

*Дж. Крейг*

*Д. Воган*

*РУДНАЯ  
МИКРО-  
СКОПИЯ  
и  
РУДНАЯ  
ПЕТРО-  
ГРАФИЯ*



*«Мир»*

ORE MICROSCOPY  
AND ORE PETROGRAPHY

James R. Craig

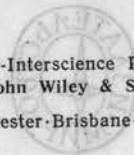
Professor of Geology  
Virginia Polytechnic Institute and State University  
Blacksburg, Virginia

David J. Vaughan

Reader in Mineralogy  
University of Aston in Birmingham  
Birmingham, England

A Wiley-Interscience Publication  
John Wiley & Sons

New York · Chichester · Brisbane · Toronto · Singapore



Дж. Крейг, Д. Воган

УДК 533.1

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ  
и  
РУДНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ

Перевод с английского

канд. геол.-мин. наук Ю. С. Бородаева и  
канд. геол.-мин. наук А. Д. Генкина

под редакцией

д-ра геол.-мин. наук Т. Н. Шадлун

Москва «Мир»

1983

Крейг Дж., Воган Д.

Рудная микроскопия и рудная петрография: Пер. с англ. — М.: Мир, 1983. — 423 с., ил.

Книга известных геологов-рудников Джеймса Р. Крейга (США) и Дейвида Дж. Вогана (Великобритания) обобщает современные данные по изучению рудных минералов, под микроскопом, в частности, методику исследований, характеристику структур рудных агрегатов и минеральных ассоциаций руд различных генетических типов, таблицы важнейших свойств наиболее распространенных минералов, сведения, необходимые для технологии их разделения и получения мономинеральных фракций.

Для геологов-рудников и минералогов производственных и научно-исследовательских организаций, работников в области обогащения руд и металлургии, а также как учебное пособие для студентов геологических и горно-металлургических специальностей.

К 1904020000—422  
041(01)—83 117—83, ч. 1

Редакция литературы по геологии

Джеймс Р. Крейг, Дейвид Дж. Воган

РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ И РУДНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ

Научный редактор Н. А. Никишина. Младший научный редактор Т. С. Егорова  
Художник Ю. С. Урманчиев. Художественный редактор А. В. Проценко  
Технические редакторы З. И. Резник, Н. И. Манохина. Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 3489

Сдано в набор 02.02.83. Подписано к печати 21.06.83. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем 13,25 бум. л.  
Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 26,50.  
Усл. кр.-отт. 26,50. Уч.-изд. л. 29,95. Изд. № 5/2506. Тираж 2.500 экз. Зак. 915. Цена  
4 р. 80 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР». Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.

Copyright ©1981 by John Wiley & Sons, Inc. All Rights Reserved. Authorized translation from English language edition published by John Wiley & Sons, Inc.

© Перевод на русский язык, «Мир», 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА ПЕРЕВОДА

Предлагаемая вниманию читателей книга Дж. Крейга и Д. Вогана, опубликованная в 1981 г. в США и Канаде, представляет собой ценное пособие по изучению рудных минералов и руд в полированных шлифах. Авторы книги знакомы советскому читателю по переведенной на русский язык монографии «Химия сульфидных минералов»<sup>1</sup> и многочисленным публикациям в зарубежной литературе по минералогии и геохимии руд.

Назвав книгу «Рудная микроскопия и рудная петрография», авторы, очевидно, имели в виду то, что в ней рассмотрены не только аппаратура и методы диагностики рудных минералов под микроскопом, но также изложены достаточно подробно данные об ассоциациях рудных минералов, их составе, сростаниях и взаимоотношениях, последовательности образования в рудах различных генетических типов.

Судя по содержанию соответствующих глав книги, название «рудная петрография» должно было бы переводиться как «описание руд», равнозначное используемому в советской литературе слову «минераграфия» (в дословном переводе с латинского как раз и означающему «описание руд», подобно тому как «петрография» — «описание пород»).

Известным исследователем рудных месторождений академиком А. Г. Бетехтиным минераграфия считалась учением о рудах, т. е. частью науки о рудных месторождениях, занимающейся изучением минерального состава руд, их структур и текстур, а на этой основе определением последовательности отложения минералов и минеральных ассоциаций и в известной мере реконструкцией физико-химических условий их образования. Рудная микроскопия, по существу, является методом, с помощью которого производится диагностика минералов, осуществляется исследование их взаимоотношений и выявляются закономерные сочетания минералов или минеральные ассоциации.

Специфика данной книги заключается в том, что наряду с разделами, обычными для руководств по определению рудных минералов в полированных шлифах (включающими описание аппаратуры, способов приготовления шлифов, диагностических свойств минералов и методов их количественного определения, а также кратких сведений по текстурам и структурам руд), в ней дается характеристика широко распространенных ассоциаций рудных минералов (называемых авторами «assemblages of

<sup>1</sup> Д. Дж. Воган, Дж. Р. Крейг. Химия сульфидных минералов. — М.: Мир, 1981.

оге minerals»), характерных для главнейших типов руд черных, цветных и благородных металлов.

В соответствующих главах выделены ассоциации рудных минералов, связанные с изверженными породами, а по существу с магматогенными процессами, и ассоциации, связанные с осадочными, вулканогенными и метаморфическими «обстановками»; очевидно, при этом подразумевается связь процессов формирования руд с породами, вмещающими оруденение.

Значительный интерес представляют главы, в которых приведены оригинальные данные и примеры изучения последовательности образования минералов в рудах. Так, в гл. 8 последовательно излагаются методика отбора и изучения образцов и основные признаки, которые должны быть положены в основу определения возрастной последовательности минералов, — пересечение, замещение, двойникование, распад и др. Здесь же рассмотрены примеры конкретного использования всех указанных признаков при изучении возрастных соотношений в медно-никелевых рудах Садбери, олово-вольфрамовых рудах Боливии, свинцово-цинковых рудах в Северных Пеннингах в Англии.

Особенно полезным и интересным является раздел, в котором достаточно детально обсуждаются природа, состав и другие особенности флюидных включений в рудообразующих минералах, использование их для геотермометрии и наряду с данными о фазовых равновесиях для выявления физико-химических условий формирования руд.

Ни в одном из опубликованных советскими авторами руководств по рудной микроскопии не обсуждаются вопросы образования минеральных ассоциаций на основе использования новейших методов изучения свойств рудных минералов и экспериментальных исследований рудообразующих систем. В данной книге отчетливо показано, что определенные минеральные ассоциации в рудах возникают благодаря характерным физико-химическим условиям и детальное изучение руд позволяет восстановить эти условия.

Весьма важно, что вслед за описанием той или иной ассоциации минералов приведены наиболее современные гипотезы о процессе рудообразования или генезисе руд данного типа. Проводится сопоставление природных образований, в частности структурных взаимоотношений минералов, с экспериментальными, полученными в результате изучения фазовых равновесий в соответствующих системах (если таковые имеются); в иллюстрациях воспроизводятся фазовые диаграммы.

При характеристике наиболее спорных по генезису типов сульфидных месторождений, а именно свинцово-цинковых в карбонатных породах и полиметаллических в осадочных сланцах, особое внимание читателя обращается на существование различных школ, по-разному трактующих происхождение месторож-

дений; при этом приводятся доводы как в пользу сингенетичности, так и эпигенетичности руд. Очень важны в этом случае литературные ссылки на новейшие обобщающие работы.

В процессе перевода естественно возникали некоторые трудности при интерпретации отдельных терминов и понятий, используемых в геологической литературе по-разному советской школой минералогов-рудников и зарубежными исследователями, в частности американскими. В первую очередь это касается понятий «парагенезис» и «парагенетический анализ». В американской геологической литературе и соответственно в книге эти понятия отождествляются с последовательностью кристаллизации или отложения и образования минералов, в то время как в советской литературе большинством исследователей парагенезис определяется как совместное образование минералов в определенном (достаточно узком) интервале времени и при одинаковых физико-химических условиях, а иногда и как равновесная минеральная ассоциация. В связи с этим термин «парагенезис» в книге везде переводится как последовательность образования минералов.

Следует также сказать об употреблении терминов «текстура» и «структура» при характеристике минерального агрегата или минерала. Известно, что в европейской геологической литературе, и в том числе в советской, принято противоположное по сравнению с американским понимание этих слов. Обычно при переводе с английского языка на русский «текстура» переводится как «структура» и наоборот — «структура» как «текстура». Однако авторы пользуются преимущественно термином structure, описывая при этом нередко фактически те соотношения, которые определяют как структуры, так и текстуры; поэтому необходимо было переводить в зависимости от смыслового значения в определенном контексте. Основанием служило принятое в советской литературе определение «текстуры» — как сочетание различных по составу и форме минеральных агрегатов и «структуры» — как сочетание минеральных зерен в агрегате. Естественно, мы стремились к тому, чтобы некоторые вольности в переводе не нарушали общего смысла, придаваемого авторами.

Весьма ценные сведения помещены в главе, посвященной использованию рудной микроскопии в технологической минералогии. Здесь показано, на что следует обращать особое внимание при исследовании продуктов обогащения и плавки, а также шлаков. Изучение продуктов обогащения рассмотрено на конкретных объектах — рудах золота и меди, окислах железа и титана, а также марганцовых конкрециях.

Несомненно, будут полезны справочные данные, помещенные в приложениях в форме таблиц: основные диагностические свойства 100 наиболее распространенных рудных минералов,

расположенных в алфавитном порядке; тех же минералов, расположенных по возрастанию величин отражения и микротвердости вдавливания. Далее в приложениях кратко освещены методы рентгеновской порошковой дифракции и электронно-зондового микроанализа с точки зрения их использования при диагностике минералов и изучения их химического состава, что особенно необходимо для редких и трудно диагностируемых рудных минералов.

Особенно следует отметить большое число иллюстраций, дополняющих и поясняющих текст, — диаграмм, схем, макро- и микрофотографий минеральных ассоциаций разных типов руд.

Несомненно, книга будет встречена с одобрением советскими читателями. Она может широко использоваться как пособие и по рудной микроскопии, и по курсу рудных месторождений, поскольку, как уже отмечалось, в ней затронуты вопросы, имеющие непосредственное отношение к проблемам генезиса руд и установления физико-химических условий их формирования.

Книга, безусловно, будет полезна не только широкому кругу студентов геологических и горно-металлургических специальностей, но и специалистам научных и производственных лабораторий.

*Т. Шадлун*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение непрозрачных минералов или синтетических твердых веществ в полированных шлифах под микроскопом в отраженном свете представляет собой наиболее важный метод для диагностики и характеристики непрозрачных фаз в образце и установления структурных взаимоотношений между ними. Поскольку большинство металлосодержащих руд сложены непрозрачными минералами, то этот метод стал известен под названием «рудной микроскопии» и нашел широкое применение в исследованиях месторождений полезных ископаемых. Однако он может быть использован в качестве одного из основных методов и при изучении изверженных, осадочных или метаморфических пород, содержащих непрозрачные минералы, и даже при исследовании металлургических продуктов или других синтетических материалов.

Задача настоящей книги состоит в том, чтобы дать студентам и специалистам, не знакомым с минераграфическим методом, отвечающее современным требованиям введение в рудную микроскопию, — введение, которое предвзяло бы полный курс, предназначенный для студентов старших курсов и аспирантов, или давало бы возможность специалистам сделать первые шаги на пути изучения данного предмета. Наша книга не претендует на исчерпывающее освещение вопроса. В случае необходимости читатель может обратиться к прекрасным работам таких авторов, как Рамдор, Айтенбогардт и Бурке, Галопен и Генри, цитаты из которых приводятся в соответствующих разделах этой книги. Особое внимание уделено основным приемам изучения непрозрачных минералов в полированных шлифах, а приводимые в тексте и приложениях сведения о наиболее распространенных рудных минералах сопровождаются конкретными примерами.

В первых двух главах речь идет об устройстве микроскопа, работе с ним и изготовлении полированных (и прозрачно-полированных) шлифов. После главы, посвященной качественным диагностическим свойствам минералов, следует рассмотрение оптики отраженного света. Количественное измерение отражения, цвет и микротвердость минералов освещаются в гл. 5 и 6; здесь же приводятся общие схемы применения результатов этих измерений для идентификации минералов. Гл. 7 и 8 посвящены структурам руд и последовательности минералообразования, а также вопросам изучения газовой-жидкой включений. В гл. 9 и 10 кратко обсуждаются многие из наиболее распространенных ассоциаций рудных минералов, наблюдаемых под микроскопом. Это обсуждение не претендует на исчерпывающую полноту, особенно в отношении генезиса руд, но оно помогает ориенти-

роваться в данном вопросе, поскольку структуры руд и ассоциации минералов следует рассматривать в широком геологическом контексте. Заключительная глава посвящена применению рудной микроскопии при переработке руд. Приложения содержат сведения, необходимые для диагностики примерно 100 наиболее распространенных минералов, с которыми, вероятно, встретится студент при прохождении вводного курса и с которыми обычно имеет дело специалист. Списки литературы, более детально освещающей затронутые вопросы, приводятся в конце каждой главы. Зависимость свойств, структур и ассоциаций минералов от их кристаллохимии, термохимических условий и фазовых отношений представляет собой важный аспект новейших исследований рудных минералов, и на это обстоятельство обращается особое внимание в настоящей книге.

Успехи в овладении такой наукой, как рудная микроскопия, в большой мере зависят от опыта и знаний преподавателя. Мы многому научились у наших учителей и особенно хотели бы выразить свою признательность д-ру С. Х. Ю. Бауи, д-ру Н. Ф. М. Генри, проф. Г. Куллеруду, проф. А. П. Миллмену, д-ру Э. Н. Никелю, г-ну Р. Филлипсу, проф. Э. Ф. Штумпфлю и проф. Э. А. Винсенту.

Завершение настоящей работы было бы невозможным без помощи и поддержки наших факультетов и многих друзей и коллег, перечислить имена которых здесь не представляется возможным. Д-р П. Б. Бартон мл., д-р Л. Дж. Кабри, д-р Р. А. Иксер, проф. С. Д. Скотт и проф. Ф. М. Вокс критически рассмотрели весь текст книги и внесли многочисленные предложения по его улучшению. Д-р Н. Ф. М. Генри прочитал гл. 4—6 и сделал ряд ценных замечаний. Замечания д-ра Э. Реддера к некоторым разделам гл. 8 были особенно полезными. Однако за некоторые ошибки и недоработки, оставшиеся в тексте, полностью ответственны мы сами.

За подготовку машинописного текста мы хотели бы поблагодарить Донну Уильямс и Кэти Кеннеди. Благодарим также Шарона Чанга и Мартина Эйса за подготовку иллюстраций и Гордона Лава за помощь в изготовлении микрофотографий. Мы также в большом долгу перед нашими женами, Лоис и Хивер, за их поддержку и ободрение в течение всей работы.

Книгу «Рудная микроскопия и рудная петрография» мы посвящаем нашим детям, Ненси Еве и Джеймсу Метью Крейг и Эмлин Джеймс Воган.

*Джеймс Р. Крейг  
Дейвид Дж. Воган*

Блэксберг, Виргиния, США  
Бирменгем, Англия  
февраль 1981

## РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ

### 1.1. Введение

Рудная микроскопия представляет собой основной метод петрографического изучения большой и экономически важной группы минералов, которые в целом относятся к «рудным», или «непрозрачным», минералам. Хотя ни один из этих терминов не отличается точностью (так, пирит непрозрачен, но редко, если это вообще имеет место, образует промышленно ценную руду, а сфалерит и касситерит относятся к важным рудным минералам, но не являются непрозрачными), оба они часто употребляются как синонимы. Рудный микроскоп сходен со стандартными петрографическими микроскопами по системе линз, наличию поляризатора, анализатора и различных диафрагм, но отличается тем, что в нем используется отраженный, а не проходящий свет. Это позволяет изучать полированные поверхности непрозрачных минералов. Возрастающий интерес к исследованию соотношений рудных и жильных минералов и признание того, что значительная часть информации может быть получена в процессе изучения полупрозрачных рудных минералов в прозрачно-полированных шлифах, приводят обычно к необходимости использовать микроскопы, снабженные источниками как отраженного, так и проходящего света. Ниже рассматриваются, в частности, устройство и назначение типовых оптических частей микроскопов для работы в отраженном свете; более подробные сведения о последних можно найти в работах Кэмерона [3], Блосса [1], Пиллера [6] и Бауи и Симпсона [2].

Разнообразие выпускаемых микроскопов для работы в отраженном свете приводит к вуалированию их основных различий в устройстве источника света, линз, диафрагм, рефлектора, объективов и окуляров. Некоторые из этих различий можно видеть на рис. 1.1, где изображены исследовательские и студенческие модели микроскопов. Каждая фирма, выпускающая рудный микроскоп, стремится создать своеобразную конструкцию этого прибора, поэтому читателю необходимо обращаться к прилагаемой к конкретной модели инструкции, чтобы точно установить и правильно использовать детали, которые описываются в этой главе, и разобраться в назначении прочих приспособлений.

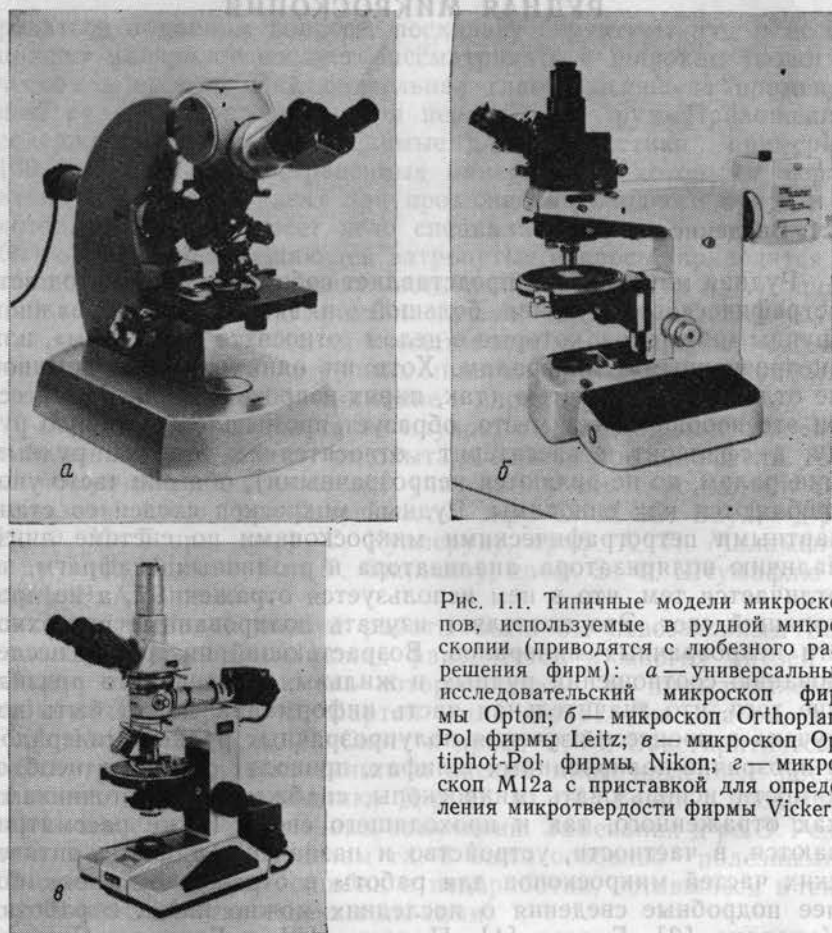
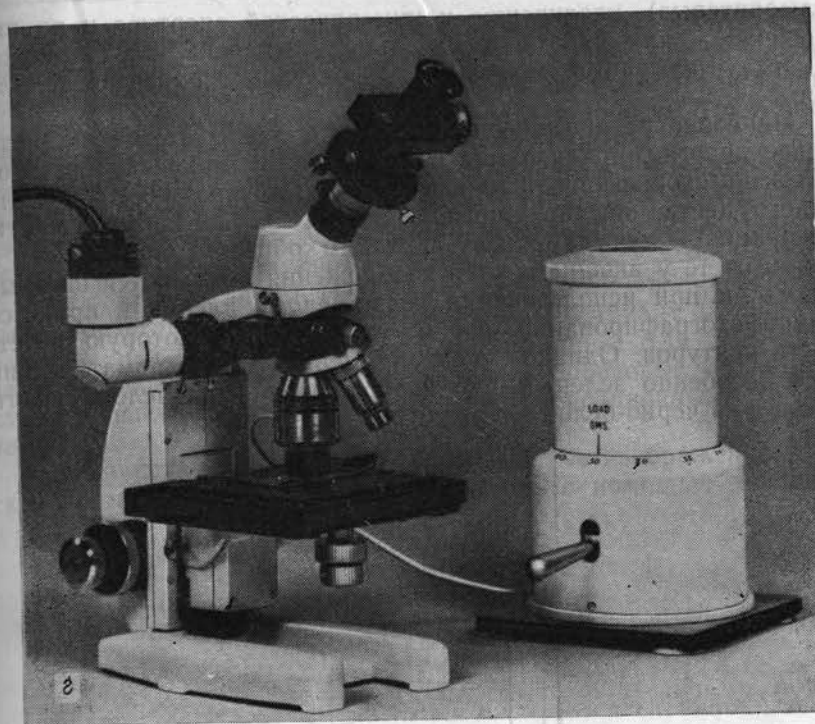


Рис. 1.1. Типичные модели микроскопов, используемые в рудной микроскопии (приводятся с любезного разрешения фирм): *а* — универсальный исследовательский микроскоп фирмы Ortho; *б* — микроскоп Orthoplan-Pol фирмы Leitz; *в* — микроскоп Orthophot-Pol фирмы Nikon; *г* — микроскоп M12a с приставкой для определения микротвердости фирмы Vickers.

## 1.2. Оптические части рудного микроскопа

Оптические части рудного микроскопа и путь световых лучей от осветителя до глаза наблюдателя показаны на рис. 1.2, *а—в*. Обычное ортоскопическое наблюдение можно проводить, используя пластинковый (рис. 1.2, *а*) или призматический (рис. 1.2, *б*) рефлектор; некоторые микроскопы снабжены и стеклянной пластинкой, и призмой, другие — только одной призмой. Наблюдения начинают в условиях плоскополяризованного света (лучше называть его, как это делается в настоящей работе, линейно поляризованным; см. разд. 4.1) сначала только с одним поляризатором, а затем в скрещенных николях, когда анализатор введен в систему под прямым углом к поля-



ризатору. Можно вести и коноскопические наблюдения, применяя обычно пластинковый рефлектор (рис. 1.2, *в*) и включая анализатор и линзу Бертрана. Если микроскоп не снабжен линзой Бертрана, то аналогичные эффекты можно получить, заменив обычный окуляр накладной диафрагмой с точечным отверстием.

**1.2.1. Вращающийся столик.** Столик микроскопа, на который помещают полированные шлифы, должен свободно вращаться, быть перпендикулярным к оптической оси микроскопа и центрированным относительно объективов. Угловые измерения можно производить с помощью делений, нанесенных по краю столика, и верньеров. Большинство микроскопов снабжаются препаратодвигателем, позволяющим передвигать шлиф в двух взаимно перпендикулярных направлениях (*X* и *Y*). Он используется для систематического изучения объекта или подсчета количества зерен в образцах точечным методом.

**1.2.2. Линзы объектива.** Объективы микроскопа могут быть классифицированы по типу линз (ахроматы, апохроматы или

флюоритовые), увеличению и нумерической апертуре и по назначению — для работы в масляной иммерсии или воздухе. Иногда учитывается также длина фокуса или рабочее расстояние.

Наиболее распространен *ахромат*, и линзы этого типа, как менее дорогие, прилагаются к большинству микроскопов. Этот объектив скорректирован на сферическую aberrацию только для одного цвета, обычно желто-зеленого, а на хроматическую aberrацию — для двух цветов. Таким образом, при работе в белом свете у внешнего края изображения появляются цветные каймы, и при использовании черно-белой пленки в процессе микрофотографирования они могут вызвать некоторую нечеткость контуров. Однако если применить монохроматический свет (особенно зеленый), то изображение для человеческого глаза и на черно-белой пленке будет более резким.

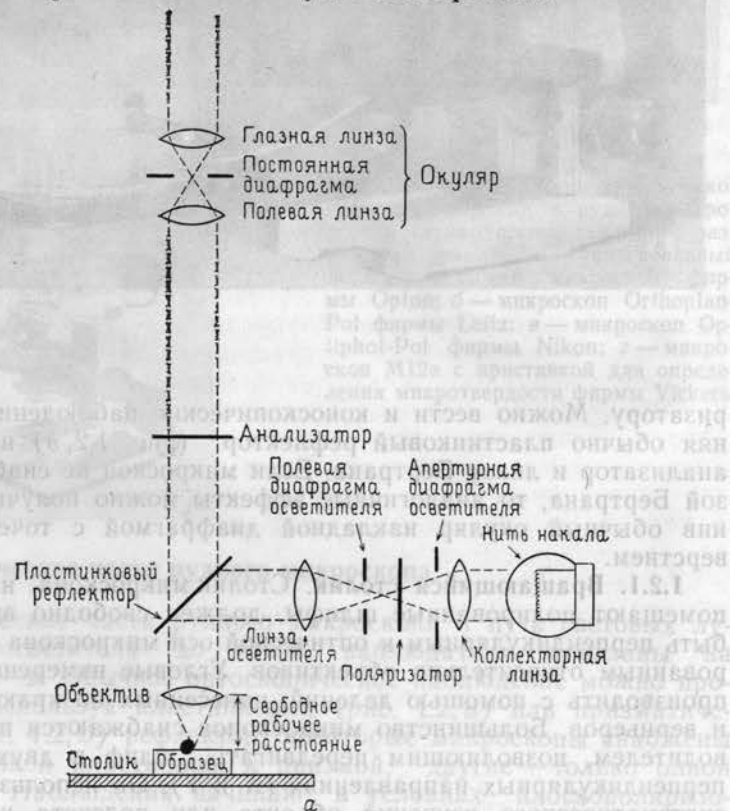
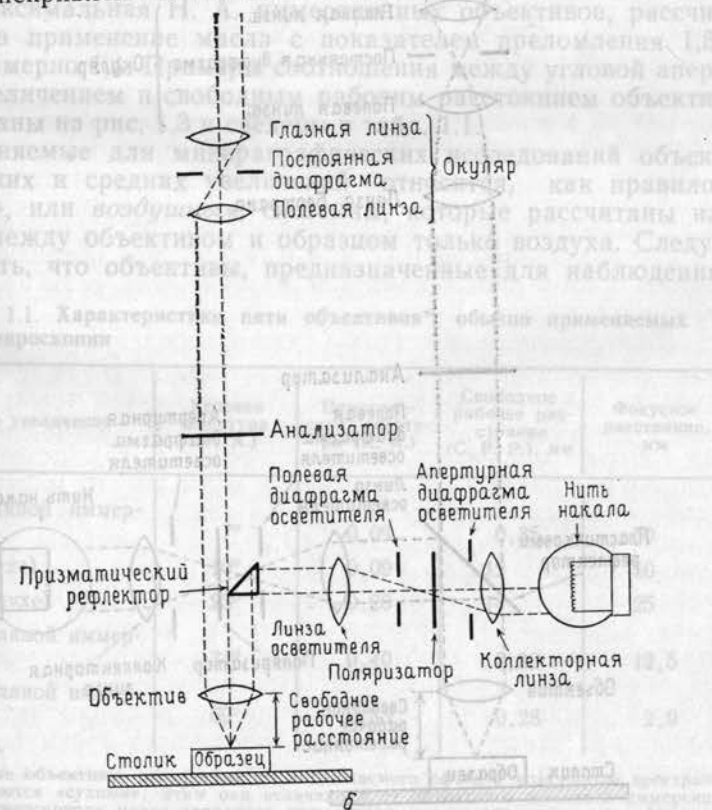


Рис. 1.2. Схематические сечения микроскопа, показывающие его основные оптические части и путь светового луча в системах: *а* — пластинкового рефлектора; *б* — призматического рефлектора при наблюдении в коноскопии.

*Апохромат* — более качественный и более дорогой объектив. Он скорректирован на сферическую aberrацию для двух цветов (синего и зеленого) и на хроматическую aberrацию для основных цветов спектра — красного, зеленого и синего. Таким образом, апохромат дает более резкое изображение и более чем какие-либо другие линзы пригоден для цветной микрофотографии. Для того чтобы использовать в наибольшей степени преимущества апохроматов, следует одновременно устанавливать «компенсационные» окуляры.

*Флюоритовые линзы* (известные также как «полуапохроматы») представляют собой компромиссный вариант по цене и качеству между двумя первыми типами линз. Для получения наиболее качественного изображения флюоритовые объективы следует использовать совместно с компенсационными окулярами.

