.

Отражение минерала при изучении под микроскопом определяет его яркость относительно других минералов.

Человеческий глаз оказался очень чувствительным "прибором" замечаям разницу в отражении минералов, если она превышает 5% относительно значения отражения наиболее яркого из них. Если сравнить в одном поле зрения пирит ($R = 54$) и скуттерудит ($R=57$), относительная разница отражения составит

$$\Delta R_{\text{отн}} = \frac{57 - 54}{57} = 5,2\%$$

т.е. глаз в состоянии различить эти минералы по разнице их яркости (отражению).

Таким образом, чтобы иметь возможность оценивать отражение на глаз, необходимо иметь систему эталонов, с которыми можно было бы сравнивать отражение изучаемых минералов. В качестве эталонов выбраны минералы, наиболее распространенные и наиболее часто встречающиеся в рудах - пирит ($R=54$), халькопирит ($R=48$), галенит ($R=44$), блеклая руда ($R=30$), сфалерит ($R=17$), кальцит ($R=4-7$), кварц ($R=4,5$). Их свойства приведены в табл. 1, Эти минералы не только широко распространены, но и легко узнаются в рудах. Практика оценки отражения сводится к сравнению исследуемого минерала с эталонами, присутствующими в том же шлифе.

В начале знакомства с этим методом чаще всего используют простое сопоставление. Задача может быть поставлена, например, так: имеется некий минерал, который в полированном шлифе при наблюдении в иммерсии ярче галенита к темнее пирита. Определить

его отражение. Казалось бы ответ очень прост - его отражение должно лежать в пределах 54-44, что соответствует интервалу R, пирита - R галенита. В этот интервал попадает довольно много минералов. Однако их число можно существенно сократить и сделать определение более точным, если вспомнить о пределе относительной чувствительности глаза в 5% (в иммерсии) или 10% (в воздухе). Поскольку заметно, что минерал темнее пирита, относительная разница отражения явно превышает 5%, т.е. его отражение не выше

$$54 - \frac{54 \cdot 5\%}{100\%} = 54 - 6.7 = 51.3$$

Если заметно, что минерал светлее галенита, то, пользуясь теми же рассуждениями, его отражение должно быть более

$$R = 44 + \frac{44 \times 5\%}{100\%} = 46.2$$

Таким образом, искомый интервал сужается до значений - от 46,2 (т.е. 47) до 51,3 (т.е. до 51).

Задача иного рода может быть поставлена так: некий минерал при наблюдении в воздухе практически не отличим от галенита. Каким может быть его отражение в этом случае? Здесь нужно учесть предел чувствительности глаза в воздухе - 10% относительных. Интервал составит $R_{гал.} + 10\%$ относительных, т.е. в интервале от $44 - 4,4 = 40$ до $44 + 4,4 = 48$.

По мере возрастания опыта определений отражения возрастает полезная способность проводить мысленную "интерполяцию" результатов. Например, отмечая, что некий минерал светлее сфалерита и темнее пирита, исследователь мысленно выстраивает ступенчатую шкалу яркостей от сфалерита до пирита, приблизительно определяя положение рассматриваемого минерала в этой шкале. Такой подход позволяет приблизительно определять интервал вероятных значений отражения, пользуясь немногими минералами-эталоны. С практикой эти определения становятся все точнее и точнее. Рекомендуется лишь для более надежных результатов, по крайней мере на первых порах, проводить оценку отражения в одних и тех же условиях - пользоваться одним микроскопом (одинаковая освещенность), одним объективом (вполне подходит 9x0,20) с одними и теми же окулярами.

Минералы-эталоны

Минерал	Отражение	Цвет	Анизотропия	Двуотражение	Внутренние рефлексы	Группа рельефа	Прочие свойства
Пирит	54*	Светло-желтый	Изотропен	Нет	Нет	VII	Кристаллические очертания зерен
Халькопирит	48	Желтый	Изотропен или анизотропен	Нет	Нет	III	Часто слегка исцарапан (мелкие многочисленные царапины)
Галенит	44*	Белый	Изотропен	Нет	Нет	II	Часто исцарапан, нередко черные треугольники выкрашивания по спайности
Блеклая руда	29	Светло-серый	Изотропен	Нет	Иногда заметны слабые красные	IV	Обычно изометричные зерна
Сфалерит	17	Серый	Изотропен	Нет	Слабые красные, сильные желтые, коричневые, красно-коричневые	IV	Часто содержит мелкую эмульсионную вкрапленность халькопирита в виде желтых точек
Кальцит	7-4	Темно-серый	Анизотропен	Исключительно сильное (0,75)	Сильные белые	III	
Кварц	4,5	Темно-серый	Изотропен	Нет	Сильные белые	VII	Нередко заметны кристаллические выделения гексагональной сингонии

* По уточненным данным [1]

Кроме того, в практической работе нужно иметь в виду несколько факторов, мешающих правильной оценке отражения.

1. Малые размеры зерен изучаемого минерала при существенном отличии его по твердости. Если это минерал более мягкий, он легче “вытирается” при изготовлении шлифов и в полированной поверхности образует отрицательные формы рельефа. Благодаря такой форме поверхности, лучи в пределах этих зерен как бы собираются и образуют дополнительную подсветку, делая такой минерал несколько ярче действительного значения. Если мелкое зерно минерала более твердое, лучи на нем рассеиваются, снижая его естественное отражение полировка, исцарапанность минералов (особенно это характерно для мягких минералов) приводит к тому, что минералы кажутся более слабо отражающими.

2. Грязь на шлифе, тонкие жировые пленки, возникающие на полированной поверхности вследствие случайного касания пальцем.

3. Различия в цвете. Может возникать препятствие при сравнении разноокрашенных минералов или белого минерала с цветным. Есть два выхода из этого положения: во-первых, используют оранжевый светофильтр, нивелирующий разницу в цвете минералов; во-вторых, можно попытаться уменьшить до минимума ток лампы накаливания движком реостата трансформаторов. При этом свет становится тусклым, желтым и различия в отражении заметны более отчетливо.

Из физики хорошо известно, что преломление и поглощение света зависят от длины волны, т.е. от спектрального состава светового пучка.

Ранее мы уже говорили о том, что существует функциональная зависимость отражения от преломления и поглощения света, выраженная формулой (1).

Отражение также зависит от длины волны падающего света. Численные значения отражения, указанные в диагностических таблицах, приведены для длины волны 590 нм. (в пределах области наибольшей спектральной чувствительности зрения).

Однако при измерениях отражения на приборах - микроспектрометрах обычно регистрируют отражение в широкой спектральной области видимого света ($400\text{ нм} < \lambda < 650\text{ нм}$).

В результате этих измерений получают непрерывные графики зависимости отражения от длины волны падающего света. Такие графики получили название спектров отражения или кривых дисперсии отражения.

При сравнении кривых дисперсии бесцветных и цветных

минералов сразу же заметно несколько существенных отличий.

1. Спектры отражения бесцветных минералов показывают слабые отличия в отражении для разных длин волн. Кривые почти горизонтальны. Иногда отмечается некоторый подъем в фиолетовой части спектра, однако ввиду пониженной чувствительности зрения в голубой-фиолетовой части спектра этот подъем практически не чувствуется глазом.

2. Спектры отражения цветных минералов наоборот отличаются резкой неоднородностью отражения в разных длинах волн, что выражается резким подъемом или спадом кривых дисперсии.

3. Заметно, что розовые, желтые минералы характеризуются резким подъемом кривых дисперсии; голубые минералы характеризуются спадом кривых.

Чем более насыщен цвет минерала, тем резче неравномерность отражения.

С этих позиций цвет минерала иногда характеризуют числом цвета, которое оценивается по формуле:

$$\text{число цвета} = \frac{R_{\lambda\phi} - R_{\lambda k}}{R_{\lambda\phi}}$$

где $R_{\lambda\phi}$ - отражение в диапазоне фиолетовой части спектра;

$R_{\lambda k}$ - отражение в красной части спектра. Значение числа цвета показывает следующее: чем больше абсолютное значение (по модулю) числа цвета, тем более насыщенно проявляется цвет;

при положительном числе цвета проявляются голубые тона окраски минералов в отраженном свете; при отрицательном - желтые или розовые.

Кривые дисперсии также называют положительными ($R_{\lambda\phi} > R_{\lambda k}$), отрицательными ($R_{\lambda\phi} < R_{\lambda k}$) и сложными.

Систематика рудных минералов по цвету проведена И.С.Вольным (1947) и используется во многих диагностических таблицах. Им выделены две крупные группы минералов соответственно степени заметности окраски при наблюдении в воздухе: цветные и бесцветные.

Минералы цветные подразделяются на две подгруппы:

1) минералы с насыщенным цветом. Это сравнительно немногочисленная группа ярко окрашенных минералов, у которых отчетливо заметен цвет даже в сочетании с другими цветными минералами.

На диагностических таблицах такие минералы показываются,

как правило, сплошной окраской информационного поля минерала (например, приложение к справочнику-определителю рудных минералов в отраженном свете Т.Н.Чвилевой, М.С.Безсмертной, З.М.Спиридонова, 1988г.);

2) минералы с насыщенным цветным оттенком также образуют весьма немногочисленную группу. Их окраска заметно светлее, чем у минералов с насыщенным цветом. Причем восприятие оттенка находится под сильным влиянием цвета минералов в окружении. Как правило, насыщенный оттенок минералов оказывается отчетливо заметен и может быть правильно определен лишь в сравнении с бесцветными минералами: галенитом, арсенопиритом, гематитом. При наблюдении в иммерсии насыщенный цветной оттенок не вызывает сомнений. На диагностических таблицах эти минералы показываются широкими цветными полосами.

Минералы бесцветные также подразделяются на две группы минералы со слабым оттенком и минералы серые и белые(неокрашенные):

1) минералы со слабым оттенком образуют многочисленную группу. При наблюдении в воздухе, как правило, у них не заметно никакого оттенка даже в сравнении с серыми или белыми минералами, т.е. визуально они воспринимаются как бесцветные. Однако при наблюдении в иммерсии, особенно в сравнении с серыми и белыми минералами цветной оттенок заметен вполне отчетливо;

2) серые и белые (неокрашенные) минералы не обнаруживают отчетливого цветного оттенка даже при наблюдении в иммерсии.

Все минералы, имеющие цвет или оттенок, часто подразделяют по цветовому тону на три группы - розовые, желтые, голубые. Столь грубое деление связано с неоднозначностью индивидуального восприятия цвета тем или иным исследователем. Например, окраска пирротина воспринимается разными людьми как: розовая, коричневая, коричнево-розовая, кремовая, желтовато-коричневая.

В этой связи, несмотря на то, что часто в справочниках приводится достаточно тонкая характеристика цвета минералов, нужно иметь в виду, что визуальное восприятие цвета минерала может не совпадать с такой тонкой характеристикой. Нередко приходится идти на намеренное "загрубление" характеристики цвета по цветовому тону, чтобы избежать резких противоречий в оценке цвета.

Непостоянство визуального восприятия образа цвета удастся преодолеть только на основе сравнения цвета с эталонами и с бесцветными серыми и белыми минералами.

Среди основных факторов, которые мешают оценке цвета, нужно привести следующие:

1. Изучаемый минерал находится в окружении цветных минералов, цветные минералы, такие как халькопирит, пирротин, борнит, пирит, если они присутствуют в заметном количестве, создают сложный цветовой фон, существенно изменяющий восприятие окраски отдельных минералов. Например, чисто белые и серые минералы в окружении большого количества розовых или желтых кажутся голубоватыми, а в окружении голубых - розоватыми (как говорят - минералы приобретают дополнительную (к фону) окраску). Окраска в этих условиях даже у цветных минералов воспринимается иначе, например, светло-желтый пирит на фоне густо-желтого халькопирита воспринимается многими почти как белый минерал.

2. На восприятие цвета сильно влияет спектральный состав падающего света. Обычно в микроскопах при наблюдении используется голубой светофильтр, который приближает спектральный состав желтоватого света лампы накаливания осветителя к белому свету. Если фильтр отсутствует, цвета могут стать почти неузнаваемы.

3. Неточность настройки осветителя, появление в области видимости изображения нити лампы накаливания, цветowych пятен от неточной установки лампы, пыли на оптических поверхностях линз, поляризатора, отклоняющего приспособления, могут существенно мешать оценке цвета.

4. Недостаточно чистая поверхность шлифа, наличие пленок изменения реакционно-способных минералов, отпечатков пальцев. Поверхность некоторых минералов, например, борнита, даже при непродолжительном хранении покрывается химическими пленками. При этом розовая окраска борнита сменяется синей и сине-фиолетовой окраской реакционной пленки. При чистке шлифа на суконном круге с полированной пастой эта пленка сравнительно легко счищается.

5. При наблюдении некоторых прозрачных минералов может возникнуть ложное ощущение цветного оттенка под воздействием сильных внутренних рефлексов (просвечивания).

Поведение минералов в скрещенных николях

Свойство анизотропии

Существование функциональной зависимости между отражением, коэффициентами преломления и поглощения имеет

важнейшее значение и с точки зрения поведения минералов а скрещенных николях. Из этой зависимости следует вывод о том, что подобно тому как строилось индикаторное преломление - на коэффициентах преломления, может быть построена индикатриса отражения на коэффициентах отражения. Эта индикатриса в отношении отражения обладает примерно теми же свойствами, что и индикатриса, построенная на коэффициентах преломления. Существуют главные сечения кристалла, в которых находятся главные коэффициенты отражения R_o и R_e или R_g, R_p, R_m .

Индикатриса кристаллов кубической сингонии - шар.

Индикатрисы одноосных кристаллов (тетрагональной и гексагональной сингоний) представляют собой эллипсоид вращения с осями R_o (обыкновенный луч с постоянным отражением R) и R_e (необыкновенный луч с переменным R). Все это полностью соответствует правилам, принятым в петрографии для индикатрис прозрачных кристаллов.

Таким образом, в каждом сечении одноосного кристалла (неперпендикулярном оси вращения) устанавливается два значения отражения R_o и R_e . R_o - всегда постоянно и не зависит от ориентировки сечения. Второе значение R_e - показатель отражения необыкновенного луча изменяется и зависит от ориентировки сечения.

Индикатрисы двuosных кристаллов (ромбической, моноклинной и триклинной сингоний) представляют собой геометрическую фигуру, близкую к трехосному эллипсоиду, но несколько более сложную, называемую овалоидом. Эта фигура, так же как и трехосный эллипсоид, характеризуется тремя главными показателями преломления R_g, R_p и R_m .

Следуя приведенным теоретическим выкладкам, мы вправе ожидать, что в скрещенных николях в поляризованном свете рудные минералы должны угасать при определенном положении зерен, иди даже независимо от ориентировки, если они изотропны. Угасание действительно наблюдается, однако на практике оно никогда не бывает полным. Это связано с двумя основными причинами:

во-первых, возникают дефекты поляризации в краевых частях плоскополяризованного пучка лучей осветителя. Эти дефекты вызываются преломлениями лучей в линзах, отклоняющем приспособлении и в объективе. В результате состояние поляризации в разных участках поля зрения оказывается азимутально неоднородным (И.С. Волынский, 1947);

во-вторых, при отражении от абсорбирующих минералов (с заметным коэффициентом поглощения) плоскополяризованный

Зерно освещается лучом, поляризованным в плоскости РР с амплитудой, соответствующей вектору ОР.

Чтобы получить вектор отраженного луча от анизотропного кристалла, следует:

вектор ОР по правилу параллелограмма раскладывается на составляющие ОС и ОВ по главным осям сечения индикатрисы R_g и R_p ;

составляющие отраженного луча ОС' и ОВ' получаются с учетом коэффициентов отражения по R_g и R_p и, естественно, в данном сечении индикатрисы составляющая ОС по R_g заметно выше, чем ОВ' по R_p . По составляющим ОС' и ОВ' находится вектор отраженного луча ОР', который оказывается повернут относительно плоскости поляризации падающего света на угол θ - угол вращения плоскости поляризации. Благодаря этому повороту у отраженного луча появляется составляющая ОМ, находящаяся в плоскости анализатора и, таким образом, не будет им погашена, что соответствует наибольшей светлоте.

Нетрудно заметить, что при повороте кристалла эта составляющая будет уменьшаться до полного исчезновения, которое произойдет при расположении осей индикатрисы параллельно плоскостям поляризатора и анализатора (нормальное положение зерна). Таким образом, при вращении кристалла он будет 4 раза находиться в диагональном положении - самом светлом, и четыре раза - в диагональном, наиболее темном. Эта зависимость оценивается формулой Берека, которая приводится здесь в несколько упрощенном изложении, однако не искажающем сущность явления [И.С. Волынский, 1947 г.]:

$$R^+ = \frac{1}{4} [(N_1 - N_2)^2 + (K_1 + K_2)^2] (\sin^2 2\psi + \operatorname{tg}^2 2\theta)$$

где R^+ - отражение при скрещенных николях; N и K - значения коэффициентов преломления и поглощения для данного сечения:

ψ - азимут большой оси сечения оптической индикатрисы кристалла;

θ - угол, характеризующий степень эллиптической поляризации отраженного света.

У некоторых минералов при строго скрещенных николях возникает цветной эффект анизотропии, который в соответствии с приведенной выше формулой связан с дисперсией отражения в скрещенных николях. Он выражается в появлении окраски у минералов в скрещенных николях ж в резкой смене окраски при

небольших поворотах от нормального положения в ту или иную сторону. Эта смена окраски чрезвычайно характерна. У ковеллина, например, окраска меняется от оранжево-красных- до серых тонов, у молибденита -в желтоватых - голубовато-серых тонах. Окраски цветного эффекта анизотропии имеют диагностическое значение и приводятся в справочниках и определителях.

Цветной эффект может возникнуть и в неполностью скрещенных николях. В этих условиях ему нельзя придавать диагностического значения. Однако это явление удобно использовать для установления анизотропии минералов в агрегатах.

В этом случае поступают так: наблюдая агрегат минерала, скрещивают николи и поворачивают поляризатор в ту или другую сторону от положения скрещения. При этом у разных зерен минерала в агрегате появляется различная окраска при неполностью . скрещенных николях. Чаще всего одни зерна розоватые, другие - голубоватые. При повороте поляризатора в другую сторону через положение скрещения окраска зерен меняется на противоположную: те, что были розовыми, становятся голубоватыми, а те, что были голубыми, становятся розовыми. Это явление очень хорошо заметно даже при про чих мешающих факторах. Нужно только подчеркнуть, что этот способ применим только в агрегатах, т.е. имеет значение не сам по себе факт изменения окраски у одного зерна (это проявляется и у изотропных минералов), а, именно, противоположная направленность изменения окраски у разноориентированных зерен в агрегатах.

В заключение следует отметить, что явления, сходные с анизотропией, могут быть “сфальсифицированы” следующими обстоятельствами:

1. Плохо настроенный свет. В поле зрения имеются более светлые и более темные участки, в которые может попадать зерно минерала при вращении, если объектив несколько расцентрирован.

2. Сеть мелких частых царапин, возникающих при не очень качественной полировке на мягких минералах. В определенных положениях они кажутся более светлыми и темными, отражая свет своими краями.

3. Просвечиваемость минералов. У прозрачных анизотропных минералов в скрещенных николях появляется эффект “внутренней подсветки”, который носит название “внутренние рефлексy”. Эта “подсветка” может существенно помешать наблюдению анизотропии.

Явление двуотражения проявляется визуально - значительно менее заметно, чем анизотропия, однако око дает дополнительный

материал для диагностики, так как оказывается, что у некоторых анизотропных минералов имеется двуотражение, у некоторых - нет. Если двуотражение не бросается в глаза, как например, у кальцита, у молибденита, его определяют обычно предварительно удостоверившись в анизотропности минерала. Эффект двуотражения проявляется в том, что при одном николе отражение минерала при вращении столика усиливается и ослабевает дважды за один оборот. Отражение усиливается, когда длинная ось сечения индикатрисы устанавливается параллельно плоскости поляризатора; оно ослабевает, когда в это положение устанавливается короткая ось. Наилучшим образом двуотражение заметно в агрегатах, где зернам с разной ориентировкой индикатрисы соответствует разное значение отражения у одного и того же минерала (рис.5).

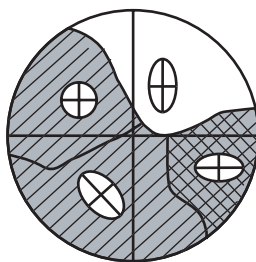


Рис. 5. Схема возникновения эффекта двуотражения

Двуотражение принято оценивать как относительную величину, рассчитывая его по формуле:

$$\Delta R_{OTH} = \frac{R_{\max} - R_{\min}}{R_{\max}}$$

Численное значение двуотражения, рассчитанное таким образом в долях единицы, помещают, а диагностических таблицах справа от буквы - А, характеризующей анизотропию минерала.

Для визуальной оценки двуотражения полезно провести сравнение двуотражения некоторых, довольно широко распространенных минералов.