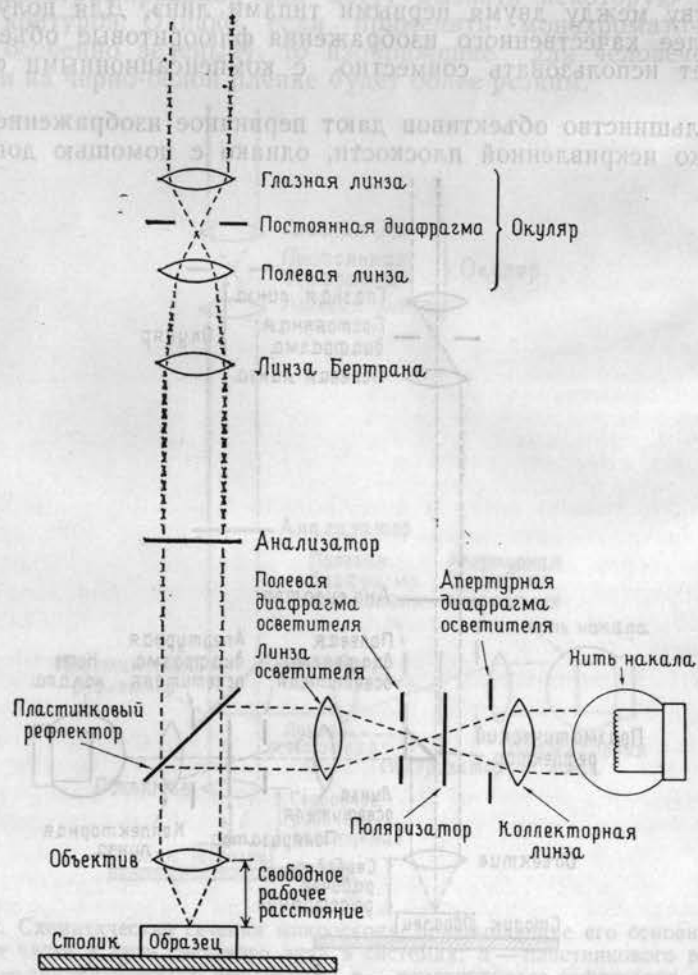
Большинство объективов дают первичное изображение в несколько искривленной плоскости, однако с помощью дополни-





тельных коррекций можно сделать так, что изображение станет плоским. Такие объективы обозначаются префиксами «flat-field» или «plan»; они особенно полезны при работе с большим полем зрения и при микрофотографировании.

Увеличение объектива означает, в какой степени увеличивается изображение, когда свет проходит через объектив. Увеличение обозначается следующим образом:  $5\times$ ,  $10\times$ ,  $20\times$ ... примерно до  $125\times$ . Проекция первичного изображения находится внутри тубуса микроскопа, и расстояние от задней фокальной плоскости объектива до этого первичного изображения называется «оптической длиной тубуса».



8

Нумерическая апертура (Н. А.) — это мера способности объектива разрешать тонкие детали структуры в образце; она определяет глубину фокуса и полезную степень увеличения. Математически нумерическая апертура лежит в пределах  $0,04$ — $1,3$  и равна произведению показателя преломления  $n$  среды, в которую погружена линза, на синус угла  $\mu$ , равного половине угловой апертуры данной линзы:

$$Н. А. = n \sin \mu.$$

Величина Н. А. выгравировывается на оправе каждого объектива. Ахроматический объектив с увеличением  $10\times$  имеет Н. А.  $0,20$ , а объектив с увеличением  $20\times$ — $0,40$ . Апохроматические объективы имеют большую Н. А., чем ахроматы. Нижний предел Н. А. сухого объектива равен  $0,95$ , что соответствует углу  $70^\circ$ , т. е. максимальному углу падения лучей на объект, установленный на столике микроскопа (=угловой апертуре  $140^\circ$ ). Максимальная Н. А. иммерсионных объективов, рассчитанных на применение масла с показателем преломления  $1,5$ , равна примерно  $1,4$ . Примеры соотношения между угловой апертурой, увеличением и свободным рабочим расстоянием объективов показаны на рис. 1.3 и сведены в табл. 1.1.

Применяемые для минераграфических исследований объективы низких и средних увеличений относятся, как правило, к «сухим», или воздушным, системам, которые рассчитаны на наличие между объективом и образцом только воздуха. Следует отметить, что объективы, предназначенные для наблюдения

Таблица 1.1. Характеристики пяти объективов\*, обычно применяемых в рудной микроскопии

Начальное увеличение	Угловая апертура (У. А.)	Нумерическая апертура (Н. А.)	Свободное рабочее расстояние (С. Р. Р.), мм	Фокусное расстояние, мм
$5\times$ (в масляной иммерсии)	$7^\circ$	0,09	0,35	50
$5\times$ (в воздухе)	$10^\circ$	0,09	12	50
$10\times$ (в воздухе)	$23^\circ$	0,20	14	25
$20\times$ (в масляной иммерсии)	$31^\circ$	0,40	0,23	12,5
$50\times$ (в масляной иммерсии)	$69^\circ$	0,85	0,28	2,0

\* Обычные объективы, отделяемые от наблюдаемого объекта воздушным пространством, называются «сухими». Этим они отличаются от объективов масляной иммерсии, у которых иммерсионное масло заполняет промежуток между объективом и наблюдаемым объектом.

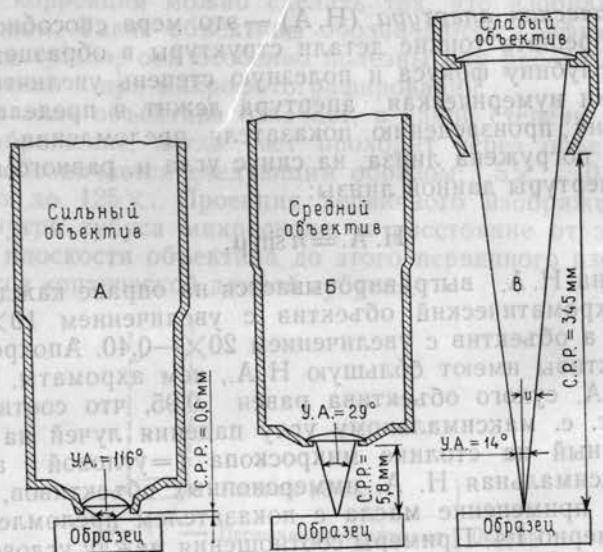


Рис. 1.3. Сравнение свободного рабочего расстояния (С.Р.Р.), угловой апертуры (У.А.) и половинной угловой апертуры ( $u$ ) для типичных объективов, применяемых в рудной микроскопии (по Ф. Д. Блоссу [1] с разрешения издательства).

в проходящем свете, скорректированы на присутствие «покровного стекла» толщиной 0,17 или 0,18 мм. Эти объективы могут давать плохое или искаженное изображение, если их использовать в микроскопе для отраженного света.

Иммерсионные объективы часто используются в микроскопии отраженного света, особенно когда требуются большое увеличение и высокое разрешение. В этом случае между образцом и объективом необходимо поместить каплю иммерсионного масла (обычно с показателем преломления 1,515); некоторые объективы рассчитаны на применение воды вместо масла. Присутствие иммерсионной среды (масла или воды) уменьшает отражение минералов (см. разд. 4.1.2), но повышает различие в цвете, снижает диффузное рассеяние света и обычно позволяет наблюдать слабые эффекты анизотропии и двуотражения (см. разд. 3.2.3 и 3.2.4), которые не видны с сухими объективами. Незначительные неудобства, связанные с необходимостью чистки объективов и образцов от иммерсионного масла, компенсируются значительно увеличивающейся информативностью наблюдений. Рамдор (1969, с. 297) определяет преимущества применения иммерсионных объективов следующим образом: «Необходимо подчеркивать снова и снова, что тот, кто избегает использовать масляную иммерсию, упускает важный диагностический инструмент и никогда не увидит сотен деталей, описанных

в этой книге». Все иммерсионные объективы имеют очень короткое рабочее расстояние, поэтому необходимо быть очень осторожным во время фокусирования, чтобы при случайном надавливании на образец не повредить объектив. Иммерсионное масло следует удалять с поверхности линз с помощью растворителей для предотвращения образования слоя грязи. Объективы водной иммерсии более удобны, так как чистить их проще.

**1.2.3. Линзы окуляра.** Окулярная система микроскопа служит для того, чтобы увеличивать первичное изображение, формируемое объективом, и делать его видимым для глаза. Большинство микроскопов снабжены окулярами Гюйгенса, обладающими увеличением от  $5\times$  до  $12\times$  и состоящими из двух линз и промежуточной диафрагмы. На диафрагме обычно закрепляются две взаимно перпендикулярные нити, но вместо них могут быть помещены микрометрическая шкала или прямоугольная сетка, удобные для измерения размера частиц или их подсчета. Окуляры, предназначенные для фотографирования, не имеют креста нитей и часто представляют собой «компенсационный» тип, позволяющий корректировать хроматическую aberrацию. Большие исследовательские микроскопы могут иметь «широкоугольные» окуляры, которые сконструированы так, что обеспечивают большего размера светлое поле зрения.

**1.2.4. Осветительные системы.** Обычно в рудных микроскопах применяются два типа ламп: накаливания и газоразрядные лампы. Для рутинной работы, особенно на студенческих микроскопах, достаточны лампы накаливания с вольфрамовой нитью. По характеристикам они варьируют от 6 до 12 В и от 15 до 100 Вт при минимальном сроке сохранности колбы 100—300 ч; обычно эти лампы работают совместно с переменным реостатом. Если лампа слишком низковольтная или уже старая или если микроскоп разрегулирован, то становятся видными нить накала и различно окрашенные зоны, имеющие форму этой нити. Введение матового стекла позволяет устранить такое изображение, тем не менее все же может потребоваться юстировка микроскопа или даже его ремонт. Лампа должна давать достаточно света, равномерно распределенного в поле зрения и не причиняющего вреда глазу наблюдателя. Цветовая температура вольфрамовой нити накаливания варьирует примерно от 2850 К у ламп 6 В, 15 Вт до 3300 К у галогенных ламп 12 В, 100 Вт. Эти величины намного ниже цветовой температуры (около 6100 К) ксеноновых газоразрядных ламп, и если применять лампы накаливания без фильтров, то это приводит к смещению окрасок, наблюдаемых под микроскопом, в сторону желтого и красного цветов. В связи с этим большинство исследователей, работающих с микроскопом, вставляют светло-синий фильтр между лампой и другими частями осветительной си-

стемы, чтобы получить освещение, более близкое к дневному свету. Небольшие различия в цвете одних и тех же минералов при наблюдении их в различных микроскопах большей частью обусловлены незначительной разницей в эффективной цветовой температуре источника света. Знание фактической цветовой температуры лампы не столь важно при рутинной работе с полированными шлифами, однако оно имеет значение при микрофотографировании вследствие специфических особенностей различных типов пленки. Оно также важно при количественном измерении цвета минералов, поскольку наблюдаемая окраска частично есть функция источника света (см. гл. 5).

Стандартная осветительная система (рис. 1.2, а—в) наряду с источником света состоит из двух линз, двух или трех диафрагм и поляризатора. Апертурная диафрагма осветителя применяется для ограничения поля зрения и уменьшения паразитного, рассеянного, света. Полевая диафрагма осветителя контролирует угол конуса лучей падающего на образец света и включается для того, чтобы ограничить поле зрения; такое сокращение светового потока до пучка лучей, идущих почти параллельно, уменьшает эллиптическую поляризацию (см. гл. 4) и увеличивает контрастность. Во многих микроскопах третья диафрагма способствует получению более резкого изображения.

Измерение отражения хотя иногда и проводится с использованием низковаттных ламп накаливания, тем не менее требует применения или высокоинтенсивных галогенных ламп накаливания, или ксеноновых газоразрядных ламп, поскольку при работе с монохроматором в интервале 400—700 нм необходимо иметь достаточную интенсивность света (см. гл. 5).

**1.2.5. Рефлектор.** Рефлектор представляет собой важную часть рудного микроскопа, так как именно с его помощью свету придается вертикальное направление и он падает на полированную поверхность образца. Существуют два типа рефлекторов: пластинковый (рис. 1.2, а) и призматический (рис. 1.2, б), перекрывающий половину поля зрения. Многие микроскопы снабжены обоими типами рефлекторов, которые вмонтированы в одну горизонтально расположенную подвижную оправу, так что по желанию можно использовать любое устройство.

Когда применяется пластинковый рефлектор, часть света, поступающего от осветителя, отражается через объектив на образец, другая же часть проходит сквозь стеклянную пластинку рефлектора и утрачивается для наблюдателя. Свет, который идет вниз и затем отражается от образца, пройдя через объектив, снова достигает стеклянной пластинки. В этом месте некоторое количество света проходит сквозь стеклянную пластинку, далее следует внутри тубуса микроскопа и попадает в окуляр; другая же часть отражается в направлении к осветителю и также теряется. В идеале отражательная стеклянная

пластинка должна была бы направлять весь свет, идущий от осветителя, на образец и затем давала бы возможность этому свету достигать окуляра. В действительности же от отражательной стеклянной пластинки, имеющей покрытие, в окуляр попадает лишь около 25% света, поступающего от осветителя. Этот коэффициент полезного действия оказывается достаточным для большинства источников света; более того, только этот тип рефлектора обеспечивает действительно вертикальное падение света, и для освещения используется полная апертура объектива.

Альтернативной пластинковому рефлектору является призма полного внутреннего отражения или зеркальная система, в которой свет отражается вниз и проходит через половину апертуры объектива, затем, попав на образец и отразившись от него, следует через другую его половину и, минуя призму, достигает окуляра. В данных условиях свет на образец падает косо и тем самым повышается абберрация, связанная с отражением. При коноскопических наблюдениях видна только половина поляризации фигуры, поскольку половину площади, через которую должен был бы проходить световой поток, перекрывает призма. Преимущество призмы или отражающего зеркала заключается в том, что они позволяют значительно большей части света (до ~50%) достигать окуляра. Однако при современных интенсивных источниках света это преимущество теряет свое значение. Кроме того, прежние модели призм полного внутреннего отражения и зеркал вызвали эллиптическую поляризацию; однако этот недостаток можно преодолеть, используя многократно отражающую призму и помещая поляроидные пленки у нижней грани призмы. Большинство исследователей считают, что для рутинной работы предпочтителен пластинковый рефлектор.

**1.2.6. Поляризатор и анализатор.** В стандартном рудном микроскопе поляризатор обычно устанавливается в осветительной системе между лампой и коллекторной линзой, однако он может располагаться и между диафрагмами. Это или кальциевая призма, или, что более обычно, поляроидная пленка, которая пропускает только плоско- или «линейно» (см. гл. 4) поляризованный свет; плоскость поляризации чаще всего ориентирована вертикально. При работе в проходящем свете со стандартными прозрачными шлифами или петрографическими препаратами в виде запрессованных зерен поляризатор и анализатор устанавливаются перпендикулярно друг другу. Однако многие рудные микроскописты считают, что поляризационные эффекты легче наблюдать, если взаимное расположение николей на несколько градусов отличается от 90°. Это особенно важно в случае слабо анизотропных минералов и даже зерен с умеренной анизотропией, если они находятся в сильно анизотроп-

ной среде. Слабая раскращенность николей может быть достигнута или с помощью вращающегося анализатора, или путем незначительного поворота (на  $3-5^\circ$ ) поляризатора из положения полного скрещивания. Если для наблюдения анизотропии и погасания прибегать к вращению столика микроскопа, то такой прием не всегда позволяет делать однозначные выводы из-за сочетания этого вращения с различной анизотропией соседних зерен. Лучше, если столик оставить неподвижным и поворачивать анализатор или поляризатор в обе стороны от положения погасания. Это исключает мешающее наблюдению движение образца и позволяет уверенно определять, имеется анизотропия или нет (см. гл. 3).

### 1.3. Принадлежности к микроскопу

**1.3.1. Монохроматоры.** Поскольку оптические свойства функционально меняются в зависимости от длины волны, то часто возникает необходимость работать с падающим светом определенной длины волны. Для большинства микроскопов границы используемых длин волн лежат в пределах нескольких сот нанометров выше и ниже интервала видимой части спектра, примерно равного  $400-700$  нм. Обычно для получения света определенной длины волны в пределах этого интервала прибегают к одному из двух приспособлений — постоянным монохроматическим интерференционным фильтрам или монохроматорам непрерывного спектра (см. рис. 1.4). Постоянные интерференционные фильтры состоят из стеклянной пластины, на которую последовательно наносятся слои низко отражающих прозрачных веществ и высоко отражающих полупрозрачных металлических пленок или диэлектриков с высоким показателем преломления. Свет от таких фильтров оказывается не строго монохроматическим, он охватывает определенную полосу шириной  $<15$  нм у фильтров «узкополосного» типа и  $15-50$  нм у фильтров «широкополосного» типа. Трудности применения таких интерференционных фильтров заключаются в том, что для каждой длины волны, при которой ведется исследование, требуется отдельный фильтр.

Монохроматор непрерывного спектра представляет собой интерференционный фильтр, вдоль которого длина волны проходящего света изменяется непрерывно. Окно, размеры которого можно менять для контроля ширины полосы пропускания, перемещают вдоль монохроматора до тех пор, пока не получат любую желаемую длину волны. Таким образом, использование простого устройства позволяет иметь монохроматический свет в границах видимого интервала и даже за его пределами. Поступающие в продажу приборы для измерения отражения сконструированы так, что устанавливаются непосредственно на мик-

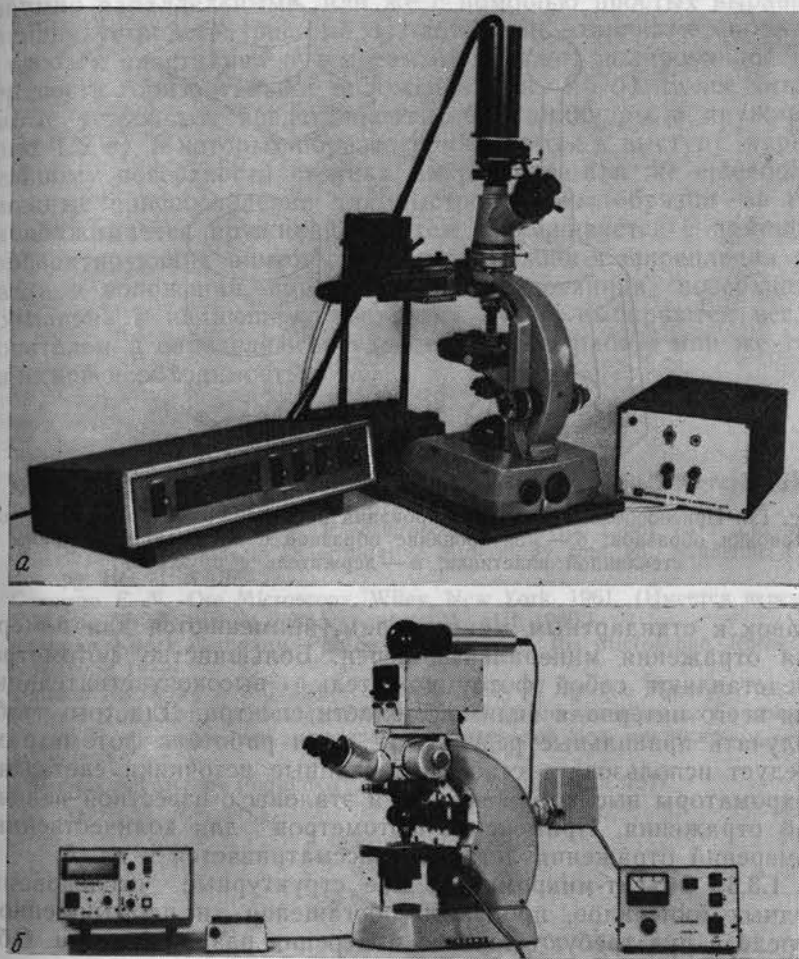


Рис. 1.4. *а* — микрофотометрическая система, установленная на микроскопе Vickers M74c; показан также монохроматор непрерывного спектра, расположенный перед источником света; *б* — микрофотометр 03 фирмы Opton, установленный на универсальном исследовательском микроскопе (воспроизведено с любезного разрешения фирм).

роскоп и имеют встроенные монохроматоры. В других случаях монохроматор следует устанавливать на пути светового луча обычно непосредственно за источником света или перед самым фотометром, который присоединяется к окуляру или его заменяет (см. гл. 5).

**1.3.2. Фотометры.** Фотометры, встроенные в большие исследовательские микроскопы или сконструированные в виде при-

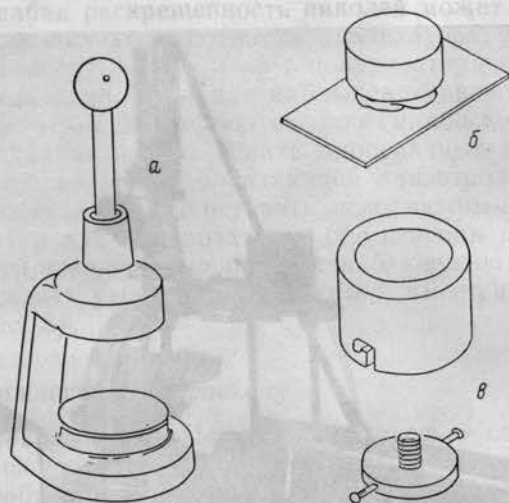


Рис. 1.5. Приспособления для монтирования образцов: а — ручной пресс для установки образцов; б — монтирование образцов с помощью пластилина на стеклянной пластинке; в — держатель с пружиной.

ставок к стандартным микроскопам, применяются для измерения отражения минеральных зерен. Большинство фотометров представляют собой фотоумножитель, высокочувствительный для всего интервала видимой области спектра. Для того чтобы получать правильные результаты, при работе с фотометрами следует использовать стабилизированные источники света, монохроматоры высокого качества и эталоны с известной величиной отражения. Применение фотометров для количественных измерений отражения детально рассматривается в гл. 5.

**1.3.3. Объект-микрометры.** Все структурные исследования рудных минералов, продуктов обогащения и промышленного передела руд требуют точного измерения размеров зерен. Объект-микрометр, обычно в виде шкалы длиной 1 мм, разделенной на сто делений, незаменим для этой цели, а также для калибровки измерительной шкалы или квадратной сетки окуляра. Выпускаемые промышленностью объект-микрометры представляют собой смонтированные в оправу металлические диски, на которых выгравированы деления шкалы. Объект-микрометры устанавливаются и наблюдаются так же, как и полированные шлифы.

**1.3.4. Держатель образца.** Наблюдение под рудным микроскопом требует, чтобы поверхность образца была перпендикулярна падающему пучку света. Это может быть достигнуто тщательной механической обработкой шлифа, изготавливаемого так, чтобы его верхняя и нижняя поверхности были плоскими и

взаимно параллельными, или же с помощью простых выравнивающих устройств (рис. 1.5, а), которыми вдавливают образец в кусочек пластилина и тем самым придают полированной поверхности горизонтальное положение (рис. 1.5, б). Более хитрые устройства представляют собой цилиндры с пружиной (рис. 1.5, в), в которых образец прижимается к выступу, параллельному поверхности столика микроскопа, или же еще более сложные приспособления для быстрой смены образца — в них он поджимается пружиной и затем выравнивается с помощью горизонтирующих винтов. Приемы надежного закрепления образца в положении, при котором полированная поверхность нормальна к падающему световому пучку, выбираются исследователем и определяются удобствами при работе или же технической необходимостью.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bloss F. D., An Introduction to the Methods of Optical Crystallography, Holt, Rinehart & Winston, New York, 1961.
2. Bowie S. H. U., Simpson P. R., Microscopy: Reflected Light, In J. Zussman, ed., Physical Methods in Determinative Mineralogy, 2nd. ed., Academic, London, pp. 109—166, 1977.
3. Cameron E. N., Ore Microscopy, Wiley, New York, 1961. (Имеется перевод: Кэмерон Ю. Н. Рудная микроскопия. — М.: ИЛ, 1966.)
4. Eastman Kodak Company, Photography Through the Microscope, Rochester, New York, 1970.
5. Galopin R., Henry N. F. M., Microscopic Study of Opaque Minerals, W. Hefter and Sons, Ltd., Cambridge, England, 1972. (Имеется перевод: Галопен Р., Генри Н. Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. — М.: Мир, 1975.)
6. Piller H., Microscope Photometry, Springer-Verlag, Berlin, 1977.

## ИЗГОТОВЛЕНИЕ ШЛИФОВ ДЛЯ РУДНОЙ МИКРОСКОПИИ

### 2.1. Введение

Получение полированных поверхностей, свободных от царапин, рельефа<sup>1</sup>, а также термальных и механических изменений, очень существенно для изучения, идентификации и структурной интерпретации рудных минералов с помощью микроскопа для отраженного света. Такие полированные поверхности у многих материалов различного типа можно получить без особого труда, используя широкий ассортимент механических и ручных приемов обработки. Однако с рудными образцами часто возникают проблемы, поскольку руды могут состоять из мягких, пластичных сульфидов или даже самородных металлов, тесно сросшихся с твердыми, а иногда и хрупкими силикатами, карбонатами, окислами и другими сульфидами. Выветривание может существенно усложнить проблему, так как цементирующая масса или вкрапленные минералы могут выкрашиваться, делая образец рыхлым или пористым. Тонкий материал, выполняющий пустоты, также вызывает трудности вследствие возникновения ничем не заполненных пустот и наличия слабо скрепленных кристаллов. Со сплавами и продуктами обогащения тоже возникают проблемы, обусловленные присутствием смешанных фаз, обладающих различными свойствами и тонкозернистым строением. В настоящей главе рассматриваются основные методы отбора образцов, их обдирки, запрессовки, шлифовки и полировки (в специальных случаях травления), необходимые для получения массивных или специального типа препаратов для изучения под рудным микроскопом. Описан процесс изготовления *полированных*, а также прозрачно-полированных и *прозрачных шлифов* с двусторонней полировкой, которые удобны для изучения полупрозрачных минералов и образцов, представляющих собой ассоциацию непрозрачных и полупрозрачных минералов.

### 2.2. Шлифовальное и полировальное оборудование

При шлифовке и полировке образцов для рудной микроскопии обычно применяется оборудование нескольких типов. Большая их часть, если действовать должным образом, обеспечива-

<sup>1</sup> Рельеф — это неровная поверхность шлифа, возникающая в процессе полировки вследствие того, что более твердые фазы истираются труднее, чем мягкие.

ет изготовление качественных полированных поверхностей, свободных от царапин и обладающих минимальным рельефом. К числу наиболее распространенных видов оборудования (которые показаны на рис. 2.1) относятся следующие:

1. *Автоматический шлифовально-полировальный станок для одновременного изготовления нескольких шлифов* (рис. 2.1, а). На этих установках обрабатывается 6 или более образцов, которые крепятся на шпинделях, вращающихся по часовой стрелке, когда образцы скользят по шлифовальному кругу, обладающему обратным вращением. Полировка заканчивается на кругах с концентрическими канавками. Поверхность таких кругов покрывается тонким слоем абразива, смешанного с маслом.

2. *Ручные шлифовальные и полировальные станки с меняющейся скоростью вращения* (рис. 2.1, б). Эти станки находят очень широкое применение вследствие их надежной конструкции и простоты, с какой они могут быть приспособлены для проведения самых различных операций. Образцы, которые удерживаются вручную (или иногда механически), шлифуются и полируются на последовательно сменяемых абразивных кругах, покрытых бумагой или тканью. Большинство станков имеют мотор с меняющейся скоростью вращения, хотя у менее дорогих моделей мотор может быть с одной или двумя фиксированными скоростями. Полировка в большинстве случаев ведется на лишенном ворса сукне, пропитанном полирующим составом. Окончательная полировка поверхности осуществляется обычно на ворсистом сукне.

3. *Малые автоматические полировальные станки* (рис. 2.1, в). Эти станки нашли особенно широкое применение в связи с их низкой стоимостью, компактностью и простотой в обращении. Держа образец рукой, исследователь передвигает его, описывая эксцентрические окружности и заставляя скользить по поверхности бумажных или тканевых кружков, приклеиваемых к стеклянным пластинам. Эти стеклянные пластины помещаются в отдельные предназначенные для них чаши, которые удобно менять по мере перехода от одного этапа обработки к другому.

4. *Виброполировальный прибор* (рис. 2.1, г). Виброполировальная установка удобна для изготовления большого числа шлифов, при этом она требует минимального внимания мастера во время работы. Полирующиеся образцы удерживаются цилиндрическими латунными или из нержавеющей стали грузиками и трутся о круглый полировальный диск вследствие его вибрации. Поверхность диска туго обтягивается шелком, нейлоном или какой-либо другой плотной тканью, которая смазывается абразивной пастой или смачивается водой. В качестве абразива используются небольшие количества  $MgO$  или  $Al_2O_3$ . Полировка образца происходит медленно, но очень качественно

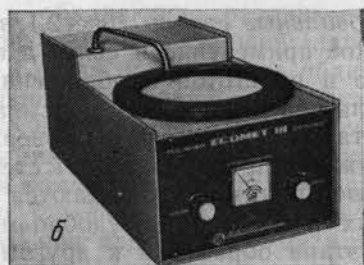
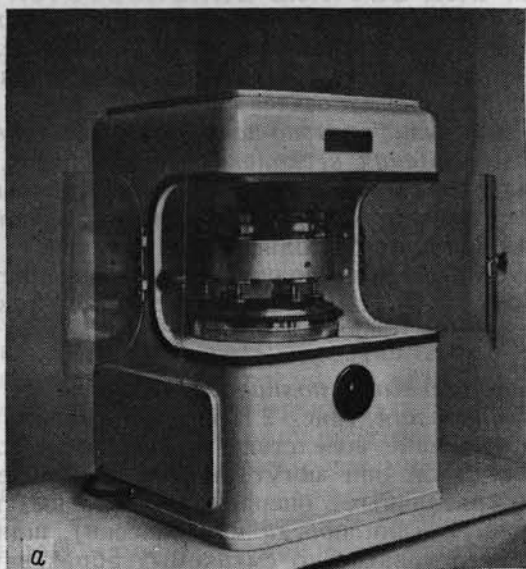


Рис. 2.1. Примеры выпускаемых промышленностью различных типов оборудования, предназначенного для изготовления полированных шлифов: *a* — большой автоматический шлифовально-полировальный станок Dipeger для одновременного изготовления нескольких шлифов; *б* — ручной шлифовально-полировальный станок с меняющейся скоростью, Vuehler № 49-1650 Ecomet III; *в* — малый автоматический шлифовально-полировальный станок для изготовления 1—3 шлифов одновременно, Engis MK2a; *г* — синхронный электромагнитный вибрационный полировальный станок, FMC Cogrotation (воспроизведено с любезного разрешения фирм).



и фактически не требует внимания мастера, который должен лишь следить за достаточной увлажненностью и степенью износа полирующей ткани.

### 2.3. Подготовка и монтирование образцов

Характер подготовки зависит от природы материала и целей исследования. Твердый материал просто обрезается алмазной пилой до требуемого размера. Для предупреждения разогревания образца во время резки необходимо смачивать полотно пилы водой, керосином или смазочным маслом. Если есть подозрение, что образец содержит фазы, которые или растворимы в воде (например, сульфаты или хлориды металлов), или вступают с ней в реакцию (например, некоторые редкие сульфиды в метеоритах), то необходимо резку и все последующие операции проводить с использованием подходящих инертных жидкостей (масел, спиртов, керосина и т. п.).

Размер и форма образца, который затем монтируется, произвольны и должны определяться характером материала и задачами исследования; большинство специалистов полагают, что наиболее удобны цилиндрические полированные шлифы диаметром от 2,5 до 5 см. Монтировать образцы следует в одинарных или двойных цилиндрических формах из пластика, полиэтилена или металла (рис. 2.2) или в цилиндрических пластиковых кольцах, которые становятся постоянной составной частью шлифа. Если применяются формы, то для облегчения выемки из них образца после затвердения монтировочной смолы полезно их внутренние стенки покрывать тонким слоем воска или других инертных смазывающих веществ (например, силиконовой смазки для запорных кранов). Толщина образцов также произвольна, но у полированных шлифов она обычно не должна превышать 1—2 см. Максимальная толщина часто обуслов-

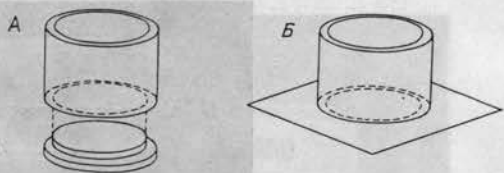


Рис. 2.2. Стаканы для образцов, применяемые для монтирования цилиндрических полированных шлифов: А — двойной стакан; Б — пластиковое кольцо, которое после помещения в него образца и монтирующей смолы становится составной частью полированного шлифа.

лена рабочим расстоянием между столиком микроскопа и линзой объектива.

Если образец твердый и малопористый, то его можно обрезать до требуемых размеров и сразу полировать. Обычно же образцы заключаются в монтировочную смолу, что облегчает работу с ними и снижает возможность их раскрашивания и выпадения из них отдельных зерен. До монтирования образца очень полезно подготовить на нем выровненную поверхность при помощи пилы или шлифовального станка, что позволит образцу ровно лечь на дно формы. Образцы неправильной формы могут воспрепятствовать удалению пузырьков воздуха из монтировочной смолы и потребуют более длительной шлифовки, чтобы получилась достаточная по размерам поверхность будущего полированного шлифа. Такая площадка удобна также для сглаживания краев поверхности, которая будет подвергнута полировке; это помогает избежать выкрашивания материала с контактов образца и монтировочной массы и скопления его вдоль них. Иногда возникает также необходимость разрезать и монтировать образец в определенной ориентировке, поскольку при наличии в нем кливажа или трещиноватости соответствующего направления может начаться выкрашивание материала с поверхности. Если образец хрупкий, трещиноватый, пористый или состоит из неплотно связанных зерен или порошка, то следует прибегнуть к цементирующей пропитке, чтобы предупредить выкрашивание зерен и захват абразивного материала во время шлифовки и полировки. Пропитывание быстро завершается, когда форма с образцом и монтировочной смолой помещается на несколько минут в вакуум. В этих условиях из пустот удаляется воздух, а при последующем снижении вакуума в них устремляется смола. Иногда возникает необходимость повторных кратковременных повышений вакуума, что позволяет смоле проникать в самые глубокие трещины и пустоты.

Важно, чтобы в процессе подготовки образца сохранялся в точности его минеральный и структурный облик. Как установлено в последние годы, некоторые распространенные сульфидные минералы (например, анилит  $\text{Cu}_7\text{S}_4$  и джурлеит  $\text{Cu}_{1,96}\text{S}$ )

разрушаются при температуре ниже  $100^\circ\text{C}$ ; для многих же других рудных минералов термическая устойчивость пока еще не известна. Все это вызывает необходимость применять монтировочные среды, затвердевающие на холоду и не требующие ни повышенных температур, ни высоких давлений. Старых методов, которые требуют именно высоких температур и давлений (например, при использовании бакелита в качестве монтирующей среды) и которые все еще применяются в металлургических лабораториях, следует избегать. Эти методы, не нарушая ассоциаций стойких рудных минералов (например, хромита, магнетита, пирита), могут глубоко изменить низкотемпературные и водосодержащие минеральные выделения. Даже кратковременное нагревание до температур, не превышающих  $100^\circ\text{C}$ , вызывает разрушение одних фаз или обуславливает возникновение двойников или распад твердого раствора у других. В соответствии с этим фактически все минералогические лаборатории применяют в настоящее время затвердевающие на холоду эпоксидные смолы или пластики, которые требуют при работе с ними меньшего времени и просты в обращении. Большинство эпоксидных смол полупрозрачны и почти бесцветны, что облегчает маркировку шлифов, поскольку бумажную этикетку можно вместе с образцом погрузить в смолу. Менее вязкие монтировочные среды обычно легко проникают в трещины и пустоты образца, чем более вязкие; это важно, когда приходится иметь дело с хрупким или пористым материалом. Если шлифы предназначены и для электронно-зондового микроанализа (см. приложение 3), то следует быть внимательным при выборе смолы, чтобы не создать трудностей во время работы с прибором вследствие возможных процессов дегазации или испарения.

## 2.4. Полировка и шлифовка образцов

После того как образец обрезан до требуемых размеров и запрессован в монтировочную среду, он готов для шлифовки и полировки. В крупных исследовательских и производственных лабораториях используются автоматические шлифовально-полировальные станки, на которых обрабатывается одновременно большое количество образцов. Менее крупные лаборатории оборудованы установками с фиксированной или меняющейся скоростью вращения дисков, дающими возможность изготавливать сразу только один шлиф. Процедура шлифовки и полировки, описываемая ниже лишь в общем виде, применима в любой лаборатории. Опытные работники постоянно изобретают различные удобные при работе «трюки» и вводят небольшие усовершенствования, но основы технологии, которые рассматриваются далее, все же остаются неизменными.



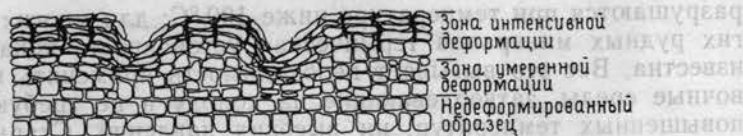


Рис. 2.3. Схематический разрез поликристаллического образца, показывающий характер деформации от поверхности среза в направлении к недеформированной части. Характер и глубина деформации зависят от природы образца.

В задачу шлифовки входят ликвидация всех неровностей поверхности образца, удаление монтировочной смолы, покрывающей образец, уменьшение его толщины, подготовка гладкой поверхности для последующей обработки и удаление зоны, которая подверглась сильной деформации при резке образца (рис. 2.3). Некоторые работники считают, что фиксированные абразивы (такие, как наждачная бумага или алмазный порошок, впрессованный в металл или эпоксидную смолу) предпочтительнее абразивов в порошке, поскольку частицы последнего имеют тенденцию вращаться и оставлять различной глубины царапины и не создавать однородной поверхности. Шлифовальные и полировальные порошки различаются по размерности зерен, выраженной в *гриттах*, *мешах* или *микронах*; соотношения этих единиц показаны на рис. 2.4 и в табл. 2.1. Последовательным стадиям шлифовки и полировки с применением карбида кремния размерностью 400 и 600 меш подвергается большинство поверхностей, хотя абразив 400 меш в действительности необходим только для твердых материалов, и многие шлифы, сложенные мягкими сульфидами, можно начинать обрабатывать абразивом 600 меш. Важно на каждой стадии обработки предохранять образец от нагревания и предупреждать загрязнение нового абразивного порошка старым, оставшимся от

Таблица 2.1. Абсолютные значения размеров абразивных зерен, выраженные в мешах и гриттах

Меш или грит	Микрон	Дюйм	Меш или грит	Микрон	Дюйм
100	150	0,0059	1 800	9	0,00035
200	75	0,0030	3 000	6	0,00024
260	60	0,0024	8 000	3	0,00012
325	45	0,0018	14 000	1	0,00004
400	38	0,0015	60 000	1/2	0,00002
600	30	0,0012	120 000	1/4	0,00001
1 200	15	0,00059			

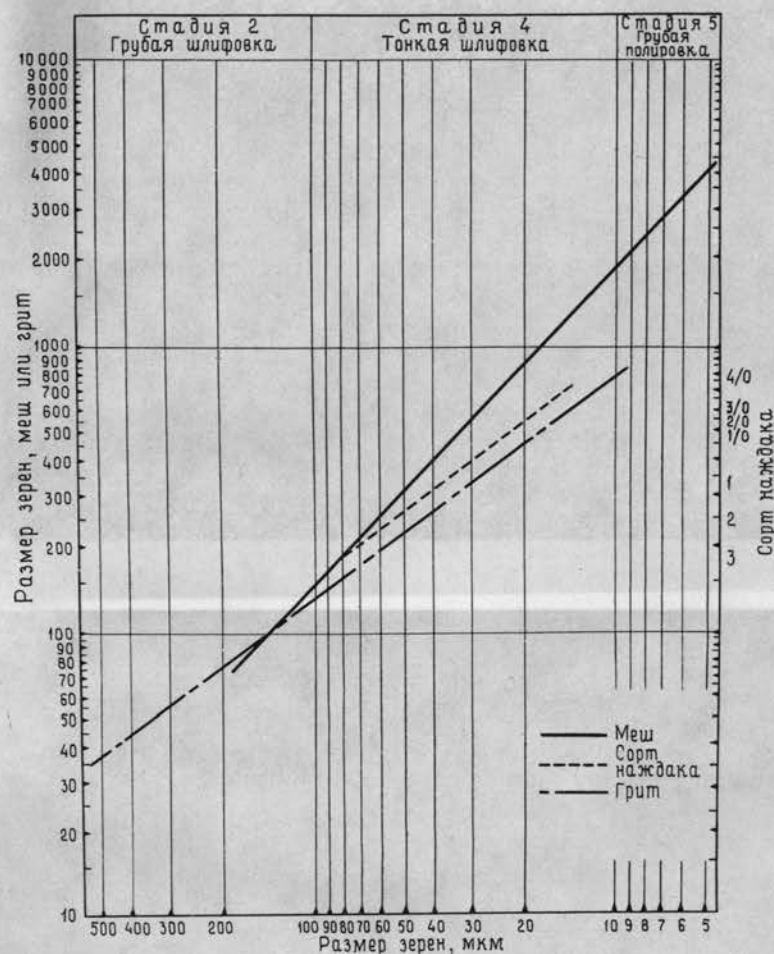


Рис. 2.4. Соотношение размеров зерен, выраженных в гриттах, мешах и микронах. Абразивные порошки карбида кремния обычно классифицируются по размерам их зерен в мешах или гриттах. Они показаны на графике слева. На правой ординате даны сорта наждака. Для перехода к микронам следует провести горизонтальную линию от нужной точки на ординате до соответствующей кривой графика и затем точку пересечения спроецировать на абсциссу. Для перевода микрон в другие размерности следует провести обратную операцию (диаграмма воспроизведена с любезного разрешения Buehler Ltd.).

предыдущей стадии. Образцы следует тщательно промывать и чистить (желательно с помощью ультразвука) при переходе от одной стадии к другой; удобно обрабатывать сразу целую партию образцов. Эти требования к чистоте относятся и к рукам оператора, так как абразивный и сошлифованный материал

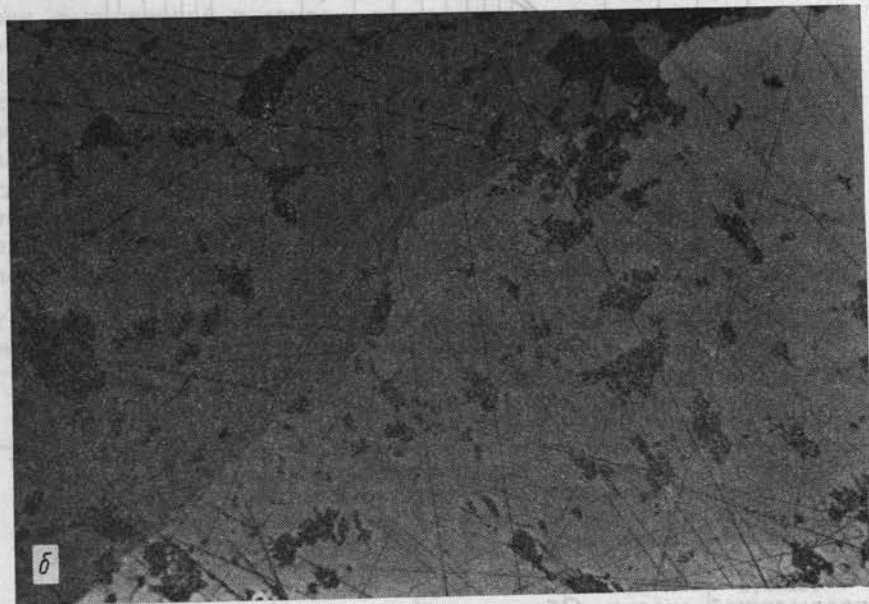
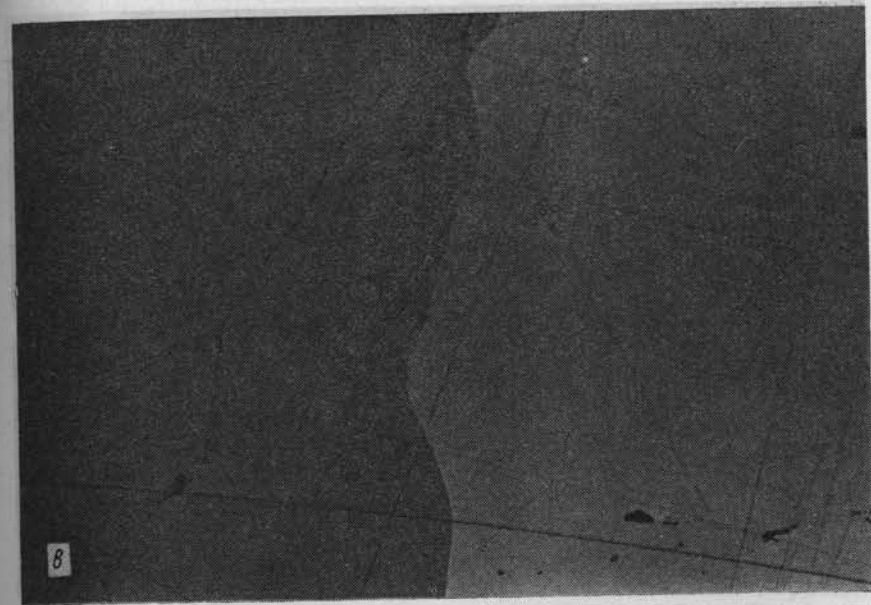
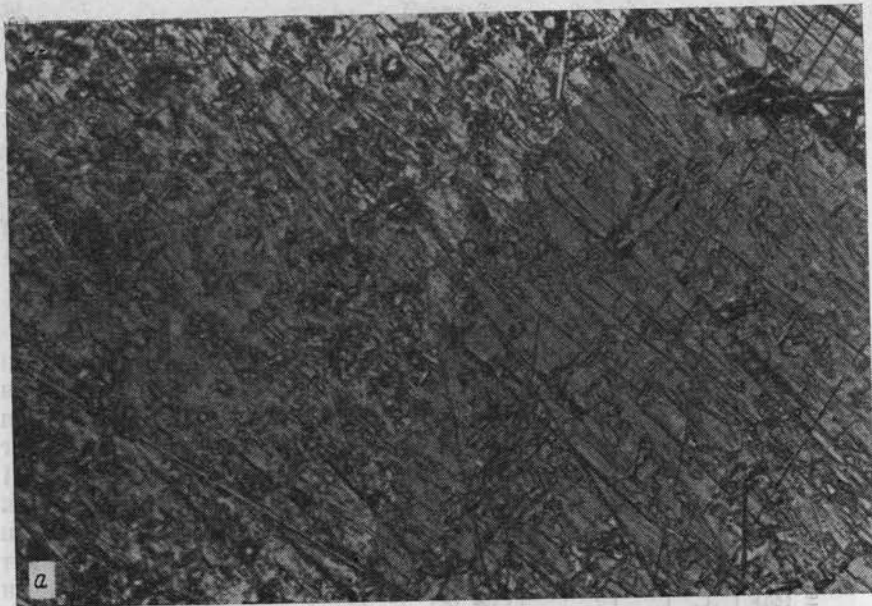
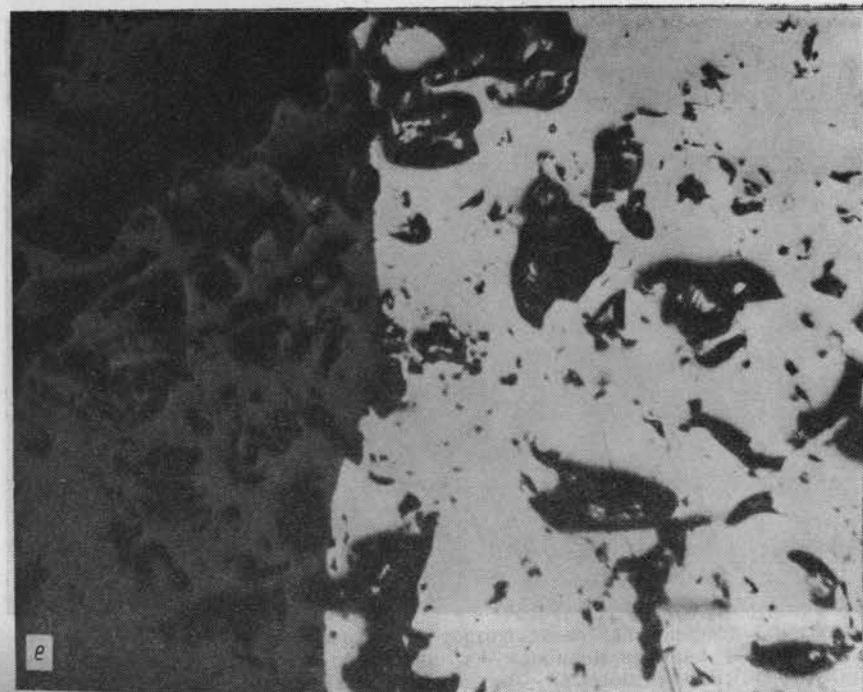
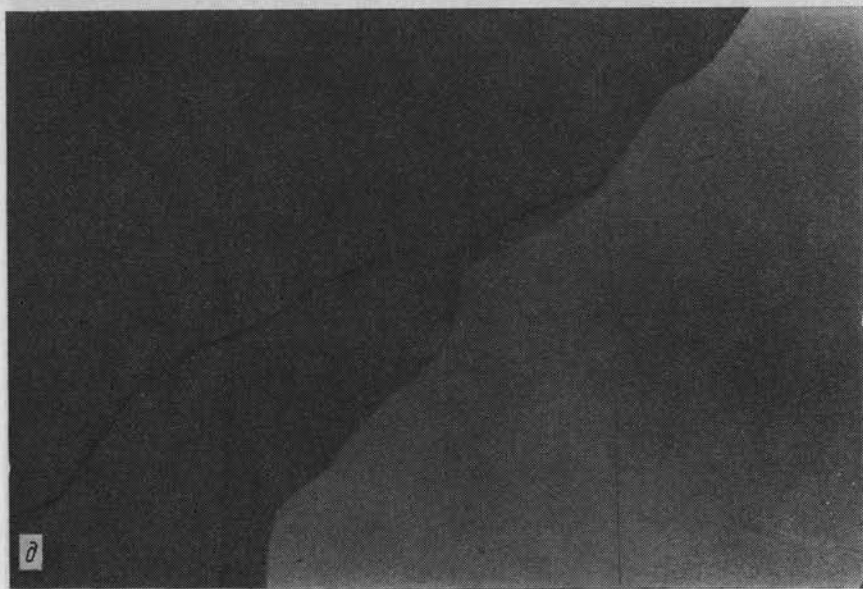


Рис. 2.5. Полированные поверхности, состоящие из халькопирита (светлое) и сфалерита (темное), после обработки: *a* — карбидом кремния, 600 меш; *б* — алмазом, 15 мкм; *в* — алмазом, 6 мкм; *г* — алмазом, 1 мкм; *д* —  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  (0,05 мкм) на тонкой ткани; *е* —  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  на шелке с помощью виброполирующего станка, минуя промежуточные стадии обработки алмазами 15,6 и 1 мкм (ширина поля зрения 520 мкм).



легко может задержаться в бороздках подушечек его пальцев.

Шлифовальные и полировальные круги, когда на них не работают, должны быть закрыты, чтобы исключить их загрязнение случайными частичками или пылью. Если образцы начинают выкрашиваться, то целесообразно прекратить полировку, покрыть или пропитать поверхность цементующим составом и затем снова начать обработку; следует иметь в виду, что выкрашенные зерна могут загрязнить все шлифовальные и полировальные круги, что может вызвать образование обильных царапин как на выкрашивающемся образце, так и на всех последующих. Внимательное отношение ко всем стадиям шлифовки очень важно для получения хорошо отполированных шлифов, так как именно на этих стадиях образуется совершенно ровная поверхность и удаляются приповерхностные слои, подвергшиеся деформации на предыдущих стадиях. Даже в плотных образцах возникающие при скоростной алмазной резке трещины могут проникать на глубину 1 мм или более от поверхности спила.

Шлифовка может быть завершена с абразивами 600 или 1200 меш, которыми поверхность обрабатывается вручную на стеклянной пластине; матовая поверхность типичного образца, полученная на этой стадии, показана на рис. 2,5, а. В результате грубой полировки, включающей применение ткани, пропитанной абразивами 15 и 6 мкм, удаляются большинство или все оставшиеся зоны поверхностной деформации, а также более глубокие царапины, и образец становится готовым к заключительной стадии полировки. Вид поверхности образца после обработки абразивами 15 и 6 мкм показан на рис. 2,5, б и в. Первоначальную полировку лучше всего завершить с алмазными абразивами, которыми пропитывают ткань, не имеющую ворса. Такая пропитка позволяет алмазным зернам выравнять поверхность, при этом они не вращаются и не образуют беспорядочных царапин и борозд. Применение плотных лишенных ворса тканей без чрезмерного давления на образец сводит к минимуму развитие поверхностного рельефа. Изготовители алмазных абразивов рекомендуют наносить на полировальный круг полосы алмазной пасты шириной 1—2 см под прямым углом к направлению вращения и затем распределять ее по поверхности круга, размазывая чистым концом пальца. Полировка с абразивом 6 мкм — наиболее важная стадия, и ее следует вести медленно, в достаточной мере смачивая обрабатываемую поверхность и не оказывая слишком большого давления на шлиф. Полировка продолжается до тех пор, пока глубокие царапины не исчезнут даже у самых твердых фаз. На этой стадии полезно провести изучение шлифа, поскольку информация, которая может быть при этом получена (например, границы зерен изоморфных минералов), утрачивается при последующей полировке.

ке. На этой и последующих стадиях снова должна быть проявлена осторожность, чтобы избежать чрезмерного нагрева поверхности образца во время полировки.

На заключительной стадии абразивами менее 6 мкм снимается очень небольшое количество материала образца, и должна получаться поверхность, относительно свободная от царапин (рис. 2.5, *г—е*). На этой стадии используют алмазный абразив 1 мкм, пропитывающий ткань, лишенную ворса; далее возможно применение ткани с алмазной пастой (0,25 мкм) или абразивов  $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$  (1—0,3 мкм) или  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  (0,05 мкм), порошок которых смешивается с водой и наносится на ворсистую ткань. В некоторых лабораториях для заключительной полировки (особенно металлургических образцов) используются также окиси хрома, магнезия и церия. На этой стадии, а также, когда требуется быстро отполировать слегка окисленную поверхность, очень хороши ворсистые ткани, однако они быстро создают рельеф у образцов, содержащих минералы различной твердости.

Некоторые лаборатории изготавливают шлифы, применяя станки, способные полировать шесть или более образцов одновременно на чугунных, медных или свинцовых кругах с концентрическими канавками. Эти круги требуют постоянного выравнивания своей поверхности, но при тщательном уходе на них можно изготавливать превосходные безрельфные шлифы. Каждый тип станка сопровождается особой инструкцией, однако стадии полировки в общем остаются такими же, как описано выше.

Виброполирующая установка эффективна на заключительной стадии полировки образцов многих типов. Качество поверхности и время, необходимое для получения удовлетворительного полированного шлифа, зависят от предшествующих стадий шлифовки, твердости и однородности образца. Круг виброполировального станка обычно покрывается туго натягиваемым куском тонкого шелка, нейлона или другой плотной ткани; чаша наполняется водой на 2—3 см, и в нее добавляется небольшое количество  $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$  (0,3 мкм) или  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  (0,05 мкм). Поскольку эти очень тонкозернистые порошки снимают поверхностные слои всегда медленно, то необходима тщательная предварительная шлифовка с абразивом 600 меш или менее для получения плоской и однородной поверхности. Иначе полировка, которая в случае обычных сульфидов и окислов занимает всего лишь несколько часов, потребует нескольких дней и даже тогда даст лишь посредственно отполированную поверхность<sup>1</sup>. К недостаткам виброполировальных станков от-

<sup>1</sup> Образцы обычно удерживаются грузиками из нержавеющей стали или латуни, чтобы увеличить скорость полировки и не дать образцам возможность скользить впусую, не подвергаясь полирующему воздействию абразивов.