Двуотражение, составляющее менее 0,05 (в долях единицы), практически увидеть невозможно (таблица 2). Двуотражение от 0,05 до 0,1 можно заметить только при наблюдении в иммерсии, двуотражение от 0,1 до 0,3 заметно в воздухе, хотя приходится потратить немало времени, чтобы увидеть разницу в этом случае. Такое двуотражение заметно лишь в агрегате, когда рядом

располагаются зерна с перпендикулярной ориентировкой длинных осей сечений индикатрисы.

Таблица 2

Значения двуотражения к их визуальные характеристики для некоторых минералов рудных месторождений

Минерал	R_{\max}	R_{\min}	$\Delta R_{\text{отн}}$	Визуальная характеристика двуотражения
Кварц	4,6	4,5	0,02	Не заметно
Барит	6,0	5,8	0,03	Не заметно
Арсенопирит	54	51	0,06	Слабое
Пирротин	44	40	0,09	Слабое
Буланжерит	42	35	0,17	Умеренное
Антимонит	44	30	0,33	Сильное
Молибденит	43	21	0,50	Очень сильное
Кальцит	7	4	0,75	Исключительно сильное
Ковеллин	21	4	0,79	Исключительно сильное

Двуотражение более 0,30 до 0,50 - сильное, хорошо заметно в агрегате и видно даже в одном зерне с подходящей ориентировкой индикатрисы. Заметно изменение отражения при вращении столика.

Заметить двуотражение у минералов, если оно превышает 0,5, не вызывает никаких трудностей.

Внутренние рефлексы минералов

Изучение внутренних рефлексов дает представление о свойствах минералов на просвет (просвечиваемости).

Проявление внутренних рефлексов (термин “рефлекс” используется в понимании “отражение”) находится в обратной зависимости от отражения минералов R и коэффициента поглощения R . Возникновение внутренних рефлексов лучше всего пояснить на рисунке (рис.6).

Изучаемый минерал освещается через объектов. Часть света отражается поверхностью минерала соответственно значению отражения этого минерала. Частично свет преломляется и попадает внутрь минерала. Если коэффициент поглощения света не слишком велик (т.е. минерал в какой-то степени прозрачен), свет проходит

внутри минерала какое-то расстояние и отражается какими-либо дефектами-трещинками, пузырьками, включениями или поверхностями раздела с

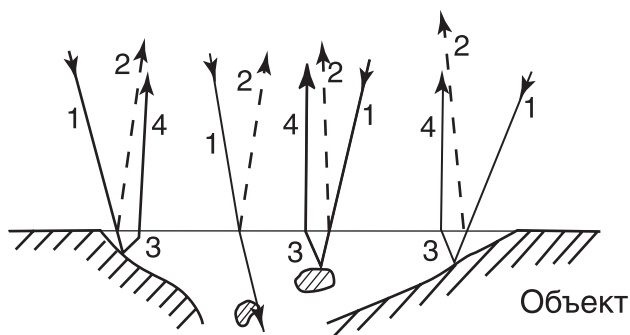


Рис. 6. Схема возникновения внутренних рефлексов

другими минералами. На рис. 6 этот свет образует лучи 4, которые тоже попадут в объектив частично пройдя сквозь минерал. Эти лучи, таким образом, несут информацию о просвечивания минерала, Нужно только представлять себе, что свет от этих “внутренних” отражений (внутренних рефлексов) как правило очень слабый, так как внутри минералов он ослабляется за счет коэффициента поглощения. За исключением прозрачных минералов свет внутренних рефлексов гораздо слабее света, отраженного поверхностью минерала, и в большинстве случаев не заметен на его фоне. Для наблюдения внутренних рефлексов необходимо как-то избавиться от света, отраженного поверхностью. Для этого существует несколько способов:

1. Внутренние рефлексы наблюдают в скрещенных николях в положение погасания зерен. Этот способ - наиболее распространен и обычен при рядовых работах, так как требует наименьших затрат времени. В скрещенных николях внутренние рефлексы проявляются в виде цветных (в зависимости от минерала - белых, желтых, красных) световых пятен, бликов, отсветов, видимых как бы сквозь поверхность минералов. У прозрачных минералов эта световые пятна могут занимать всю поверхность, у менее прозрачных они могут встречаться вблизи трещин, границ с другими минералами.

2. Более ярко внутренние рефлексы наблюдаются при косом освещении, для этого вынимают (или выключают) лампу осветителя микроскопа и подсвечивают шлиф сбоку, располагая лампу освещения около объектива. При таком косом освещении отраженные от поверхности лучи отклоняются в сторону к не

попадают в объектив микроскопа, совершенно не маскируя внутренние рефлексы.

3. Для наблюдения внутренних рефлексов удобно использовать специальные темнопольные объективы. Свет в этих объективах фокусируется на объект специальным параболическим зеркалом, конструктивно расположенным вокруг системы линз объектива. Темнопольными объективами комплектуются, как правило, специальные микроскопы - металлографические (МИМ), инфракрасные (МИК), люминесцентные (ЛЮАМ).

4. В слабопрозрачных минералах внутренние рефлексы хорошо заметны в мелких крошках, которые получают, слегка царапая минерал тонкой стальной иглой в поле зрения объектива, игле придают при этом вращательное движение. Предельная чувствительность достигается при наблюдении внутренних рефлексов в крошках (в порошке) с иммерсией при больших увеличениях. В этих условиях сразу заметны самые слабые внутренние рефлексы.

Систематика минералов по внутренним рефлексам

Внутренние рефлексы оцениваются, обычно, по двум показателям: по интенсивности (силе) проявления и по цвету.

По силе проявления выделяют:

минералы с сильными внутренними рефлексамми, заметными при наблюдении в воздухе;

минералы со слабыми внутренними рефлексамми, заметными только при наблюдении в иммерсии или в крошках (в иммерсии или в воздухе):

минералы без внутренних рефлексов (внутренние рефлексы не видны при изучении в порошке с иммерсией).

По цвету (независимо от интенсивности проявления) выделяют минералы:

белые, бесцветные;

желтые;

зеленые, синие;

коричневые;

красные.

Минералы с белыми, бесцветными внутренними рефлексамми - бесцветные, прозрачные, например, кварц, кальцит. Нужно только иметь в виду, что прозрачные минералы могут за счет механических примесей приобретать окраски, не свойственные им в чистом виде - дисперсная примесь гематита, гетита, гидрогетита, формирует красные, желтые, бурые окраски. Соответственно меняются и

окраски внутренних рефлексов. Кроме того, при внутреннем отражении от наклонных поверхностей и трещин вещество прозрачных кристаллов (с белыми рефлексами) иногда играет роль призмы, раскладываящей белый цвет в спектр. Благодаря этому у бесцветных минералов с белыми рефлексами, указанными в справочниках, возникают многоцветные "радужные" рефлексы. Иногда подобные же явления наблюдаются у минералов с желтыми рефлексами.

По цвету рефлексов и интенсивности их проявления хорошо заметны некоторые закономерности:

минералы с сильными белыми, синими и зелеными рефлексами характеризуются, как правило, невысоким отражением (как прозрачные минералы), примерно до значений 10;

у минералов с умеренным отражением $R = 10-20$ преобладают коричневые, желтые и красные рефлексы, чаще всего тоже сильные;

при повышении отражения начинают преобладать минералы с красными рефлексами, что объясняется повышением коэффициента поглощения и более слабым поглощением и рассеянием лучей красной части спектра;

при возрастании отражения более $R = 43-44$ рефлексы исчезают, и у высокоотражающих минералов внутренние рефлексы не заметны.

В большинстве определительных таблиц внутренние рефлексы показаны цветными квадратикам в нижней части таблицы, причем, если рефлексы слабые - квадратик покрыт горизонтальной штриховкой; если штриховки нет - это означает, что рефлексы сильные; если нет самого квадратика - рефлексы отсутствуют.

наиболее распространенные ошибки, возникающие у начинающих исследователей:

1) делается заключение об отсутствии рефлексов без изучения порошка минерала в иммерсии. Такое заключение легко может оказаться ошибочным, если у минерала присутствуют слабые рефлексы;

2) за внутренние рефлекс принимают бесцветные или голубоватые отсветы на краях царапин. Такие отсветы могут наблюдаться у минералов с довольно высоким отражением, тогда как белые или голубые рефлексы есть только у низкоотражающих минералов;

3) внутренние рефлексы наблюдаются не на чистой поверхности минералов, а на старых царапинах, выбоинах, участках плохой полировки, забитых порошком других минералов,

полированной пастой и т.д.;

4) в некоторых случаях с внутренними рефлексами путают проявления ярких цветных эффектов анизотропии (как, например, у ковеллина), С яругой стороны, эффект анизотропии у прозрачных минералов может быть замаскирован яркими внутренними рефлексами.

Методы оценки твердости минералов в полированных шлифах

Твердость минералов может быть определена количественно в килограммах на мм². Эти, как принято говорить, абсолютные значения микротвердости приводятся в справочниках и диагностических таблицах. Определяются они на сравнительно несложных и недорогих приборах типа ПМТ-3. В основу измерений положен принцип опенки глубины вдавливания четырехгранной алмазной пирамидки в исследуемый минерал под определенной нагрузкой. Измерения проводятся достаточно быстро и с достаточной точностью.

Вместе с тем любой исследователь должен владеть и методами визуальной оценки твердости, используемыми им в процессе рядовых работ. Один из наиболее старых методов - опенка твердости минералов методом царапания медной и стальной иглами.

Минералы с помощью этого способа делятся на три группы:

1. Минералы мягкие - царапаются медной иглой.
2. Минералы средней твердости - не царапаются медной, но царапаются стальной иглой.

Минералы твердые - не царапаются стальной иглой. Этот способ, однако, не всегда бывает достаточно удобен, особенно, если зерна изучаемого минерала имеют малый размер. В этом случае используют косвенный метод оценки относительной твердости по изучению способности минералов к сошлифовыванию. Этот способ часто называют способом оценки группы рельефа. Основан он на том, что при полировке шлифов на сукне, поверхность шлифов приобретает характерный рельеф. Мягкие минерала сильно сошлифовываются - "вытираются", оказываясь как бы в "ямках", Наоборот, твердые минералы сошлифовываются мало, образуя положительные формы рельефа полировки.

В основу систематики минералов, которая широко используется и в современных диагностических таблицах, И.С.Волынским положены относительные характеристики рельефа, получающегося при полировке. Им выделено семь групп рельефа (группы включают разные минералы с близким рельефом) от I до VII. Оценка рельефа

неизвестного минерала проводится методом сравнения с эталонами. У широко распространенных минералов-эталонов эти показатели следующие:

пирит	VII гр.р.
халькопирит	VI гр.р.
галенит	II гр.р.
блеклая руда	IV гр.р.
сфалерит	IV гр.р.
кальцит	III гр.р.
кварц	VII гр.р.

Дополнительно можно привлекать для сравнения и некоторые другие характерные минералы.

Наиболее простой способ - наблюдение светлой линии, несколько напоминающей полоску Бекке (рис.7).

Для этого метода используют объективы средних увеличений (9х), дающие почти вертикальный пучок лучей. Иногда полезно несколько (не сильно) прикрыть апертурную диафрагму. Физически эффект возникновения и "поведения" светлой полоски связан с отражением лучей на "склонах" рельефа вдоль границ минералов разной твердости. Наклонная поверхность границы двух минералов отражает лучи в сторону более мягкого минерала. Эти лучи (а,б) образуют светлую полоску, которая при подъеме тубуса микроскопа (предметная плоскость O_1O_1) смещается в сторону более мягкого минерала (a_1, b_1), а при опускании тубуса (O_2O_2) - в сторону более твердого (a_2, b_2). Существует мнемоническое правило, которое очень легко запоминает-

Опускание тубуса ----- полоска на Положительный

Подъем тубуса ----- полоска на Отрицательный

или О ----- П
 П ----- О

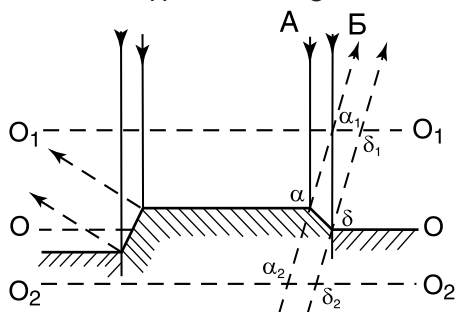


Рис.7. Схема возникновения и поведения "световой полоски" на границе минералов разной твердости в полированном шлифе. По И.С.Волыньскому

В мелких включениях также заметно кажущееся изменение размеров зерен. При подъеме тубуса наблюдается кажущееся уменьшение размеров твердых зерен, мягкие наоборот увеличиваются. При опускании тубуса картина меняется на обратную.

Если разница в рельефе слишком велика, что обычно бывает между минералами, сильно различающимися по твердости, или, если шлиф выполнен некачественно, со слишком резким рельефом, то наблюдение светлой полоски затруднено, так как лучи отражаются слишком полого при резком рельефе. В этом случае опенку рельефа можно проводить методом косоугольного освещения. Для этого исследователь, рассматривая границу сравниваемых минералов, слегка перекрывает поле зрения каким-либо предметом в тубусе микроскопа - например, оправкой поляризатора. При этом часть поля зрения затеняется. Тогда вдоль границы минералов (которую надо, кстати, установить параллельно линии раздела света и тени) за твердым на мягком появляется отчетливая тень. Противоположный край зерна - мягкого перед твердым - хорошо освещен (рис.8)

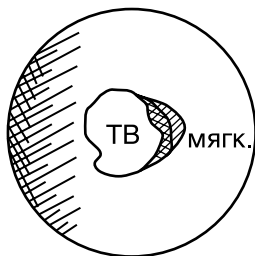


Рис.8. Схема возникновения тени на границе двух минералов разной твердости при “скошенном освещении”

Кроме этих способов, оценивающих твердость, можно использовать и ряд существенных “мелочей”. Так, мягкие минералы гр.р I - III, как правило, покрыты многочисленными мельчайшими царапинами. Поверхность твердых минералов лишена таких царапин. Для примера сравните поверхности зерен кварца и галенита. Если царапина пересекает границу зерен минералов разной твердости, она расширяется на мягком зерне и делается тоньше на более твердом.

В заключение хотелось бы подчеркнуть два момента. Когда мы говорим об определении группы рельефа, мы говорим именно об относительной характеристике.

Если удастся установить, что группа рельефа изучаемого минерала меньше кварца (гр.р.VII) и больше галенита (гр.р.II) (нужно иметь в виду, что мы знаем только это), то группа рельефа может быть

III, IV, V или VI. В этом случае не рекомендуется пытаться сделать более детальное предположение, так как в разных лабораториях шлифы изготавливают с разным “абсолютным” рельефом и слишком легко ошибиться.

Второй момент, который надо учитывать, тот, что группа рельефа не во всех случаях адекватно оценивает твердость. Например, известно, что галенит тверже молибденита, однако рельеф молибденита выше (гр.р. III), чем у галенита (гр.р. II). Можно привести и еще несколько примеров такого несоответствия, хотя в целом способность к сошлифовыванию в основном коррелируется с твердостью.

Влияние иммерсии

Рассматривая законы отражения света и привлекая формулы Френеля (1)-(4), мы предполагали наблюдения в воздушной среде с собственным показателем преломления $N_0=1$. Если наблюдения проводятся в иммерсии, т.е. между фронтальной линзой объектива к поверхности шлифа помещена капелька жидкости с показателем преломления $N_0 > 1$, общая формула Френеля принимает вид:

$$R = \frac{(N - N_0)^2 + N^2 K^2}{(N + N_0)^2 + N^2 K^2}$$

Таким образом, ясно, что в иммерсионной среде отражение минералов уменьшается, а контраст (относительная разница) между ними усиливается.

Это означает следующее:

отражение в иммерсионной среде оценить сложно, так как оно изменилось, однако разница в отражении двух минералов, в частности, при сравнении с эталонами заметна значительно яснее;

двуотражение и цвет минералов в иммерсии видно значительно яснее . Цветной эффект двуотражения также заметен гораздо лучше;

анизотропия минералов с высоким отражением в иммерсии также видна несколько яснее, что касается низкоотражающих минералов, то их анизотропия гораздо сильнее маскируется внутренними рефlekсами, поэтому изучать анизотропию низкоотражающих рефлектирующих минералов не целесообразно;

внутренние рефlekсы в иммерсии в связи с уменьшением интенсивности отраженного света видны особенно отчетливо, причем заметны даже у минералов со слабыми рефlekсами. Для этих минералов исследование рефlekсов в иммерсии является обязательным.

Таким образом видим, что использование иммерсионной среды усиливает многие оптические свойства минералов. Кроме того, наиболее сильные объективы с высокой разрешающей способностью рассчитаны только на применение иммерсии. В этой связи нужно констатировать, что наиболее тонкие, тщательные исследования проводятся обязательно с применением иммерсии и иммерсионных объективов.

Прочие физические свойства минералов, используемые для диагностики

К прочим свойствам, дополнительным к тем, что были рассмотрены выше, относят: формы сечения выделений минералов в шлифе, спайность, двойниковое строение, магнитность, радиоактивность, электропроводность и др.

В отличие от перечисленных выше, они не имеют универсального значения, но их определение может быть очень полезным и даже решающим в некоторых случаях для диагностики тех или иных конкретных минералов.

По форме сечений может угадываться форма выделения, форма кристаллов минералов, которые часто оказываются характерными: например, кубические кристаллы позволяют сразу отличить пирит от кобальтина, если у исследователя возникают затруднения с оценкой светового оттенка; удлиненные сечения пластинчатых кристаллов вольфрамита помогают отличить его от некоторых других, сходных по оптическим свойствам, но отличных по форме зерен.

Для некоторых минералов очень характерны особенности двойникования: например, веретенообразная форма двойников, в частности, помогает отличить антимонит от сходного висмутита.

Спайность минералов в отраженном свете заметна гораздо менее, чем в проходящем, в связи с тем, что для наблюдения доступна только лишь поверхность зерен. Вместе с тем, в некоторых случаях трещины спайности заметны. У галенита, например, при пересечении трещин спайности трех направлений образуются характерные выкрашивания по вершинам куба. Визуально ямки от таких выкрашиваний на поверхности минерала имеют облик черных треугольников, тлеющих хорошее диагностическое значение.

Проверка шлифа в целом на магнитность и радиоактивность облегчает диагностику магнетита и некоторых урановых, урансодержащих и торийсодержащих минералов, задача определения которых отнюдь не тривиальна.

Изучение электропроводности современными методами

позволяет получить информацию об условиях их образования (Справочник “Методы минералогических исследований”, 1985г.).

Оценка химического состава минералов

Изучение химического состава минералов в процессе изучения полированных шлифов под микроскопом может во многих случаях существенно упростить задачи диагностики. Химический состав можно оценить иногда приближенно, исходя из ассоциаций, в которых встречается исследуемый минерал и тех реакционных взаимоотношений с другими минералами. Другой способ, доступный обычно самому исследователю, заключается в использовании приемов микрохимического анализа. Существует два основных экспрессных способа анализа химического состава минералов: диагностическое травление с капельным микрохимическим анализом для определения качественного состава и метод отпечатков.

Капельные и микрохимические исследования проводятся обычно непосредственно на поверхности шлифа или с извлеченными мельчайшими частицами минерала на стекле или фильтровальной бумаге. Небольшой объем данного пособия не позволяет нам описывать эти методы достаточно подробно. Их расширенное описание можно найти в работе М.П.Исаенко и Е.Л.Афанасьевой (1992г.).

Общая схема примерно такова: минерал растворяют в капле реактива, затем добавляют каплю другого реактива и получают либо характерное окрашивание, либо характерный осадок - цветной или бесцветной, кристаллический или аморфный. Вид этого осадка свидетельствует о наличии или отсутствии того или иного элемента или группы элементов, для которых проводится реакция.

Метод получения отпечатка технически отличается, хотя по сути сходен: отмытую от серебра фотобумагу погружают в раствор “растворитель” (чаще азотная или другие кислоты), который насыщает ее желатиновый слой. Затем бумагу прижимают желатиновым слоем к поверхности шлифа на небольшое время - около 1-2 мин. За это время ряд минералов в контакте с пропитанной кислотой желатиной растворяются и их ионы диффузируют в слой желатины непосредственно на участках контакта этого слоя с минералами. Далее кусочек фотобумаги погружают в раствор другого реактива, и те участки, в которых присутствуют ионы избранных элементов, окрашиваются в разные цвета, что подтверждает их наличие.

Методы в общем несложны, однако далеко не всеми исследователями они используются, и этому есть серьезные основания.

1. Многие минералы в рудах встречаются в небольших количествах и в виде мелких выделений, на которых очень трудно провести исследования *in situ* или отобрать крупинку материала. Это существенно ограничивает применение микрохимического анализа.

2. Микрохимические реакции проводятся обычно с целью подтвердить или опровергнуть наличие тех или иных компонентов, и если исследователь “не угадал” наличие проверяемого компонента, он получает результат, указывающий на его отсутствие, т. е. вопросы диагностики с первой или со второй попытки могут быть и не решены, и если материала для исследований мало - минерал не очень широко распространен в руде, то исследователь рискует остаться без материала (все зерна будут разрушены) и без результатов диагностики.

3. Состав многих минералов, трудно поддающихся диагностике, как правило, многокомпонентен, т.е. исследуемый минерал содержит не два-три, а несколько неизвестных основных компонентов плюс элементы-примеси.

В этом случае микрохимический анализ оказывается достаточно сложным, исследователю приходится использовать материал не одного, а нескольких зерен, что не всегда приводит к достаточно корректным результатам.

4. Часто для диагностики минерала, а также для изучения элементов-примесей требуются довольно точные количественные характеристики, которые не обеспечиваются микрохимическим анализом.

5. Микрохимические методы - разрушающие, они уничтожают объект исследования и нередко портят поверхность шлифа, что затрудняет получение иной информации об объектах исследования.

Все это вместе взятое заставляет воспользоваться для изучения химического состава минералов более совершенными неразрушающими методами, например, электронномикроскопическим анализом, который позволяет подучить достаточно точную количественную характеристику состава минералов, даже если их размер не превышает 0,003-0,005 мм. Эти методы будут рассмотрены далее.

ГЛАВА 2. РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ МЕТОД

Кристаллическая структура минерала определяет положение в пространстве слагающих его элементов - отдельных атомов и атомных плоскостей. Длина волн рентгеновского излучения соизмерима с размерами атомов и межатомных расстояний (0,1-0,3 нм). Поэтому кристаллическая структура минерала может выполнять роль дифракционной решетки для рентгеновского излучения. Индивидуальность кристаллической структуры для каждого минерала определяет и индивидуальность дифракционной картины, полученной при воздействии на эту структуру потока рентгеновских лучей. Получение и последующая расшифровка дифракционных картин лежит в основе рентгеноструктурного анализа минералов. Два-три минерала могут иметь одинаковый химический состав, например, пирит и марказит. Однако разное расположение атомов в их структурах предопределяет различное их воздействие на рентгеновское излучение. Вещества могут обладать и сходной структурой, например, флюорит и настуран. Но различия в атомах опять приводит к различиям в получаемых картинах дифракции.

Попадая на атомные плоскости, рентгеновские лучи отражаются от них (рис.9). При этом происходит интерференция лучей - они усиливают или ослабляют друг друга. Отраженные лучи максимальны по интенсивности лишь при падении потока рентгеновского излучения под определенными углами к атомным плоскостям кристалла. Эти углы должны быть обеспечены разностью хода лучей, отраженных смежными параллельными атомными

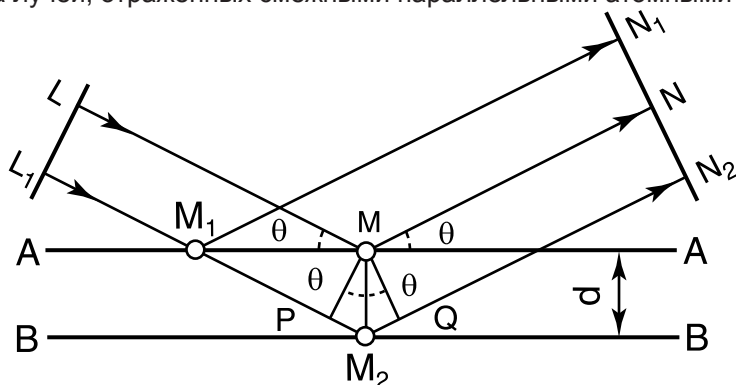


Рис.9. Схема взаимодействия рентгеновских лучей (L - N) с атомными плоскостями (A-A и B-B). d - межплоскостное расстояние

плоскостями, равной целому числу длин волн первичного рентгеновского излучения. Это условие выражается уравнением Вульфа-Брегга:

$$2d\sin\theta = n\lambda$$

где θ - угол, под которым отраженные от атомной плоскости лучи имеют максимальную интенсивность; d - расстояние между отражающими атомными плоскостями или межатомные расстояния, являющиеся строго индивидуальными величинами для каждого минерала; n - любое целое число; λ - длина волны используемого рентгеновского излучения.

Экспериментально измерив θ и зная λ , можно вычислить и параметр d - расстояние между параллельными атомными плоскостями в данной структуре минерала. При этом надо учитывать два обстоятельства: 1) чем сложнее кристаллическая структура минерала, тем большее количество межплоскостных расстояний можно измерить в нем; 2) чем насыщеннее атомная плоскость атомами, тем более интенсивен эффект отражения лучей.

Отражающие плоскости кристалла имеют индексы h , K и l . Индексы определяют пространственное положение каждой атомной плоскости в элементарной ячейке минерала* относительно выбранных в ней координатных осей X , Y , Z и имеют численные значения, обратно пропорциональные отрезкам, отсекаемым плоскостью на соответствующих координатных осях. В зависимости от симметрии минерала определяется тип функциональной связи размеров элементарной ячейки с межплоскостными расстояниями d и индексами отражающих плоскостей h , K , l . Эти связи выражаются квадратичными формулами:

1) для кубической сингонии с одним параметром кристаллической ячейки “ a ”

$$\frac{1}{d^2} = \frac{1}{a^2}(h^2 + K^2 + l^2);$$

2) для тетрагональной сингонии с двумя параметрами “ a ” и “ c ”

$$\frac{1}{d^2} = \frac{1}{a^2}(h^2 + K^2 + \frac{l^2}{(c/a)^2})$$

* Элементарная ячейка минерала - это тот минимальный объем кристаллической структуры, бесконечно повторяющий который в трех направлениях, можно получить бесконечную кристаллическую постройку,

3) для гексагональной сингонии с призматической элементарной ячейкой и параметрами «а» и «с»

$$\frac{1}{d^2} = \frac{1}{a^2} \left\{ \frac{4}{3} (h^2 + K^2 + hk) + \frac{l^2}{(c/a)^2} \right\}$$

4) для ромбической сингонии с тремя линейными параметрами ячейки “а”, “b” и “с”

$$\frac{1}{d^2} = \frac{h^2}{a^2} + \frac{K^2}{b^2} + \frac{l^2}{c^2};$$

5) для моноклинной сингонии с четырьмя параметрами элементарной ячейки “а”, “b”, “с” и угол β

$$\frac{1}{a^2} = \frac{h^2}{a^2 \sin^2 \beta} + \frac{K^2}{b^2} + \frac{l^2}{c^2 \sin^2 \beta} - \frac{2hl \cos \beta}{ac \sin^2 \beta}$$

Очень сложно выглядит формула для триклинной сингонии с тремя линейными “а”, “b”, “с” и тремя угловыми параметрами α , β и γ .

Параметры элементарной ячейки, ее симметрия являются важнейшими диагностическими характеристиками минерала.

Рентгеноструктурный метод имеет свои разновидности. В случаях, когда анализируемый материал представлен монокристаллом, лучше всего применить метод Лауэ. Кристалл помещают под поток рентгеновских лучей, а отраженные от атомных плоскостей лучи попадают на рентгеновскую пленку. На пленке получается симметричная относительно центра картина попадания отраженных лучей в виде белых точек. Каждый минерал обладает своей индивидуальной дифракционной картиной - лауэграммой, позволяющей однозначно идентифицировать его.

если при облучении кристалла придать ему качательное или вращательное движение, то на пленке точки сольются в концентрические линии определенной интенсивности. Интенсивность будет определяться атомной плоскостью отдельных плоскостей. По таким рентгенограммам удастся рассчитать размеры элементарной ячейки минералов.

Метод Лауэ позволяет исследовать кристаллы по разным направлениям. Помимо диагностических характеристик, с помощью этого метода можно получить сведения о совершенстве строения, блочности, сдвойникованности, симметрии кристаллов.

Вместе с тем при изучении руд чаще всего не удается выделить отдельные монокристаллы для их изучения с помощью метода Лауэ.

В этих случаях рентгеновскому облучению подвергаются поликристаллические минеральные объекты (крошки минералов). В таких объектах имеется множество различно ориентированных кристаллов. Создаются условия, при которых среди этого множества находятся кристаллиты с положением по отношению к падающему рентгеновскому лучу, удовлетворяющему уравнению Вульфа-Брегга. Углы падения рентгеновского луча на отдельные кристаллиты различны, а большое число как самих кристаллитов, так и их ориентировок обеспечивает получение отражений от всех более или менее плотно заселенных атомами плоскостей, т.е. для получения значений всех основных межплоскостных расстояний» которые имеются в анализируемом минерале.

Серии атомных плоскостей с одинаковым межплоскостным расстоянием d дают, согласно уравнению Вульфа-Брегга, отраженные лучи под одним и тем же углом к лучу первичному, а их совокупность образует конус отраженных лучей, осью которого является луч первичный. Раствор конуса определяется углом отражения 2υ . Поскольку каждое кристаллическое вещество характеризуется набором атомных плоскостей с различным d , то и отраженные или рентгеновские лучи образуют систему конусов с различной величиной 2υ .

На рис.10 показана схема формирования порошковой дифракционной картины. Она может быть зафиксирована с помощью рентгеновской пленки, помещенной в цилиндрическую рентгеновскую камеру (рис. 10).

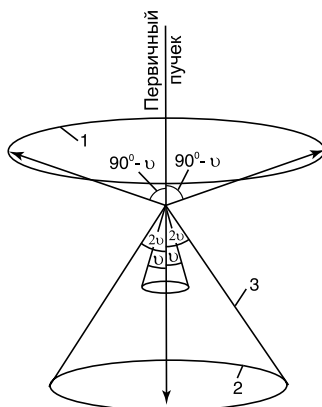


Рис.10. Схема формирования порошковой дифракционной картины. Конусы: 1-нормалей H_{hkl} ; 2-дифрагированных лучей; 3-плоскостей hkl .

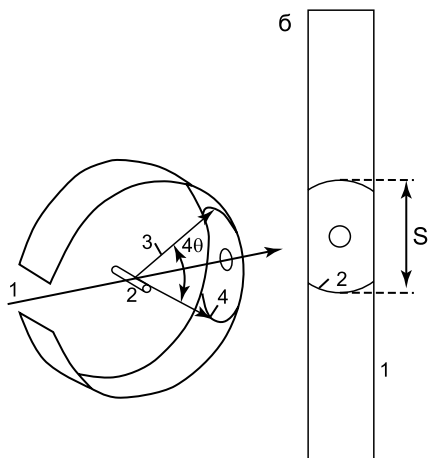


Рис.11. Схема получения дебаеграммы:
 а - дифракционная картина в камере; (1-пучок рентгеновских лучей; 2-препарат (шарик резинового клея с включениями исследуемого минерала); 3 - конус отраженных рентгеновских лучей; 4 - след конуса на рентгеновской пленке); б - развернутый вид дифракционной картины на рентгеновской пленке (1) со следом одного конуса (2)

Получаемая на пленке картина называется дебае - или порошкограмма. Обычно на ней отмечено порядка 15-30 линий. Определив расстояние каждой полученной линии от центра пленки, можно рассчитать угол η , а затем и получить значение межплоскостного расстояния a для каждой линии. Интенсивность линии J , определяемая на глаз по 10-бальной шкале, также является диагностическим признаком минерала.

Для более точного определения дифракционных картин используются приборы дифрактометры. В них роль фиксаторов конусов отраженного рентгеновского излучения играют ионизационные детекторы. После детектора полученный сигнал через систему преобразователей и усилителей попадает на самописец, который вычерчивает на ленте дифрактограмму. Положение пиков по горизонтам указывает на величину угла V , а их высота характеризует интенсивность рефлексов J (рис.12). Такие дифрактограммы имеют более высокую разрешающую способность и дают более объективную оценку J по сравнению с дебаеграммами. Отечественная промышленность выпускает дифрактометры серий ДРОН и АПД. Многие из них оснащаются ЭВМ для программного управления работы и обработки получаемых данных.

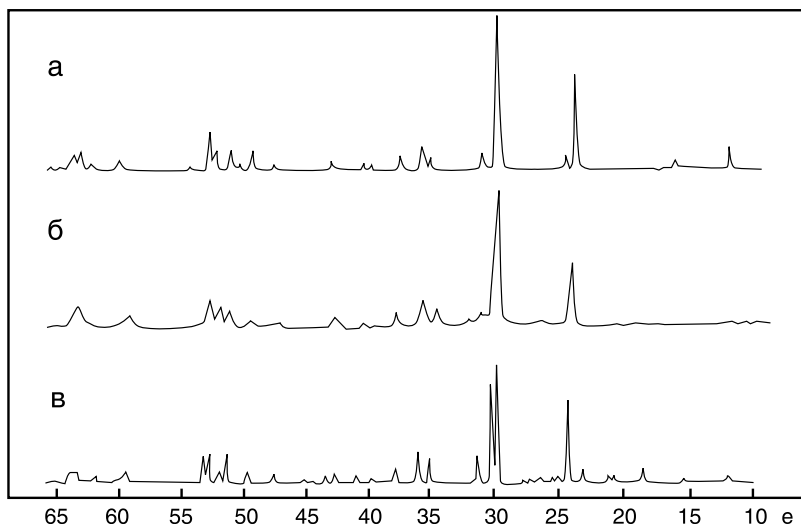


Рис.12. Дифрактограммы упорядоченного колумбит-танталита (а), разупорядоченного колумбит-танталита типа иксиолита (б) и моноклинного минерала типа воджинита (в). По Г.А.Сидоренко [15]

Полученные при анализе дебаеграмм и дифрактограмм значения α и J являются исходными для диагностики минералов. Используя рентгенометрические определители, по этим значениям можно легко выявить минеральный вид. Для подавляющего числа минералов созданы рентгенометрические определители и картотеки. Наиболее полной и постоянно дополняемой новым фактическим материалом является картотека Американского общества испытателей материалов **ASTM**, известная под названием **ISPDS**. В нашей стране наиболее полный рентгенометрический определитель составил В.К.Михеев. Однако во многих случаях (слоистые силикаты, полевые шпаты) он устарел.

Надежные рентгенометрические данные собраны в определителях Е.К. Васильева (минералы олова, фосфатов, карбонатов) и Г.А.Сидоренко (минералы урана).

Определение размеров элементарной ячейки минерала требует предварительного индицирования всей дифракционной картины (всех полученных на дебаеграммах или дифрактограммах линий d), т.е. определения h, k, l для всех атомных плоскостей, давших отражение в виде линий d . Для этого используют вышеприведенные квадратичные уравнения, связывающие размеры

элементарной ячейки минерала с d и h, k, l . Применение ЭВМ значительно ускоряют эти расчеты.

Получение высокоточной дифракционной картины на дифрактометрах требует навески анализируемого пробы весом не менее 10 мг. Однако исследователь часто сталкивается с необходимостью диагностики отдельных мелких минеральных зерен, вес которых значительно ниже 10 мг. В подобных случаях незаменимым становится метод де-баеграмм. Для него вполне хватает зерна весом около 1 мг. В шлифе или в образце тонкой твердой иглой выковыривается необходимое зерно и помещается на предметное стекло. Затем на это зерно наносят мельчайшую каплю жидкого резинового клея. К затем полученную смесь тщательно растирают между двумя покровными стеклами. На одном из стекол образуется тонкая пленка резинового клея, засоренная микрокристаллитами исследуемого минерального зерна. Плавными вращательными движениями второго стекла по первому добиваются получения из пленки мелких шариков резинового клея, насыщенных микро-кристаллитами. Оптимальный размер таких шариков составляет порядка 0,2-0,5 мм. Такой шарик помещают на иглу в камере РКД и проводят рентгеноструктурный анализ с получением дебаеграммы.

В настоящее время, используя различные приемы исследования, рентгеноструктурный метод позволяет: 1) определить минеральный вид (диагностировать минерал); 2) определить минеральную разновидность (тип граната, калиевого полевого шпата, серицита и т.д.); 3) выявить структурные типоморфные особенности минерала; 4) определить состав и количество изоморфных примесей; 5) выявить степень упорядоченности структуры, ее совершенства на основе данных θ, J, d и размеров элементарной ячейки.

ГЛАВА 3. РЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНЫЙ МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И РУДАХ

Метод основан на способности веществ испускать характеристическое флюоресцентное излучение под воздействием падающих на них возбуждающих рентгеновских лучей. Источником возбуждающего излучения в рентгеновских анализаторах служит рентгеновская трубка. Возбуждаемое в атомах анализируемой пробы флюоресцентное излучение и рассеянное на пробе падающее излучение рентгеновской трубки, проходя через коллиматор, попадают на пластинку кварцевого кристалла-анализатора. Кристалл кварца разлагает падающее на него излучение в спектр, а анализирующее устройство, настроенное на определенную аналитическую линию определяемого элемента, подсчитывает количество импульсов, которое прямо пропорционально содержанию этого элемента в пробе. На пути вторичного излучения от пробы к кристаллу-анализатору располагаются две приемные щели. Одна из них отделяет характеристическое флюоресцентное излучение определяемого элемента, а другая - некогерентно рассеянное на пробе характеристическое излучение катода рентгеновской трубки. Специальная заслонка в анализаторе позволяет последовательно направлять на детектор то или другое проходящее через щели излучение.

Определение количества какого-либо элемента в пробе осуществляется на основе сравнения со стандартом. Подсчитывается количество импульсов на аналитической линии флюоресцентного излучения определяемого элемента сначала от пробы, а затем от стандартной пробы с известным количеством этого элемента. После несложных математических расчетов, используя разницу в количестве импульсов, определяют содержание анализируемого элемента в пробе.

Подготовка пробы к анализу заключается в тщательном истирании породы или руды до размеров менее 200 меш. Измельченная проба помещается в металлическую тарелочку диаметром 30 мм и высотой не менее 4 мм и устанавливается под пучок излучения рентгеновской трубки. Слой пробы толщиной 4 мм можно считать для флюоресцентного излучения бесконечно большим, полностью экранирующим материал, из которого сделана тарелочка. Таким образом, масса пробы, необходимая для анализа, составляет порядка 3-5 г.

В настоящее время в лабораториях широко используются рентгеноспектральные анализаторы типа ФРА и АРФ. В загрузочном устройстве анализаторов имеется десять гнезд, в каждое из которых вставляются тарелочки с пробами и стандартными образцами. Результаты измерений регистрируются на цифровом табло и выводятся на цифропечатающее устройство.

В настоящее время с помощью рентгеноспектрального метода можно анализировать содержание урана, тория, свинца, селена, рубидия, стронция, ниобия, молибдена, иттрия в породах и рудах с низким порогом чувствительности до $3 \cdot 10^{-4}\%$. Несколько большими нижними порогами чувствительности характеризуются цирконий ($6 \cdot 10^{-4}\%$) и мышьяк ($1 \cdot 10^{-4}\%$). Такая чувствительность позволяет определять околочларковые содержания элементов в горных породах. Верхний порог чувствительности большинства элементов составляет 3-10%.

Производительность рентгеноспектрального анализа при работе с рудными пробами достигает 200 элементо-определений в смену, а при работе с пробами, содержащими околочларковые количества определяемых элементов, порядка 100 элементо-определений в смену.

Основные достоинства рентгеноспектрального метода следующие:

1) широкий диапазон определяемых количеств вещества (от $n \cdot 10^{-4}$ до $n\%$), что позволяет выполнять на одном приборе количественные определения элементов как в рудах с высокими содержаниями определяемых элементов, так и в горных породах, где содержания этих элементов приближаются к околочларковым значениям;

2) высокая воспроизводимость результатов;

3) относительно низкая стоимость одного количественного определения элемента;

4) высокая экспрессность (время на один анализ равно примерно две минуты)

5) результаты анализов практически не зависят от различий между веществом пробы (тип пород, руд) и веществом стандарта (тип препарата), что очень важно для массового проведения анализов;

6) применение сравнительно малых навесок (3-5 г), но вполне достаточных, чтобы не учитывать локальные неоднородности анализируемого материала;

7) возможность проведения на одном и том же анализаторе в одной и той же пробе, последовательное определение многих элементов;

8) простота методики измерений и расчета окончательных результатов;

9) возможность практически полной автоматизации аналитического цикла.

ГЛАВА 4. МИКРОРЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНЫЙ МЕТОД

Микрорентгеноспектральный метод нашел широкое применение при выявлении химического состава минералов. С его помощью возможно качественное и количественное определение химических элементов с порядковыми номерами от 4 (бор) до 92(уран), метод локальный -возможен анализ вещества объемом в несколько кубических микрометров. Относительная чувствительность колеблется в пределах 0,1-0,001% и зависит от определяемого элемента и условий анализа. Воспроизводимость определений составляет 1-2%. Метод позволяет проводить прицельный анализ минералов в полированных шлифах под непосредственным контролем оптического микроскопа, входящего в конструкцию рентгеновского микроанализатора (микрозонда). Метод неразрушающий - после проведения анализа исследуемые минеральные зерна в препаратах сохраняют первоначальную форму и исходный состав, их можно изучать другими методами.