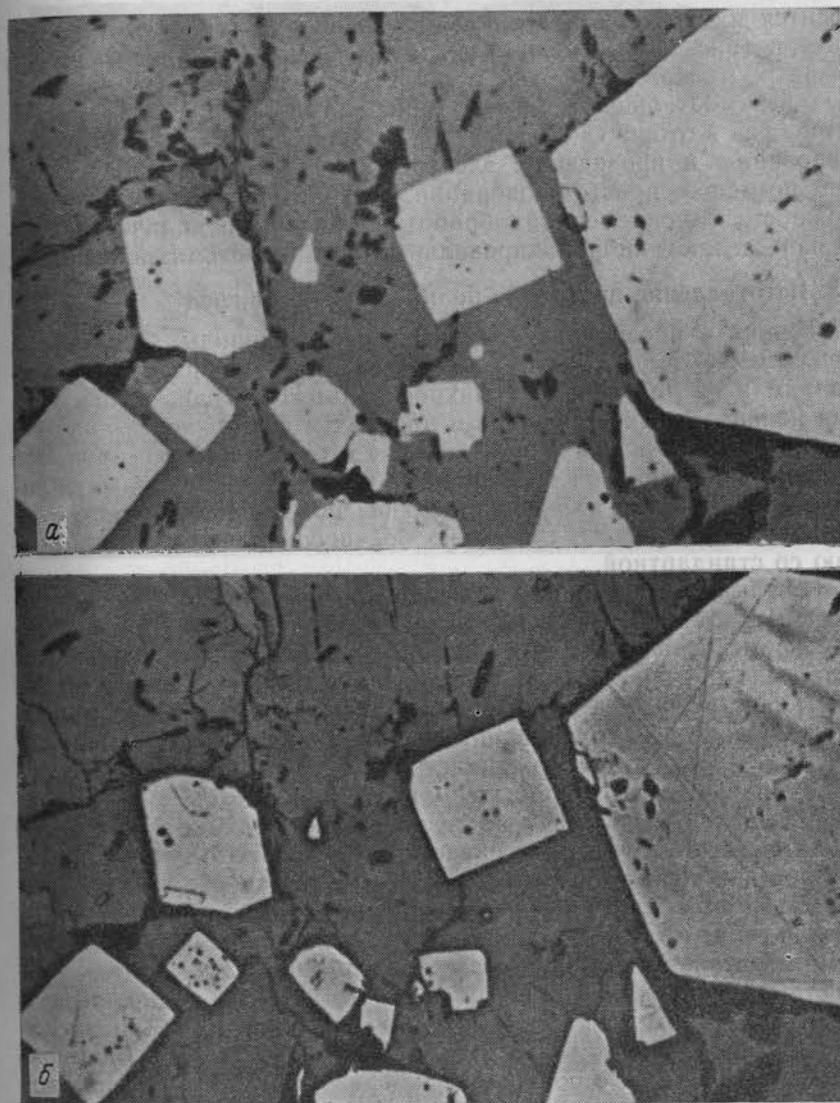


Рис. 2.6. Сравнение рельефа, который развивается в одном и том же образце, состоящем из твердого (пирит в виде кубиков) и мягкого (пирротин) минерала, при полировке: *а* — с алмазными абразивами 15,6 и 1 мкм и затем кратковременно с  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  (0,05 мкм) на плотной ткани; *б* — на виброполировальном станке с  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  (0,05 мкм). На фотографии рельеф выражен в виде темных теней по краям зерен пирита (ширина поля зрения 100 мкм).

носятся их способность придавать поверхности значительный рельеф (рис. 2.6), особенно когда имеются срастания мягких и твердых минералов. Такой рельеф может затемнить контактные взаимоотношения между минералами, затруднить диагностику фаз в оторочках и включениях и помешать микрофотографированию и проведению электронно-зондового микроанализа. Тем не менее простота операций, легкость эксплуатации и возможность одновременной обработки большого количества образцов делают виброполировальные станки весьма полезными.

### 2.5. Изготовление прозрачно-полированных шлифов

Тонкий прозрачный шлиф — срез породы толщиной  $\sim 0,03$  мм — долгие годы был стандартным препаратом, используемым в петрологической микроскопии. Необходимость изучения непрозрачных минералов в породах и возможность анализа всех минералов в прозрачном шлифе с помощью электронного микронзонда привели к созданию прозрачно-полированных шлифов путем простой полировки верхней поверхности тонкого среза породы, имеющего несколько большую толщину по сравнению со стандартной.

При изучении большинства рудных образцов все еще прибегают к традиционным полированным шлифам, однако в настоящее время становится очевидным, что важные структурные детали некоторых рудных минералов нелегко разглядеть в обычных полированных и прозрачных шлифах и даже в прозрачно-полированных. В полированных или прозрачно-полированных шлифах видно, что в большинстве случаев сфалерит, касситерит, киноварь, тетраэдрит, теннантит, красная серебряная руда<sup>1</sup>, рутил и окислы меди пропускают свет, однако диффузный характер этого света, рассеиваемого шероховатой нижней поверхностью тонкого шлифа, делает наблюдение внутреннего строения минеральных зерен затруднительным. Эту трудность легко преодолеть, если прибегнуть к тонким прозрачным шлифам, двусторонне отполированным. Они изготавливаются или из стандартных тонких срезов образца, которые полируются и затем наклеиваются на предметное стекло, или из обычных полированных шлифов, также наклеиваемых на стекло. Лишнюю часть среза или полированного шлифа затем удаляют при помощи специальной пилы, предназначенной для распиловки кристаллов на тонкие пластины — wafering saw (особенно удобна пила с малой скоростью, поскольку это снижает количество трещин и нарушений внутри образца). Далее тонкий срез образца, оставшийся на стекле, осторожно подшлифовывают до тех пор, пока он не начнет пропускать свет в количестве, достаточном для наблюдения; и наконец, этот срез подвергается заклю-

<sup>1</sup> Минералы из группы прустита — пираргирита. — Прим. перев.

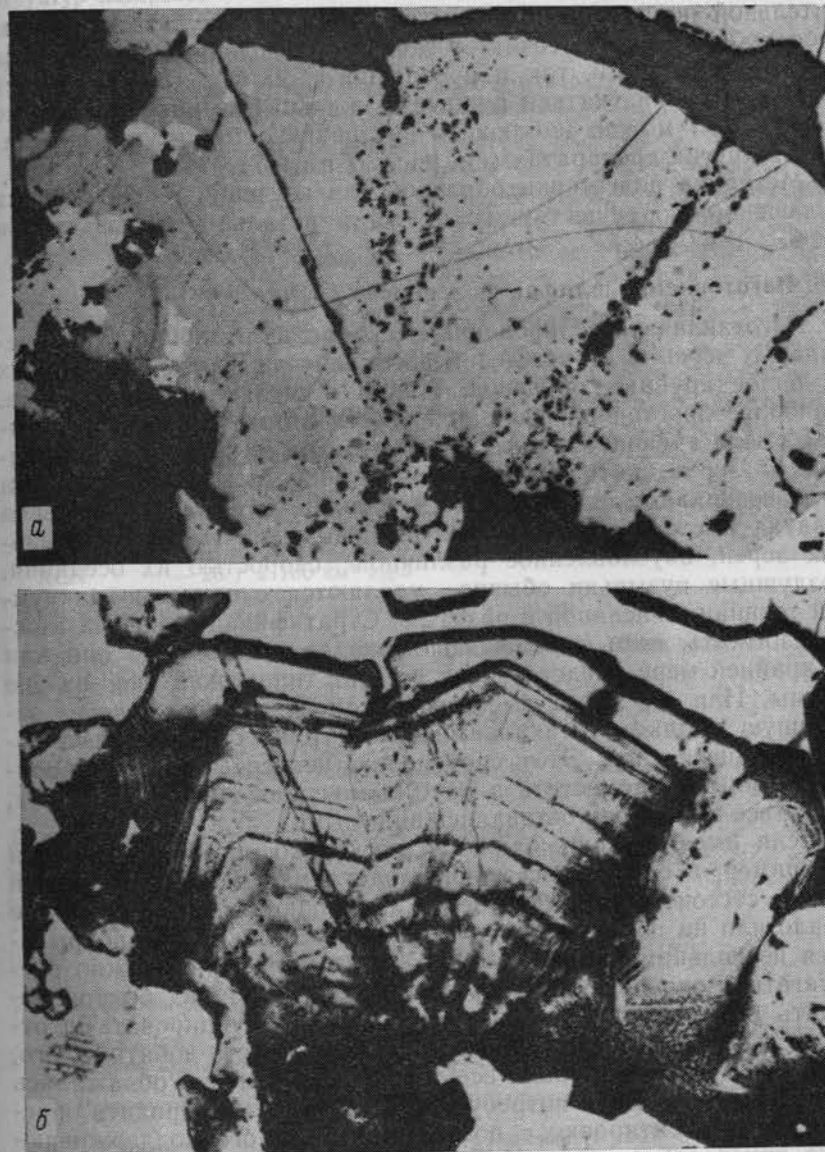


Рис. 2.7. Сравнение структуры одного и того же образца сфалерита, видимой в прозрачно-полированном шлифе двусторонней полировки, при наблюдении: а — в нормально отраженном свете; б — в проходящем свете (фотографии благодаря любезности П. Б. Бартона воспроизведены по Min. Geol., 28, 296, 1978, с разрешения издательства).

чительной полировке обычным способом. В результате получается шлиф, который сочетает в себе определенные достоинства как полированного, так и прозрачного шлифа, что позволяет одновременно изучать и рудные, и жильные минералы; кроме того, в нем можно наблюдать внутреннюю структуру, невидимую в других препаратах (см. рис. 2.7 и гл. 7).

Методика подготовки образцов для изучения газовой-жидких включений, по существу, такая же и детально описывается в гл. 8.

## 2.6. Изготовление шлифов из зерен

Изготавливать полированные шлифы из разобленных минеральных зерен месторождений россыпей или зерен, выделенных из более крупных образцов, можно несколькими способами. Наиболее простой из них заключается в том, что цементирующая смола заливается в форму и затем на ее поверхность насыпаются зерна, которым позволяют опуститься на дно. При этом возникают две проблемы — наличие в смоле пузырьков воздуха и стратифицированное расположение в ней минеральных зерен, обусловленное различной скоростью их оседания. Воздушные пузырьки обычно удаляются с помощью вакуумной техники, описанной в разд. 2.3. Стратификации иногда можно избежать, если перемешать зерна так, чтобы все они или по крайней мере представители всех их типов оказались на дне формы. Или же зерна высыпают в смолу и делают через заставшую шашку вертикальный срез, чтобы обнажить все образовавшиеся слои. Этот срез можно непосредственно отполировать или же поместить в другую монтировочную форму так, чтобы все слои зерен оставались видимыми.

Если имеется лишь одно или несколько отобранных зерен (например, в случае россыпного золота), то наиболее удобный способ состоит в том, что зерна помещаются на предметное стекло или на полированную «подложку» и аккуратно покрываются несколькими каплями смолы. При этом зерна можно располагать в определенном порядке, позволяющем их быстро находить при последующем изучении, а также группировать по относительной высоте; последнее дает возможность добиться того, чтобы во время полировки все зерна одновременно обнажались на поверхности. Если потребуется, зернам можно придать определенную ориентировку с помощью небольшого поддерживающего приспособления или же углубления, специально вырезанного в полированной подложке.

## 2.7. Электролитическая полировка и способы травления

Металлурги и в меньшей степени минералоги наряду с традиционными методами полировки используют также электролитический и химико-механический способ. В первом случае элект-

Таблица 2.2. Травящие реактивы, применяемые для выявления структур минералов

Некоторые главные травящие реактивы:

$\text{HNO}_3$	— концентрированная; 1 объем $\text{HNO}_3$ на 1 объем $\text{H}_2\text{O}$ ; 1 объем $\text{HNO}_3$ на 7 объемов $\text{H}_2\text{O}$
$\text{HCl}$	— концентрированная; 1 объем $\text{HCl}$ на 1 объем $\text{H}_2\text{O}$ ; 1 объем $\text{HCl}$ на 5 объемов $\text{H}_2\text{O}$
$\text{H}_2\text{SO}_4$	— концентрированная; 1 объем $\text{H}_2\text{SO}_4$ на 1 объем $\text{H}_2\text{O}$ ; 1 объем $\text{H}_2\text{SO}_4$ на 4 объема $\text{H}_2\text{O}$
$\text{HJ}$	— концентрированная; 1 объем $\text{HJ}$ на 1 объем $\text{H}_2\text{O}$
$\text{HBr}$	— концентрированная
Царская водка	— 1 объем конц. $\text{HNO}_3$ на 3 объема конц. $\text{HCl}$
$\text{HCl}$	— 1 объем конц. $\text{HCl}$ на 3 объема разбавленной (100 г/л) тиомочевины
Пикриновая кислота	— 4 г в 100 см <sup>3</sup> этилового спирта
$\text{KMnO}_4$	— 2,5 г в 100 см <sup>3</sup> $\text{H}_2\text{O}$ ; 1 объем на 1 объем конц. $\text{HNO}_3$ ; 1 объем на 1 объем конц. $\text{H}_2\text{SO}_4$ ; 1 объем на 1 объем $\text{KOH}$
$(\text{NH}_4)_2\text{Cr}_2\text{O}_7$	— 400 мг в 25 см <sup>3</sup> 15%-ной $\text{HCl}$
$\text{KCN}$	— 20 г в 100 см <sup>3</sup> $\text{H}_2\text{O}$
$\text{FeCl}_3$	— 20 г в 100 см <sup>3</sup> $\text{H}_2\text{O}$ ; 50 г в 100 см <sup>3</sup> $\text{H}_2\text{O}$
$\text{SnCl}_2$	— 1 объем насыщенного раствора на 1 объем конц. $\text{HCl}$
$\text{KOH}$	— насыщенный раствор
$\text{H}_2\text{O}_2$	— 16%-ная
$\text{NH}_4\text{OH}$	— 1 объем конц. $\text{NH}_4\text{OH}$ на 1 объем 16%-ной $\text{H}_2\text{O}_2$ ; 5 объемов конц. $\text{NH}_4\text{OH}$ на 1 объем 3%-ной $\text{H}_2\text{O}_2$

Для пирротинов и богатого железом сфалерита:

1. 400 мг  $(\text{NH}_4)_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ , растворенного в 25 см<sup>3</sup> 15%-ной  $\text{HCl}$ \*
2. 50%  $\text{HJ}$

Для пирита:

Конц.  $\text{HNO}_3$ , затем кратковременное воздействие конц.  $\text{HCl}$

Для моноклинного пирротина: магнитная суспензия

1. Растворяют 2 г  $\text{FeCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и 5,4 г  $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  в 300 см<sup>3</sup> дистиллированной воды при 70 °C
2. Растворяют 5 г  $\text{NaOH}$  в 50 см<sup>3</sup> дистиллированной воды
3. Смешивают обе жидкости; отфильтровывают черный осадок и промывают его дистиллированной водой и  $\text{HCl}$  (0,01 н.). Помещают черный осадок в 500 см<sup>3</sup> 0,5%-ного раствора олеата натрия и кипятят несколько минут; получающаяся суспензия должна оставаться стабильной в течение нескольких месяцев

\* Хотя этот реактив обычно применяется для того, чтобы отличить гексагональный пирротин от моноклинного, сведения о том, какой из них становится более темноокрашенным, у разных авторов различны.

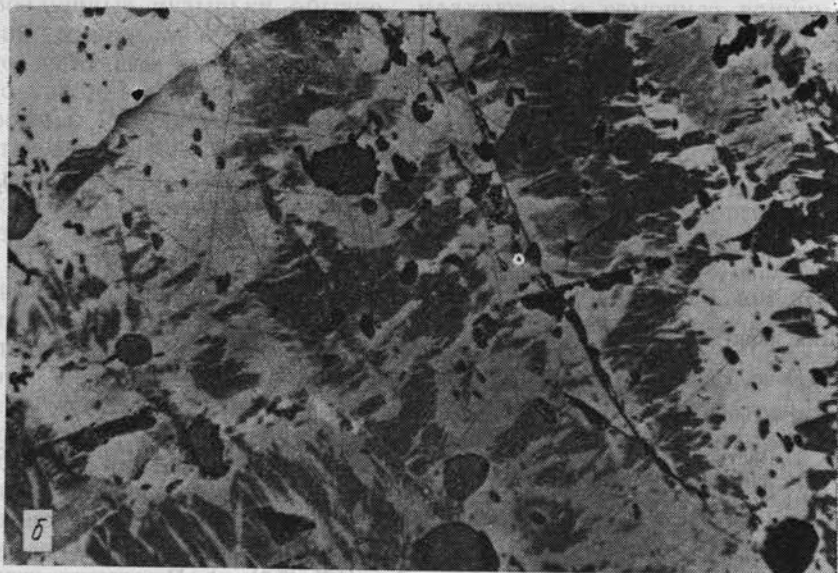
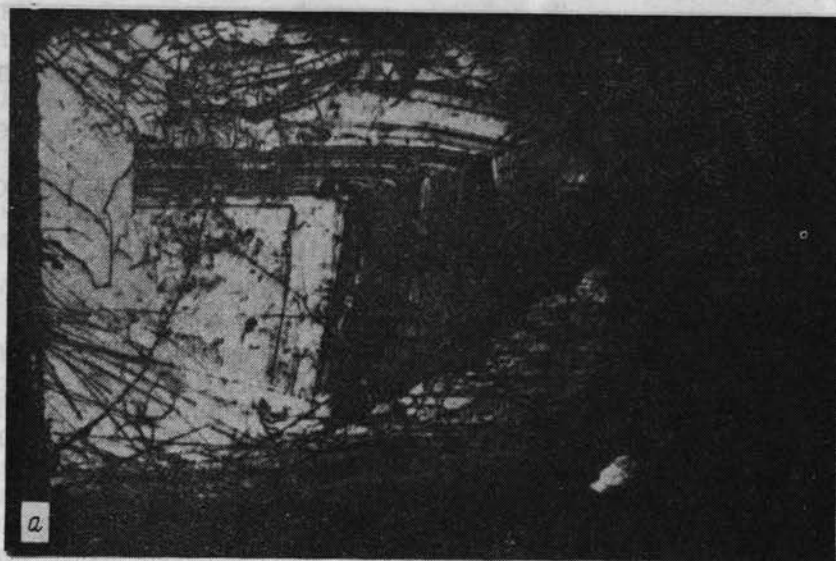


Рис. 2.8. Применение травящих реагентов для выявления внутренней структуры минеральных зерен и различий между двумя минералами, очень сходными по оптическим свойствам: *а* — у пирита после травления обнаружилась зональность роста (ширина поля зрения 2000 мкм) (по данным Л. Кокса); *б* — в результате травления агрегата гексагонального и моноклинного пирротина выявилась его неоднородность (в протравленной части шлифа гексагональный пирротин стал намного темнее) (ширина поля зрения 1300 мкм) (воспроизведено по *Ecop. Geol.*, 66, 1136, 1971, с разрешения издательства).

ропроводящий образец, подвергшийся шлифовке лишь с абразивом 600 меш, полируется с  $Al_2O_3$  (0,05 мкм), образующим взвесь в жидком электролите. Образец подключают в качестве анода, а полировальный круг в качестве катода в цепь постоянного тока напряжением 25 В. Полировка осуществляется за счет удаления материала с поверхности образца под действием механических и электрических сил. При химико-механической полировке используется тонкополирующее вещество, смешиваемое с химически активной жидкостью (обычно травящей). Поверхность обрабатывается комбинированно — механической полировкой и химическим травлением. Применение химических методов полировки требует осторожности, так как при этом возможно селективное удаление некоторых фаз (например, под действием хромовой кислоты/крокуса может исчезать самородное серебро или висмут).

Химическое травление широко применялось для диагностики минералов до развития электронно-зондового метода (см. приложение 3). В настоящее время к травлению прибегают реже, тем не менее оно все еще используется для выявления структуры минералов. При воздействии на образец различных химических реактивов в жидкой или парообразной форме часто выявляются зональность, двойники и границы зерен в, казалось бы, гомогенном материале, а также подчеркиваются различия между фазами, почти идентичными по оптическим свойствам. Типичный пример выявления зональности роста с помощью травления приведен на рис. 2.8, *а*, где показан пирит, протравленный концентрированной  $HNO_3$ . На рис. 2.8, *б* видно, как различаются моноклинный и гексагональный пирротины после травления раствором дихромата аммония в  $HCl$ . Моноклинный пирротин различается также с помощью магнитной суспензии: зерна этого минерала покрываются ею, тогда как расположенные рядом выделения гексагонального пирротина остаются непокрытыми. В металлургических лабораториях за многие годы было найдено большое количество различных реактивов для травления, которые позволяют выявлять микроструктуры сплавов, ранее оставшиеся невидимыми. Невозможно перечислить все многочисленные реагенты для травления, описанные в литературе, однако в табл. 2.2 включены многие реактивы из числа наиболее часто применяемых в минералогической и металлургической практике.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Buehler, Metallographic sample preparation, *Metal Digest*, 11, No. 2/3, 1973.
2. McCall J. L., Mueller W. M., *Metallographic Specimen Preparation: Optical and Electron Microscopy*, Plenum, New York, 1974.
3. Muller W. D., Discussion on preparation and polishing of specimens, *Mineral. Mater. News Bull. Quant. Microsc. Methods*, No. 4, pp. 13—14, 1972.

4. Taggart J. E., Polishing technique for geologic samples, *Am. Mineral.* 62, 824—827, 1977.
5. Van de Pijpekamp B., Discussion on preparation and polishing of specimens, *Mineral. Mater. News Bull. Quant. Microsc. Methods*, 1971, No. 2, p. 7; 1971, No. 3, pp. 10—11; 1971, No. 4, pp. 15—16; 1972, No. 2, pp. 6, 8; 1971—1972.
6. Ramdohr P., Rehwald G., The selection of ore specimens and the preparation of polished sections, *In* H. Freund, ed., *Applied Ore Microscopy*, Macmillan, New York, pp. 319—382, 1966.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ — КАЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ

### 3.1. Введение

После установки полированного или прозрачно-полированного шлифа на столике микроскопа для отраженного света исследователь прежде всего определяет присутствующие в этом шлифе минералы. Многообразие свойств, присущих каждому минералу, позволяет проводить исследование с помощью микроскопа, не прибегая к каким-либо модификациям инструмента или вспомогательной аппаратуре. Однако в отличие от условий работы с прозрачными шлифами в проходящем свете эти свойства оцениваются лишь качественно<sup>1</sup> и не могут быть достаточными для однозначной идентификации. Надежность, с какой отдельные минералы могут быть определены с помощью только качественных методов, в значительной мере зависит от знания и опыта самого исследователя. Начинаящий определит сразу лишь немногие минералы, опытный же исследователь в состоянии диагностировать значительно большее их число, хотя и у него некоторые минералы (или их группы) могут вызвать неуверенность. Мнение о том, что главную роль здесь играет опыт (это, к сожалению, относится и к авторам настоящей книги), заставляет смотреть на микроскопию как на «трудное искусство». Развитие количественных методов измерения отражения и микротвердости, рассматриваемых в гл. 5 и 6, и все большая доступность таких вспомогательных методов, как электронное микронзондирование и рентгеновская дифракция, заметно поколебали эту точку зрения. Однако все же необходимо стремиться получать как можно больше информации в процессе тщательного качественного изучения минералов в полированных шлифах; даже при сравнительно небольшом опыте возможно удовлетворительное определение значительного числа минералов без применения сложного дополнительного оборудования.

В этой главе рассматриваются качественные свойства, необходимые для диагностики минералов. Они включают: 1) оптические свойства; 2) свойства, обусловленные твердостью;

<sup>1</sup> Изучение вращательных свойств, рассматриваемых в гл. 4, является исключением, однако этот метод оказывается малоприменимым для рутинной работы в большинстве лабораторий.



3) свойства, связанные со структурой и морфологией минералов. Как отмечается в конце настоящей главы, информация может быть получена и от ассоциирующихся минералов. Нет сомнения в том, что для начинающего студента важно как можно больше времени уделять изучению различных минералов в разнообразных ассоциациях. В приложении 1 собраны данные о качественных свойствах наиболее распространенных минералов; дополнительные детали или сведения о менее распространенных минералах можно найти в таких справочниках, как «Рудные минералы и их сростания» П. Рамдора и «Таблицы для определения рудных минералов под микроскопом» Айтенбогардта и Бурке.

### 3.2. Качественные оптические свойства

Исследования под рудным микроскопом обычно проводятся 1) с одним поляризатором (т. е. в линейно или «плоскополяризованном» свете) или 2) с поляризатором и анализатором (т. е. в «скрещенных николях», когда анализатор ориентирован относительно поляризатора под углом  $90^\circ$ ). Наблюдения обычно ведутся с применением сухих или иммерсионных объективов. Цвет, отражение, двутражение и плеохроизм отражения изучаются в линейно («плоско») поляризованном свете, анизотропия и внутренние рефлексии — в скрещенных николях.

**3.2.1. Цвет.** Очень небольшое количество минералов имеют яркую и отчетливую окраску (например, ковеллин, борнит, золото), большинство же лишь слабо окрашено, так что начинающему исследователю они кажутся белыми, отличаясь разной степенью сероватости. Однако с приобретением некоторых практических навыков многие тонкие цветовые различия становятся для наблюдателя видимыми. Хотя глаз обычно хорошо чувствует разницу в цвете между ассоциирующимися минералами, цветовая «память» у него все же слабая. Следующая проблема заключается в том, что характер цвета минерала зависит от окружения последнего (так, например, халькопирит кажется отчетливо желтым при сравнении его с белыми или серыми минералами, тогда как рядом с самородным золотом он приобретает зеленовато-желтый оттенок). Такое явление «взаимной цветовой интерференции» означает, что очень важно минерал наблюдать в различных ассоциациях. В связи с этим цвета минералов лучше описывать в сравнении с другими минералами, с которыми они часто ассоциируются. Для каждого наблюдателя важно составить свои собственные описания цветов, так как в различных микроскопах они воспринимаются по-разному. Полагаться только на описания цвета, сделанные другим наблюдателем, также трудно; в связи с этим информацию, приводимую в приложении 1, следует рассматривать как грубо ориенти-

ровочную. Другая причина осторожного отношения к качественным описаниям цвета заключается в том, что цвета зависят также от используемого освещения (см. разд. 1.2.4) и будут обнаруживать тонкие различия в разных микроскопах. При работе на новом инструменте необходимо «настроить глаз», наблюдая несколько широко распространенных и легко определяемых минералов, из которых отдельные можно было бы узнать до их наблюдения под микроскопом. Два других предостережения касаются влияния на цвет побежалости (например, борнит может выглядеть не коричневатым, а красным после того, как шлиф оставался на открытом воздухе) и некачественной полировки, особенно «переполитовки» (например, халькопирит, если он переполитован, может стать белым, хотя и сохранив характерный для него желтый цвет по краям и вдоль трещин). Эти источники ошибок легче всего устраняются путем повторной полировки на ее конечной стадии.

В разд. 5.5 обсуждается проблема количественной оценки цветовых различий, освещены ограничения качественного подхода и указано направление, в котором, возможно, будет развиваться последующая дискуссия о значении цвета минерала в полированном шлифе.

**3.2.2. Отражение.** Количество света, падающего на полированную поверхность какого-либо минерала и отраженного в направлении к наблюдателю, зависит от важного свойства этого минерала, которое называется отражением. Отражение минерала (именуемое в просторечии «яркостью») является фундаментальным свойством. Оно может быть точно измерено с помощью специального приспособления к стандартному микроскопу для отраженного света. Выражается отражение в процентах:

$$\text{отражение (R\%)} = \frac{\text{интенсивность отраженного света}}{\text{интенсивность падающего света}} (\times 100).$$

Отражение минерала может варьировать в зависимости от его ориентировки (см. далее), длины волны отражающегося света (поскольку минерал может отражать в большей мере определенные длины волн и в связи с этим становится окрашенным) и угла падения света (отметим, что в рудной микроскопии освещение всегда имеет нормальное падение).

Хотя глаз не может «измерить» величину отражения, тем не менее наблюдателю легко визуально расположить минералы шлифа в порядке возрастания этой величины. Если имеется один или два просто диагностируемых минерала, отражение которых легко установить (например, магнетит  $R\% \sim 20$ , пирит  $R\% \sim 55$ , галенит  $R\% \sim 43$ ), то, имея даже небольшой опыт, можно оценить отражение «неизвестных» минералов путем сравнения их с этими «эталоном». Полезно также отметить, что

жильный кварц и многие монтировочные пластики имеют величины отражения  $\sim 5\%$ . Значения отражения распространенных рудных минералов даны в приложении 1.

Ошибки при оценке отражения могут быть обусловлены многими причинами. Минералы, которые подверглись плохой полировке, будут казаться менее отражающими, чем те, которые отполированы хорошо, хотя их величины отражения могут быть и одинаковыми. Цвет, как это ни странно, может также вызвать затруднения, поскольку он возникает для наблюдателя в результате того, что глаз отбирает определенные интервалы длин волн, различающиеся по отражению (см. гл. 4). Для преодоления этой трудности следует ввести фильтр, чтобы ограничить свет, падающий на шлиф, узким интервалом длин волн (в таких случаях говорят о «зеленом» или «желтом» свете). Таким образом, если помнить обо всех этих проблемах и учитывать их, то можно утверждать, что глаз в состоянии оценить отражение с достаточной точностью и тем самым в значительной мере помочь диагностике минералов.