В основу микрорентгеноспектрального анализа положен эффект возбуждения в исследуемом веществе характеристического рентгеновского излучения под воздействием сфокусированного электронного пучка (зонда) с ускоряющим напряжением 5-50 кэВ. Попадая в исследуемую точку вещества, пучок приводит к удалению электронов с внутренних электронных уровней за пределы атомов и последующему переходу электронов на освободившиеся вакансии с уровней меньших энергий. Этот процесс сопровождается излучением характеристического рентгеновского излучения. Длина волны определенной линии спектра этого излучения является характеристикой порядкового номера возбуждаемого элемента. Замерив длину волны, можно определить порядковый номер и элемента, т.е. провести его идентификацию. Интенсивность излучения на определенной длине спектра зависит от содержания элемента. Измерив длину, интенсивность, можно рассчитать процентное содержание элемента в анализируемом веществе.

Принципиальная схема рентгеновского микроанализатора изображена на рис. 13.

Электронный пучок образуется к формируется с помощью электронно-оптической системы (1-8). С помощью оптического микроскопа(9) выбирается объект исследования в образце (10). Для проведения анализов поверхность образца должна быть токопроводящей.

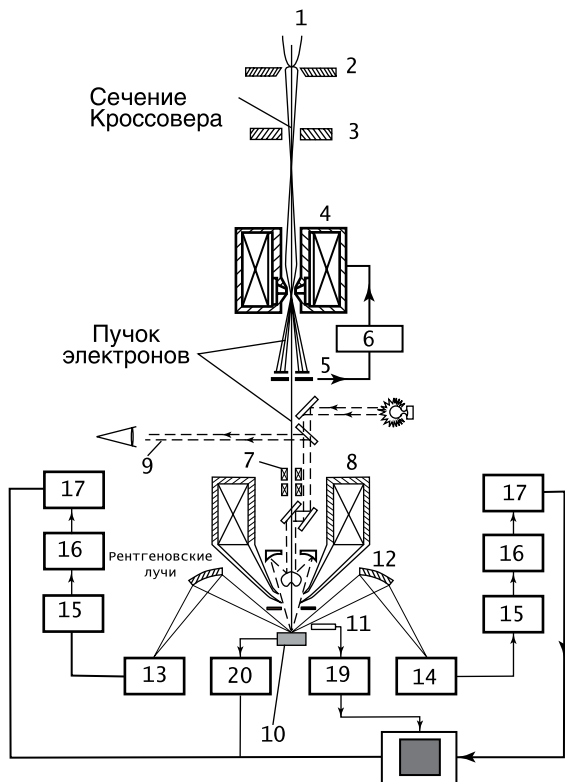


Рис. 13. Принципиальная схема рентгеновского микроанализатора.

По А. С. Авдониу [15]:

1-нить накала; 2-электрод Винельта; 3-анод; 4-конденсорная линза; 5-диафрагмы; 6-устройство стабилизации тока зонда; 7-отклоняющая система; 8-объективная линза; 9-путь прохождения света оптического микроскопа; 10-образец; 11-детектор обратно-рассеянных вторичных электронов; 12-кристалл-анализатор рентгеновского спектрометра; 13, 14 - детекторы рентгеновского излучения; 15-усилитель; 16-амплитудный анализатор; 17-счетчик импульсов; 18-видеосистема; 19-усилитель видеосигнала; 20-система изменения тока поглощенных электронов образцом.

Поэтому на анализируемые образцы горных пород, руд напыляют в термовакуумной камере (обычно имеется в лаборатории микрозондового анализа) тончайшую токопроводящую пленку. В качестве наносимого материала чаще всего используют углерод, реже золото или серебро.

Спектр характеристического излучения анализируется кристалл-анализаторами рентгеновского спектрометра (12). С помощью детекторов рентгеновского излучения (13, 14), усилителя сигнала (15), амплитудного анализатора (16) и счетчиков импульсов (17) проводится анализ линий рентгеновского спектра и определяется их интенсивность. Полученные данные сравниваются с результатами анализа эталона. Обычно в качестве эталонов используют образцы минералов, по которым имеются достоверные данные о содержаниях в них химических элементов. Произведя соответствующие пересчеты с помощью микро-ЭВМ, смонтированной в блоке с микрозондом, исследователь получает количественные характеристики содержаний элементов в точке падения зонда на поверхность зерна исследуемого минерала.

С помощью отклоняющей системы (7) можно проводить сканирование поверхности образца электронным зондом. В этом случае зонд обегает выбранный участок образца. Настроив при этом спектрометр на аналитическую линию какого-либо элемента, на экране электроннолучевой трубки (18) можно получить картинку распределения этого элемента в рентгеновском характеристическом излучении по поверхности агрегатов минеральных зерен. Сигнал с амплитудного анализатора поступает в виде короткого импульса и на экране он проявляется в виде светящейся точки. Участки образца с высоким содержанием данного элемента выделяются на экране сгущением светящихся точек. Меняя аналитические линии, можно последовательно получать картинки распределения химических элементов на выбранном участке образца. Эти картинки можно сфотографировать и по полученным фотографиям изучать распределение элементов в минеральных агрегатах (рис.14, б, в).

Конструкция микрозонда позволяет перемещать образец относительно электронного пучка. В этом случае на экране высвечивается кривая распределения содержаний элемента, на аналитическую линию которого настроен спектрометр. В режиме линейного сканирования возможно детальное изучение измерения содержаний химических элементов в минеральных зернах по определенным направлениям (см. рис.14 г, д, е). По концентрационным кривым проводится и количественное определение содержаний элементов в минерале.

Взаимодействие электронного пучка с веществом приводит не только к появлению характеристического рентгеновского излучения. & результате упругого столкновения с атомами элемента часть электронов отклоняется от своего первоначального направления вплоть до выхода из образца без потери или с частичной потерей

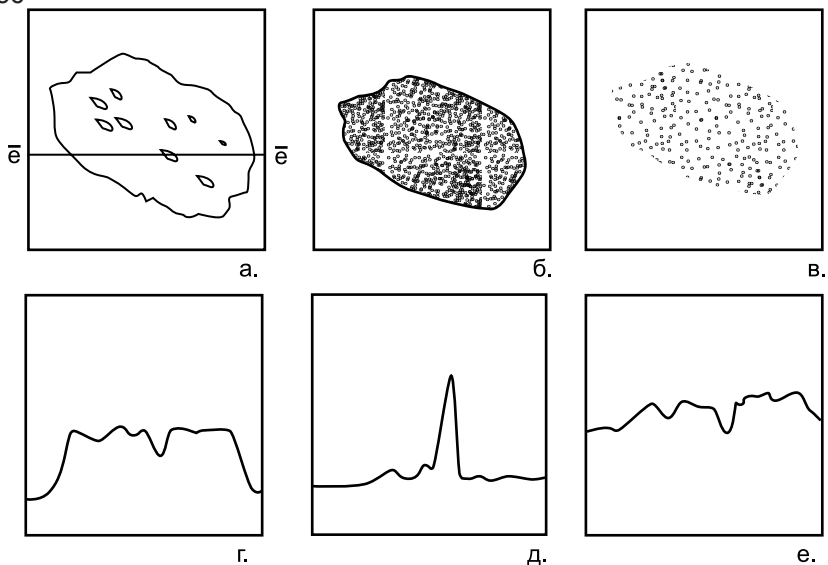


Рис. 14. Зерно циркона с микровключениями торинита. Ув.200х:
 А-изображение в обратно-рассеянных электронах; линия б-линия
 сканирования электронным пучком; б- распределение циркония;
 в - распределение тория; изменение содержаний: элементов по
 линии сканирования: г-циркония, д-тория и е –кремния

энергии. Такие электроны получили название обратно-рассеянные. Эффект появления подобных электронов ограничивает локальность метода. При диаметре зонда в 1 мкм возникает зона рассеяния электронов в веществе, искажающая показания спектрометров по исследуемой точке с диаметром менее 1 мкм. Вместе с тем, используя обратно-рассеянные электроны, можно получить важную информацию о форме минеральных зерен и их составе. При сканировании участка образца возможно улавливать эти электроны детектором (см.рис.14, поз.II) и передавать изображение на экран. Число обратно-рассеянных электронов зависит от усредненного порядкового номера исследуемого вещества. Поэтому на экране минералы с большей плотностью будут выглядеть более темными (или более светлыми при режиме негативного изображения) по сравнению с минералами с меньшей плотностью. По полученным картинкам возможно выявление структурных особенностей срастания зерен минералов и деталей их внутреннего строения (см.рис.14, а).

Электроны пучка, взаимодействуя с веществом, могут и терять свою первоначальную энергию. Такие электроны получили название поглощенные. Принципиально изображение

на экране в поглощенных электронах несет ту же информацию, что и изображение в обратно-рассеянных. Электроны зонда выбивают электроны с внешних энергетических уровней атомов исследуемого вещества за их пределы. Эти электроны называются вторичными. Число вторичных электронов, достигающих детектора (см.рис.13,поз.II), зависит от морфологии поверхности образца. Поэтому исследователь при сканировании получает на экране картинку рельефа поверхности генеральных агрегатов, не несущую информацию о их составе. На современных зондах удается достигать диаметры зонда в 15 нм, поэтому в режиме отраженных электронов возможно изучение тончайших деталей строения зерен, отличающихся своим рельефом.

В настоящее время в лабораториях нашей страны наиболее распространены микрозонды типа **MAP** (Россия), **Camebax** (Франция), **JXL** (Япония), **Cambrige** (Великобритания).

Наиболее полную информацию о рудах и горных породах можно получить при изучении на микрозонде полированных и прозрачно-полированных шлифов. В этом случае, помимо состава минералов, можно исследовать и структурные особенности срастания их зерен, особенности перераспределения между ними элементов. В случаях, когда из образцов невозможно изготовить шлифы (руды многих осадочных месторождений, шлихи), отдельные зерна минералов заливают в металлической гильзе эпоксидной смолой или запрессовывают в полистирол. Затем из полученных препаратов изготовляют шлифы с полированными поверхностями исследуемых минеральных зерен. Рабочие камеры большинства типов микрозондов небольшие по размерам и не могут вместить в себя большие по размерам шлифы. Обычно эти камеры оборудованы турельными приспособлениями с 3-5 гнездами для анализируемых препаратов. Размер таких гнезд обычно не превышает 2 см по диаметру и 0,5-1 см по высоте. Поэтому в большинстве случаев приходится выпиливать из аншлифов участки с исследуемыми объектами. Прозрачно-полированные шлифы удобно "раскраивать" обычным стеклорезом.

Высокие требования предъявляются к качеству полировки шлифов. Неровности поверхности минеральных зерен негативно отражаются на количественных определениях элементов и на изображениях в обратно-рассеянных и поглощенных электронах.

Микрозондовый анализ является высокоэффективным, но и весьма дорогостоящим анализом. Поэтому время работы на микрозонде надо использовать экономно и с максимальной эффективностью. Прежде чем приступить к работе на микрозонде,

надо весьма тщательно изучить шлифы на оптическом микроскопе. Только после этого исследователь может определить задачи для микрорентгеноспектрального анализа, составить подробный план работы на приборе. Много времени занимает поиск минеральных зерен на оптическом микроскопе микрозонда. Токопроводящее напыление не позволяет использовать такие оптические признаки минералов, как отражательная способность, цвет. Поэтому целесообразно до нанесения токопроводящей пленки обвести на поверхности шлифа все объекты исследования тушью или царапинами, которые будут хорошо видны и под напылением. Внутри таких “колечек” минеральные зерна уже можно различать по рельефу и деталям внутреннего строения.

При работе на оптическом микроскопе исследователь очень часто ставится в тупик при изучении мелких минеральных выделений, для которых непригоден микрохимический анализ, определение дисперсии отражательной способности и микротвердости. В подобных случаях микрорентгеноспектральный анализ может дать количественные данные содержания химических элементов в минерале, по которым можно рассчитать его формулу. При этом надо иметь в виду, что электронный зонд при анализе может захватить сразу две-три соприкасающиеся друг с другом микроскопические по размерам минеральные фазы. Поэтому для получения достоверных данных для расчетов химической формулы минерала надо получить порядка 10-15 сходных значений по различным точкам.

Хорошие результаты дает микрозондовый анализ при петрографических исследованиях. Часто при их проведении встает необходимость получения кристаллохимических формул порообразующих минералов. Отбор их монофракций для проведения химических анализов зачастую является чрезвычайно трудоемкой операцией или просто невозможным. В таких случаях для проведения микрозондового анализа изготавливаются прозрачно-полированные шлифы, в которых вместо канадского бальзама (испаряется и нарушает вакуум в микрозонде) применяют специально подобранную по соответствующему показателю преломления эпоксидную смолу. В минеральных зернах можно определить не только химический состав, но и распределение элементов в пределах зерен, что важно при изучении зональных зерен полевых шпатов, гранатов, хромшпинелидов и других минералов.

Весьма эффективно микрорентгеноспектральный метод может быть применен при изучении типоморфных особенностей самородного золота. По единичным зернам, найденным при шлиховом опробовании какой-либо территории или выделенным

при обработке бороздовых керновых проб, возможно определять пробность золота и его элементы-примеси. Выявление в россыпном золоте постоянных примесей платины, никеля, олова, вольфрама, висмута указывает на проявление в районе опосредованного комплексных руд или о близком расположении с золоторудными месторождениями месторождений других металлов. Пробность золота является важнейшим его типоморфным признаком и может, наряду с другими признаками, указывать на глубину формирования коренных золоторудных месторождений. На многих месторождениях в пределах рудных столбов отмечается возрастание пробности золота на глубину. Микрозондовый анализ, выявляя пробность золота, дает хорошие данные для оценки уровней эрозионного среза отдельных рудных тел и месторождений.

Здесь приведены лишь немногие примеры эффективного применения микрорентгеноспектрального анализа. В целом области применения этого метода можно представить следующим образом:

- 1) количественное определение состава отдельных минеральных зерен;
- 2) выявление внутреннего строения минеральных зерен и особенностей распределения в них химических элементов;
- 3) выявление в минералах элементов-примесей и особенностей их распределения в зернах;
- 4) перераспределение элементов в зернах минералов, связанных с разнообразными геологическими процессами.

ГЛАВА 5. МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Основными направлениями развития методов являются просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ) и растровая электронная микроскопия (РЭМ), между которыми существуют принципиальные теоретические различия.

Основой ПЭМ является прохождение электронного пучка через вещество (подобно световому лучу) и получение изображения на экране. Принципиальная схема прибора изображена на рис.15. Пучок электронов, вырвавшийся из электронной пушки (1,12, 13), фокусируется конденсорными линзами (2, 74, 3, 15) и через отклоняющие приспособления направляется на объект исследования(6), помещенный на специальный столик (16). Объект исследования должен быть прозрачным для электронного пучка. После его прохождения пучком электронное изображение формируется на экране с помощью объективной линзы (7) и ее апертурной диафрагмы (17), системы стигматоров (8,9), промежуточной (10) к проекционной линз(II).

Современные электронные микроскопы работают с ускоряющим напряжением от 3 кэВ до 100 кэВ. На них можно добиться локальности электронного пучка до 10 нм и разрешающей способности 0,12-0,15нм.

Использование электронного пучка предопределило комбинирование электронной микроскопии и микрорентгеноспектрального метода. На некоторых электронных микроскопах стали устанавливать энергодисперсионные приставки, способные анализировать характеристическое рентгеновское излучение, возбуждаемое электронами в атомах, и тем самым определять состав изучаемого вещества. На рис.15 изображены составные части энергодисперсионной приставки(22-29), скомбинированной с ПЭМ. Подобные приборы получили название ЭММА-электронный микроскоп-микроанализатор.

Условием для работы на ПЭМ является прозрачность объекта для пучка электронов.

Основой для растровой электронной микроскопии служат электроны взаимодействия электронного пучка с веществом: обратно-рассеянные, поглощенные, отраженные. По-существу, метод растровой электронной микроскопии может применяться и на микрозондах. Однако для повышения качества исследований конструкторы разрабатывают приборы, специализированные на растровую электронную микроскопию - растровые электронные микроскопы. Эти микроскопы часто оснащаются микрозондовыми приставками, позволяющими проводить микрорентгеноспектральный

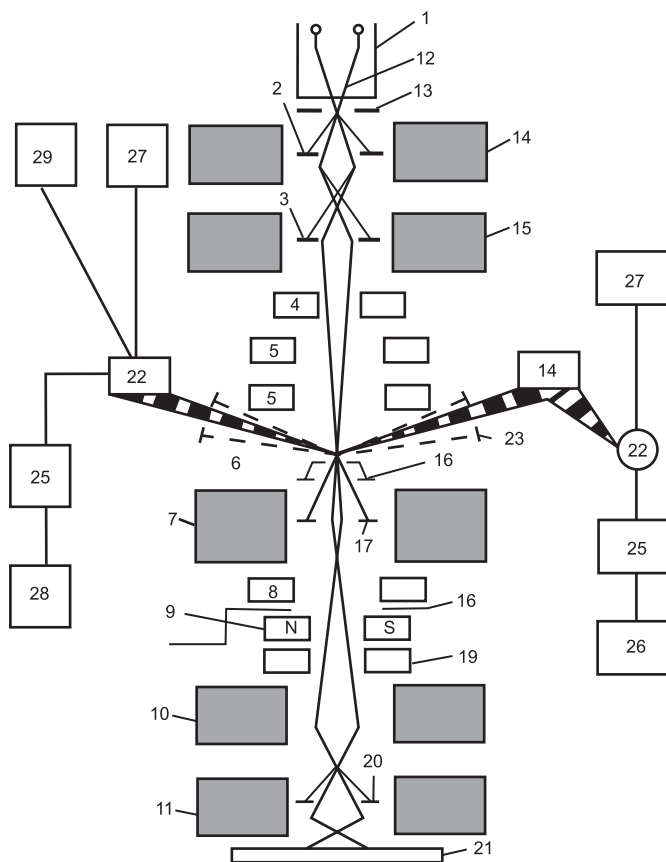


Рис.15. Принципиальная схема просвечивающего электронного микроскопа с энергодисперсионной приставкой (прибор типа ЭММА). По В.Т. Дубинчуку [15]: 1-фокусирующий электрод; 2-диафрагма первого конденсора; 3-диафрагма второго конденсора; 4-отклоняющие катушки; 5-призмы для юстировки осветителя; 6-препарат; 7-объективная линза; 8-стигматор объективной линзы; 9-стигматор промежуточной линзы; 10-промежуточная линза; 11-проекционная линза; 12-катод; 13-анод; 14-первый конденсатор; 15-второй конденсатор; 16-столик препаратов; 17-апертурная диафрагма; 18-селекторная диафрагма; 19-механизм юстировки объектива; 20-диафрагма поля зрения; 21-экран; 22-детектор рентгеновского излучения; 23-диафрагма спектрометра; 24-кристалл-анализатор; 25-усилитель импульсов; 26-счетчик импульсов; 27-источник питания; 28; 29- пересчетные устройства

анализ. В настоящее время, благодаря совершенствованию аналитической базы, произошло слияние двух методов в одном приборе и стало возможным проведение микрорентгено-спектральных исследований генерального вещества параллельно с его растровой электронной микроскопией.

Промышленностью освоен широкий спектр электронных микроскопов. В нашей стране выпускаются просвечивающие электронные микроскопы ЭМ-200 и ЭМ-300 с ускоряющим напряжением соответственно 200 и 300кВ. Максимальное увеличение 500.000 с разрешением порядка 0,7-0,8 нм. Электронный микроскоп микроанализатор ЭММА-4 с разрешением 0,7 нм, увеличением 350.000-600.000 имеет две приставки для микроанализа, позволяющие определять элементы от бора до урана. Выпускаются сканирующие электронные микроскопы РЭМ-100 и РЭМ-200. Микроскоп РЭМ-200 оснащен универсальным столиком объектов, позволяющим наклонять исследуемый препарат под углами от 50 до -45° и вращать его вокруг оси на 360°. Прибор может работать и с микрозондовой приставкой. Чехословацкой фирмой "Тесла" налажен выпуск сканирующего электронного микроскопа BS-350 с разрешением 10 нм. В приборе имеется универсальный столик объекта. Он может быть оснащен энергоанализатором рентгеновского характеристического спектра, позволяющего фиксировать присутствие элементов от бора до урана. Фирмами ФРГ, Англии и Японии выпускаются многочисленные модификации электронных микроскопов, оснащенные микрозондовыми приставками.

Просвечивающая электронная микроскопия предъявляет существенные требования к приготовлению препаратов для исследований. Различают прямые и косвенные методы излучения минерального вещества.

Прямые методы предусматривают такие способы приготовления препарата, которые позволяют поместить исследуемое вещество непосредственно в колонку микроскопа. Естественно, необходимым условием при этом является прозрачность препарата для электронного пучка. Это условие требует приготовления ультратонких препаратов. Одним из способов является дезагрегация с помощью ультразвукового диспергатора минералов, обладающих идеальной спайностью. Таким путем получают препараты толщиной до 10 нм. Количество вещества составляет доли миллиграмма. Если образцы не имеют идеальной спайности, то препараты из них готовят методом ультратонких срезов с последующим удалением деформированных слоев ионным пучком. Для такого способа

приготовления препарата необходимы 1-2 зерна минерала размером в доли миллиметра, метод ионного утонения может применяться к самостоятельно для получения препарата непосредственно из пластинки породы прозрачного шлифа. Большое достоинство такого метода заключается в возможности комбинирования электронной микроскопии с изучением вещества на оптическом микроскопе и с помощью микрозонда.