**3.2.3. Двухотражение и плеохроизм отражения.** Кубические минералы при любой ориентировке их зерен не меняют своего отражения и цвета во время вращения столика микроскопа. Большинство минералов других сингоний обнаруживают изменения отражения или цвета (или обоих вместе), когда их сечения определенной ориентировки вращаются. Изменение отражения, являющееся свойством минерала, называется *двухотражением*, а свойство изменять цвет (или оттенок) — *плеохроизмом отражения*. Однако изометрические (базальные) сечения гексагональных и тетрагональных кристаллов не обнаруживают ни одного из этих свойств и ведут себя как кубические минера-

Таблица 3.1. Примеры минералов, обнаруживающих плеохроизм отражения (в воздухе) и двухотражение

Минерал	Изменение цвета (более темный — более светлый)	Двухотражение ( $\sim R\%$ при $\lambda$ 546 нм)
Ковеллин	Темно-синий — голубовато-белый	7—24
Молибденит	Беловато-серый — белый	19—39
Висмутин	Беловато-серый — желтовато-белый	38—45
Пирротин	Розовато-коричневый — коричневатого-желтый	34—40
Никелин	Розовато-коричневый — голубовато-белый	47—52
Кубанит	Розовато-коричневый — светло-желтый	35—40
Валлериит	Коричневатого-серый — кремове-желтый	14—22
Миллерит	Желтый — светло-желтый	50—50
Графит	Коричневатого-серый — серовато-черный	7—18

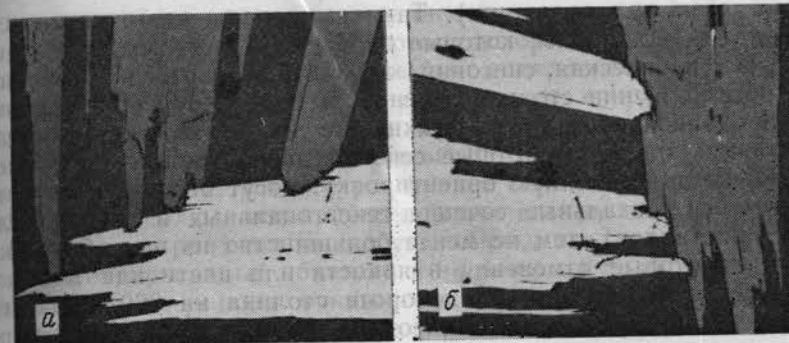


Рис. 3.1. Свойства двухотражения и плеохроизма отражения на примере минерала ковеллина, сфотографированного в линейно или «плоскополяризованном» свете в двух взаимно перпендикулярных положениях. Более темные пластинки на черно-белой фотографии в действительности имеют темно-синий цвет, светло-серые пластинки — голубовато-белый (ширина поля зрения 400 мкм).

лы. Кроме констатации наличия у минерала одного из этих свойств (или обоих) обычно необходимо также отмечать интенсивность их проявления (очень слабая, слабая, умеренно сильная, очень сильная) и в случае плеохроизма отражения фиксировать цвета, наблюдаемые в различных сечениях. Примеры минералов, которые обнаруживают плеохроизм отражения, перечислены в табл. 3.1 и показаны на рис. 3.1.

Мерой двухотражения служит, конечно, разница между максимальным и минимальным значениями отражения, выраженными в процентах. К сильно двухотражающим минералам относятся графит, молибденит, ковеллин, антимонит, валлериит, к умеренно двухотражающим — марказит, гематит, никелин, кубанит, пирротин, слабое двухотражение отмечается у ильменита, энаргита, арсенопирита (см. приложение 1 и табл. 3.1).

Следует помнить, что оба свойства есть функция ориентировки кристалла относительно пучка поляризованного света; при изменении этой ориентировки свойство может исчезать совсем и затем, нарастая, достигать своего максимума. При поисках минералов со слабыми и умеренными двухотражением и плеохроизмом отражения обычно наблюдают зерна в сростках, где глаз может заметить даже самые незначительные различия.

**3.2.4. Анизотропия.** Когда полированная поверхность кубического минерала наблюдается в скрещенных николях, она остается темной (в состоянии погасания) при всех положениях столика микроскопа, в какой бы кристаллографической ориентировке ни находилась эта поверхность (в некоторых случаях сечение может быть темным не полностью, но и тогда оно не

изменяется при вращении). Такие минералы называются *изотропными*. Минералы, которые образуют кристаллы более низких, чем кубическая, сингоний, не будут оставаться неизменными при вращении столика в основном при любой ориентировке полированной поверхности. Такие минералы относятся к *анизотропным*. Однако некоторые сечения анизотропных минералов, имеющие определенную ориентировку, могут быть изотропными (например, базальные сечения гексагональных и тетрагональных кристаллов), тем не менее большинство из них обнаруживают некоторые изменения в яркости или цвете или в том и другом одновременно при повороте столика на  $360^\circ$ . Как и в случае с двуотражением и плеохроизмом отражения, анизотропия может изменяться от максимальной до нулевой (когда минерал ведет себя как изотропный) в зависимости от сечения, в каком данный кристалл был отполирован. В анизотропных сечениях при повороте столика на  $360^\circ$  имеются четыре позиции через каждые  $90^\circ$ , в которых данное сечение становится темным (положение погасания) или по крайней мере снижает свою яркость до минимума. Между этими позициями (под углами  $\sim 45^\circ$  к положениям погасания) лежат позиции максимальной яркости. Как только обнаружено, что минерал обладает анизотропией, исследователю следует установить ее интенсивность, используя уже известные обозначения — очень слабая, слабая, умеренная, сильная, очень сильная.

Цвета, наблюдаемые у анизотропных минералов при вращении столика (*цвета анизотропии*), могут оказаться ценными для диагностики, если ими пользоваться с осторожностью; в некоторых случаях они проявляются достаточно отчетливо (например, темно-зеленые цвета у марказита). Однако эти цвета постоянны лишь при строго скрещенных николях и при их раскрещивании изменяются у конкретных минералов определенным образом. Наряду с проблемами, возникающими при качественном описании цвета, о чем говорилось в разд. 3.2.1, наблюдения цветов анизотропии связаны с дополнительными трудностями, так как они чувствительны к различиям, которые имеются между разными микроскопами и системами освещения. Тем не менее эти цвета могут быть полезны для диагностики минералов, если ими осторожно пользоваться и если исследователь, ведущий работу при постоянных условиях, предварительно составил кадастр собственных наблюдений.

Как и при наблюдении двуотражения и плеохроизма отражения, приходится изучать большое число зерен в полированном шлифе, чтобы отыскать сечения с максимальной анизотропией; если же сама порода имеет ориентированную текстуру, то может возникнуть необходимость вырезать и отполировать другие шлифы в иной ориентировке. Иногда совместное влияние вращения столика и анизотропии окружающих зерен затрудняет

решение вопроса, является ли данное зерно изотропным или слабо анизотропным. Прийти к правильному заключению легче, если столик оставить неподвижным и медленно поворачивать анализатор на  $5\text{--}10^\circ$  вперед и назад от его «скрещенного» положения с поляризатором, т. е. когда он располагается по отношению к последнему под углом  $90^\circ$ . Этот прием исключает движение объекта, которое рассеивает внимание, столь необходимое при наблюдении крайне незначительных вариаций цвета и величины отражения. Большую помощь оказывает также хорошо центрированный объектив и включенная диафрагма, которая исключает из поля зрения посторонние зерна.

Отметим также, что тонкие параллельные царапины, оставшиеся в результате несовершенной полировки, могут вызвать эффекты, сходные с анизотропией и двуотражением.

**3.2.5. Внутренние рефлексы.** Некоторые минералы, изучаемые в полированных шлифах, прозрачны, другие совершенно не пропускают свет, и, наконец, имеются минералы с промежуточной степенью «непрозрачности». Прозрачные объекты, конечно, лучше изучать в проходящем свете, тогда как многие минералы промежуточной категории удобнее наблюдать в отраженном свете. Такие минералы могут быть достаточно прозрачными, чтобы позволить свету проникать значительно ниже поверхности и отражаться в направлении к наблюдателю от трещин или других дефектов внутри кристалла. Такой свет будет проявляться в виде диффузных участков или пятен, называемых *внутренними рефлексами*. Диагностическое значение имеет как наличие внутренних рефлексов, так и их цвет. Последний возникает в связи с тем, что некоторые длины волн падающего белого света (см. разд. 4.1.1) избирательно поглощаются кристаллом, который тем самым обнаруживает свой собственный цвет («body color»). Например, касситерит обладает желтыми или желто-коричневыми внутренними рефлексами, а прустит — рубиново-красными. У прозрачных минералов в полированных шлифах при определенных условиях освещения внутренние рефлексы могут быть сплошными.

Внутренние рефлексы лучше всего видны в скрещенных николях при интенсивном освещении; они могут быть также видны в линейно или «плоскополяризованном» свете<sup>1</sup>. Важно помнить, что многие зерна определенного минерала, в принципе обладающего внутренними рефлексами, могут не обнаруживать их, и в этом случае требуются поиски по всему шлифу. Проявление внутренних рефлексов усиливается с применением иммерсионных объективов и большого увеличения; внутренние рефлексы лучше видны по краям зерен и в небольших зернах.

<sup>1</sup> То есть при выключенном анализаторе. — Прим. перев.

Таблица 3.2. Примеры минералов, обладающих внутренними рефlekсами

Минерал	Цвета внутренних рефлексов
<i>Часто видны в воздухе, сильно проявлены в масле</i>	
Сфалерит	От желтых до коричневых (реже от зеленых до красных)
Киноварь	Кроваво-красные
Прустит — пираргирит	Рубиново-красные
Рутил	От светло-желтых до темно-красно-коричневых
Анагаз	Голубые
Азурит	Синие
Малахит	Зеленые
Касситерит	От желто-коричневых до желтых
<i>Иногда видны в воздухе, часто проявлены в масле</i>	
Гематит	Кроваво-красные
Вольфрамит	Темно-коричневые
Хромит	Очень темно-коричневые

Некоторые примеры распространенных рудных минералов, обладающих внутренними рефlekсами, даны в табл. 3.2, а на рис. 3.2 показан этот эффект у сфалерита.

### 3.3. Качественное изучение твердости

Детальному рассмотрению твердости и ее количественному определению посвящена гл. 6. Как будет показано далее, твердость — это сложное свойство минерала, и термин «твердость» может относиться ко многим явлениям. Обычно наиболее важными являются три типа твердости:

1. Твердость полировки.
2. Твердость царапания.
3. Твердость микровдавливания.

Тип 3 рассматривается в гл. 6; он служит основой для количественного определения твердости. Первые два могут изучаться на стандартном рудном микроскопе путем сравнения с твердостью соседствующих минералов и очень полезны для диагностики. Важно иметь в виду, что эти три типа твердости не полностью эквивалентны, так как обусловлены сопротивлением материала различным видам деформации и истирания.

**3.3.1. Твердость полировки.** Это — сопротивление какого-либо минерала истиранию в процессе полировки. Тот факт, что твердые минералы истираются медленнее, означает, что они могут



Рис. 3.2. Внутренние рефlekсы в сфалерите: *а* — сфалерит, содержащий включения халькопирита, сфотографирован в линейно или «плоскополяризованном» свете; *б* — то же зерно, сфотографированное в скрещенных николях. Характер отражения от поверхности, а следовательно, изотропная природа минерала искажаются интенсивными внутренними рефlekсами (ширина поля зрения 520 мкм).

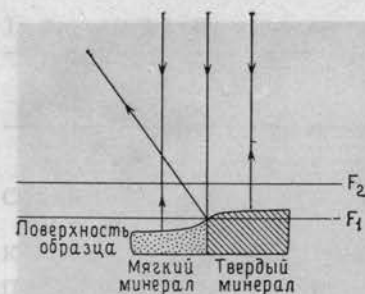


Рис. 3.3. Поперечное сечение (схематическое) поверхности полированного шлифа, объясняющее возникновение полосы Кальба на границе двух минералов различной твердости.

в полированном шлифе слегка возвышаться над поверхностью более мягких минералов. Этот эффект известен как *рельеф полировки*. Хотя при изготовлении полированных шлифов (см. разд. 2.4) делается все, чтобы уменьшить рельефность, наличие некоторого остаточного рельефа позволяет быстро устанавливать относительную твердость. Такое определение сводится к простому приему наблюдения *световой полосы Кальба*, которая сходна с полоской Бекке, используемой при работе в проходящем свете, но *полностью отлична от нее по происхождению*. Процедура определения следующая:

1. Фокусирование объектива на четкую линию раздела между двумя минеральными зернами.

2. Опускание столика (или поднятие тубуса микроскопа) так, чтобы образец начал выходить из фокуса в связи с увеличивающимся расстоянием между поверхностью шлифа и объективом.

3. Наблюдение за световой «полоской» (сходной с полоской Бекке), которая начинает двигаться в сторону *более мягкого минерала*, если есть значительный рельеф.

Происхождение световой полосы можно понять из рис. 3.3. В области контакта мягкого и твердого минералов падающий свет может отражаться вверх не вертикально. Его не видно, когда пограничная область в фокусе (фокальная плоскость  $F_1$ ), но во время дефокусировки до  $F_2$  можно наблюдать, как световая полоска движется в сторону более мягкого минерала. Важно помнить, что этот эффект будет виден только в том случае, если имеется достаточный рельеф, а это зависит от относительной твердости контактирующих минералов и от метода полировки. Рудные минералы можно расположить в ряд в порядке повышения их твердости полировки, хотя такие факторы, как метод полировки и агрегатное состояние минерала, могут повлиять на его положение в такой таблице. Обычно минерал по твердости полировки сравнивается с одним или несколькими относительно распространенными минералами (например, с такими эталонами, по отношению к которым определяемый минерал описывается как «менее твердый», «равный по твердости», «бо-

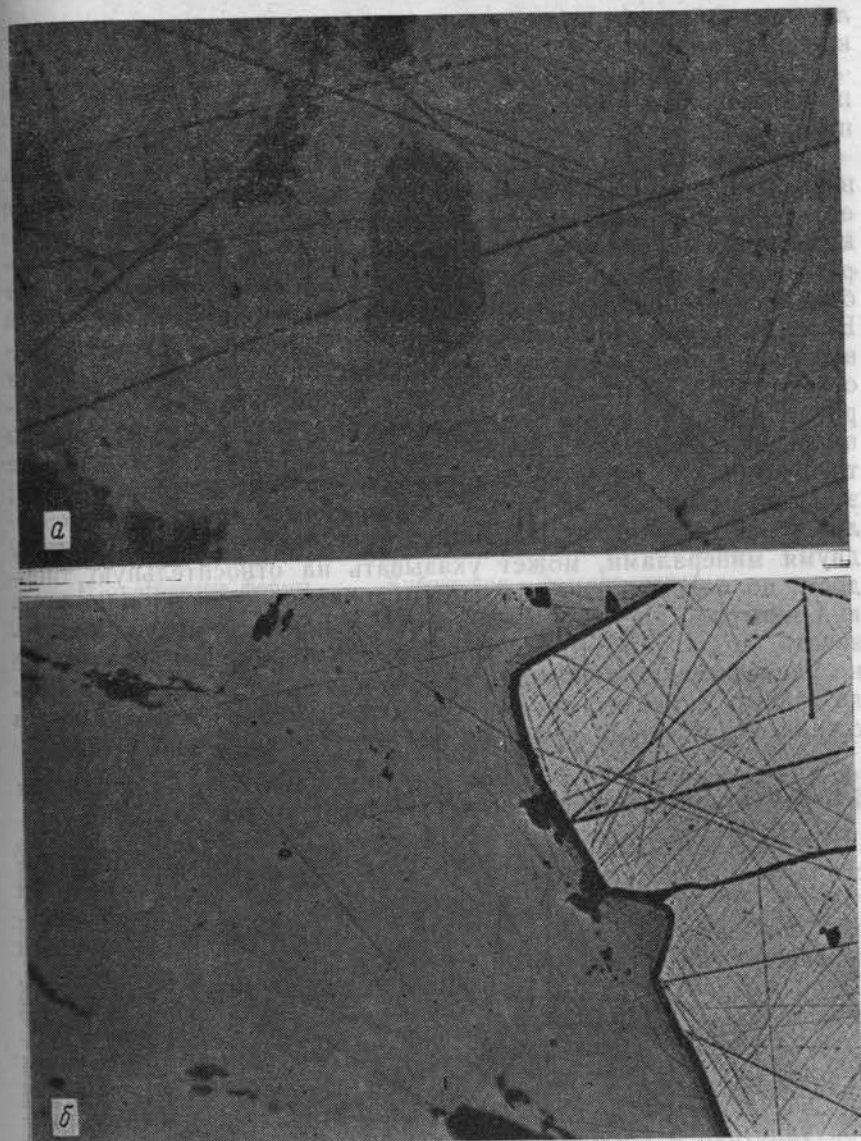


Рис. 3.4. а — пример твердости царапания: царапина переходит с мягкого минерала (галенита) на более твердый (тетраэдрит) и снова идет по мягкому (ширина поля зрения 1000 мкм); б — рудные минералы в пиристе (белое), оставшиеся после того, как царапины в соседнем сфалерите были удалены на последних стадиях полировки (ширина поля зрения 2000 мкм).

лее твердый, чем»; в этой роли иногда выступают галенит, халькопирит или пирит).

При благоприятных обстоятельствах этот метод может обеспечить довольно точное определение твердости неизвестного минерала.

**3.3.2. Твердость царапания.** Хотя в совершенстве отполированный шлиф должен быть свободным от царапин, тем не менее его поверхность практически всегда их имеет. Относительное количество царапин, а также глубина тех из них, которые пересекают границы зерен, при благоприятных условиях могут быть использованы для определения относительной твердости. Если некоторые мягкие минералы могут приобретать идеальную полировку (ковеллин, висмутин), то другие почти всегда остаются исцарапанными (графит, молибденит, золото, серебро). Некоторые твердые минералы быстро становятся гладко полированными (арсенопирит, ильменит, никелин), другие же требуют более длительной полировки (магнетит, вольфрамит); это также зависит от кристаллографической ориентировки полируемой поверхности. Царапина, пересекающая границу между двумя минералами, может указывать на относительную твердость по большей глубине своего проникновения в более мягкий минерал (рис. 3.4, а). Однако этот признак следует использовать осторожно, потому что глубокие царапины, возникшие на ранней стадии полировки, могут остаться в твердом минерале (пирит, марказит, см. рис. 3.4, б) и быть заполированными в соседнем мягком минерале на поздних стадиях обработки.

### 3.4. Структурные и морфологические свойства

Эти свойства минералов зависят главным образом от их кристаллической структуры и включают: 1) форму кристалла и габитус, 2) спайность, 3) двойникование. Конечно, эти свойства существенным образом связаны с текстурно-структурными особенностями минеральных агрегатов и обсуждаются в гл. 7. Здесь же кратко рассмотрено их значение для идентификации минералов.

**3.4.1. Форма кристалла и габитус.** Все разнообразие форм кристаллов и габитусов, с которыми приходится встречаться при изучении минералов в штуфах и прозрачных шлифах, можно увидеть и в полированных шлифах; при этом используется та же терминология. Некоторые минералы обычно развиваются в виде хорошо образованных, или *эвгедральных*, кристаллических зерен (например, пирит, арсенопирит, магнетит, гематит, вольфрамит), в то время как для других характерны *ангедральные* формы (например, халькопирит, борнит, тетраэдрит). В обычной руде большинство минералов не имеют кристаллических очертаний. Важно помнить, что полированная поверхность

дает лишь двухмерное представление о трехмерном объекте, поэтому, например, различные сечения куба в полированном шлифе могут иметь форму квадрата, прямоугольника или треугольника.

Все принятые минералогические термины, описывающие кристаллический габитус, могут использоваться и в рудной микроскопии (например, кубический, октаэдрический, таблитчатый, столбчатый, удлиненно-пластинчатый, колломорфный, чешуйчатый, призматический; см. рис. 3.1, 7.4, 7.8 и др.). Характерный габитус существенно помогает при диагностике. Вот несколько обычных примеров габитусов:

Игольчатый	Гематит, антимонит, джемсонит, рутил
Лейстообразный	Ильменит, гематит
Таблитчатый	Ковеллин, молибденит, графит, гематит
Ромбический	Арсенопирит, марказит
Скелетный	Магнетит (вследствие быстрой кристаллизации), галенит
Изометричные формы	Кубическая — галенит, пирит Октаэдрическая — хромит, шпинель, пирит, магнетит, галенит Пентагондодекаэдрическая — пирит, бравонт

Габитус кристаллов может быть использован для диагностики жильных минералов, обычно ассоциирующихся с рудными (например, октаэдры и кубы у флюорита, ромбы у доломита и сидерита; для эвгедральных кристаллических зерен кварца характерны гексагональные формы).

**3.4.2. Спайность и отдельность.** Хотя спайность или отдельность минерала относится к свойству, которое в штуфах или тонких шлифах полупрозрачных минералов распознается часто и без труда, в полированных шлифах оно обычно не наблюдается. Его нередко легче увидеть не в готовом шлифе, а после начальной стадии подготовки препарата (после полировки с алмазной пастой 6 мкм). Спайность или отдельность в полированном шлифе бывает выражена в виде одной или нескольких серий трещин, и если имеется три или более направлений спайности, то можно наблюдать ряды треугольных углублений<sup>1</sup>. Такие углубления характерны для галенита (см. рис. 3.5, а и 7.19), также могут наблюдаться в магнетите, пентландите, герсдорфите и других минералах. Развитие подобных углублений зависит

<sup>1</sup> В советской литературе принято название «треугольники выкрашивания». — Прим. перев.

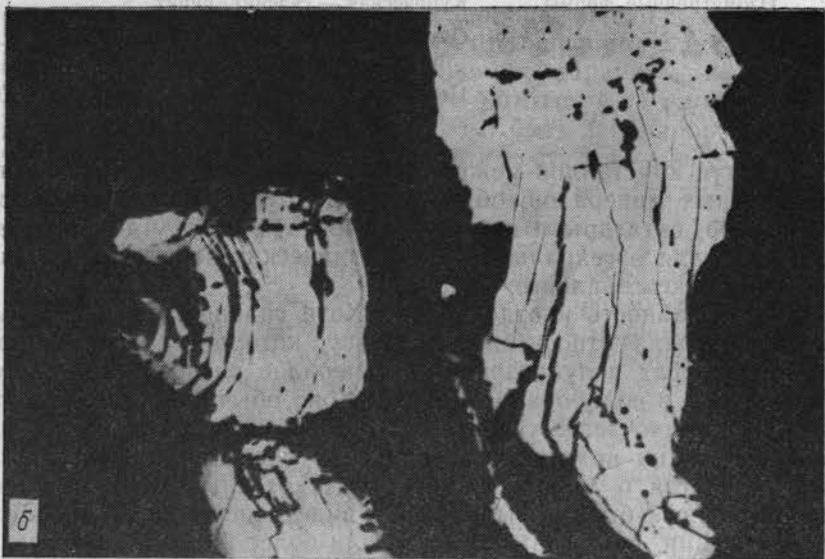
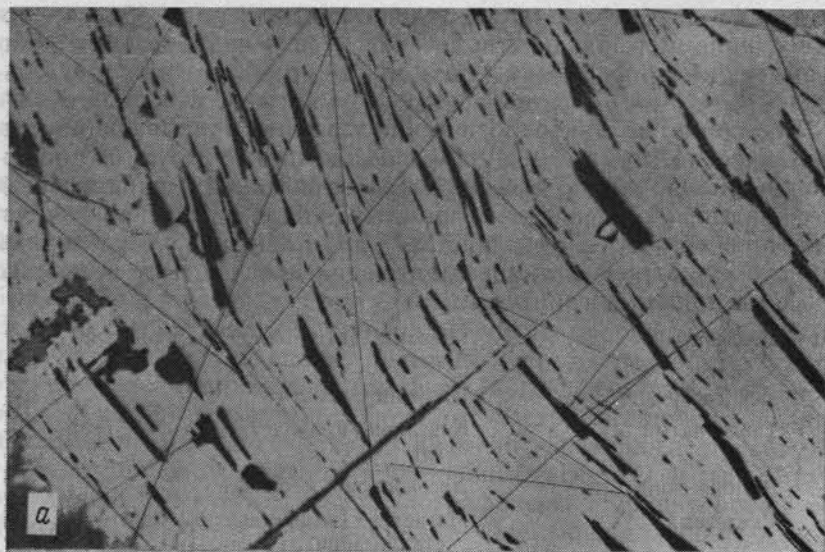


Рис. 3.5. *а* — спайность в галените, выраженная рядами треугольных углублений (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — спайность в антимоните (ширина поля зрения 2000 мкм).

не только от метода полировки, но и от ориентировки поверхности шлифа относительно направлений спайности. Призматическая спайность дает ромбообразный, треугольный или прямоугольный рисунок; пинакоидальной спайности присуща серия параллельных трещин (см. рис. 3.5, б).

Спайность минерала может совсем не проявиться в тщательно отполированных зернах, и если материал тонкозернистый, то мало вероятно ее увидеть и после любой стадии полировки. Часто видимая спайность в большей мере развивается по краям зерен, и в некоторых случаях она прекрасно выявляется выветриванием, некоторыми другими процессами изменения и травлением. Хорошими примерами этому служит развитие вдоль спайности церуссита по галениту, смитсонита по сфалериту, ковеллина по халькопириту (см. рис. 7.10, б).

**3.4.3. Двойникование.** Как будет показано в разд. 7.6, у некоторых минералов можно наблюдать три типа двойникования — путем роста, превращения и деформации. Двойники у изотропных минералов в основном остаются невидимыми до тех пор, пока полированная поверхность не подвергнется травлению (хотя часто двойникование может обнаруживать себя на ранних стадиях полировки). Лучше всего двойники наблюдаются у анизотропных минералов в скрещенных николях. Иногда двойникование может быть выявлено по резкой смене ориентировки спайности или линейных зон включений, а в кубических кристаллах — и по изменению внутренних рефлексов, наблюдаемых в скрещенных николях. Двойниковые швы в полированных шлифах обычно неразличимы, тем не менее двойниковый рисунок у некоторых минералов настолько характерен, что имеет существенное значение для диагностики. В качестве примеров можно привести «остроконечные» двойники (двойники роста) марказита, пластинчатые двойники (обусловленные деформацией), которые наблюдаются у гематита и халькопирита, и двойники превращения у станнина и акантита (см. рис. 7.16).

### 3.5. Другие виды информации, помогающие диагностике (фазовые равновесия и минеральные ассоциации)

Свойства, рассмотренные в настоящей главе в качестве основы для диагностики при визуальном наблюдении под рудным микроскопом, в основном характеризуют отдельные зерна. Однако образцы, изучаемые в полированных шлифах, сложены обычно ассоциациями минералов, и процессу определения в большей мере может способствовать исследование минералов как членов ассоциации, чем наблюдение отдельных изолированных фаз. Ассоциации рудных минералов полезно рассматривать в плане 1) известных фазовых равновесий и 2) характерных типов руд. Например, многочисленные исследования равновесий

сульфидных фаз свидетельствуют о том, что большинство сульфидных руд пришли в равновесие при охлаждении и в настоящее время сложены ассоциациями минералов, устойчивыми при температуре ниже 100—200 °С. Не поддающиеся последующему изменению сульфиды — пирит, сфалерит, арсенопирит — представляют собой исключение и часто сохраняют состав и структурные особенности, характерные для более высокотемпературных условий образования. Однако в случае большинства медных, свинцовых, серебряных и никелевых руд низкотемпературные фазовые диаграммы позволяют предполагать вероятные минеральные ассоциации. Так, на основании Cu-Fe-S-системы (рис. 8.14) можно ожидать, что в полиминеральной массе, где установлены пирит и халькопирит, возможно также присутствие одной из соседних фаз — пирротина или борнита, но не обеих вместе (так как это нарушило бы правило фаз; см. работу Вогана и Крейга [5]). Окисные минералы, хотя и в большей мере, чем сульфиды, не поддающиеся последующим изменениям, также обычно находятся в ассоциациях, сходных с теми, которые имеются на фазовых диаграммах. Так, вполне возможно ожидать нахождение гематита совместно с магнетитом или ильменитом или с обоими вместе, но только не с ульвошпинелью (см. рис. 9.12). Следовательно, фазовые диаграммы дают ключ к предсказанию возможных, но не обязательно присутствующих минеральных ассоциаций. Они также позволяют понять некоторые структуры (например, пентландита, выделившегося из пирротина, и борнита, выделившегося из халькопирита), поскольку вскрывают пространственные и температурные зависимости минеральных твердых растворов.

Характерные рудные минералы и их структурные соотношения, рассматриваемые в гл. 7—10, также дают ценную информацию о минеральных ассоциациях. Например, галенит, сфалерит и пирит образуют распространенную ассоциацию в месторождениях среди карбонатных пород, тогда как минералы олова в таких рудах фактически не известны. Пентландит и халькопирит обычно встречаются совместно с пирротинном, магнетитом и пиритом, а сфалерит и галенит присутствуют редко. Находка одного необычного минерала (например, теллурида или селенида) должна побуждать наблюдателя к поискам другого.

Выветривание руд может привести к образованию равновесных ассоциаций (например, превращение гексагонального пирротина в моноклинный или борнита в ковеллин) или неравновесных (например, образование виоларита по пентландиту или ковеллина по халькопириту). В первом случае полезными могут оказаться фазовые диаграммы и характерные ассоциации, во втором случае равновесные фазовые диаграммы применимы в меньшей степени, а характерные ассоциации имеют значение.