При косвенных методах в колонку микроскопа помещают не само исследуемое вещество, а слепок с него или, как принято называть, реплику. Препарат готовится следующим образом. На свежеисколотую поверхность минерального агрегата с помощью термического распыления в вакууме наносится тонкая пленка углерода или чистого металла, или одновременно то и другое. Затем пленку (реплику), представляющую собой слепок с поверхности, отделяют и помещают в микроскоп. Под электронным пучком в микроскопе хорошо проявляются детали строения минерального агрегата. Минимальные размеры этих деталей практически обусловлены разрешающей способностью прибора. При этом, конечно, надо иметь в виду, что на экране микроскопа наблюдается не само вещество, а лишь слепок с его поверхности. Однако существует метод реплик с экстракцией, позволяющий извлекать мельчайшие частички изучаемого вещества вместе со снятием реплики. Подобно рентгеновским лучам, электроны, проходя через эти частички, испытывают явление дифракций. В результате на экране электронного микроскопа можно получать дифракционные картины для электронов, по которым достаточно просто рассчитываются межплоскостные расстояния, т.е. проводится идентификация минеральных фаз. Подобные изображения получили название электроннограммы, а метод их получения электроннографией.

Приготовление препаратов для растровой электронной микроскопии технически не представляет большого труда. На поверхность образца или шлифа в вакуумной камере методом термонапыления наносится токопроводящий слой углерода или золота, или серебра. Размер образца определяется размером камеры электронного микроскопа.

Методы электронной микроскопии позволяют получить важную минералогическую информацию, не доступную другим методам минералогических исследований.

С помощью электронной микроскопии можно определять размер и форму субмикроскопических зерен минералов (от n , мкм до $0,1$ нм), слагающих тонкодисперсную руду, изучать их кристаллографическую огранку и особенности их срастания. Эти

сведения часто оказываются необходимыми для решения вопросов генезиса минеральных агрегатов .

На ЭМ возможно изучить форму, размеры межзернового пространства, кристалломорфность пелитовой составляющей осадочных пород, что дает важную информацию о пористости минеральных агрегатов, возможности фильтрации через них рудоносных растворов и осаждении на них рудных компонентов. Характер срастания отдельных зерен в агрегате может выявить особенности раскристаллизации исходного геля или многоглавого роста, дендритной или сферолитовой форм кристаллизации. Установление этих фактов является важным обстоятельством для решения вопроса образования ряда осадочных и гидротермальных месторождений.

Микроблоковость минеральных агрегатов, хорошо выявляемая на ЭМ, может свидетельствовать о воздействии на рудный агрегат тектонических подвижек, явлений перекристаллизации, связанных с изменением физико-химических параметров минералообразующей среды.

Высокое разрешение ЭМ позволяет, помимо формы кристаллов, выявить особенности строения их граней (ступеньки роста, вакансии, дислокации), что важно для понимания механизма роста кристаллов: был ли это свободный рост, рост в пересыщенных или недосыщенных растворах, послойный или нормальный рост кристаллов. Топография поверхности минералов, выявляемая с помощью реплик, в ряде случаев фиксирует следы воздействия различных вторичных процессов на руду или породу. Шагренность, разноразмерная шероховатость, бугристость, ступеньки, ямки растворения свидетельствуют о воздействии пострудных растворов на минерал. Гидратация и дегидратация приводят к разрыхлению матрицы минерала, к растрескиванию, отслаиванию и т.д.

Большое значение приобретает выявление процессов образования новых минеральных фаз при растворении и переотложении вещества минералов. Выявляются пути микромиграции элементов, накопление их в определенных участках в матрице минерала, устанавливается возможность выноса микрокомпонентов за пределы минеральных зерен. Это весьма важно при различных изотопных исследованиях, когда по содержанию того или иного компонента в минерале определяется возраст руды или породы.

Электронно-микроскопические исследования позволяют проводить сравнительное изучение механизма роста и преобразований граней кристаллов, что необходимо при изучении роста кристаллов, в том числе и при их искусственном выращивании.

Определяющее значение ЭМ приобретает при выборе оптимальных вариантов обогатимости руды и извлечения из нее полезных компонентов, когда другими методами минералогического анализа не удастся выявить форму, размеры, характер сростания, взаимное расположение субмикроскопических минеральных агрегатов, микровключения минеральных агрегатов а рудных и породообразующих минералах. Методами ЭМ изучают промежуточные продукты переработки руд, изменения, происходящие в минералах при процессах подземного и кучного выщелачивания. Очень часто при различных технологических процессах в рудном веществе образуются микровключения промежуточных минеральных фаз. Их диагностика, изучение пространственного положения в минеральных агрегатах помогает разрабатывать более рациональные технологические схемы переработки минерального сырья. Методами ЭМ возможно изучение твердых минеральных фаз, газовой-жидких включений в минералах, что позволяет более целенаправленно интерпретировать данные термобарогеохимии, С помощью ЭМ в вакуолях были выявлены твердые фазы, представленные флюоритом, галитом, сильвином, топазом, вольфрамитом, магнетитом и многими другими минералами.

Исследователю в повседневной работе приходится сталкиваться с различными типами минеральных агрегатов - монолитными, рыхлыми, пористыми, вязкими (битумы), образовавшимися в различных геологических обстановках и характеризующихся различными степенями раскристаллизованности, дисперсности, неоднородности. Поэтому применение методов ЭМ в каждом конкретном случае требует индивидуального подхода. Прежде чем приступить к их применению, необходимо собрать, по-возможности, максимально большой объем информации о изучаемом веществе с тем, чтобы иметь предварительное представление с его внутреннем строении, соотношении слагающих его минеральных баз, распределении внутри него химических элементов. Это во многом определит цели и задачи проводимых исследований, схему подготовки препаратов, методику проведения исследований на просвечивающем и растровом электронных микроскопах, поможет более целенаправленно интерпретировать полученную информацию.

ГЛАВА 6. МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ С ПОМОЩЬЮ ОСКОЛКОВОЙ РАДИОГРАФИИ (f-РАДИОГРАФИИ)

Метод f -радиографии позволяет с высокой точностью выявить особенности распределения урана в горных породах и рудах, отдельных минералах.

Впервые этот метод разработан в нашей стране и в настоящее время широко применяется при изучении вещественного состава руд, при литогеохимических исследованиях. Метод основан на способности атомов U^{235} к делению при воздействии на них потока тепловых нейтронов. Облучение препаратов производится в вертикальных каналах реактора. В качестве препаратов обычно используют петрографические шлифы. После облучения их приходится выдерживать в течение нескольких недель, чтобы избавиться от наведенной радиоактивности. Если использовать прозрачные шлифы, изготовленные на кварцевом стекле, то время выдержки на поглощение наведенной радиоактивности резко сокращается. Облучение более объемных объектов (полированные шлифы, штуфы) не целесообразно, так как время на поглощение наведенной радиоактивности растягивается на месяцы и годы.

Поверхность горной породы шлифа (предварительно с нее удаляется покровное стекло) покрывается детектором, который фиксирует α -частицы, образующиеся при распаде ядер U^{235} . В качестве детектора обычно применяется тонкая лавсановая пленка (редко синтетическая слюда или стекло). Вылетающие α -частицы оставляют на поверхности детектора микроцарапины - треки. Для того, чтобы треки были заметны, их углубляют и расширяют с помощью протравливания лавсановой пленки в течение 20-30 минут в 40% растворе КОН при 60°C. После этой процедуры на детекторе проявляются треки, хорошо наблюдаемые под микроскопом. Участки скопления урана на поверхности шлифа точно совпадают с участками скопления треков (рис.16).

Наблюдения обычно проводят одновременно и лавсановой пленки и шлифа, используя при этом микроскоп сравнения или просто накладывая лавсановую пленку на шлиф. Часто скопления треков попадают на непрозрачные минералы. Поэтому весьма целесообразно использование в качестве облучаемых препаратов прозрачно-полированные шлифы.

Метод f -радиографии очень чувствителен и позволяет фиксировать содержания урана на 10-10 г/г, что дает возможность изучать распределение урана не только в рудных, но и в породоразрушающих минералах. Метод фиксирует только уран. Поэтому он становится весьма эффективным помощником при изучении

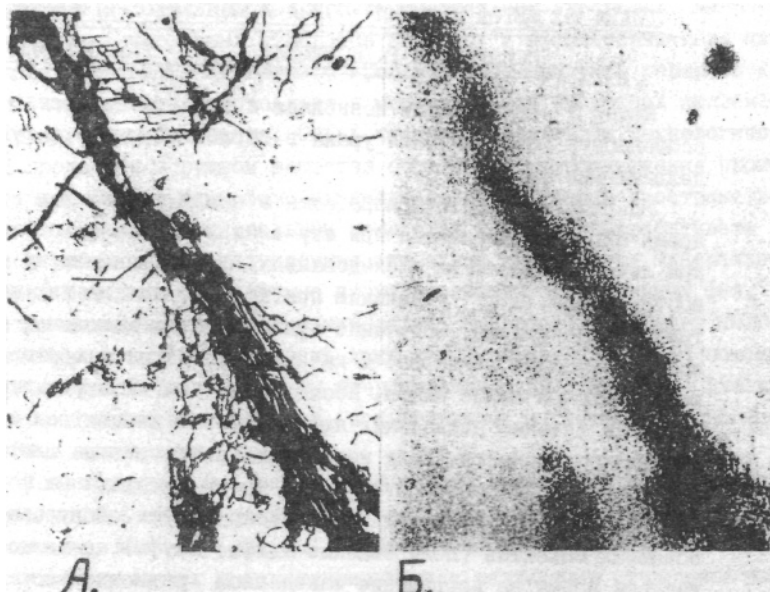


Рис.16. Гранито-гнейс. Прозрачно-полированный шлиф в проходящем свете. Ув.120х. (А). Скопление треков на f -радиографии (Б) указывают, что ураном обогащены агрегаты частично хлоритизированного биотита (1) и зерно торита (2)

распределения радиоактивных элементов в сложных рудах, например, уранториевых, или содержащих концентраторы радия (барит). В этих случаях комбинирование обычной радиографии и f -радиографии дает возможность выделить на фоне общей концентрации радиоактивных элементов участки концентрации урана.

Метод f -радиографии позволяет, помимо выявления характера распределения, определять и содержание урана в отдельных минеральных зернах. Для этого используется формула:

$$c = \frac{2}{7} \cdot 10^4 \frac{\rho m_i}{\sqrt{A \cdot \rho_i}}$$

где ρ - плотность следов от осколков деления ядер урана на детекторе или число треков на 1 см^2 ; \bar{A} - средняя атомная масса анализируемого вещества, г; m_i - масса специально приготовленной урановой мишени (эталоны), облучение которой проводится параллельно в одном канале реактора вместе с исследуемым образцом, г; ρ_i - плотность следов от осколков деления на лавсане, покрывающем мишень (эталон) - число треков на 1 см .

Отношение ρ/m_i зависит от величины нейтронного потока в канале реактора. Величина \bar{A} определяется с помощью диагностики минерала. В случаях, когда объект исследования представлен агрегатом трудно диагностируемых минералов, приходится прибегать к методам определения химического состава вещества, чаще всего к микрорентгеноспектральному анализу. Величина ρ подсчитывается визуально под микроскопом; исследователь считает количество треков, приходящихся на единицу площади.

Метод f -радиографии позволяет определять содержание урана в рудных и породе разрушающих минералах с максимально возможной чувствительностью, выявлять особенности распределения этого элемента в пределах отдельных зерен и горной породы в целом.

Большие работы были проведены по выявлению характера распределения урана в гранитах. Оказалось, что неизменные породообразующие минералы содержат всего 3% заключенного в породе элемента. В случаях, когда породоразрушающие минералы подвергались изменениям, доля сосредоточенного в них урана поднималась до 15%, 50% урана связаны с аксессуарными минералами, а 35% приурочены к субмикроскопическим включениям и межзерновым швам. Выявлена большая роль разновозрастных автотермальных, постмагматических, гидротермальных и гипергенных процессов в перераспределении и накоплении урана. Причем метод становится наиболее эффективен в комбинации с количественными определениями урана в горных породах (например, с рентгеноспектральным методом).

Комбинирование локального метода f -радиографии, дающего картину распределения урана в горной породе, с валовыми методами определения содержания этого элемента в горной породе дает возможность выделять разновозрастные петрологические процессы в качестве рудоподготовительных (перевод большей части металла в легкоподвижное состояние), рудомобилизующих (массовый вынос металла из горной породы), рудоосаждающих (накопление металла в горной породе). Метод f -радиографии позволяет достаточно надежно выявлять в осадочных породах минералы-накопители урана, что играет важную роль для решения вопроса об источниках сноса металла при формировании экзогенных месторождений.

ГЛАВА 7. МЕТОД ИНФРАКРАСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ МИНЕРАЛОВ (МЕТОД ИКС)

Метод ИКС позволяет проводить диагностику минералов, изучать качественным и количественный состав минеральных смесей, кристаллохимические особенности минеральных фаз (изоморфизм, степень упорядоченности расположения ионов или слоев, формы вхождения кислородно-водородных комплексов - OH , H_2O , H_3O , степень совершенства структуры), внутреннее строение рентгеноаморфных минеральных веществ.

В любом веществе атомы или молекулы совершают периодические колебательные движения вокруг положения равновесия. При поглощении или излучении относительно малых квантов энергии атомы или молекулы могут переходить с одного колебательного энергетического уровня на другой без изменения электронного строения. При этом возникают колебательные спектры, которые можно уловить в инфракрасной области ($0 - 4000 \text{ см}^{-1}$). Для колебательных спектров характерно проявление симметрии. Зависимость нормальных колебаний от симметрии лежит в основе их идентификации. Чем выше симметрия соединения, тем проще спектр и легче анализировать строение вещества.

Наиболее важными кристаллохимическими параметрами, обуславливающими характеристики колебательных спектров, являются атомные массы колеблющихся атомов или молекул, межатомные или межмолекулярные расстояния, валентность, тип координации и строение электронной оболочки.

При изучении ИК-спектров надо иметь в виду, что отдельные атомные группы или связи способны поглощать энергию в определенных спектральных интервалах и давать таким образом так называемые характеристические полосы поглощения. Спектральные частоты большинства атомных радикалов известны, что в значительной мере облегчает их идентификацию при анализе ИК-спектров поглощения.

Информативность ИК-спектров и относительная простота их интерпретации позволили использовать метод ИКС для решения самых разных вопросов минералогии и кристаллохимии: определение кристаллохимических характеристик минералов - координационных чисел и валентности катионов, формы анионных радикалов, состояние химической связи, формы вхождения водород-кислородных группировок в минералы, степень кристалличности, характеристика вхождения примесей, изучение типов структурных дефектов, исследование фазовых переходов к полиморфным превращениям, изучение механизмов дегидратации и окисления.

для получения ИК-спектров поглощения используют приборы

спектрофотометры. Источником ИК-излучения в них служат или стержень карбида кремния, или нихромовая полоска, или специальные ИК-излучатели. Температура накаливания колеблется в пределах 1200-1400°С. Коренное изменение в ИК-спектроскопию может внести источник ИК-излучения в виде лазера с непрерывно изменяющимися длинами волн. Приемником излучения служат термопара, болометр, в котором используется изменение сопротивления висмута при тепловом воздействии.

В зависимости от типа ИК-спектрофотометра и задач исследования препаратом для получения разных ИК-спектров вещества могут быть отдельные кристаллы (размером более 0,5 мм) или плоскопараллельные полированные пластинки толщиной 2-0,1 мм, или порошок с размерами зерен менее 3-1мкм, или жидкий и газообразный препарат с навеской до 1 мкг. Порошок часто запрессовывают в таблетку с щелочно-галоидной матрицей (KBr, NaCl, CsCl) или в полиэтиленовую пленку,

В качестве примера применения ИК-спектрометрии можно привести результаты, полученные при изучении природных и систематических настуранов (UO_{2+x}). Из кристаллохимии настурана известно, что в его состав входят как U^{4+} , так и U^{6+} . Для синтетической окиси UO_2 , не содержащей U^{6+} и имеющей структуру флюорита, характерно только одно колебание, активное в ИК-спектрах, проявляющееся в виде сильной широкой полосы поглощения в области 412 см^{-1} (рис.17).

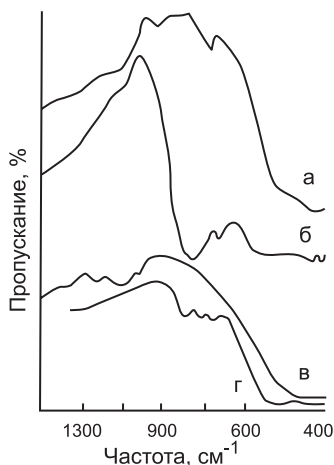


Рис.17. ИК-спектры: а-синтетической окиси UO_2 ; б-синтетической окиси UO_2 , полученной при прокаливании U_3O_8 ; в-уранита; г-уранинита, прокаленного до 600°С. По С.В.Геворкян и Ф.И.Ракович [II]

Частичное окисление урана приводит к изменению картины спектра, например, природный уранит с соотношением $U^{4+}:U^{6+}=5:1$ характеризуется двумя областями поглощения, расположенными в интервалах 400-600 и 1000-1150 см⁻¹. Первая полоса обусловлена присутствием U^{4+} , а вторая связана с группой уранила ($U^{6+}O_2$)²⁻.

После прокаливания уранинита до 600°C в его спектре появляется полоса 650-750 см⁻¹, а полоса шестивалентного урана 1100 см⁻¹ исчезает. В целом ИК-опектр становится аналогичным спектру синтетической окиси U_3O_8 , что свидетельствует о перестройке структуры природного настурана после его прокаливания и образовании в нем новой связи $U^{5+}-O$ (см. рис. 17).

Хорошие результаты дает метод ИКС при изучении скрыто-кристаллических веществ, реутгеноаморфность которых не позволяет применить рентгеноструктурные методы для выявления их внутренней структуры. ИК-спектры показывают, что рентгеноаморфные минеральные фазы часто представляют собой:

кристаллические вещества совершенной структуры, но с величиной частиц менее 0,02 мкм (некоторые минералы глин, бокситов, карбонатов);

кристаллические вещества весьма несовершенной структуры (некоторые тонкодисперсные разновидности каолинита, гиббсита);

смеси нескольких тонкодисперсных кристаллических веществ (например, агат является смесью α -кварц с α -тридимитом и γ -кристобалитом);

вещество малой степени кристалличности (халцедон представляет собой своеобразную разновидность α -кварца с весьма слабой кристаллической упорядоченностью);

аморфное вещество (органические вещества, жидкость). Весьма успешно метод ИКС применяется при изучении метамиктных минералов. С его помощью было выявлено вхождение в метамиктный циркон, коффинит (силикат урана, структурный аналог циркона) групп OH и H_2O . Метод представляет возможным проследить изменение валентности урана от U^{4+} до U^{6+} при метамиктных преобразованиях урансодержащих минералов.

Метод ИК-спектрометрии является одним из основных при изучении органического вещества в горных породах и рудах.

кристаллохимические особенности минералов, выявленные с помощью ИК-спектрометрии, используются в качестве типоморфных при поисках и изучения месторождения. Они в ряде случаев выступают в качестве индикаторов процесса минералообразования (для калиевых полевых шпатов, плагиоклазов, слюд, турмалина), своеобразного дозиметра (кварц, берилл), геохронометра (обсидиан).

Данные ИК-спектроскопии дают информацию об изменениях в минералах, связанных с подготовкой и переработкой руд, которая может быть использована при модификации старых и разработке новых технологических цепочек переработки горнорудной массы.

ГЛАВА 8. МЕТОДЫ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Термобарогеохимия - это наука, изучающая физико-химическое состояние минералообразующих сред по законсервированным в минералах флюидным включениям. Кристаллы обладают замечательным свойством захватывать мельчайшие частички окружающей минерало-образующей среды при своем росте и различных преобразованиях, а затем сохранять их внутри себя в виде флюидных включений, Флюидные включения, являясь частицами минералообразующих сред, сохраняют геохимическую информацию о магматических и постмагматических минералообразующих процессах, о процессах диагенеза, о метаморфических преобразованиях горных пород и руд. Изучая их, исследователь получает объективную цифровую информацию об основных параметрах минералообразующего флюида - его плотности, температуре, давлении, агрегатном состоянии, химическом составе. Во включениях сохраняются вещества, не входящие в состав минерала-хозяина, но часто обладающие высокой активностью во флюидных системах и во многом определяющие режим минералообразования - H, CH₄, CO, CO₂, O₂, N₂, Cl, F, J, сложные углеводороды и др.

Современные методы термобарогеохимии позволяют расшифровывать заключенную в вакуолях геохимическую информацию о минералообразующих флюидах, которую широко используют при разработке петрологических моделей образования и преобразования горных пород, моделей рудогенерирующих систем, схем, производства искусственного минерального сырья. В последнее время данные термобарогеохимии широко применяются при поисково-разведочных работах. Они позволяют выявлять связи оруденения с различными разновозрастными геологическими процессами, оконтуривать зоны максимальной флюидной проработки вмещающих пород, определять их природу к в комбинации с другими методами (металлометрические, геофизические, структурные и т.д.) служить основой для оценки их потенциальной рудоносности.

Изучение включений под микроскопом

Размер флюидных включений в минералах, как правило, не превышает 1 мм. Исследователи, занимающиеся их изучением, обычно имеют дело с объектами размерами порядка 5-100 мкм. Очень редко в музейных образцах можно наблюдать включения размером в десятки и даже сотни мм.

Начинающие исследователи часто принимают участки замутнения прозрачных шлифов за пелитовую пыль. При больших увеличениях на таких участках видны скопления большого количества включений. Но так как толщина шлифа очень мала, при его изготовлении большая часть включений, особенно крупных, уничтожается. Визуальные наблюдения включений под микроскопом проводят в отдельных зернах прозрачных минералов или в их склонах. Но чаще всего применяются прозрачнополированные пластины. Изготавливаются они приблизительно так же, как и прозрачные шлифы. Только заготовки для них нельзя проваривать в канифоли, так как высокая температура может привести к декрепитации (взрыву) включений. Шлифовка заготовки прекращается при достижении прозрачности исследуемого минерала, поэтому толщина пластины практически всегда заметно превышает толщину петрографического шлифа, что позволяет изучать и крупные включения. Поверхность пластины не покрывается покровным стеклом, а тщательно полируется, поэтому пластины могут с успехом использоваться в качестве полированных шлифов.

Под микроскопом во включениях хорошо просматриваются различные фазы - жидкие, твердые, газообразные, соотношения которых указывают на агрегатное состояние минералообразующего флюида. Выделяются три класса включений - затвердевшие, газовые и жидкие, характеризующие различные минералообразующие процессы и достаточно отчетливо отличающиеся по-своему фазовому наполнению (рис. 18).

Образование затвердевших (магматических) включений связано с различными магматическими процессами, при которых растущие кристаллы захватывают микрообъемы окружающего расплава. Среди затвердевших включений выделяют аморфные, раскристаллизованные и кристалло-флюидные (см.рис.18). Аморфные включения вулканического стекла встречаются повсеместно но вкрапленниках эффузивных пород. Раскристаллизованные включения, представленные полнокристаллическим веществом с небольшими обособлениям газовой фазы, развиты в минералах интрузивов. Кристалло-флюидные включения, характеризующие большими объемами газовой фазы, представляют собой остатки расплавов-рассолов, с которыми связано формирование наиболее высокотемпературных ассоциаций гранитных пегматитов.

Газовые (пневматолитовые) включения характеризуют процессы пневматолитового минералообразования (см.рис.18). Их можно наблюдать в минералах пегматитов, грейзенов, скарнов,

карбонатитов. В этом классе выделяют включения сухих газов с небольшой добавкой жидкой фазы, представляющей собой обычно конденсат кислот. Иногда в таких включениях присутствуют и твердые фазы. В газовой-водных включениях газа по объему несколько больше, чем жидкости. Углекислые газовые включения обычно содержат и жидкую углекислоту.

Разнообразные жидкие (гидротермальные) включения образуются при гидротермальном минералообразовании (см.рис.18). Среди них выделяют включения водных растворов, водно-углекислые, коллоидно-водные. Фазовое наполнение включений водных растворов во многом определяется температурой гидротерм. С ростом температуры доля газовой фазы увеличивается. Во включениях высокотемпературных флюидов часто наблюдается большое разнообразие твердых фаз, указывающих на то, что эти флюиды представляли собой концентрированные рассолы. Водно-углекислые включения содержат, помимо газовой фазы, две не смешивающиеся жидкости - раствор и жидкую углекислоту. При нагревании включения до 32°C жидкая углекислоты переходит в газовую фазу. Появление таких включений свидетельствует о высоких парциальных давлениях CO_2 в гидротермальных растворах. Коллоидно-водные включения указывают на участие коллоидов в гидротермальном минералообразовании.

При изучении под микроскопом решается вопрос и о генезисе включений по отношению к минералу-хозяину. По происхождению флюидные включения разделяются на три большие группы: первичные, вторичные и псевдвторичные.

Появление первичных включений связано с образованием дефектов на гранях растущего кристалла. Так как кристалл находится во флюиде минералообразующей среды, то дефекты роста заполняются определенными объемами этой среды, а последующие нарастания кристаллических слоев приводит к изоляции этого объема и превращению его во флюидное включение. Первичные включения образуются синхронно с ростом кристалла, являясь, таким образом, источником геохимической информации о минералообразующей среде, в которой происходил этот рост. Наиболее часто встречающиеся случаи дефектного роста кристаллов, приводящие к образованию первичных включений, приводятся на рис.19. Образование первичных включений может происходить и при захвате флюида, расположенного в межзерновом пространстве, гранями растущих кристаллов.

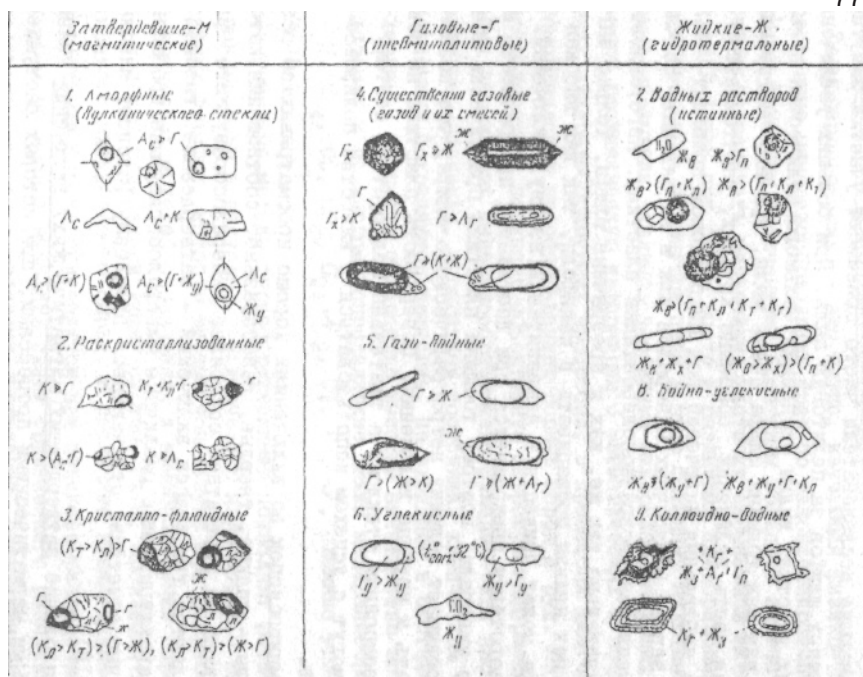


Рис.18. Схема фазовых состояний в системах включений минералообразующих расплавов и растворов. По Н.П. Ермакову [7]:

Типы включений: А-аморфные; К - кристаллические; Г - газовые; Ж-жидких растворов. Фазы внутри включений: в - водные; п - пвр; с-стекло; г-гель; з - золь; л - легкорастворимый галоид; т - труднорастворимый силикат; р - рудный минерал; х - смесь газов или жидкость неопределенного состава

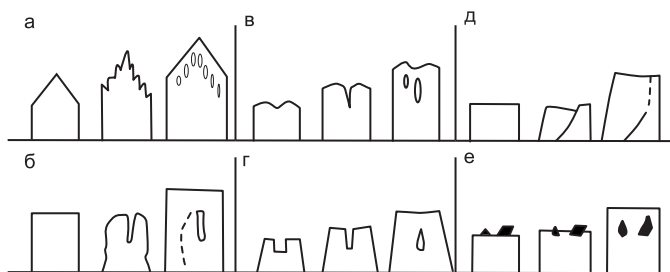


Рис. 19. Способы захвата первичных включений. По Э.Рёддеру [13]:

а-быстрый дендритный рост сменяется сплошным нарастанием; б-частичное растворение ранее образованного кристалла приводит к возникновению грубых выемок и искривленных поверхностей (при возобновлении роста обе эти формы нарушений являются местами захвата включений); в - включения захватываются между отдельными спиралями роста, а также на их нейтральных участках; г-включения захватываются при субпараллельном росте отдельных блоков кристалла; д- трещинка на поверхности растущего кристалла приводит к несовершенству его роста и захвату включений; е-любая частица чужеродного вещества, попавшая на поверхность растущего кристалла, может быть захвачена в виде твердого включения (при этом с ней может также захватываться некоторое количество флюида)

Образование вторичных включений связано с воздействием на уже сформировавшийся кристалл новых порций флюида. Чаще всего проникновение флюида внутрь кристалла происходит по системам мельчайших трещин, образующихся вследствие тектонических подвижек. Флюид, не полностью равновесный с кристаллом, частично растворяет стенки трещинок. Растворение обычно сменяется регенерацией растворенного вещества, приводящей к закупорке трещин и консервации флюида в виде включений. Регенерация уничтожает трещины, но их следы проявляются в виде зонк вторичных включений. Пересечение такими зонками гранки минеральных зерен однозначно свидетельствует о вторичности включений по отношению к минералу-хозяину (рис.20). Вторичные включения следует рассматривать как ценный источник геохимической информации о флюидах, воздействовавших на ранее отложившиеся минеральные агрегаты.

Кристалл во время своего роста может подвергаться различным механическим воздействиям, которые сопровождаются образованием в его теле трещин. Кратковременное изменение параметров минералообразующей среды приводит к растворению

кристаллического вещества в этих трещинах и образованию

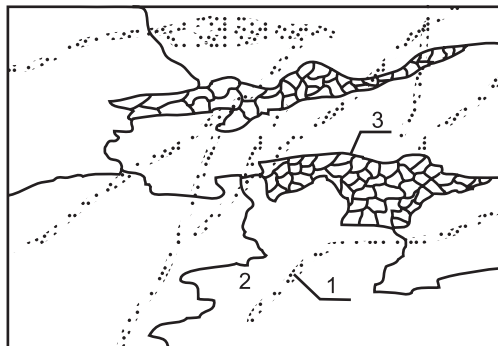


Рис.20. Зонки вторичных включений (1) рассекают агрегаты метаморфизованного кварца (2), в котором наблюдаются участки грануляции(3). Зарисовка прозрачного шлифа в скрещенных николях. Ув.80х.

зонок по отношению к уже отложившимся блокам кристалла включений. Продолжающийся рост кристалла залечивает трещины, и зонки включений оказываются внутри его. Эти включения, характеризующие локальные изменения минералообразования во время роста кристаллического индивидуума, получили название псевдоторичные, Механизм их образования изображен на рис.21.

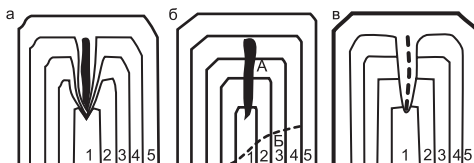


Рис.21. Различия между первичными и псевдоторичными включениями. По Э.Рёддеру [13]:

а-явно первичное включение (черное), захваченное при зарастании глубокой выемки в течение стадии 5. Стенки включения сложены веществом, отлагавшимся в эту стадию; б-явно псевдоторичное включение(А) было захвачено при зарастании глубокой каверны выщелачивания, образовавшейся между стадиями 4 и 5. Псевдоторичные включения, расположенные в плоскости Б были захвачены при залечивании трещины, также образовавшейся в это время; в- выщелачивание, происходившее в период между стадиями 4 и 5, привели к образованию глубокой каверны, пересекающей все зоны кристалла, сформированные в более ранние стадии. Эта каверна послужила местом формирования целой серии псевдоторичных включений

Минеральные агрегаты очень часто подвергаются различным преобразованиям, связанным с динамометаморфизмом, перекристаллизацией. Эти преобразования деформируют первичную форму кристаллов, что, с одной стороны, затрудняет выявление включений сингенетических по отношению к минералу-хозяину, а, с другой стороны, приводит к их уничтожению. Вместо них в кристаллах образуется колоссальное количество вторичных включений, как бы замещающих собой первичные и псевдвторичные. Особенно это характерно для руд гидротермальных месторождений, на которых ранее отложившиеся минеральные ассоциации подвергаются тектонической и гидротермальной проработкам, связанным с проявлением более молодых этапов (стадий) минералообразования.

Показателен в этом отношении широко распространенный в рудоносных жилах кварц. Свой белый цвет кварц приобретает из-за большого количества залеченных микротрещин, каждая из которых трассируется тысячами вторичных включений. По данным Э.Рёддера [13], жильные кварцы, подвергшиеся воздействию более поздних флюидов, содержат до 10^4 вторичных включений в 1 см^3 . Накопившийся за десятилетия опыт термобарогеохимических исследований показывает, что подавляющая часть включений в большинстве образцов является вторичными. Из этого следует правило "...включение считает вторичным до тех пор, пока не будет доказано его первичное происхождение" [13].

Применение растровой электронной микроскопии при изучении включений

Большой трудностью при термобарогеохимических исследованиях является изучение флюидных включений в непрозрачных минералах, к которым относится большинство рудных минералов. Хорошей помощью при этом является растровая электронная микроскопия, позволяющая с высокой разрешающей способностью изучать поверхность минералов. С помощью растрового электронного микроскопа можно выявлять формы вакуолей, решать вопросы их генезиса по отношению к непрозрачному минералу-хозяину.

Во флюидных включениях наблюдается большое разнообразие твердых фаз, диагностика которых в проходящем свете бывает крайне затруднена, во-первых, из-за микроскопических размеров самих минералов-узников, а, во-вторых, из-за оптических искажений, которые привносят окружающие минералы-узники газовая и жидкая фазы, а также вещество самого минерала-хозяина.

Получившие в настоящее время широкое распространение комбинированные системы растрового электронного микроскопа с энергодисперсионной микрозондовой приставкой позволяют одновременно изучать во вскрытых включениях форму минералов-узников и выявлять на качественном уровне их химический состав. Часто этого вполне хватает для диагностики минералов-узников.

С применением растровой электронной микроскопии в комбинации с микрорентгеноспектральным анализом во флюидных включениях были обнаружены галит, сильвин, гипс, целестин, гетит, гематит, магнетит, барит, родохрозит, флюорит, рутил, турмалин, эльпасолит ($K_2Na[AlF_2]$), кварц, тальк, канкринит, арсенопирит, халькопирит и другие минералы.

Метод гомогенизации

Каждое отдельное включение представляет собой надежно изолированную от окружающей среды стенками минерала-хозяина частичку минералообразующей среды. Если в момент изоляции этой частички (консервации включения) минералообразующий флюид был гомогенный, то при снижении температуры в этой частичке, помимо уже имеющейся фазы (жидкость или газ), могут образоваться и другие фазы (жидкая, твердая, газообразная), т.е. произойдет гетерогенизация флюида. Например, появление газового пузырька в водном включении связано с более высоким коэффициентом температурного сжатия гидротермального раствора по сравнению с веществом минерала-хозяина. Если раствор был изначально пересыщен солями, то при его остывании на стенках вакуоли могут отлагаться в виде твердой фазы минералы-узники. Температура гетерогенизации флюида во включении строго постоянна и определена физическим состоянием этого флюида.

В лабораторных условиях добиваются обратного процесса. Нагревая включение, начиная от комнатной температуры и одновременно наблюдая под микроскопом происходящие в нем изменения, можно зафиксировать температуру, при которой его наполнение вновь станет гомогенным. Эта температура называется температурой гомогенизации, а ее определение - методом гомогенизации. Температуру гомогенизации замеряют в специальной микротермокамере, устанавливаемой на столик микроскопа. Кусочек минерала (чаще всего обломок прозрачно-полированной пластины) помещают рядом с термопарой и производят его нагревание. Под микроскопом фиксируется момент полной гомогенизации включения, например, исчезновение газового пузырька, как изображено на рис.22.

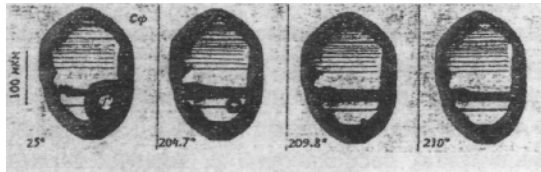


Рис.22. Гомогенизация газовой-жидкого включения (исчезновение газового пузырька при температуре 210°C) в сфалерите. По Э.Рёддеру [13]

Температуру гомогенизации следует рассматривать как наименьшую из возможных температур данного гидротермального раствора, дело в том, что повышение давления гидротермального флюида смещает температуру гомогенизации в сторону снижения относительно истинной температуры этого флюида. Гомогенизация может происходить во двум типам в жидкую фазу, когда флюид изначально представлял из себя жидкость, или в газовую фазу, когда флюид изначально находился в парообразном состоянии. Таким образом, метод гомогенизации может указывать и на агрегатное состояние минералообразующего флюида.

Естественно, что судить о температурных условиях образования минерала-хозяина можно лишь на основании гомогенизации первичных или псевдвторичных включений. Гомогенизация вторичных включений указывает лишь на температурную характеристику флюидного потока, действовавшего на этот минерал. Прежде чем приступить к определению температур гомогенизации, надо внимательно разобраться с генезисом тех групп включений, которые предназначены для этих исследований.

Метод декрепитации

Если включение после прохождения температуры гомогенизации продолжать нагревать, то при достижении определенной температуры силы внутреннего давления нагретого флюида превысят прочностные характеристики минерала-хозяина, и произойдет декрепитация (взрыв) этого включения. Нагретый флюид вырвется из вакуоли, а на его месте останется каверна. Температура взрыва включения называется температурой декрепитации.

Раньше метод декрепитации широко применяли для определения "температуры минералообразования", особенно для непрозрачных рудных минералов. Однако изучение особенностей консервации -включений в минералах, агрегатного состояния флюидов анизотропии прочностных свойств минералов, особенностей их фазовых переходов при нагревании показало,

что температура декрепитации в большинстве случаев далека от истинных температур минералообразующих флюидов. Методом декрепитации можно устанавливать лишь общие тенденции изменения температурного режима минералообразования, сравнивая для этого температуры декрепитации одного и того же минерала. Например, если в составе разновозрастных минеральных комплексов имеется пирит, то замеряя температуры декрепитации отдельных ге-нераций этого минерала и сравнивая их между собой, можно судить об относительных изменениях температурного режима флюидов от одной стадии минералообразования к другой,

В настоящее время для фиксации взрывов включений наиболее широко применяются акустические и газодинамические датчики. Акустические датчики регистрируют звуковые эффекты, сопровождающие взрывы включений. В газодинамических датчиках фиксируется поступление в вакуумную камеру выбросов флюида из взрывающихся включений. Самописцы рисуют кривую нарастания декрепитации включений (декрептограмму) по мере возрастания температуры нагревания пробы. За температуру декрепитации принимается температура начала массового взрыва включений (рис.23, точка I).

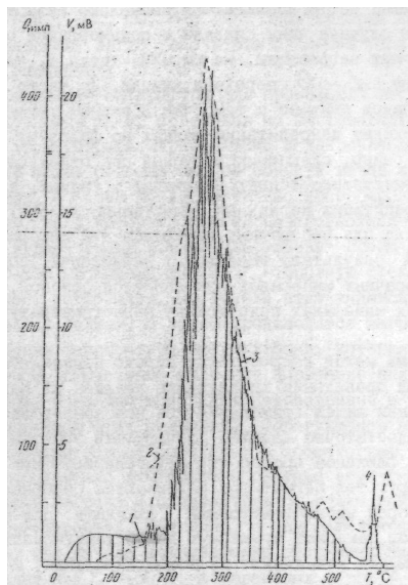


Рис.23. Декрептограммы кварца.

По Е.К.Котову к др. [II] :

1-точка характеризует начало массового растрескивания вакуолей (температура декрепитации). Кривые декрепита-1жи, полученные на установке акустического (2) и газодинамического (5) типов; 4-пик, связанны с α - β переходом кварца при температуре в 573°C

В методе декрепитации используется мономинеральная проба весом порядка 0,2-0,5 г и размером зерен 0,25-1 мм. Особое внимание уделяется чистоте отбора пробы. Попадание в пробу посторонних

минералов может привести к искажению декрептограмм.

На декрептограммах часто наблюдаются несколько разнотемпературных пиков. В ряде случаев пики связаны с

полиморфными превращениями минералов при нагревании. На рис.23, точка 4, например, фиксируют температуру α - β перехода кварца. Но часто появление дополнительных пиков связано с тем, что в разных температурных интервалах происходит декрепитация разных по фазовому накоплению включений. Например, низкотемпературный пик отвечает декрепитации вторичных существенно-водных включений в кварце, а высокотемпературный - декрепитации первичных существенно газовых включений в кварце. И если для прозрачных минералов эта информация является дополняющей результаты визуальных наблюдений под микроскопом, то для непрозрачных минералов она является основой, позволяющей выявить в этих минералах присутствие разнотемпературных групп включений.