### 3.6. Заключение

Качественные методы диагностики, рассмотренные в этой главе, дают возможность определять многие минералы, не прибегая к другим, более сложным методам, которые незначительно обогатят опыт исследователя. Важно подчеркнуть, что неоправданная уверенность в правильности определения минерала по какому-либо одному свойству или одиночному зерну не должна иметь место; напротив, для достижения цели необходимо учитывать всю информацию. Для подтверждения правильности диагностики или для выбора между альтернативными решениями можно использовать количественные методы, которым посвящены гл. 4 и 5. Прежде чем перейти к обсуждению этих методов, рассмотрим происхождение оптических эффектов, наблюдаемых при работе с микроскопом для отраженного света.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cameron E. N., Ore Microscopy, Wiley, New York, 1961. (Имеется перевод: Кэмерон Ю. Н. Рудная микроскопия. — М.: ИЛ, 1966.)
2. Galopin R., Henry N. F. M., Microscopic Study of Opaque Minerals, McCrone Research Association, London, 1972. (Имеется перевод: Галопен Р., Генри Н. Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. — М.: Мир, 1975.)
3. Ramdohr P., The Ore Minerals and their Intergrowths, Pergamon, Oxford. (Имеется перевод: Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М.: ИЛ, 1962.)
4. Uytendogaardt W., Burke E. A. J., Tables for the Microscopic Identification of Ore Minerals, Elsevier, Amsterdam, 1971.
5. Vaughan D. J., Craig J. R., Mineral Chemistry of Metal Sulfides, Cambridge University Press, Cambridge, England, 1978. (Имеется перевод: Воган Д. Дж., Крейг Дж. Р. Химия сульфидных минералов. — М.: Мир, 1981.)



## ОПТИКА ОТРАЖЕННОГО СВЕТА

## 4.1. Введение

Свет представляет собой форму *электромагнитного излучения*, которое может испускаться материей, находящейся в соответствующем *возбужденном состоянии* (например, вольфрамовая нить лампы микроскопа испускает свет в результате возбуждения проходящим электрическим током). Одним из очень интересных результатов развития физики в начале XX в. был вывод о том, что свет и другие формы электромагнитного излучения могут быть описаны и как волны, и как поток частиц (фотонов). Это не противоречило теории, а давало синтетический подход к описанию света; при различных обстоятельствах лишь один способ может быть пригодным. Для большинства аспектов оптики микроскопа «классический» волновой метод описания света оказывается наиболее подходящим. Однако в конкретном случае (как это показано в гл. 5), когда разбираются взаимоотношения между процессом отражения, с одной стороны, и структурой и составом вещества — с другой, удобно рассматривать свет в виде фотонов.

Электромагнитное колебание, воспринимаемое человеческим глазом, представляет в действительности лишь очень небольшую часть полного *электромагнитного спектра*, который можно рассматривать как непрерывный ряд от очень низких энергий (и длинных волн), характерных для радиоволн, до очень высоких энергий (и коротких волн) гамма-излучения и космических лучей. Как видно из рис. 4.1, хорошо известные области инфракрасных лучей, видимого света, ультрафиолета и рентгеновских лучей лежат между этими экстремальными значениями энергии и длины волны. Точки в этом электромагнитном спектре могут быть охарактеризованы с помощью различных единиц энергии и длины волны. Наиболее обычной единицей энергии, применяемой физиками, является электрон-вольт<sup>1</sup> (эВ), в то время как длины волн могут быть выражены в *ангстремах* ( $1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ см}$ ) или *нанометрах* ( $1 \text{ нм} = 10^{-7} \text{ см} = 10 \text{ \AA}$ ). В физической и химической литературе встречается и другая единица —

<sup>1</sup> Один электрон-вольт соответствует энергии, приобретенной электроном, ускоренным при разности потенциалов 1 В.

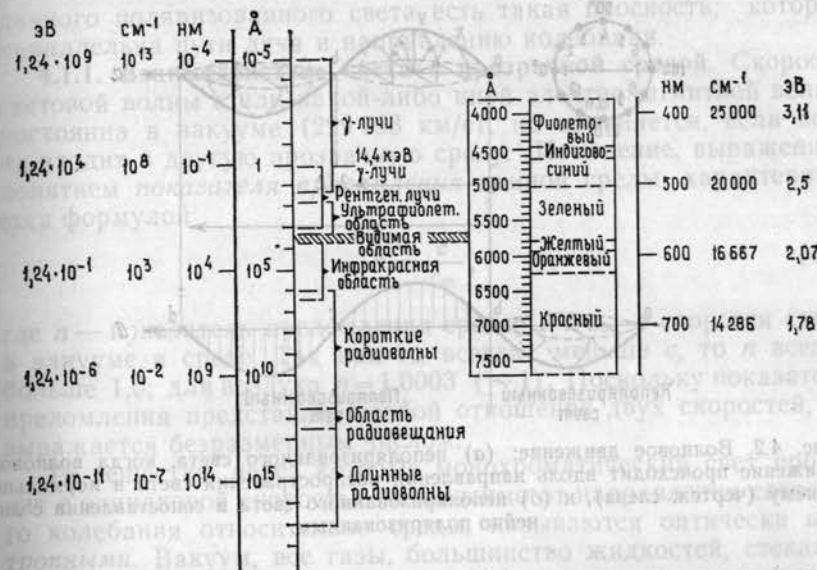


Рис. 4.1. Электромагнитный спектр в области  $10^{-5}$ — $10^{15}$  Å. Энергии в пределах этой области даны в волновых числах ( $\text{см}^{-1}$ ) и электрон-вольтах (эВ). Энергии области видимого света показаны на растянутой шкале (воспроизведено по книге: D. J. Vaughan, J. P. Craig, Mineral Chemistry of Metal Sulfides, 1978, Cambridge University Press, с разрешения издательства).

волновое число, или обратный сантиметр ( $\text{см}^{-1}$ ), — которая в отличие от обычных волновых единиц изменяется линейно в зависимости от энергии. Нанометры чаще всего применяются в минералогической литературе, и ими мы будем пользоваться в настоящей книге. На рис. 4.1 показаны соотношения между этими единицами для различных участков спектра. Рассмотрим детальнее область видимого света, которая лежит примерно между 390 и 770 нм; отдельные участки этой области воспринимаются глазом в виде различных цветов. Исаак Ньютон выделил семь видов первичного цвета («цвета радуги»); соответствующие им интервалы длин волн показаны на рис. 4.1. *Белый свет* от солнца или искусственного светового источника представляет собой сочетание вышеуказанных интервалов длин волн. Свет очень ограниченного интервала, такой, как характерный желтый цвет от лампы с парами натрия, состоящий в основном из волн длиной 589,0 и 589,6 нм, называется *монохроматическим*.

При дальнейшем описании света его распространение можно представить в виде волнового движения, при котором колебания перпендикулярны к направлению перемещения энергии. Волна, возникающая при этом типе движения (простая гармо-

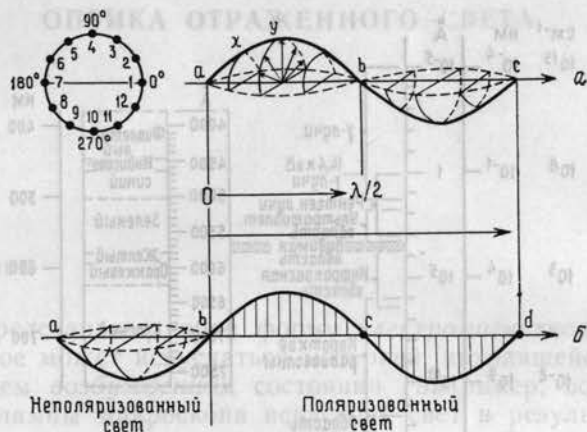


Рис. 4.2. Волновое движение: (а) неполяризованного света, когда волновое движение происходит вдоль направления распространения света и нормально к нему (чертеж слева), и (б) неполяризованного света в сопоставлении с линейно поляризованным.

ника), показана на рис. 4.2, а; она имеет форму синусоидальной кривой. Для такой волны

$$c = v\lambda, \quad (4.1)$$

где  $c$  — скорость волны,  $v$  — частота волны,  $\lambda$  — длина волны. Как показано на рис. 4.2, а, направления колебаний светового луча в пределах любой плоскости, перпендикулярной его пути, могут быть представлены полуокружностью с радиусом, равным колебанию волны в пределах данной плоскости; исключение составляют те места, которые соответствуют точкам  $a$ ,  $b$  или  $c$ , где колебание равно нулю. Укажем также, что единичная волна такого типа имеет спиралевидный характер движения; это можно убедительно объяснить, если рассмотреть поведение одной точки волны, которая, распространяясь от  $a$  к  $b$ , изменяет свое направление колебания в соответствии с круговым сечением, нормальным к линии  $abc$ . В п.  $a$  данная точка может рассматриваться как расположенная в п. 1 кругового сечения на рис. 4.2; п.  $X$  соответствует п. 2, п.  $Y$  — п. 4 и т. д. Положение этой точки на волне называется ее *фазой*. Наконец, *амплитуда волны* есть максимальное смещение в процессе колебания (т. е. радиус полуокругного сечения в п.  $Y$  на рис. 4.2).

Колебание световой волны, показанное на рис. 4.2, а, можно ограничить одной плоскостью, в данном случае говорят о *плоскополяризованной волне*, хотя более правильный термин «линейно поляризованная волна» во избежание путаницы следует предпочесть при рассмотрении поляризованного света, и именно он будет применяться в дальнейшем. Плоскость поляризации

данного поляризованного света есть такая плоскость, которая параллельна пути луча и направлению колебания.

**4.1.1. Взаимодействие света с прозрачной средой.** Скорость световой волны  $c$  или какой-либо иной электромагнитной волны постоянна в вакууме (299 793 км/с), но изменяется, если волна входит в другую прозрачную среду. Изменение, выраженное понятием *показателя преломления* данной среды, характеризуется формулой

$$n = \frac{c}{c_m}, \quad (4.2)$$

где  $n$  — показатель преломления среды,  $c$  и  $c_m$  — скорости света в вакууме и среде. Так как  $c_m$  всегда меньше  $c$ , то  $n$  всегда больше 1,0; для воздуха  $n = 1,0003$  ( $\sim 1$ ). Поскольку показатель преломления представляет собой отношение двух скоростей, он выражается безразмерным числом.

Те вещества, через которые монохроматический свет проходит с одинаковой скоростью независимо от направления светового колебания относительно среды, называются *оптически изотропными*. Вакуум, все газы, большинство жидкостей, стекла и кубические (изометрические) кристаллические вещества относятся к изотропным; другие вещества (главным образом неизометрические кристаллы) оптически анизотропны, и лучи света могут проходить сквозь них с различными скоростями в зависимости от направления светового колебания в данной среде. *Оптическая индикатриса* показывает, как изменяется показатель преломления прозрачного вещества в зависимости от направления колебания (монохроматической) световой волны в этой среде. Представим себе бесконечное число векторов, радиально расходящихся во все стороны от одной точки внутри вещества; предположим, что каждый вектор имеет длину, пропорциональную показателю преломления света, который колеблется параллельно данному вектору. Тогда индикатрисой будет поверхность, стягивающая концы этих векторов. Таким образом, у изотропного вещества индикатриса представляет собой сферу радиуса  $n$  (рис. 4.3, а). Однако необходимо отметить, что величина  $n$  все же изменяется как функция длины световой волны. У анизотропных кристаллов показатель преломления варьирует в зависимости от направления в кристалле даже в случае монохроматического света, поэтому индикатриса уже не сфера, а эллипсоид.

Оптическая индикатриса кристаллических веществ гексагональной (этот термин включает здесь и тригональную систему) и тетрагональной сингоний такова, что у нее одно поперечное сечение эллипсоида является круговым, а все остальные — эллиптическими. Индикатриса называется *одноосной*, и направление, нормальное к этому единственному круговому сечению, со-

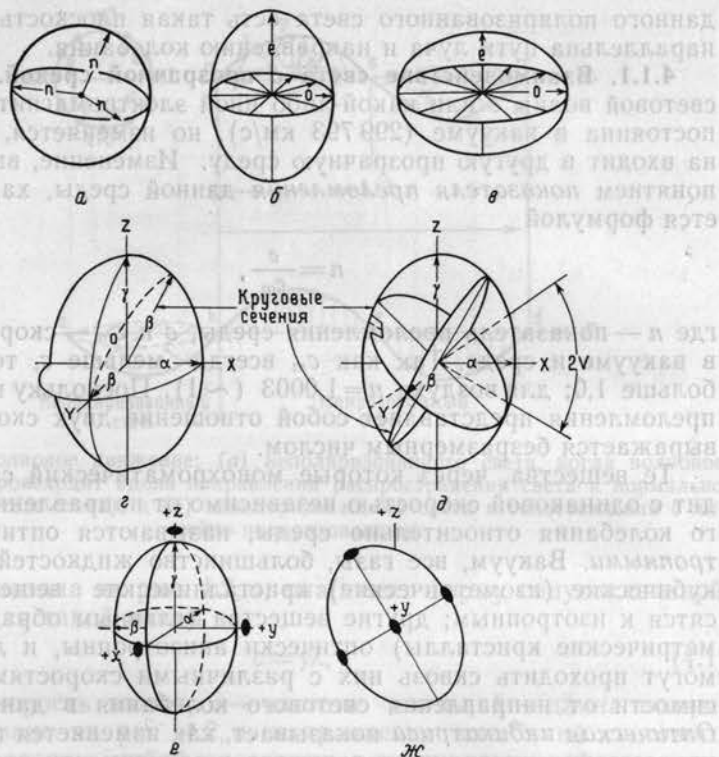


Рис. 4.3. Оптическая индикатриса (а) изотропного вещества, (б, в) одноосного положительного и отрицательного кристаллов, (г, д) двuosного кристалла, показаны главные оси индикатрисы и оптические оси; е, ж — кристаллографическая ориентировка двuosной индикатрисы в ромбическом и моноклинном кристаллах.

ответствует *оптической оси*, которая параллельна оси  $c$  кристалла. Величина показателя преломления в данном круговом сечении эллипсоида (это направление *обыкновенного* колебания, часто обозначаемого символами  $\omega$  или  $o$ ) может иметь или максимальное, или минимальное значение, так что индикатриса бывает вытянутой или уплощенной, как показано на рис. 4.3, б, в. Напротив, величина показателя преломления кристалла для колебания вдоль оптической оси (кристаллографической оси  $c$ ), называемого *необыкновенным* колебанием (часто обозначаемым  $e$  или  $e$ ), должна также быть максимальной или минимальной. Вещества, у которых разность ( $e-o$ ) положительна (вытянутая индикатриса), называются *одноосными положительными*; при отрицательной разности ( $e-o$ ) (уплощенная индикатриса) вещества по их оптическому знаку относятся к *одноосным отрицательным*.

Оптическая индикатриса кристаллических веществ ромбической, моноклинной или триклинной сингоний хотя и эллипсоидальна (геометрически называется «главным эллипсоидом»), тем не менее имеет два круговых сечения, а все остальные эллиптические. Снова два единичных направления, нормальные к этим круговым сечениям, являются оптическими осями, поэтому индикатриса называется *двuosной* (рис. 4.3, д). Двuosный кристалл имеет три главных показателя преломления, обычно обозначаемых символами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ , из которых  $\alpha$  и  $\gamma$  соответственно наименьший и наибольший. Векторные направления, соответствующие показателям преломления  $\alpha$  и  $\gamma$ , называются *главными осями* индикатрисы и имеют символы  $X$  и  $Z$ , как показано на рис. 4.3, г. Это всегда ортогонально расположенные оси соответственно максимальной и минимальной длины; главная ось  $Y$ , совпадающая с векторным направлением показателя преломления  $\beta$ , также всегда перпендикулярна осям  $X$  и  $Z$ . Однако поскольку величина  $\beta$  является средней между  $\alpha$  и  $\gamma$ , то должен быть эквивалентный вектор в секторе между осями  $Z$  и  $X$ , как это видно на рис. 4.3, г. В действительности между этими двумя осями должна быть целая серия векторов, имеющих длину  $\beta$  и образующих круговое сечение индикатрисы. Анализ фигуры показывает, что существуют два таких круговых сечения, пересекающиеся вдоль оси  $Y$  (см. рис. 4.3, д); как и в одноосной индикатрисе, нормали к этим круговым сечениям служат оптическими осями (отсюда *двuosность*), которые должны всегда лежать в плоскости  $XZ$  (*плоскость оптических осей*). Угол между плоскостями этих круговых сечений, а следовательно, и между оптическими осями изменяется в зависимости от относительных значений  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ . Условились острый угол между оптическими осями называть *углом оптических осей* (или  $2V$ ). Когда  $Z(\gamma)$  представляет собой острую биссектрису, то кристалл считается *двuosным положительным* по оптическому знаку; если же роль такой биссектрисы играет  $X(\alpha)$ , то кристалл называется *двuosным отрицательным*. В особом случае, когда  $2V=90^\circ$ , кристалл не имеет оптического знака<sup>1</sup>.

Хотя в одноосных кристаллах оптическая ось всегда совпадает с направлением кристаллографической оси  $c$ , в двuosных кристаллах соотношения между ориентировкой индикатрисы и кристаллографическими осями не столь однозначны. В ромбических кристаллах все оси индикатрисы  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  (главные направления колебаний) совпадают с кристаллографическими осями  $a$ ,  $b$  и  $c$ , однако, хотя и возможны соотношения  $a=X$ ,  $b=Y$ ,  $c=Z$  (см. рис. 4.3, е), любая другая комбинация из пяти ( $a=Y$ ,  $a=Z$  и т. д.) также правомочна. В моноклинных кристал-

<sup>1</sup> Некоторые проблемы, возникающие при определении оптического знака, рассмотрены в книге Галопена и Генри [3].

лах главная ось  $X$ ,  $Y$  или  $Z$  совпадает с единственной осью второго порядка, обычно выделяемой как ось  $b$ . Две другие главные оси лежат в плоскости, перпендикулярной этой оси второго порядка (см. рис. 4.3, ж). Наконец, в триклинном кристалле ни одна из осей  $X$ ,  $Y$  или  $Z$  не совпадает с кристаллографическими осями, и совпадения могут быть только случайными.

Важно отметить, что когда значение  $2V$  у двусосного отрицательного кристалла приближается к нулю, он приобретает индикатрису, близкую к одноосной отрицательной; сходным образом двусосный положительный кристалл приближается к одноосному положительному, когда  $2V$  стремится к нулю. Когда же сближаются значения  $e$  и  $o$ , одноосный анизотропный кристалл приближается к изотропному. У анизотропных веществ разность между двумя экстремальными показателями преломления ( $e-o$  у одноосных,  $\gamma-a$  у двусосных) для частной длины волны называется *двупреломлением*.

**4.1.2. Взаимодействие света с непрозрачной средой.** Показатель преломления непрозрачного вещества представляет собой комплексное число, определяемое следующим образом:

$$N = n + ik, \quad (4.3)$$

где  $N$  — комплексный показатель преломления,  $n$  — показатель преломления (или отношение скоростей света в двух соприкасающихся средах),  $k$  — коэффициент абсорбции и  $i$  — комплексное сопряжение<sup>1</sup> [4]. Так же как и в случае с прозрачными кристаллическими веществами, взаимодействие света с непрозрачными кристаллическими телами зависит от физического состояния вещества. Под рудным микроскопом плоско полированная поверхность подвергается воздействию нормально падающего света, определенный процент которого возвращается обратно в виде *зеркально отраженной* компоненты. Такое зеркальное отражение обычно оценивается в процентах от всего падающего света и при условии нормального падения светового луча связано с оптическими константами  $n$  и  $k$  формулой Френеля:

$$R = \frac{(n - N)^2 + k^2}{(n + N)^2 + k^2}, \quad (4.4)$$

где  $n$  — показатель преломления вещества,  $N$  — показатель преломления среды (обычно воздуха или иммерсионного масла),  $k$  — коэффициент абсорбции вещества и  $R$  — отражение (когда  $R=1$ , отражение соответствует 100%). В условиях воздушной среды, для которой  $N \sim 1$ , формула Френеля приобретает вид:

$$R = \frac{(n - 1)^2 + k^2}{(n + 1)^2 + k^2}. \quad (4.5)$$

<sup>1</sup>  $i = \sqrt{-1}$ . — Прим. перев.

Из уравнения (4.5) видно, что, когда среда имеет показатель преломления выше 1 (например, у воды  $N=1,33$ , показатель преломления масла  $N=1,515$ ), отражение уменьшается по сравнению с его величиной в воздухе.

Если непрозрачное вещество растереть в тонкий порошок, то природа его отражающих свойств изменится, так как некоторое количество света имеет возможность пройти сквозь частицу, прежде чем отразиться. Такое *диффузное отражение* аналогично эффекту *черты* минерала и соответствует цвету, который минерал обнаруживает, когда свет проходит сквозь него (например, в прозрачных и прозрачно-полированных шлифах некоторых минералов).

Физическая природа процесса отражения и значение вариаций  $n$  и  $k$  в веществах различного состава рассматриваются в гл. 5. В заключение же данной главы обратимся к классической трактовке оптических явлений, необходимой для понимания поведения плоско полированных поверхностей непрозрачных веществ при изучении их под рудным микроскопом.

## 4.2. Отражение линейно (или «плоско») поляризованного света

**4.2.1. Монохроматический линейно поляризованный свет, отраженный от изотропной поверхности.** Падающий пучок линейно поляризованного света не изменяет своей поляризации при отражении от совершенно плоской изотропной поверхности (будь то прозрачного или непрозрачного минерала). Величину отражения в процентах ( $R\%$ ), относящуюся к оптическим константам, получают из формулы Френеля (см. уравнение (4.4)). Ранее было показано, что у изотропных прозрачных кристаллов имеется единственный показатель преломления  $n$  для любой ориентировки направления колебания и что эти кристаллы характеризуются оптической индикатрисой сферической формы (рис. 4.3, а). Однако показатель преломления абсорбирующего вещества  $N$  состоит из пары членов (уравнение (4.3)), поэтому его «комплексная индикатриса» не может быть представлена трехмерной поверхностью. Изменение компонент — показателя преломления  $n$  и коэффициента абсорбции  $k$  — можно изобразить в виде функции направления колебания в кристалле, и тогда каждая из этих *поверхностей показателей* (indicating surfaces)<sup>1</sup> будет сферой, как изображено на рис. 4.4, а. Отражение также является реальным числом и может быть представлено простой поверхностью, которая у изотропных веществ будет, конечно, сферой (рис. 4.4, а). В соответствии с этим изотропные

<sup>1</sup> Применение термина «индикатриса» следует ограничить так, как это объясняется в разд. 4.1.1.

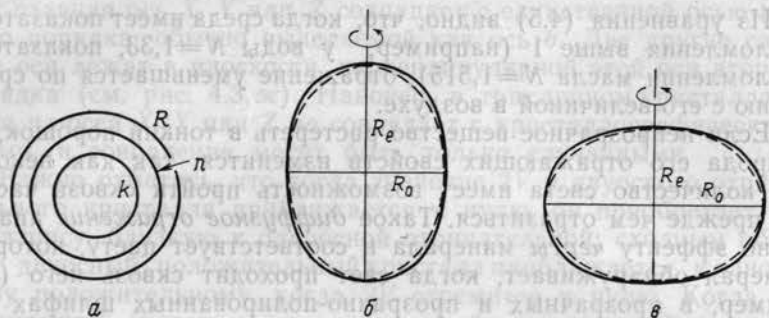


Рис. 4.4. Поверхности показателей для непрозрачных веществ: *a* —  $R$ ,  $n$  и  $k$  для изотропного вещества; *б* —  $R$ -поверхность только для одноосного положительного кристалла; *в* —  $R$ -поверхность только для одноосного отрицательного кристалла. Отметим, что пунктирные линии в (*б*) и (*в*) показывают контур правильного эллипса, построенного на тех же осях, и что изображенные фигуры представляют собой сечения трехосных сфер или эллипсоидов.

непрозрачные минералы имеют только одно значение отражения  $R$  при любой ориентировке. Как и у прозрачных веществ, все кубические (изометрические) кристаллы, а также базальные сечения гексагональных (включая тригональные) и тетрагональных кристаллов изотропны. Эти соотношения удобно также выражать с помощью *плоскостей оптической симметрии*. Каждая плоскость, проходящая через изометричный кристалл (или прямая линия на полированной плоской поверхности этого кристалла), представляет собой плоскость (или линию) оптической симметрии. То же самое справедливо и для базальных сечений гексагональных и тетрагональных кристаллов, так что линейно поляризованный свет, отразившись от таких поверхностей, останется линейно поляризованным.

**4.2.2. Монохроматический линейно поляризованный свет, отраженный от анизотропной поверхности.** Так же как и в более простом случае прозрачных веществ, кристаллические непрозрачные вещества гексагональной и тетрагональной сингоний оптически *одноосны*. Однако у поглощающих одноосных кристаллов поверхности показателей для  $n$ ,  $k$  и  $R$  отличаются по форме от правильного эллипсоида, обычного для прозрачных веществ, и более сложны математически. Это показано на рис. 4.4, *б, в* и обсуждается в следующем разделе. Тем не менее, как об этом свидетельствуют поверхности показателей для  $R$  (см. рис. 4.4, *б, в*), изображенная фигура имеет одно круговое сечение с единичным направлением, нормальным к нему (т. е. с оптической осью). Так же как и в прозрачных веществах, направление колебаний, параллельное этой оси, называется (главным) направлением *необыкновенного* колебания, а направление колебаний в плоскости кругового сечения — направлением *обыкновенного* колебания. Значения отражения, измеренные для све-

та, колеблющегося параллельно этим направлениям, соответственно обозначаются  $R_e$  и  $R_o$ , и каждое из них или максимально, или минимально. Однако, как и в прозрачных кристаллах, мы имеем соотношение или  $R_e > R_o$  в вытянутой фигуре, характерной для *одноосного положительного* кристалла, или  $R_o > R_e$  в уплощенной фигуре *одноосного отрицательного* кристалла<sup>1</sup> (рис. 4.4, *б, в*). Как положено в одноосной индикатрисе, оптическая ось параллельна кристаллографической оси  $c$ , а обыкновенное колебание и круговое («изотропное») сечение лежат в базальной плоскости. Обе величины  $R_o$  и  $R_e$  могут быть получены только на призматическом сечении (параллельном  $c$ ), и разность между ними ( $R_e - R_o$ ) служит мерой *двуотражения* минерала. Как было отмечено в гл. 3, двуотражение представляет собой ясно наблюдаемое качественное свойство многих минералов и может быть оценено количественно (см. гл. 5).

Когда линейно поляризованный свет отражается при нормальном падении от плоско полированной поверхности непрозрачного одноосного минерала (но не от его базального сечения), этот световой пучок можно рассматривать распавшимся на два взаимно перпендикулярных линейно поляризованных пучка. Они соответствуют двум линиям оптической симметрии, которые присутствуют в любом сечении одноосного кристалла (и аналогичны направлениям погасания, наблюдаемого у прозрачных минералов в тонком шлифе). При двух положениях полированной поверхности, когда на эти направления проецируется направление поляризации падающего пучка, свет отражается, не меняя состояния своей поляризации. Однако во всех промежуточных положениях (т. е. когда столик микроскопа повернут в сторону от этих уникальных направлений) компоненты обоих колебаний будут складываться, и если имеется разность фаз между ними, то результирующий пучок станет *эллиптически поляризованным*.

Дальнейшее изложение оптики отраженного света требует более детального рассмотрения понятия эллиптической поляризации. Действительно, существуют три главных типа поляризованного света: знакомый нам линейно (или «плоско») поляризованный, *эллиптически* поляризованный и *циркулярно* поляризованный. Линейно поляризованный свет уже был описан (разд. 4.1 и рис. 4.2). Чтобы понять два других типа поляризации, необходимо рассмотреть две линейно поляризованные волны, распространяющиеся в одном направлении и имеющие плоскости колебаний, которые ориентированы под прямым углом друг к другу. В результате этого волнового движения путем сложения двух волн возникает единая волна, но природа данной результирующей волны будет зависеть от соотношения фаз

<sup>1</sup> Это знаки *двуотражения* кристаллов.