В настоящее время метод декрепитации широко применяется для вскрытия вакуолей при проведении химического анализа их наполнения,

Метод декрепитации нашел применение при поисково-разведочных работах, как метод достаточно надежно фиксирующий участки горных пород, подвергшихся флюидной проработке рудогенерирующими растворами. Например, вокруг тел пегматитов развиваются обширные ореолы проработки горных пород пневматолитовыми флюидами, для оконтуривания таких ореолов замеряют суммарную декрептоактивность горной породы. При этом уже использую не мономинеральные, а полиминеральные пробы горных пород. В минералах появляются многочисленные вторичные включения и ореолы пневматолитового пропаривания отчетливо фиксируются по повышению декрептоактивности горных пород.

Методы определения химического состава вакуольных растворов

Флюидные включения заключают в себе объективную информацию о химическом составе минералообразующих сред. В термобарогеохимических лабораториях разработаны методики его комплексного изучения.

Определение химического состава вакуольных растворов обычно начинается с газохроматографического анализа, позволяющего определить общее содержание вакуольной H_2O в грамм-навеске изучаемого минерала, а также содержание в этой грамм-навеске вакуольных газов - CH_4 , CO_2 , CO , N_2 , H_2 . Зная содержания воды и газов в грамм-навеске, легко рассчитать и концентрации этих газов в вакуольных растворах.

В качестве аппаратуры для проведения этого анализа используется установка ВД-3, состоящая из нагревательного устройства, газового хроматографа марки ЛХМ8МД и декрепитометра. Газохроматографический метод основан на способности газов абсорбироваться на сорбентах, а затем последовательно десорбироваться в потоке газа-носителя, роль которого при термобарогеохимических исследованиях обычно играет гелий. Мономинеральная проба фракций 0,5-1 мм и весом 200-500 мг помещается в V-образную стеклянную трубку нагревательного устройства. Из трубки откачивается воздух, ее объем заполняется гелием, а затем производится нагревание пробы. После прохождения температуры декрепитации, которая фиксируется декрепитометром, происходит массовое взрывание включений, и в стеклянную трубку с гелием поступает переведенное в газообразное состояние содержимое этих включений. Образующаяся в трубке смесь гелия с вакуольными газами поступает в хроматограф, на котором и происходит определение химического состава этих газов и их количеств.

Режим нагрева и, следовательно, режим декрепитации включений можно регулировать. Например, с помощью декрептограмм было установлено, что начало декрепитации вторичных включений в кварце происходит при $t = 150^{\circ}\text{C}$, а первичных - при $t = 320^{\circ}\text{C}$. Нагревая пробу до $t = 300^{\circ}\text{C}$ можно осуществить вскрытие практически всех вторичных включений и на хроматографе получить их газовый состав. Затем продолжая нагревать пробу (для кварца нагрев обычно проводят до $t = 600^{\circ}\text{C}$), проводят вскрытие первичных включений и определение их газового состава. Метод декрепитации, таким образом, является хорошим помощником при дифференцированном изучении состава различных групп включений в одном и том же минерале.

После прогрева на стенках взорвавшихся включений остаются вещества, не перешедшие в газообразное состояние. Чаще всего это минералы-узники или соли, образовавшиеся при возгонке газовой фазы. Определять их состав и количество позволяет метод водных вытяжек. Пробу после проведения газовой хроматографии тщательно стирают и заливают дистиллированной водой. Растворимые твердые фазы включений при этом переходят в раствор. В этом растворе с помощью ионно-селективных электродов определяют содержания S; Cl; J; F; B, а с помощью пламенной фотометрии - содержания K; Na; Ca; Mg.

Метод водных вытяжек применяют и для проб, не подвергнутых декрепитации. Это делается для веществ, которые при нагревании могут перейти в другие модификации, например, CO_2 . Пробу весом

порядка 5 г тщательно истирают без нагревания, а затем титрованием определяют в водной вытяжке содержания необходимых веществ.

При определении состава вакуольных растворов с помощью газовой хроматографии и водных вытяжек необходимо соблюдать условие -определяемое химическое соединение не должно входить в состав минерала-хозяина, так как его появление в анализируемых растворе или газовой смеси может быть связано с возможными преобразованиями этого минерала при его нагревании или механическом истирании. Например, данные по содержаниям А, CO_2 , HCO_3 — в вакуольных растворах из кальцита следует считать некорректными, так как нет никакой гарантии, что при нагревании или истирании пробы кальцита часть этих веществ не перешла в анализируемые газовую смесь или водную вытяжку.

ГЛАВА 9. МИНЕРАЛЬНЫЕ СРАСТАНИЯ В РУДАХ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ. СТРУКТУРЫ И ТЕМПУРЫ РУД

Исследование структур к текстур руд преследует две крупные задачи:

структурно-текстурный анализ является основой для оценки последовательности минералообразования в рудах, что позволяет понять геохимические условия процессов рудообразования и на их основе выяснить минералого—геохимические закономерности формирования оруденения. Таким образом, это является одним из важнейших факторов прогноза оруденения и его генетической интерпретации;

изучение структур и текстур руд, наряду с диагностикой рудных минералов, дает необходимый материал для совершенствования технологии обогащения и переработки руд, определяя особенности механического измельчения и сепарации различных компонентов комплексного оруденения. Существуют разные подходы к определению и систематике структур и текстур руд. В качестве определений структуры и текстур руд мы используем наиболее употребимые в настоящий момент определения, близкие к определениям А.Г.Бетехтина (1934).

Под структурой руды понируют строение минеральных агрегатов, определяемое формой, размерами и сочетанием слагающих его зерен. Под текстурой руды понируют особенности строения рудной массы, обусловленные ориентировкой и пространственным соотношением различных минеральных агрегатов, слагающих руду.

В качестве классификации структур и микроструктур руд мы примем классификацию, разработанную А.Г.Бетехтиным, дополненную профессором МГРИ Т.М.Кайковой. Эта классификация структур направлена на выяснение генетических соотношений минералов, по нашему мнению, наиболее просто дифференцирует важнейшие признаки минеральных взаимоотношений. На ее примере наиболее легко можно показать принципы структурно-текстурного анализа к легко применять их в практической деятельности. Классификация приведена в табл.3.

Поясняя те или иные структуры, мы за недостатком объемов ограничимся наиболее простыми и понятными зарисовками(иногда схематичными зарисовками) минеральных взаимоотношений. Богатейший материал по структурам и текстурам руд с многочисленными микро-фотографиями приводятся в работах А.Г.Бетехтина. П.Рамдора, С.К.Талдыкина, К.Ф. Гончарни, Г.Н. Еникеева, Б.З. Розина и других.

Классификация структур руд (по А.Г.Бетехтину)

<u>СТРУКТУРЫ</u>				
Кристаллизации из расплавов и растворов		распада твердых веществ	перекристаллизации	хрупкой и пластической деформации
зернистые	коррозионные			
1	2	3	4	5
Панидиоморфнозернистые	Разъедания	Эмульсионная	Радиально-лучистые	Смятая
Гипидиоморфнозернистые	Пересечения	Пластинчатая	Гранобластическая	Гранокластическая
Аллотриоморфнозернистая	Петельчатая	Ракетчатая	Порфиробластическая	Порфирокластическая
Порфирированная а) гипидиоморфнозернистая, б) аллотриоморфнозернистая	Решетчатая	Петельчатая		
Пойкилитовая	Остатков от замещения	Зернистая		
Колломорфная	Скелетная			
	Графическая			
	Метазернистая			

Структуры кристаллизации из расплавов и растворов

В этой группе выделяется большая подгруппа зернистых структур. Зернистые структуры образуются при одновременном росте зерен минералов без коррозии с общими границами. В этом случае характер структур срастания определяется не только характеристиками раствора, благоприятными для кристаллизации всех минералов, но также силой кристаллизации, скоростью кристаллизации вещества, однородностью агрегата.

Панидиоморфнозернистая структура может встречаться в однородных агрегатах какого-либо минерала, в которых все зерна имеют свойственные им кристаллографические формы. Это можно представить себе в ряде случаев в агрегатах минерала

гексагональной сингонии -например, кварца. П.Рамдор (1962 г.) отвечает, что такие случаи характерны для кристаллизации минералов в открытых полостях.

Гипидиоморфнозернистая структура выражается срастанием двух и более минералов, некоторые из которых обладают идиоморфными очертаниями зерен, а другие - ксеноморфными. Грани ровные, характеризующиеся отсутствием коррозии. Гипидиоморфнозернистая структура характеризуется сопоставимыми размерами зерен срастающихся минералов (рис.24); если же они существенно различаются, структура характеризуется как порфировая гипидиоморфнозернистая.

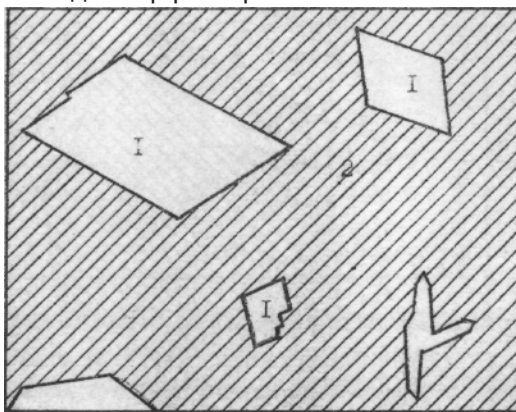


Рис.24. Гипидиоморфнозернистая структура. Идиоморфные кристаллы(1) арсенипирита в кварцевом агрегате (2). Рисунок по фотографии золото-сульфидной руды. Полированный шлиф, ув.200, ник.П

Аллотриоморфнозернистая (аллотриоморфная) структура. Для характеристики руд термин впервые применен Шнейдерхеном. Структура характеризуется отсутствием кристаллографических форм у образующих ее минералов в руде. Все зерна ксеноморфны. Аллотриоморфнозернистая структура образуется при одновременном росте минеральных зерен, когда скорость роста и сила кристаллизации у минералов близки и их зерна в равной степени “мешают” росту друг-друга (рис.25). Аллотриоморфнозернистая структура часто встречается в рудах, причем особенно часто - в агрегатах одного и того же минерала. Она хорошо заметна в скрещенных николях у анизотропных минералов (например, в агрегатах пирротина, антимонита и др.). В агрегатах изотропных минералов заметна при травлении поверхности шлифа.



Рис.25. Аллотриоморфнозернистая структура срастания пирита(1) и арсенопирита(2). Рисунок по фотографии. Полированный шлиф, ув.200, ник.П

При резкой разнице размеров минеральных зерен, образующих аллотриоморфнозернистую структуру, выделяют порфировую аллотриоморфнозернистую структуру срастания (рис.26).

Поккиллитовая структура. Термин применен впервые в петрографии Вильямсом в 1886 г. В рудах пойкиллитовая структура возникает при одновременном росте минералов, но при резко различной скорости роста кристаллических индивидов,

Мелкие зерна одного из генералов (медленно растущего) оказываются “захваченными” при росте крупных зерен другого (быстро растущего) минерала. В результате крупные зерна или отдельные их зоны как бы “пронизаны” или насыщены мелкими выделениями другого минерала (рис.27). Пойкиллитовая структура часто сочетается с аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой.

По внешним признакам пойкиллитовая структура обладает известным сходством с эмульсионной или зернистой структурами распада твердого раствора, а также иногда - с коррозионной структурой разъедания. В отличие от структур распада твердого раствора, у пойкиллитовых выделений нередко удается рассмотреть кристаллические очертания зерен или индукционный характер границ - заметны мельчайшие грани роста.

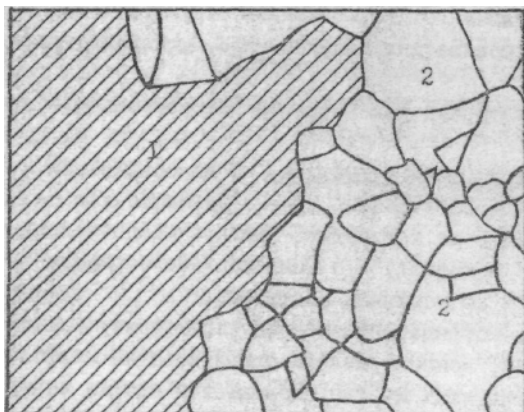


Рис.26. Порфиرويدная аллотриоморфнозернистая структура. Крупные зерна борнита (1) в сростании с мелкозернистым агрегатом халькопирита (2). Рисунок по фотографии. Полированный шлиф, ув.200,ник. II



Рис.27. Пойкилитовая и гипидиоморфнозернистая структура сростания галенита и кальцита. Мелкие выделения галенита (1) захватываются при росте относительно идиоморфных кристаллов кальцита (2). Рисунок по фотографии. Полированный шлиф, ув. 400, ник. П.

В отличие от коррозионных структур - грани пойкиллитовых выделений ровные или индукционные, кристаллографически мотивированные .

Характерная для коррозии “зазубренность” практически отсутствует.

Колломорфная структура. в классификации А.Г.Бетехтина колломорфные образования рассматриваются как результат образования минералов из коллоидов. Позднее многочисленными

исследованиями было показано, что колломорфные образования могут легко возникать и из истинных растворов.

Колломорфные образования характеризуются сфероидальной, почковидной, концентрически-скорлуповатой морфологией. В колломорфных агрегатах иногда наблюдается частые чередования слоев разного состава, которые, таким образом, образуются близко по времени (рис.28).

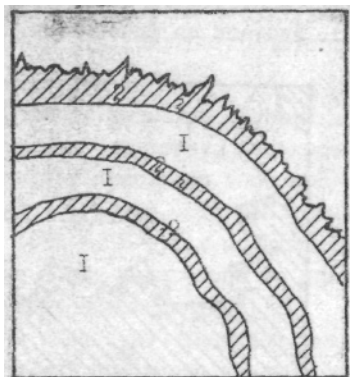


Рис.26. Колломорфная структура. Заметно чередование “слоев” никелина(1) и раммельсбергита(2) в почковидных выделениях арсенидов. По периферии - кальцит (3). Полированный шлиф, ув.200, ник. П.

Коррозионные структуры

Коррозионные структуры в классификации А.Г.Бетехтина образуют значительную группу (рис.29-36). Они чрезвычайно широко распространены в рудах и имеют важное значение для установления последовательности кристаллизации минералов из растворов и расплавов.

Коррозионные структуры возникают вследствие химических реакций выделившихся минералов с гидротермальным раствором или расплавом, неравновесным твердой фазе. В этих условиях происходят следующие явления.

1. Растворение минералов с удалением продуктов реакций и с последующим заполнением пустот и полостей поздними минералами.

2. Замещение минералов. А.Г.Бетехтин выделяет три вида замещения:

а) разъедание ранних минералов без сохранения или с сохранением реликтовых форм. По существу этот вид замещения сходен с явлениями растворения с последующим выполнением

пустот и полостей. Различия здесь только в меньшем временном отрыве образования замещающего минерала, который в этом случае образуется практически в момент растворения;

б) замещение с образованием новых химических соединений или твердых растворов;

в) диффузионное замещение путем обмена ионов между твердым минеральным веществом и раствором.

3. Образование минералов в результате метасоматических процессов, при генеральных преобразованиях непосредственно в твердой фазе. Типы структур руд, выделяемые А.Г. Бетехтиным, учитывают все эти особенности минералообразования (см.табл.3).

Структуры разъедания проявляются в заметном нарушении формы зерен ранее выделившихся минералов на контакте с более поздним минералом. Грани к особенно вершинки кристаллов подвергаются разъеданию с образованием зазубренных границ, коррозионных “заливов”. Часто отмечается, что разные кристаллы или зерна одного минерала даже в одном шлифе в разной степени подвергаются разъеданию - одни совсем слабо, другие разъедены очень сильно.

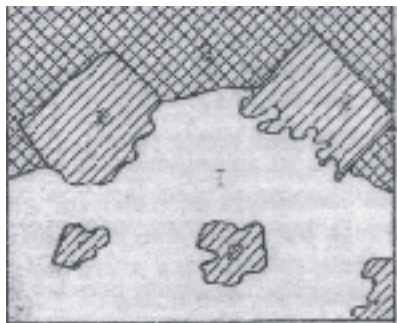


Рис.29. Коррозионная структура разъедания. Кристаллы пирита (2); сохраняющие признаки идиоморфизма, корродированы агрегатом галенита с образованием “заливов”(1); кварц (3). Полированный шлиф, ув. 240, ник. П.

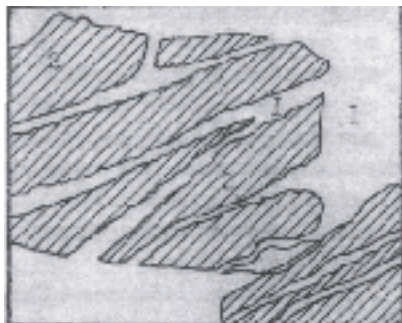


Рис.30. Структура пересечения. Кристаллы пирита (2) корродируются кальцитом (1) вдоль суб-параллельных прожилков . Полированный шлиф, ув. 160, ник. П.

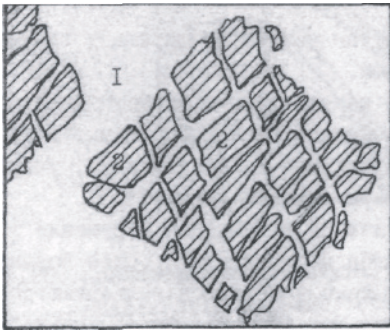


Рис.31. Решетчатая коррозионная структура. Кристаллы пирита (2) корродируются кальцитом (I) вдоль пересекающихся микропрожилков . Полированный шлиф, ув.168, ник. П.

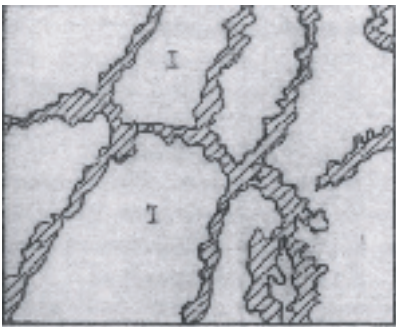


Рис.32. Петельчатая коррозионная структура. Коррозия агрегата халькопирита магнетитом по микропрожилкам вдоль границ зерен. Полированный шлиф, ув. 90. По А.Г.Бетехтину,1958 г.

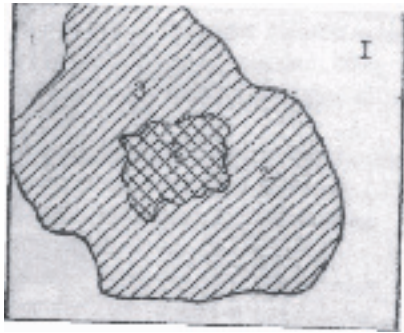


Рис.33. Структура остатков от замещения . Псевдоморфоза виоларита (3) по пентландиту (2), остаток которого сохранился в центре зерна (1) - халькопирит. Полированный шлись, ув.160. По А.Г.Бетехтину, 1956 г.



Рис. 34. Скелетная коррозионная структура. Замещение центральных частей кристаллов магнетита(1) карбонатом (2). Полированный шлиф, ув. 410. По А.Г.Бетехтину, 1958г.

Рис.35. Метазернистая структура.



Цепочки хорошо огранных кристаллов арсенопирита (1) в сфалерите (2) и кальците (3). полированный шлиф, ув.40. По А.Г.Бетехтину 1958 г.



Рис.36. Метакристаллы арсенопирита (1), переполненные включениями нерудных минералов (серпентин и др.), слагающих основную массу. Полированный шлиф,ув.40.По А.Г.Бетехтину,1958г.

третьи умеренно. Как правило, это связано с резкими геохимическими неоднородностями гидротермальных растворов.

Структуры пересечения возникают при замещении одного минерала другим вдоль микротрещин, трещинок спайности (см.рис.30). Структуры пересечения могут наблюдаться не только в одном зерне, но и в агрегате зерен.

Решетчатая структура возникает при замещении одного минерала другим вдоль сетки пересекающихся микротрещин (см.рис.31). В узлах пересечения трещин образуются утолщения, характерные для коррозионной решетчатой структуры,

Петельчатая структура возникает чаще всего в агрегатах вдоль ослабленных зон, трассирующих границы зерен в агрегатах (см. рис.32).

Структура остатков от замещения характерна для замещений с образованием новых химических соединений, реакционных кайм. Выражается она в том, что в новообразованиях более позднего минерала заключены реликты раннего минерала, послужившего источником ряда элементов для замещающего минерала (см.рис.33).