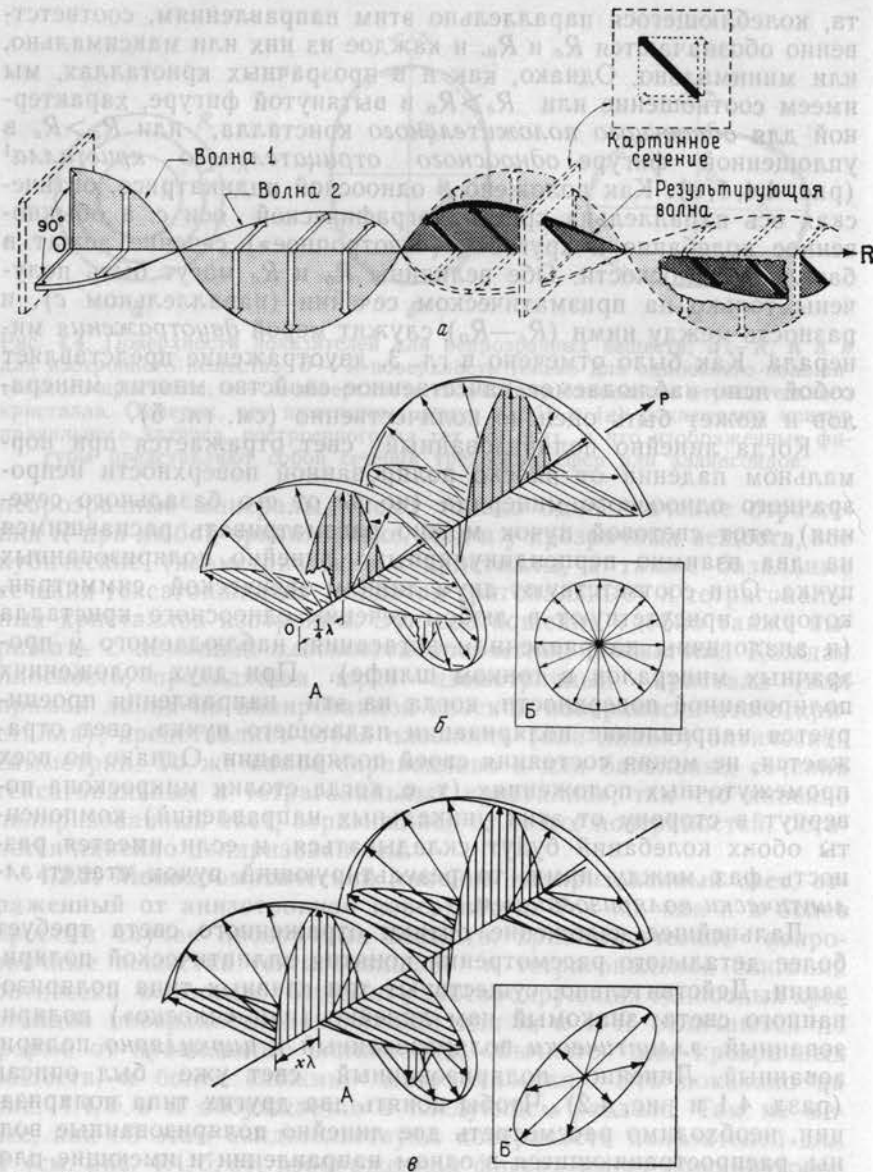
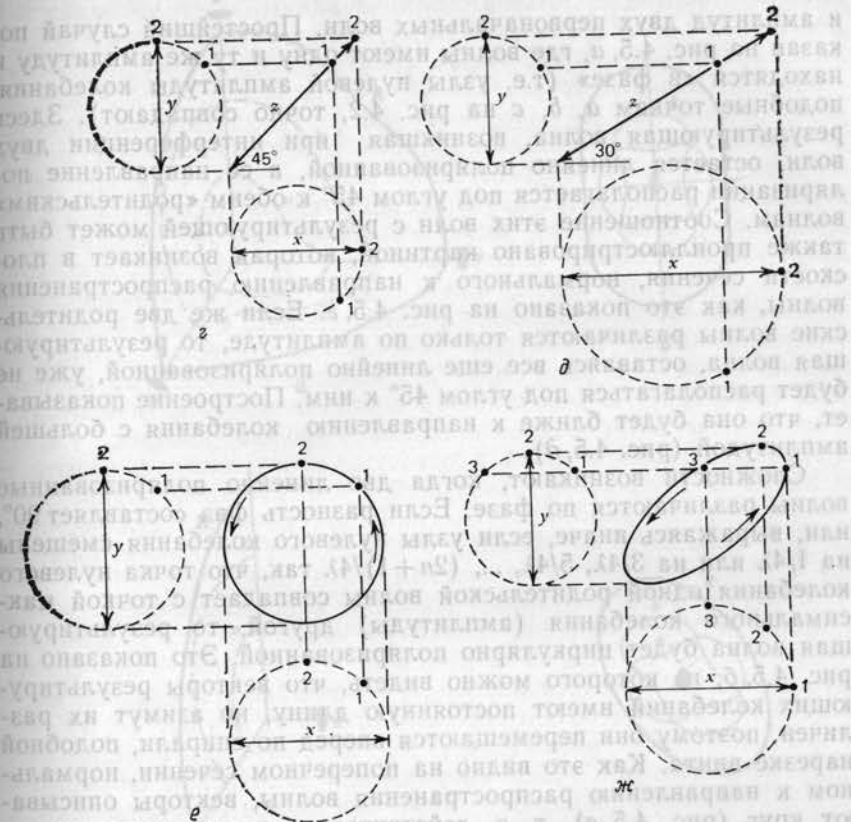


Рис. 4.5. *a* — интерференция двух линейно поляризованных волн, которые находятся «в фазе» и ориентированы под прямым углом друг к другу. Результирующая волна остается также линейно поляризованной и возникает в результате сложения векторов колебаний двух родительских волн, как это показано на картинном сечении (воспроизведено по Блосу [1] с разрешения издательства); *б* — интерференция двух взаимно перпендикулярных линейно поляризованных волн, которые разнятся по фазе на  $1/4 \lambda$ . Результирующее волно-



вое движение представляет собой колебание по спирали (*A*) и имеет в действительности круговое сечение (*B*), поэтому волна оказывается циркулярно поляризованной (воспроизведено по Блосу [1] с разрешения издательства); *в* — интерференция двух взаимно перпендикулярных линейно поляризованных волн, которые разнятся по фазе на  $x\lambda$ . Результирующее волновое движение снова представляет собой колебание по спирали (*A*), но имеет эллиптическое поперечное сечение (*B*), поэтому волна эллиптически поляризована; *г* — интерференция двух линейных колебаний ( $x, y$ ), нормальных друг к другу, равных по фазе и амплитуде. Результирующее представляет собой линейное («плоскополяризованное») колебание  $z$ ; *д* — интерференция двух линейных колебаний ( $x, y$ ), нормальных друг к другу, равных по фазе, но не по амплитуде. Результирующее колебание является линейным («плоскополяризованным») колебанием  $z$ ; *е* — интерференция двух линейных колебаний ( $x, y$ ), нормальных друг к другу, равных по амплитуде, но различающихся по фазе на  $90^\circ$ . Результирующее колебание является циркулярным; *ж* — интерференция двух линейных колебаний ( $x, y$ ), нормальных друг к другу, разных по амплитуде и различающихся по фазе на  $x\lambda$ . Результирующее колебание является эллиптическим.

и амплитуд двух первоначальных волн. Простейший случай показан на рис. 4.5, а, где волны имеют одну и ту же амплитуду и находятся «в фазе» (т.е. узлы нулевой амплитуды колебания, подобные точкам *a*, *b*, *c* на рис. 4.2, точно совпадают). Здесь результирующая волна, возникшая при интерференции двух волн, остается линейно поляризованной, а ее направление поляризации располагается под углом  $45^\circ$  к обоим «родительским» волнам. Соотношение этих волн с результирующей может быть также проиллюстрировано картиной, которая возникает в плоскости сечения, нормального к направлению распространения волны, как это показано на рис. 4.5, г. Если же две родительские волны различаются только по амплитуде, то результирующая волна, оставаясь все еще линейно поляризованной, уже не будет располагаться под углом  $45^\circ$  к ним. Построение показывает, что она будет ближе к направлению колебания с большей амплитудой (рис. 4.5, д).

Сложности возникают, когда две линейно поляризованные волны различаются по фазе. Если разность фаз составляет  $90^\circ$ , или, выражаясь иначе, если узлы нулевого колебания смещены на  $1/4\lambda$  или на  $3/4\lambda$ ,  $5/4\lambda$ , ...,  $(2n+1)/4\lambda$  так, что точка нулевого колебания одной родительской волны совпадает с точкой максимального колебания (амплитуды) другой, то результирующая волна будет циркулярно поляризованной. Это показано на рис. 4.5, б, из которого можно видеть, что векторы результирующих колебаний имеют постоянную длину, но азимут их различен, поэтому они перемещаются вперед по спирали, подобной нарезке винта. Как это видно на поперечном сечении, нормальном к направлению распространения волны, векторы описывают круг (рис. 4.5, е), т.е. действительно имеет место циркулярная поляризация. Ясно, что, подобно сложению двух линейно поляризованных волн, равных «по фазе», разность фаз в  $90^\circ$ , приводящая к циркулярной поляризации, представляет собой особый случай. Когда же разность фаз не равна  $90^\circ$  (т.е. когда узловые точки обеих волн смещены более чем на  $[(n+1)/4\lambda]$ ), векторы колебаний перемещаются вперед по спирали, но не имеют постоянной длины (рис. 4.5, в). Соответственно в поперечном сечении, как показано на рис. 4.5, ж, возникает эллипс, а не круг, т.е. имеет место эллиптическая поляризация.

Некоторая разность фаз, отмечавшаяся выше, может возникнуть в результате взаимодействия линейно поляризованного света с таким материалом, как одноосный кристалл, оптические константы которого ( $n$ ,  $k$ , а следовательно, и  $R$ ) варьируют в зависимости от направления. Таким образом эллиптическая поляризация возникает при положениях сечения, отличных от тех, которые соответствуют ориентировке колебаний вдоль направлений оптической (а также кристаллографической) симметрии. В изотропном кристалле каждое направление, конечно, есть на-

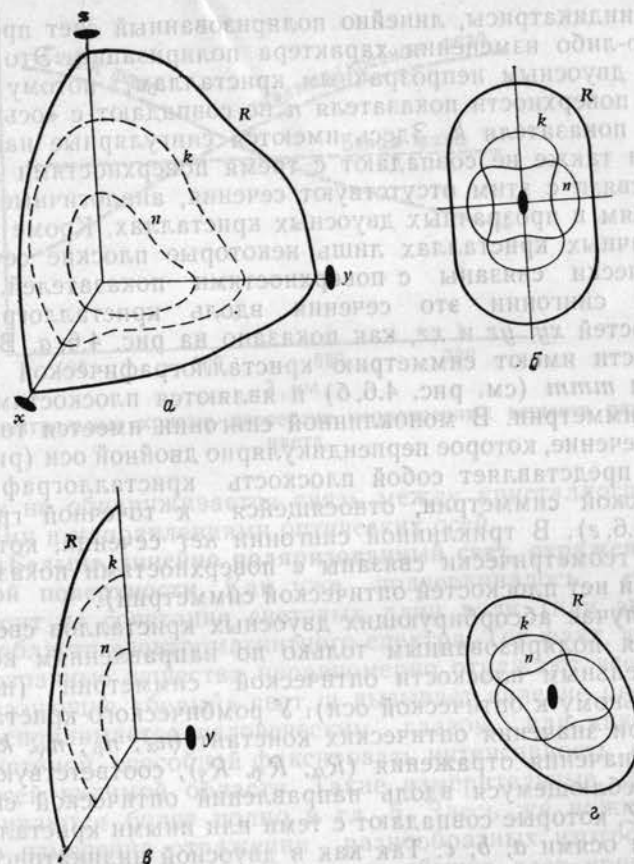


Рис. 4.6. Сечения, геометрически связанные с поверхностями показателей в двuosных системах: (а, б) ромбической, в которой три пинакоидальных сечения, (в, г) моноклинной, в которой лишь одно сечение, перпендикулярное двойной оси.

правление оптической симметрии, и значения оптических констант не зависят от ориентировки. Соответственно падающий линейно поляризованный световой пучок не изменяет своей поляризации после отражения.

Непрозрачные кристаллические вещества ромбической, моноклинной или триклинной сингоний, так же как и прозрачные тела, можно называть *двuosными*. Однако различия между индикатрисой прозрачных веществ и поверхностями показателей непрозрачных намного значительней, чем между двuosными прозрачными и непрозрачными кристаллами. Двuosная индикатриса получила свое название в связи с тем, что по двум направлениям (оптическим осям), нормальным к круговым сече-

ниям индикатрисы, линейно поляризованный свет проходит без какого-либо изменения характера поляризации. Это не подходит к двусным непрозрачным кристаллам, потому что у них «оси» поверхности показателя  $n$  не совпадают с «осью» поверхности показателя  $k$ . Здесь имеются сингулярные направления, но они также не совпадают с тремя поверхностями для  $n$ ,  $k$  и  $R$ ; в связи с этим отсутствуют сечения, аналогичные круговым сечениям в прозрачных двусных кристаллах. Кроме того, в непрозрачных кристаллах лишь некоторые плоские сечения геометрически связаны с поверхностями показателей. В ромбической сингонии это сечения вдоль кристаллографических плоскостей  $xy$ ,  $yz$  и  $xz$ , как показано на рис. 4.6, а. Все эти поверхности имеют симметрию кристаллографической точечной группы  $mmm$  (см. рис. 4.6, б) и являются плоскостями оптической симметрии. В моноклинной сингонии имеется только одно такое сечение, которое перпендикулярно двойной оси (рис. 4.6, в), и оно представляет собой плоскость кристаллографической и оптической симметрии, относящейся к точечной группе  $2/m$  (рис. 4.6, г). В триклинной сингонии нет сечений, которые были бы геометрически связаны с поверхностями показателей  $n$ ,  $k$  и  $R$  (и нет плоскостей оптической симметрии).

В случае поглощающих двусных кристаллов свет обычно остается поляризованным только по направлениям колебаний, параллельным плоскости оптической симметрии (или срезу, нормальному к оптической оси). У ромбического кристалла имеются три значения оптических констант ( $n_\alpha$ ,  $n_\beta$ ,  $n_\gamma$ ;  $k_\alpha$ ,  $k_\beta$ ,  $k_\gamma$ ) и три значения отражения ( $R_\alpha$ ,  $R_\beta$ ,  $R_\gamma$ ), соответствующие свету, колеблющемуся вдоль направлений оптической симметрии  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ , которые совпадают с теми или иными кристаллографическими осями  $a$ ,  $b$ ,  $c$ . Так как в двусной индикатрисе  $R_\beta$ , которое соответствует оси  $Y$ , представляет собой промежуточную величину, то двуотражение определяется разностью между  $R_\alpha$  и  $R_\gamma$ . Для измерения этих величин у ромбического кристалла требуются специально ориентированные шлифы, тогда определяемые значения можно обозначать  $R_a$ ,  $R_b$ ,  $R_c$ , потому что они соответствуют кристаллографическим осям  $a$ ,  $b$ ,  $c$ . На практике при работе с рядовыми шлифами получают обычно лишь минимальные и максимальные значения, которым дают соответственно символы  $R_1$  и  $R_2$ , так как установленное в начале измерения соотношение  $R_2 > R_1$  при смене длины волны света может измениться. В этом случае двуотражение будет определяться разностью между  $R_1$  и  $R_2$ . В моноклинной сингонии, хотя две величины из трех ( $R_\alpha$ ,  $R_\beta$  и  $R_\gamma$ ) и располагаются, как показано на рис. 4.6, в, г, в плоскости симметрии, нормальной к двойной оси (кристаллографической оси  $b$ ), в процессе практических измерений получают лишь максимальные и минимальные значения ( $R_2$  и  $R_1$ ). То же самое относится и к триклинным кристаллам,

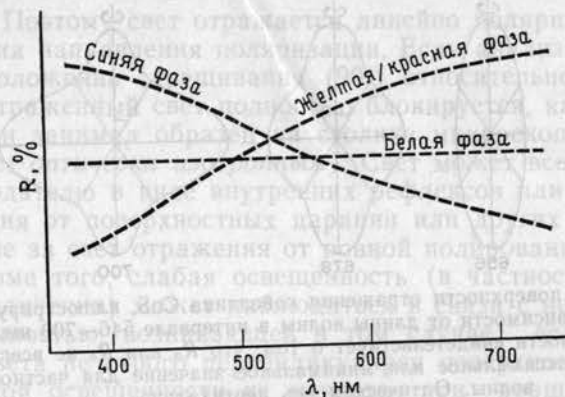


Рис. 4.7. Спектральные кривые дисперсии непрозрачных веществ различного цвета.

в которых не обнаруживается связь между кристаллографическими осями и направлениями оптических осей.

**4.2.3. «Белый» линейно поляризованный свет, отраженный от изотропной поверхности.** Как уже подчеркивалось, «белый» свет состоит из сочетания световых длин волн (или энергий) видимой области электромагнитного спектра. Тот факт, что многие непрозрачные вещества неравномерно отражают все длины волн, образующие «белый» свет, и вызывает явление цвета, который воспринимается человеческим глазом или какой-либо другой системой, способной фиксировать интенсивность отражения по всей видимой области. Такие измерительные системы рассматриваются более полно в гл. 5. Здесь же важно отметить, что измерение отражения разнообразных изотропных и гомогенных кристаллических веществ обычно дает кривые, подобные изображенным на рис. 4.7. Отражение совершенно белого вещества не зависит от длины волны падающего света; вещества синего цвета будут отражать в большей мере те длины волн, которые лежат ближе к 400 нм (или синей области спектра), а отражение красных веществ будет обусловлено длинами волн, сдвинутыми в сторону 700 нм (или красной области спектра). Кривые, изображенные на рис. 4.7, называются *спектральными кривыми дисперсии*; они дают количественную оценку цвета вещества и помогают диагностике (см. гл. 5). В результате измерений получено много подобных кривых; они показывают, что для большинства веществ оптические константы  $n$  и  $k$  функционально связаны с длиной световой волны.

**4.2.4. «Белый» линейно поляризованный свет, отраженный от анизотропной поверхности.** Как уже отмечалось, в анизотропных веществах  $n$ ,  $k$  и  $R$  функционально изменяются с изменением ориентации; следовательно, в условиях «белого» света



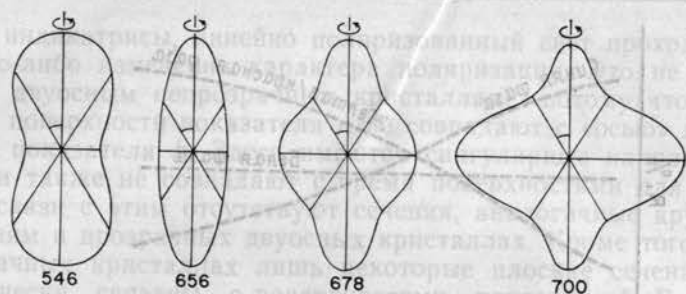


Рис. 4.8. Сечения поверхности отражения ковеллина  $\text{CuS}$ , иллюстрирующие ее изменчивость в зависимости от длины волны в интервале 546—700 нм. Заметьте, форма поверхности свидетельствует о том, что  $R_o$  или  $R_e$  не всегда представляет собой максимальное или минимальное значение для частной длины волны. Оптическая ось вертикальна.

для подобных веществ необходимо рассмотреть суммарный эффект ориентации и длины волны. Для одноосных непрозрачных минералов спектральные кривые дисперсии могут быть построены для  $R_o$  и  $R_e$ , как это показано на рис. 5.5 для минерала ковеллина (кривые для направлений другой ориентации такие же, но не всегда располагаются между изображенными кривыми). Эти кривые, построенные в координатах  $R(\%)$  и длины волны, свидетельствуют о двуотражении минерала, которое определяется расхождением значений  $R_o$  и  $R_e$  для данной длины волны. Различные формы кривых, функционально связанных с длиной волны (дисперсией), характеризуют свойство, называемое *плеохроизмом отражения*. Для двуосных минералов те же данные могут быть получены по кривым для  $R_1$  и  $R_2$ .

Вариации  $n$ ,  $k$  и  $R$ , функционально связанные с длиной волны, естественно, будут обусловлены изменениями в их показателях, также зависящих от длины волны. Для изотропных веществ это сводится только к изменению размеров сфер (рис. 4.4, а), но для анизотропных кристаллов изменения будут намного более сложными. Это можно проиллюстрировать изменениями поверхности отражения  $R$  ковеллина  $\text{CuS}$  для серии длин волн. Данные, приведенные на рис. 4.8, показывают, что для интервала 656—678 нм  $R_o$  растет по сравнению с  $R_e$ , а при 700 нм  $R_o = R_e$  [5, 3].

### 4.3. Отражение при скрещенных николях

#### 4.3.1. Монохроматический линейно поляризованный свет.

Все сечения изотропных веществ, так же как и базальные сечения одноосных кристаллов, таковы, что в них каждое направление колебания пучка линейно поляризованного света при нормальном падении совпадает с плоскостью оптической сим-

метрии. Поэтому свет отражается линейно поляризованным без изменения направления поляризации. Если анализатор установлен в положении скрещивания ( $90^\circ$ ) относительно поляризатора, то отраженный свет полностью блокируется, какое бы положение ни занимал образец на столике микроскопа (т. е. сечение будет *оптически изотропным*). Свет может все же попадать к наблюдателю в виде внутренних рефлексов или в результате отражения от поверхностных царапин или других дефектов, но только не за счет отражения от ровной полированной поверхности. Кроме того, слабая освещенность (в частности, при большом увеличении) может наблюдаться в связи с незначительной эллиптичностью, возникающей в том случае, если падающий пучок света не строго перпендикулярен поверхности; интенсивность этой освещенности не меняется при вращении столика микроскопа.

Кроме базального сечения, рассмотренного ранее, все другие сечения одноосных кристаллов перпендикулярны двум плоскостям оптической симметрии. Это также относится к сечениям типа  $(0kl)$ ,  $(h0l)$  и  $(hk0)$  в ромбической сингонии и  $(h0l)$  в моноклинной сингонии. В таких *симметричных* сечениях два колебания вдоль обоих направлений линейно поляризованы. Когда скрещенные николи совпадают с данными направлениями, что имеет место через каждые  $90^\circ$  при вращении столика, наступает погасание<sup>1</sup>. В других положениях результирующая волна этих двух колебаний (которые могут различаться по амплитуде, фазе или по тому и другому) не параллельна направлению колебаний в анализаторе, и сечение не становится полностью темным (т. е. будет проявлена *оптическая анизотропия*). В случае когда два колебания различаются только по амплитуде (рис. 4.5, д), возникает результирующая волна, которая все еще линейно поляризована, но располагается под углом  $45^\circ$  к родительским волнам. На рис. 4.9 показан тип анизотропии, возникающий при наблюдении этого эффекта при скрещенных николях. Когда столик выведен из положения погасания (т. е. сечение находится в  $45^\circ$ -ном положении на полпути между положениями погасания), результирующее колебание поворачивается и отраженный луч испытывает вращение на угол  $\omega$ , так что компонента света (на рисунке она показана отрезком  $OT$ ) может пройти через анализатор к наблюдателю. Этот угол вращения может быть измерен поворотом анализатора ( $OP \rightarrow OR$ ); его поворачивают до восстановления погасания и затем фиксируют величину угла вращения<sup>2</sup>. Ясно, что чем больше это вращение, тем больше компонента света, прошедшая через анали-

<sup>1</sup> Это аналогично «прямому погасанию», которое наблюдается у некоторых минералов в проходящем свете.

<sup>2</sup> Это вращение вызывается анизотропией (обозначается  $\omega$  или иногда  $A$ ).

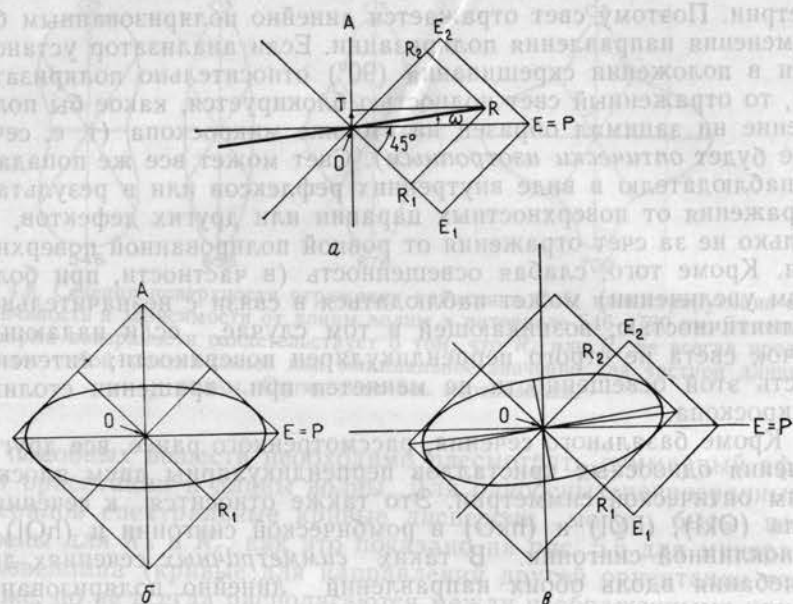


Рис. 4.9. Возникновение эффекта анизотропии при отражении пучка света, линейно поляризованного параллельно поляризатору  $P$  при включенном анализаторе  $A$ . (а) Когда две компоненты колебания ( $R_1, R_2$ ) различаются только по амплитуде, результирующий  $R$  линейно поляризованный пучок света поворачивается на угол  $\omega$ , при этом сечение, как показано, находится в 45-градусном положении. Амплитуда, проходящая через анализатор  $A$ , соответствует отрезку  $OT$ . (б) Когда две компоненты колебания ( $R_1, R_2$ ) различаются только по фазе, результирующая волна эллиптически поляризована, хотя большая ось эллипса расположена вдоль направления колебания падающего пучка света (т. е. поляризатора  $P$ ). (в) Когда две компоненты колебания ( $R_1, R_2$ ) различаются и по фазе, и по амплитуде, отраженный пучок света эллиптически поляризован и большая ось эллипса повернута. ( $OE$  — направление колебания падающего света;  $OE_1, OE_2$  — направления колебаний компонент падающего света.)

затор, и тем больше анизотропия, наблюдаемая под микроскопом. Все это относится к случаю, когда два колебания различаются только по амплитуде; если же они разнятся только по фазе (рис. 4.5, ж), то результирующая световая волна станет эллиптически поляризованной, хотя и не испытывает вращения (рис. 4.9, б). Несмотря на то что сечение будет снова гаснуть через каждые  $90^\circ$  по мере вращения столика микроскопа в скрещенных николях (поскольку в этих позициях, параллельных плоскостям оптической симметрии, свет все еще остается линейно поляризованным), некоторое количество света пройдет к наблюдателю при промежуточных положениях, в которых свет эллиптически поляризован; в некоторых положениях сечения этот свет достигает своего максимума (но не обязательно в

45-градусной позиции, см. работу Галопена и Генри [3], с. 282<sup>1</sup>). К тому же в данном положении сечение нельзя погасить вращением анализатора, так как эллиптически поляризованный свет будет иметь компоненту, которая может пройти через анализатор. Когда два колебания, отраженные от симметричного сечения, различаются и по амплитуде, и по фазе, отраженный пучок света эллиптически поляризован и большая ось эллипса повернута (в направлении колебания большей амплитуды). Эта комбинация указанных выше двух явлений показана на рис. 4.9, в. Снова, естественно, сечение будет гаснуть через каждые  $90^\circ$  поворота столика микроскопа при условии строго скрещенных николей. Однако в 45-градусном положении, хотя анализатор и может быть повернут до совпадения с главной осью эллипса, сечение не погаснет, поскольку свет все же эллиптически поляризован. Важно помнить, что мы рассмотрели возникновение эффектов анизотропии, когда столик микроскопа повернут только в 45-градусное положение, тогда как те же самые явления имеют место между этим положением и положением погасания ( $90^\circ$ ). Поскольку угол вращения или эллиптичность колебания уменьшаются по мере поворота сечения в сторону положения погасания постепенно, интенсивность анизотропии также уменьшается постепенно.

Другие сечения ромбических и моноклинных кристаллов, которые нами не рассматривались, и все сечения триклинных кристаллов (которые не имеют плоскостей оптической симметрии) называются *асимметричными сечениями*. Здесь оба колебания, возникающие при отражении пучка плоскополяризованного света, эллиптически поляризованы, при этом большие оси их эллипсов нормальны друг к другу. Вращение столика микроскопа при скрещенных николях не приводит к полному погасанию в любом положении, но возникают четыре минимума освещенности через интервалы в  $90^\circ$ . Эти минимумы обязаны свету, который в основном обусловлен только одним из двух эллиптических колебаний. В 45-градусных положениях (которые примерно соответствуют максимумам освещенности) результирующее колебание также эллиптически поляризовано, и погасание не может быть достигнуто вращением анализатора.

**4.3.2. «Белый» линейно поляризованный свет.** Как уже отмечалось, у многих непрозрачных минералов оптические константы  $n, k$ , а следовательно, и  $R$  функционально связаны с длиной волны по всей видимой области спектра (т. е. минералы обнаруживают спектральную дисперсию и, следовательно, окрашены, когда наблюдаются в «белом» свете). В скрещенных николях при освещении белым линейно поляризованным светом изотропные минералы или сечения остаются погашенными, тог-

<sup>1</sup> См. с. 323 русского издания. — Прим. перев.