Скелетные коррозионные структуры возникают в тех случаях, когда более интенсивному замещению подвергаются не периферические, а центральные части кристаллов (см.рис.34). Такие формы чаще всего наблюдаются у пирита, магнетита и ряда других минералов, обладающих плотнейшей упаковкой ионов (по А.Г.Бетехтину). Нужно отметить, что далеко не всегда удается достоверно отличить коррозионные скелетные зерна от скелетных кристаллов, выросших метасоматическим путем в твердых средах.

Графические структуры характеризуются взаимным прорастанием двух минералов так, что извилистые вроски одного минерала в другом имеют одинаковую оптическую ориентировку. Есть разные точки зрения на формирование графических структур. А.Г. Бетехтиным они связываются с явлениями коррозии в момент кристаллизации из раствора или расплава.

Метазернистые структуры возникают при образовании кристаллов в твердых средах метасоматическим путем. Такие кристаллы имеют, как правило, хорошую огранку и называются метакристаллами.

Морфологически метазернистые структуры легко спутать с гипидиоморфнозернистыми структурами, хотя генетическая их интерпретация совершенно противоположна - гипидиоморфнозернистые структуры образуются при одновременной кристаллизации минералов, а метазернистые - при разновременной кристаллизации (метакристаллы - более поздние образования по отношению к вмещающей их минерализации). Путаницы можно, однако, избежать, если постараться найти характерные признаки метакристаллов в рудах. Такими признаками являются:

метакристаллы чаще всего растут вдоль прожилков или образуют цепочки зерен вдоль микротрещин (см.рис.35);

нередко наблюдаются идеально выраженные кристаллические ограничения (что во многих других случаях является большой редкостью); часто метакристаллы имеют простейшие формы; метакристаллы нередко переполнены включениями окружающих минералов (см.рис.36) г

метакристаллы приобретают нередко уплощенные и скелетные формы, иногда - футлярообразные очертания.

Как правило, для отнесения каких-либо минеральных выделений к метакристаллам надо опираться не на один какой-либо признак, а на несколько, что существенно повышает надежность исследования.

Структуры, возникающие при распаде твердых растворов

Известно, что при образовании минералов в условиях высоких температур, нередко образуются однородные минералы, представляющие собой твердые растворы, далеко не все вещества способны образовывать твердые растворы. Полагают, что способность минералов образовывать, твердые растворы в значительной степени обусловлена изоморфизмом, т.е. способностью элементов близких по геохимическим характеристикам замещать друг друга в химических соединениях родственного состава. Таким образом, твердые растворы могут давать минералы сходного состава с ионами близкого радиуса, электроотрицательностью и т.д.

Твердые растворы часто обнаруживают тенденцию к распаду при снижении температуры, при этом происходит обособление выделяющихся минералов в виде включений. Срастание таких включений с вмещающим минералом образуют “структуры распада твердых растворов”.

При постепенном снижении температуры могут возникать эмульсионные структуры (рис. 37) или при концентрации вещества вдоль кристаллографических направлений вмещающего минерала - пластинчатые, решетчатые, зернистые структуры распада твердых растворов (рис. 38-40). При большом количестве выделившегося вещества и медленном остывании происходит самоочистка зерен вмещающего минерала с образованием петельчатых структур. Возможны и другие морфологические различия.

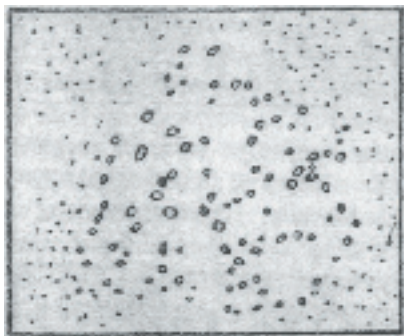


Рис.37. Эмульсионная структура распада твердого раствора. Мелкие выделения халькопирита в сфалерите. Полированный шлиф, ув. 680. По А.Г.Бетехтину, 1958г.

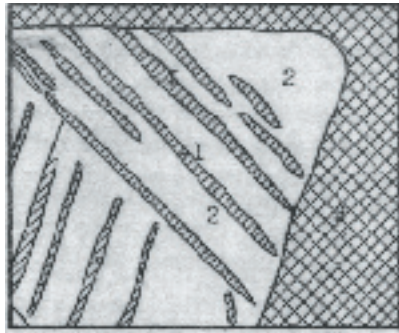


Рис.38. Пластинчатая структура распада твердого раствора. Пластинки ильменита (1) в магнетите (2), окружающее (3) - силикаты, полированный шлиф, ув. 410. По А.Г. Бетехтину, 1958 г.

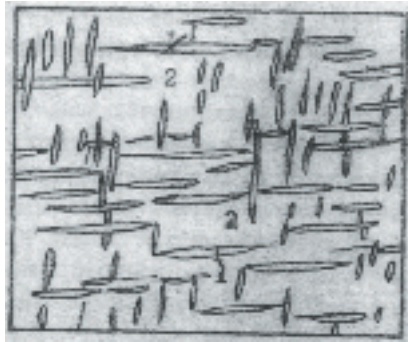


Рис.39. Решетчатая структура распада твердого раствора халько-пирита (1) в борните (2). Полированный шлиф, ув.410. По А.Г.Бетехтину, 1958 г.

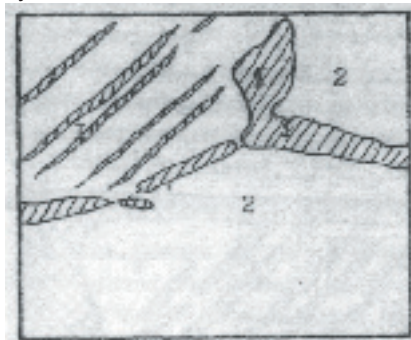


Рис.40. Зернистая структура распада твердого раствора. Выделения ильменита (1) вдоль границ зерен и между зернами магнетита (2). Полированный шлиф, ув.150, снято с иммерсией. По А.Г.Бетехтину, 1958 г.

Наиболее общими признаками распада твердых растворов по А.Г.Бетехтину являются следующие:

1. Закономерное распределение включений вдоль определенных кристаллографических направлений вмещающего минерала.

2. Включения имеют резкие, ровные границы и обычно представляют собой монокристаллические зерна, определенным образом ориентированные по отношению к вмещающему минералу.

3. Включения встречаются только в одном каком-либо определенном минерале (например, халькопирит в сфалерите).

4. Ориентировка включений в смежных зернах различна.

5. Для решетчатых структур характерно выклинивание пластинок в месте пересечения (противоположно утолщениям коррозионных решетчатых структур).

6. Включения и вмещающий минерал должны обладать общими кристаллохимическими особенностями.

Структуры распада твердого раствора часто образуют пары: сфалерит-халькопирит; сфалерит-пирротин; пирротин-петландит; халькопирит-кубонит; магнетит-ильменит; халькопирит-борнит.

Структуры распада твердого раствора, также как и зернистые структуры, указывают на одновременное образование срастающихся минералов в парагенезисе.

Структуры перекристаллизации

Замечено, что руды легко поддаются явлению перекристаллизации, особенно в процессах метаморфизма, под действием повышенной температуры, давления, деформаций. В процессах динамометаморфизма при перекристаллизации возникают, как правило, более мелкозернистые образования, лучше “сопротивляющиеся” динамическим воздействиям. Для наблюдения перекристаллизации часто полезно сравнивать структуры срастания в агрегатах анизотропных минералов или в шлифах после структурного травления. В том и другом случае размеры и форма зерен, а также их изменения при перекристаллизации хорошо заметны. Целесообразно при этом изучать шлифы, отобранные на некотором удалении друг от друга. Одни, например, непосредственно из тектонических зон, другие на удалении, третьи - еще дальше. Перекристаллизация более интенсивна вблизи зон смятия, дислокации и ослабевает по мере удаления от них. Она проявляется часто в развитии мелких кристалликов того же минерала первоначально вдоль границ крупных “первичных” зерен

(рис.41) вплоть до полной перекристаллизации в мелкозернистый агрегат непосредственно в зонах интенсивных дислокаций.

По относительному размеру зерен выделяют структуры перекристаллизации: порфиробластическую и гранобластическую (рис.41,42).

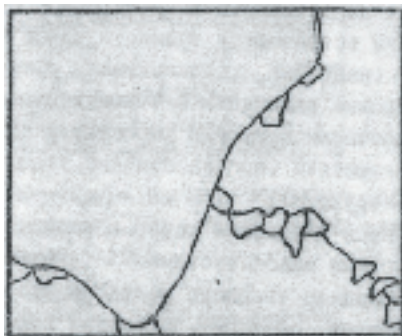


Рис.41. Порфиробластическая структура перекристаллизации пирротина. В результате перекристаллизации в агрегате пирротина вдоль границ его крупных зерен появляются мелкие новообразованные зерна. Полированный шлиф, ув.80, ник.+
Рисунок по фотографии

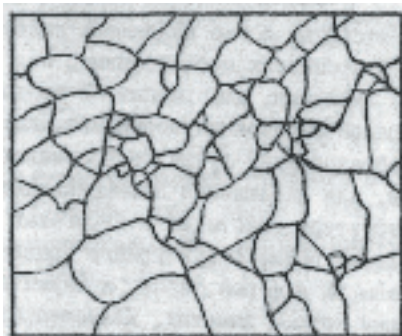


Рис.42. Гранобластическая структура. Полностью перекристаллизованный агрегат пирротина. Реликты крупных зерен не сохранились, полированный шлиф, ув. 80, ник.+
Рисунок по фотографии

Несколько особняком выделяется структура раскристаллизации коллоидов-радиальнолучистая (рис.43). Структуры перекристаллизации позволяют выделить несколько генераций (т.е. разновременных образований) одного и того же минерала.



Рис.43. Почка магнетита радиальнолучистого строения(1) в кварце (2). Полированный шлиф, ув.17. По А.Г.Бетехтину

Структуры хрупкой и пластической деформаций

Эти структуры в рудах появляются в результате механических воздействий, возникающих, как правило, при тектонических явлениях.

Хрупкие деформации обуславливают развитие катакластических структур - гранокластической и порфирокластической (см.табл.3) или структуры смятия. Агрегаты твердых и хрупких минералов в первую очередь подвергаются дроблению и в них легко возникают катакластические структуры.

Порфирокластическая структура характеризуется сочетанием мелких обломков раздробленных зерен и крупных обломков зерен или кристаллов, лучше сохранившихся от дробления (рис.44).

Гранокластическая структура рассматривается как разновидность катакластических структур с примерно одинаковыми размерами обломков.

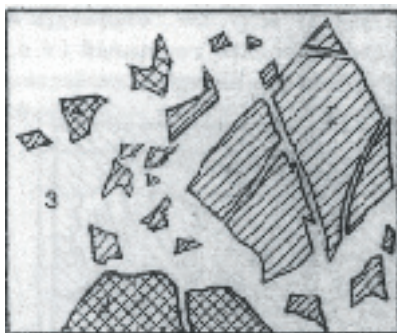


Рис.44. Порфирокластическая структура. Крупные и мелкие обломки арсенопирита(1) и пирита(2) в кварце (3). Полированный шлиф, ув.40,ник.П. Рисунок по фотографии.

Совместно с катакlastическими структурами нередко наблюдается микропрожилковая текстура.

Структура смятия возникает обычно в пластичных минералах -галените, халькопирите, висмутите. Смятие характеризуется изогнутостью или небольшими сдвигами зерен пластичных минералов. Структура смятия может быть заметна в анизотропных минералах, в минералах с видимой спайностью (у галенита по ориентировке треугольников выкрашивания) или при структурном травлении (рис. 45).



Рис.45. Структура смятия. Пластическая деформация галенита(1) заметна благодаря изгибам трещинок спайности, трассируемых треугольниками выкрашивания. Полированный шлиф,ув.40

Изучение структур руд дает важнейший фактический материал для выяснения последовательности минерале образования, реконструкции геохимических условий кристаллизации рудных минералов и концентрации полезных компонентов.

Зернистые структуры и структуры распада твердых растворов рассматривают как свидетельство одновременной кристаллизации минералов в парагенезисе. Напомним, что под парагенезисом, или парагенетической ассоциацией обычно понимают “совместное нахождение минералов, обусловленное их происхождением” - определение введенное А.С. Уклонским в 1940 г. В том же смысле употребляется этот термин в работах Д.С.Коржинского, А.Г.Бетехтина, М.Ф.Стрелкина, Б.С.Соболева, В.П. Ложкова и др. Смысл этого термина, таким образом, близко отвечает понятие “совместное образование минералов”.

Критериями для выделения парагенетических ассоциаций, исходя из определения, являются:

- 1) обязательное совместное срастание без коррозии;
- 2) близкоодновременное образование.

Именно этим условиям соответствует формирование зернистых структур.

Кроме одновременного образования разных минералов (парагене-зисов) в природе нередко наблюдается обратное явление - одновременные образования одного и того же минерала - называемые гене-рациями.

Генерации минерала возникают при прерывистом выделении этого минерала из растворов. Поскольку свойства гидротермальных растворов постоянно меняются в процессе развития рудообразования, разные генерации ("порции") минерала характеризуются обычно и различными признаками.

Важнейшим признаками, позволяющими выделить генерации, являются следующие:

1. Разные генерации одного минерала нередко существенно отличаются друг от друга формой зерен, кристаллов, выделении.
2. Генерации обычно существенно отличаются размерами зерен.
3. Разные генерации характеризуются разными структурами срастания и временными соотношениями с другими генералами.

Разным генерациям свойственны некоторые изменения в составе элементов примесей.

Последовательное образование минералов характеризуется коррозионными структурами, катакластическими и структурами перекристаллизации.

Наиболее легко временные соотношения минералов устанавливаются в катакластических структурах. Совершенно очевидно, что минералы обломков сформированы раньше, чем минералы цементирующие обломки.

Несколько сложнее вопрос решается при наблюдении коррозионных структур, поскольку, хотя коррозия сама по себе устанавливается без затруднений, не всегда ясно, какой минерал корродирует, а какой корродируется.

В этом случае задача наиболее просто решается, если хотя бы один из минералов выделяется в виде кристаллов или зерен. Если удастся установить коррозионные структуры с образованием коррозионных "залитов" в кристаллах или зернах одного из минералов, признаки коррозии граней, ребер, вершин кристаллов, то вопрос решается очень просто: тот минерал, кристаллы которого подвергаются коррозии, естественно, выделяется раньше тех, которые его корродируют.

Если оба минерала не образуют ясно выраженных кристаллов, выделяясь в зернистых агрегатах, возможно оценить форму зерен в

скрещенных николях (для анизотропных минералов) или прибегнуть к структурному травлению.

Шлиф травят в парах царской водки, удерживая его полированной поверхностью под открытым сосудом с этим реактивом в течение 0,5-1 мин. При этом границы зерен и двойников протравливаются сильнее и выступают в виде тонких черных линии, показывающих зернистое строение агрегата. В этих случаях обычно также устанавливается форма зерен и можно заметить ее нарушение при коррозии, наконец, в микрозернистых агрегатах, в которых не удастся разглядеть форму отдельных зерен, можно попытаться найти мельчайшие прожилки - "просечки" одного минерала в другом, которые также способны надежно указать последовательность образования минералов.

На основании изучения структур руд строятся схемы последовательности образования минералов (по данным лабораторных исследований). Пример такой схемы последовательности приведен на рис.46.



Рис. 46. Пример схемы последовательности образования минералов, построенной по данным изучения руд в лабораторных условиях: 1-минералы широко распространенные; 2-минералы распространенные; 3-минералы мало распространенные.

В левой колонке схем последовательности приводится общий список минералов в рудах примерно в порядке последовательности их выделения.

Длина горизонтальных отрезков, символизирующих время образования минералов, выбирается одинаковой для всех минералов или кратной постоянной величине. Она не может показываться произвольно, поскольку нам неизвестно абсолютное время образования минералов. Мы можем оценить только относительный параметр - последовательность выделения минералов из растворов и расплавов. Толщина горизонтальных отрезков выбирается пропорционально количеству минерала в руде. Высота "пиков" в графе "тектоническое дробление" отражает оценку интенсивности дробления.

Схема последовательности минералообразования сопровождается микрофотографиями, микроразрисовками и текстовым описанием руды, в котором описываются все минералы в порядке их выделения в руде. План такого описания, составленный профессором Т.М. Кайковой, приводится ниже.

Описание минералов проводится в порядке последовательности выделения минералов в руде. Каждый минерал описывается в виде связного раздела по приводимому ниже плану.

1. Название минерала и его химическая формула.
2. Диагностические свойства минерала в отраженном свете (отражение, кривые дисперсии, цвет, двуотражение, поведение в скрещенных николях, внутренние рефлекссы, твердость, гр. рельефа и проч.).
3. данные точной диагностики, результаты анализов минерала (если имеются).
4. что минерал образует в руде? (Отдельные рассеянные зерна, скопления, сростки зерен, зернистые агрегаты, слагает основную массу, образует цемент между обломками, образует прожилки и т.д.)
5. В чем (в каком минерале) вкраплен данный минерал, или с какими минералами он образует совместные сростания?
6. Равномерно или нет распределен в руде?
7. Форма выделений, данного минерала, Форма зерен, кристаллов, агрегатов. Размер выделений данного минерала (размер зерен, зернистых агрегатов). Размеры обычно характеризуют с использованием выражений "от до, чаще всего встречается".
8. Строение зерен и зернистых агрегатов (зернистость, зональность, двойники), наблюдаемые в скрещенных николях или послеструктурного травления.

10. Характеристика границ срастания минерала с другими минералами. Границы срастания; прямолинейные, криволинейные, бухтообразные, заливообразные и т.д.

11. Структуры руд, образуемые данным минералом с другими. Дается обоснование структуры руды и ее краткое описание. Для коррозийных структур указываются фактические данные, позволяющие судить о последовательности выделения, например, “заметны узкие заливы галенита в кристаллах арсенопирита” или подобные.

12. Выделяются генерации минерала, основываясь на формах, размерах, его выделениях, возрастных соотношениях и др.

13. Парагенетические ассоциации минерала. Какими структурами они подтверждаются.

14. “Место” данного минерала в последовательности образования минералов с кратким обоснованием.

Список рекомендуемой литературы

1. Бетехтин А.Г. “Классификация структур и текстур руд”. Изд. АН СССР (сер.геол.) № 1 и 2, 1937 г.
2. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шалдун Т.Н. “Текстуры и структуры руд”. М., изд-во АН СССР, 1958 г.
3. Воынский И.С. “Определение рудных минералов под микроскопом”, М., Госиздат геологической литературы, 1947 г.
4. Вяльсов Л.Н. “Оптические методы диагностики рудных минералов”, М., Недра, 1976 г.
5. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. “Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ”, М., Недра, 1981 г.
6. Дубинчук В.Т. “Прикладное значение электронной микроскопии в изучении минерального сырья”. М., ОНТИ ВИМС, 1980 г.
7. Ермаков Н.П. “Геохимические системы включений в минералах”. М., Недра, 1972 г.

8. Исаенко М.П., Афанасьева Е.Л. “Лабораторные методы исследования руд”. М., Недра, 1992 г.
9. Кайкова Т.М. “Изучение минерального состава руд в полевых условиях”. М., МГРИ, 1982 г.
10. “Колебательная спектроскопия. Современные воззрения”. М., Мир, 1981 г.
11. “Методы изучения урановых месторождения в осадочных и метаморфических толщах”, М., Недра, 1965 г.
12. Рамдор П. “Рудные минералы и их сростания”. Изд-во иностранной литературы, Москва 1962г.
13. Рёддер Э. “Флюидные включения в минералах”, т. 1,2. М., Мир, 1987 г.
14. Рид С. “Электронно-зондовый микроанализ”. М., Мир, 1981 г.
15. Справочник “Методы минералогических исследований”. М., Недра, 1985 г.
16. Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. “Справочник-определитель рудных минералов в отражении света”. М., Недра, 1988 г.
17. Шумская Н. И. “Определитель рудных минералов по спектральным кривым отражения”, М., Недра, 1985 г.

Оглавление

Предисловие.....	3
Введение.....	4
Глава 1. Оптические методы исследования руд. Рудная микроскопия.....	7
Глава 2. Рентгеноструктурный метод.....	43
Глава 3. Рентгеноспектральный метод количественного определения элементов в горных породах и рудах.....	50
Глава 4. Микрорентгеноспектральный метод.....	53
Глава 5. Методы электронной микроскопии.....	60
Глава 6. Метод изучения пород и минералов с помощью осколковой радиографии (<i>f</i> -радиографии).....	66
Глава 7. Метод инфракрасной спектроскопии минералов (метод икс).....	69
Глава 8. Методы термобарогеохимии.....	74
Глава 9. Минеральные сростания в рудах и методы их изучения. структуры и текстуры руд.....	87
Список рекомендуемой литературы.....	107

Сергей Игоревич Одеров
Петр Арсеньевич Иванов

ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
Учебное пособие

Редактор Л.А. Захарчук
Технический редактор Л. Ю. Жарова

Подписано в печать 26.10 93. Формат бумаги 60x90 1/16.
Бумага типографская № 3. Печать офсетная. Печ. л. 7,0.

Тираж 200 экз.

Редакционно-издательский отдел МГГА