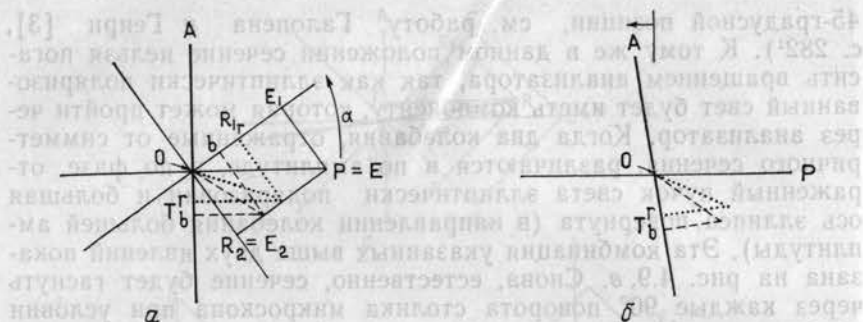


Рис. 4.10. Дисперсия вращения в симметричных сечениях: (а) в положении, когда сечение повернуто на угол  $\alpha$  от направления погасания, синий свет  $b$  вращается больше, чем красный  $r$ , поэтому в этом сечении амплитуда колебания  $OT$ , прошедшего через анализатор, больше для синего света; (б) при раскрещивании анализатора количество красного света, прошедшего через него, увеличивается по сравнению с количеством синего света. ( $A$  — анализатор;  $P$  — поляризатор;  $OE$  — направление колебания падающего света;  $OE_1$ ,  $OE_2$  — направления колебаний компонент падающего света;  $R_1$ ,  $R_2$  — значения отражения по этим направлениям.)

да как другие сечения не подчиняются этому правилу, и свет, проходящий через анализатор, может быть окрашенным, а также варьировать по интенсивности. Эти «цвета, вызванные анизотропным вращением» («anisotropic rotation colors»), могут быть использованы для диагностики некоторых минералов, поэтому полезно выяснить причину их возникновения.

В случае симметричных сечений, рассмотренных в разд. 4.3.1 и приведенных на рис. 4.9, а, видно, что, если два колебания образуют при отражении волну линейно поляризованного света, отличающуюся по амплитуде, то результирующая волна вращается и величина ее поворота есть функция разности амплитуд (а следовательно, и разности величин отражения). Поскольку величины отражения в таких случаях могут функционально изменяться в зависимости и от ориентировки, и от длины волны, то угол вращения в свою очередь может варьировать как функция длины волны, создавая «дисперсию вращения» (а следовательно, и анизотропии). Это показано на рис. 4.10, а, где величина отражения  $R_2$  для синего и красного света одинакова (не диспергирует), тогда как значение отражения  $R_1$  намного больше для красного света (сильная дисперсия). Это результат большего вращения результирующего отраженного колебания для синего света, чем для красного, поэтому через анализатор проходит больше синего света (следовательно, под микроскопом будет наблюдаться синий оттенок анизотропии). Если анализатор повернуть против часовой стрелки, частично его раскрестив при этом, то красного света пройдет больше, чем синего, поэтому оттенок анизотропии систематически изменяется

(рис. 4.5, б). Для симметричных сечений справедливо также то, что при повороте столика микроскопа на определенный угол по часовой стрелке и против возникают одинаковые оттенки. В асимметричных сечениях все колебания эллиптически поляризованы (см. разд. 4.3.1), но и здесь изменение величины отражения, а следовательно, и амплитуды в зависимости от ориентировки и длины волны означает, что вращение большой оси эллипса может зависеть от длины волны. Интенсивность света, прошедшего через анализатор, снова различна для разных длин волн, что вызывает оттенки анизотропии, которые опять-таки будут изменяться при повороте столика микроскопа или раскрещивании николей. Однако у асимметричного сечения при повороте столика на определенный угол по часовой стрелке и против возникающие оттенки не будут одинаковыми.

**4.3.3. Сходящийся свет.** При работе с рудным микроскопом в обычных условиях свет отражается от поверхности шлифа после нормального (или почти нормального) падения. Однако если использовать объектив большой нумерической апертуры (см. разд. 1.2), то в систему микроскопа войдет *сходящийся* свет, как показано на рис. 4.11, а. При введенной линзе Бертрана (или удаленном окуляре, если линза Бертрана отсутствует в микроскопе) изображение в задней фокальной плоскости объектива может оказаться в фокусе для наблюдателя. При этом способе наблюдения свет, видимый в поле зрения, отражается не при нормальном падении, за исключением области в центре поля. Если линейно поляризованный свет отражается таким образом от изотропной поверхности (т. е. от кубического кристалла или базального сечения одноосного кристалла), то в стороне от перекрестия нитей наклонные углы падения сами обусловят линейно поляризованный пучок света, испытывающий вращение. Это *вращение отражения* (reflection rotation) увеличивается в стороны от перекрестия (см. рис. 4.11, б). Если затем скрестить николи, то будет наблюдаться черный крест (см. рис. 4.11, в (1)), располагающийся вдоль перекрестия нитей, где отраженный свет погашен в анализаторе; другие части поля зрения останутся освещенными. Черный крест, перекладины которого правильнее называть *изогирями*, при вращении столика микроскопа остается неподвижным (ср. с интерференционной фигурой одноосного кристалла в проходящем свете, хотя наблюдаемая в нашем случае фигура возникает при отражении от *изотропного* сечения).

Даже при нормальном падении отражение линейно поляризованного света от анизотропного сечения вызывает эффекты вращения направления колебания падающего света (анизотропное вращение) и эллиптическую поляризацию, когда сечение не находится в положении погасания. При изучении анизотропных сечений в сходящемся свете описанное выше вращение отраже-

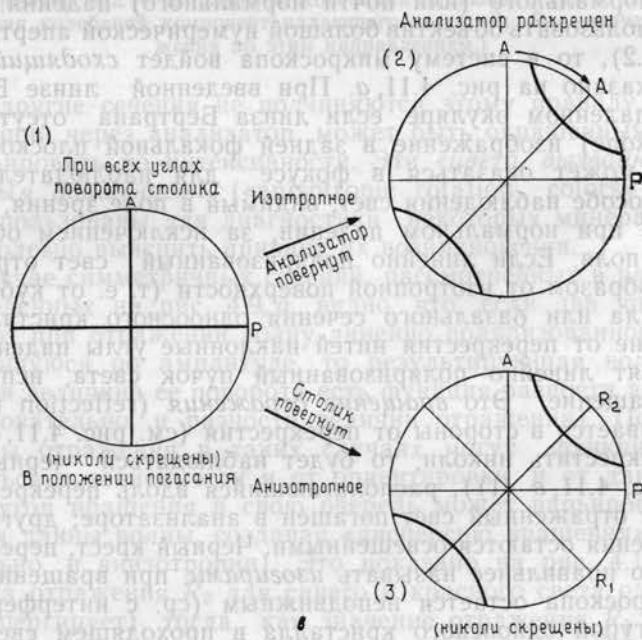
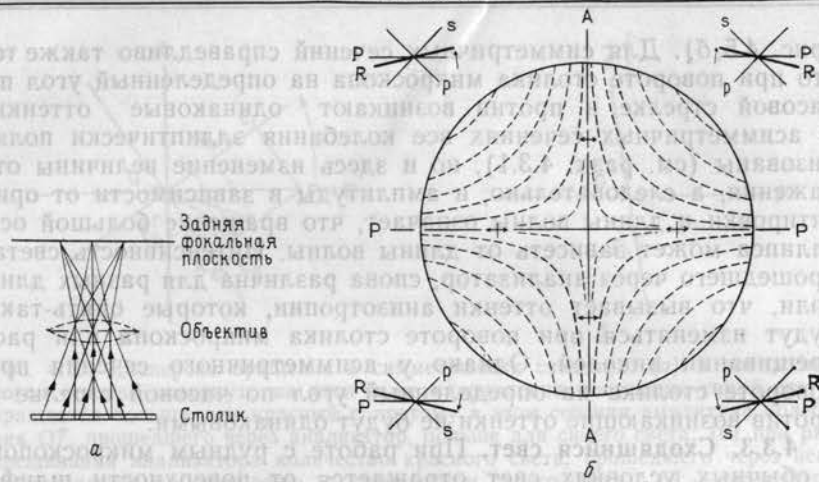
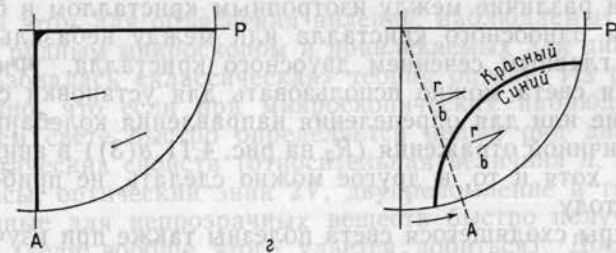


Рис. 4.11. *a* — образование фигуры в сходящемся свете; *b* — фигура в сходящемся свете для изотропной поверхности, показаны направления колебаний для точек на этой фигуре и вращение результирующей ( $R$  для « $p$ » и « $s$ ») относительно поляризатора  $P$  в точках около фигуры ( $A$  — анализатор); *в* — фигуры в сходящемся свете: (1) — изогриды видны при всех положениях столика микроскопа у изотропных сечений и в положении погасания у анизотропных; (2) — влияние анализатора, раскрещенного на  $45^\circ$  (сечение пока еще в  $90^\circ$ -градусном положении) у изотропных сечений; (3) — влияние поворота столика в  $45^\circ$ -градусное положение у анизотропного сечения при скрещенных николях;



*г* — один квадрант поля зрения в сходящемся «белом» свете у изотропного сечения, показано влияние раскрещенного анализатора (повернутого из положения  $A$  в положение  $A_1$ ) на образование двух изогри с цветными каемками. Линии, обозначенные буквами  $r$  и  $b$ , показывают вращение красного и синего света ( $P$  — ориентировка поляризатора).

ния оказывается наложенным на эти эффекты. Так, если анизотропное сечение изучается при скрещенных николях в положении погасания, то наблюдается такой же черный крест, как и у изотропных сечений (см. рис. 4.11, *в* (1)), но при повороте столика микроскопа изогриды креста расходятся и движутся в противоположные квадранты в виде пары изогри (ср. с фигурой в плоскости, перпендикулярной острой биссектрисе, в проходящем свете (см. рис. 4.11, *в*, (3))). Расхождение изогри, когда столик находится в  $45^\circ$ -градусном положении, служит основным показателем силы анизотропии в сечении. Объяснение этому можно найти, если обратиться к  $45^\circ$ -градусному положению, показанному на рис. 4.11, *в* (3). Когда направление колебания с большей величиной отражения  $R_2$  лежит, как это изображено, в северо-восточном квадранте, анизотропное вращение будет направлено в сторону  $R_2$  (против часовой стрелки), в то время как вращение отражения (рис. 4.11, *б*) совершается по часовой стрелке. В некоторых случаях эти два эффекта компенсируют друг друга, и такие точки располагаются на изогриде. Сходным образом в юго-западном квадранте анизотропное вращение направлено против часовой стрелки и компенсирует вращение отражения, идущее по часовой стрелке, что порождает изогриду. Однако в двух оставшихся квадрантах оба эффекта вращения направлены против часовой стрелки, вследствие этого компенсация отсутствует (нет и изогриды).

Хотя между описанными эффектами и интерференционными фигурами, наблюдаемыми в проходящем свете, и есть сходство, все же в первом случае мы имеем дело с поверхностными явлениями, при которых не возникает разности хода в веществе, а следовательно, и нет интерференции. Эти фигуры правильнее назвать *фигурами сходящегося света* (convergent-light figures). Объем информации, которую можно получить по данным фигурам, также довольно ограничен. Нет возможности с их помощью

провести различие между изотропным кристаллом и базальным сечением одноосного кристалла или между небазальным сечением и главным сечением двуосного кристалла. Фигуры сходящегося света можно использовать для установки сечения на погасание или для определения направления колебания с большей величиной отражения ( $R_2$  на рис. 4.11, в(3)) в анизотропном сечении, хотя и то, и другое можно сделать, не прибегая к такому методу.

Фигуры сходящегося света полезны также при изучении дисперсионных эффектов. Изотропные сечения в сходящемся «белом» свете могут обнаруживать дисперсию вращения отражения (т. е. когда степень вращения изменяется в зависимости от длины волны). О ней судят по окраске в квадрантах вблизи края поля зрения; красные участки указывают на то, что вращение больше у красного света, чем у синего; при синем окрашивании соотношения обратные. Это наблюдается только при сильной дисперсии. Слабую же дисперсию можно изучать, когда анализатор частично раскращен; тогда изогир расходятся и по их обеим сторонам наблюдаются цветные каймы (рис. 4.11, в(2) и 4.11, г). В случае, показанном на рис. 4.11, г, у изогир выпуклая сторона окрашена в красный цвет, а вогнутая — в синий, и дисперсия вращения отражения характеризуется тем, что синий свет испытывает большее вращение. Это означает, что спектральный профиль дисперсии данной фазы показывает более высокие значения  $R(\%)$  в красном конце спектра. Фаза, характеризующаяся спектральной кривой дисперсии с большими значениями  $R(\%)$  в синем конце спектра, будет иметь красные каймы на вогнутой стороне изогир.

Дисперсия вращения отражения в анизотропных сечениях может изучаться точно таким же образом, когда сечение находится в положении погасания (изогир имеют форму креста) и анализатор раскращен. Когда же анизотропное сечение исследуется в 45-градусном положении (две изогир при скрещенных николях), наблюдаемые эффекты обусловлены комбинацией дисперсии вращения отражения и дисперсии, вызванной анизотропией. В ряде случаев можно сделать определенные заключения о вкладе анизотропного вращения, а также провести наблюдения над общей дисперсией (т. е. слабая она или сильная).

#### 4.4. Заключение

В этой главе были обсуждены природа света и его отражение от плоско полированной поверхности непрозрачного вещества. В частности, рассматривались линейно поляризованный свет, приемы его прямого изучения и исследования в скрещенных николях, а также эффекты, наблюдаемые в сходящемся

свете. При этом для объяснения явлений, наблюдаемых качественно под рудным микроскопом и привлекаемых для диагностики, использовалась «классическая» теория оптики. Из рассмотрения видно, что если при микроскопических наблюдениях в проходящем свете быстро определяется целый ряд диагностических оптических свойств (относительная величина  $n$ , природа индикатрисы, оптический знак  $2V$ , двупреломление и т. п.), то такие данные для непрозрачных веществ быстро получить невозможно (если вообще этого удастся добиться). Достигнуты успехи в использовании в качестве диагностических параметров данных измерения вращательных свойств (для более глубокого ознакомления см. работу Кэмерона [2]), но оказалось, что эти методы имеют ограниченное значение и не находят широкого применения. В качестве количественных параметров для диагностики минералов служат два свойства — отражение и твердость. Рассмотрению методов их измерения и посвящены следующие две главы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bloss F. D., An Introduction to the Methods of Optical Crystallography, Holt, Rinehart and Winston, New York, 1961.
2. Cameron E. N., Ore Microscopy, Wiley, New York, 1961. (Имеется перевод: Кэмерон Ю. Н. Рудная микроскопия. — М.: ИЛ, 1966.)
3. Galopin R., Henry N. F. M., Microscopic Study of Opaque Minerals, McCrone Research Associates, London, 1972. (Имеется перевод: Галопен Р., Генри Н. Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. — М.: Мир, 1975.)
4. Jenkins F., White H. E., Fundamentals of Optics, 4th ed., McGraw-Hill, New York, 1976.
5. Von Gehlen K., Piller H., Zur Optik von Covellin, Beit. Mineral. Petrogr. 10, 94, 1964.

## КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ: ИЗМЕРЕНИЕ ОТРАЖЕНИЯ

### 5.1. Введение

Процент света, отраженного при *нормальном* падении к наблюдателю (или к инструментальной системе наблюдения) от плоско полированной поверхности определенного рудного минерала, называется *отражением* ( $R$  или  $R(\%)$ ) этого минерала (reflectance)<sup>1</sup>. Как уже отмечалось, этот параметр непосредственно связан с оптическими константами  $n$  и  $k$  формулой Френеля (см. разд. 4.1.2), которая ввиду ее важности снова здесь приводится:

$$R = \frac{(n - N)^2 + k^2}{(n + N)^2 + k^2} \quad (5.1)$$

где  $n$  — показатель преломления минерала;  $N$  — показатель преломления среды, в которой происходит отражение (когда это воздух,  $N=1$ );  $k$  — коэффициент абсорбции минерала;  $R$  — отражение ( $R=1$ , когда  $R=100\%$ ).

Из обсуждения, приведенного в гл. 4, ясно, что у многих минералов и других твердых веществ отражение есть функция длины волны падающего света. Следовательно, величину отражения необходимо давать для определенной длины волны, выбираемой с учетом целесообразности, хотя в прошлом (до создания более чувствительных фотоприемников) отражение измерялось только в белом свете. Кроме того, у всех кристаллических веществ, не относящихся к изотропным (т.е. у всех некубических минералов), отражение обычно есть функция кристаллографической ориентировки полированной поверхности относительно направления колебания линейно поляризованного падающего света. Таким образом, если кубические минералы имеют единственное значение отражения  $R(\%)$  для определенной длины волны света, то минералы других сингоний характеризуются максимальными и минимальными величинами отражения со всеми возможными промежуточными значениями (как это видно из разд. 4.2.2). Происхождение и значение терминов уже объяснялось, однако имеет смысл кое-что повторить. Одноосные (гексагональные и тетрагональные) минералы име-

ют два значения отражения —  $R_o$  и  $R_e$ . Двуосные (ромбические, моноклинные и триклинные) минералы теоретически обладают тремя значениями отражения, иногда обозначаемыми символами  $R_p$ ,  $R_m$  и  $R_g$  (где  $R_p < R_m < R_g$ ), но поскольку быстро измеряются только два значения отражения и ни одно из них может не оказаться максимальным, то предпочтительней символы  $R_1$  и  $R_2$ . Настоящая глава касается вопросов количественного измерения этих величин отражения, их физического значения и использования при диагностике минералов.

«Прямое» измерение отражения требует относительно больших образцов, и к такого рода методу прибегают при калибровке эталонов, которые используются в других методах. Интенсивность пучка стабилизированного светового источника измеряется фотометром; затем измеряется интенсивность этого пучка после его отражения от относительно большой полированной поверхности вещества под углами, близкими к  $90^\circ$ . Нанесение на диаграмму величин  $R$  относительно этих углов позволяет, проэкстраполировав данные измерения, получить значение  $R$  при  $90^\circ$ . Этот метод нелегко модифицировать для использования при работе с микроскопом, поэтому измерения отражения с помощью рудного микроскопа базируются на сравнении с эталоном, отражение которого известно (по данным измерения прямым методом).

Методы количественного измерения отражения под рудным микроскопом, впервые разработанные и распространенные фирмами-изготовителями микроскопов, были основаны на визуальном сравнении неизвестного минерала с эталоном. В 1937 г. Берек разработал *целевой микрофотометр*. В этом приборе поле зрения разделено на две части, в одной из них видно зерно минерала, в другой можно изменять интенсивность освещения. Изменение освещенности достигается с помощью анализатора, который может вращаться, постепенно скрещиваясь или раскрещиваясь с поляризатором; в тот момент, когда наблюдатель видит, что интенсивность освещенности сравнялась с освещенностью образца, угол поворота регистрируется. Положения анализатора градуируются по эталонам, отражение которых известно. Микрофотометр, разработанный в 1953 г. Халлимондом, также основан на визуальном выравнивании интенсивностей, производимом наблюдателем. На этот раз меняющийся по интенсивности свет отражается от небольшой зеркальной поверхности, расположенной в центре поля зрения. Интенсивность освещенности этой площадки можно изменять до тех пор, пока она не сравняется с интенсивностью неизвестной фазы, окружающей эту площадку в поле зрения. Опять-таки инструмент градуируется по эталонам с известным отражением. Однако уже около 1927 г. Орсель экспериментировал с фотоэлектрическим прибором, применяя его для измерения света, отраженного от

<sup>1</sup> В некоторых статьях применяется термин «отражательная способность» (reflectivity).

полированной поверхности под микроскопом. Этот метод, при котором показания фотометра по интенсивности пучка света, отраженного от неизвестного минерала, сравниваются с аналогичными показаниями, полученными в тех же условиях для эталона, оказывается наиболее удобным при работе с рудным микроскопом. Однако ранние измерения были ненадежными вследствие примитивности электронных систем и трудностей, связанных с подготовкой образцов и эталонированием. Последующие разработки, в частности применение Бауи и Тейлором [4] селенового фотоэлемента с запирающим слоем для производства серии систематических измерений в белом свете, показали, что надежные измерения отражения можно производить именно этим путем. Современные микрофотометры представляют собой усовершенствованные модели тех установок, на которых начал свою работу Орсель, однако применение фотоэлектронных умножителей для измерения света делает эти приборы неизмеримо чувствительнее по сравнению со схемами, включающими селеновый фотоэлемент. Поэтому в дальнейшем при рассмотрении техники измерения отражения за основу будут взяты именно эти современные приборы.

Селеновый фотоэлемент все еще применяется при рутинной работе; в этом случае используется фотоэффект, при котором генерируемый ток прямо пропорционален интенсивности света. Элемент просто включается в цепь с гальванометром. Фотоумножитель работает на основе фотоэмиссионного эффекта. Когда падающие фотоны попадают на катод, из него выбрасываются электроны, которые притягиваются первым из целой серии динодов, заряженных положительно относительно катода. Из этого динода выбрасывается уже значительно больше электронов. Процесс продолжается на других динодах серии. Усиленный в результате этого ток фиксируется отклонением стрелки гальванометра; пригодны как аналоговые, так и цифровые отсчетно-регистрирующие системы. Размер освещенной площади образ-

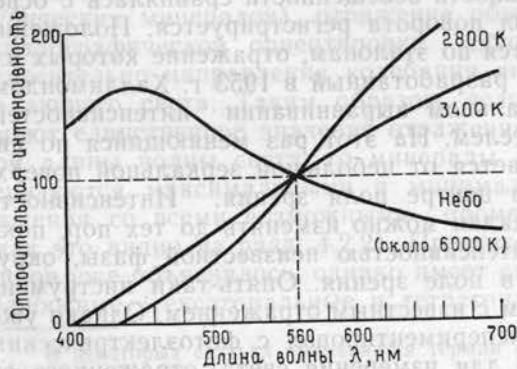


Рис. 5.1. Спектральные кривые относительной интенсивности (нормализованные по  $\lambda$  560 нм) ясного неба и ламп микроскопа с цветовыми температурами 2800 и 3400 К [12].

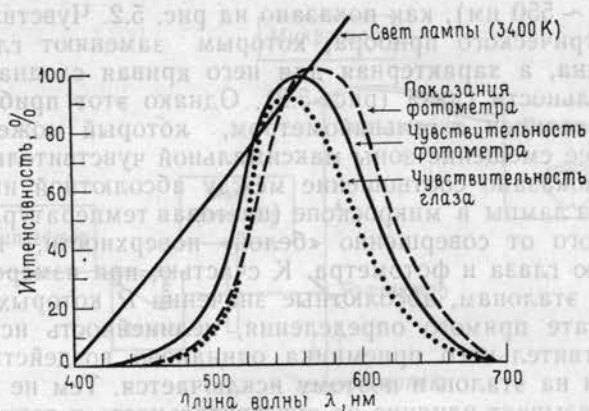


Рис. 5.2. Чувствительность человеческого глаза, фотометра и фотометрических измерительных систем как функция длины волны ([12], с изменениями).

ца и размер поля, с которого фотоны поступают в фотоэлектронный умножитель, ограничиваются серией диафрагм.

Прежде чем перейти к рассмотрению техники современной микроскопической фотометрии, следует осветить ряд других общих вопросов, касающихся, в частности, взаимоотношения системы освещения, фотометра и человеческого глаза. Явления спектральной дисперсии уже были объяснены (разд. 4.2.3) и наглядно показаны на рис. 4.7. При построении таких спектральных кривых дисперсии принимается, что интенсивность освещения одинакова по всей видимой области спектра и что реакция глаза или искусственной контролирующей системы не зависит от длины волны. В действительности ни одно из этих предположений не верно. Интенсивность лампы микроскопа или даже свет, поступающий с ясного неба, отнюдь не одинаковы в пределах видимой области спектра, как это показано на рис. 5.1. Свет с неба заметно более интенсивен в синем конце спектра. Лампы микроскопа, конечно, различаются по своей конструкции и условиям эксплуатации (факторы, обычно определяемые *цветовой температурой* ламп, см. разд. 1.2.4). На рис. 5.1 приведены два примера, из которых можно видеть, что лампы микроскопа имеют большую интенсивность в красно-желтом конце видимой области спектра. На практике это означает, что одному и тому же исследователю цвета рудных минералов будут казаться слегка различными при наблюдении их в микроскопы с различающимися системами освещения. Человеческий глаз также не может быть одинаково чувствительным ко всей видимой области спектра и служить в качестве детектора. Он особенно нечувствителен к синему и красному концам спектра, но обладает максимумом чувствительности вблизи центра видимой

области ( $\sim 550$  нм), как показано на рис. 5.2. Чувствительность фотоэлектрического прибора, которым заменяют глаз, также непостоянна, а характерная для него кривая сходна с кривой чувствительности глаза (рис. 5.2). Однако этот прибор в свою очередь соединен с гальванометром, который может вызвать дальнейшее смещение зоны максимальной чувствительности. На рис. 5.2 показано соотношение между абсолютной интенсивностью света лампы в микроскопе (цветовая температура 3400 К), отраженного от совершенно «белой» поверхности, и чувствительностью глаза и фотометра. К счастью, при измерении отражения по эталонам, абсолютные значения  $R$  которых известны в результате прямого определения, нелинейность источника и светочувствительного приемника одинаково воздействует и на образец, и на эталон и поэтому исключается. Тем не менее она все же оказывает влияние на чувствительность и точность измерений, которые наиболее надежны в центральной области видимого спектра.

## 5.2. Техника измерения

Как уже подчеркивалось, измерения отражения производятся в настоящее время с помощью фотоэлектрических приборов, состоящих в основном (если они предназначены для исследовательской работы) из фотоумножителя, устанавливаемого на рудный микроскоп. При обучении и определенной рутинной работе прибегают все еще к селеновому фотоэлементу, включаемому в простые системы, хотя чувствительные и недорогие фотоумножители теперь вполне доступны и дают лучшие результаты. Какой бы фотоэлемент ни применялся, главные его компоненты и их монтаж остаются такими, как это показано на рис. 5.3.

Лампа, которая встраивается в большинство современных микроскопических систем, должна иметь высокую температуру накала ( $\sim 3500$  К) и быть стабилизированной для производства точных измерений. В ряде систем монохроматор устанавливается между источником света и образцом, в других же он помещается непосредственно перед фотоэлементом или фотоумножителем. К наиболее удобному и обычно применяемому монохроматору относится интерференционный фильтр, представленный двумя типами. «Полосовой тип» позволяет проходить волнам, длина которых лежит в интервале, соответствующем половине ширины пропускания ( $\sim 20$  нм), тогда как у «линейного типа» она равна  $\sim 10$  нм. Оба типа применяются как в виде простых «пластинчатых фильтров» определенной длины волны, так и в виде «подвижных фильтров», которые охватывают всю видимую область спектра. Последние (уже калиброванные на заводе) чаще всего используются в приборах промышленного

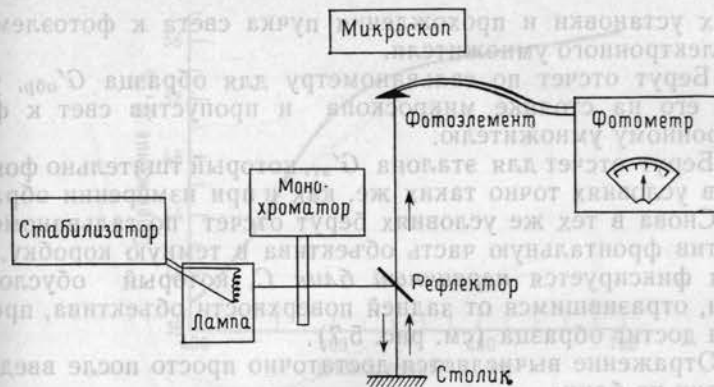


Рис. 5.3. Схема основных узлов для микроскопического фотометрирования [12].

производства. Даже при исследованиях с применением монохроматора, половина ширины пропускания которого меньше  $\sim 10$  нм, большая точность измерения не достигается.

Микроскоп, включенный в систему измерения отражения, обычно представляет собой модифицированную модель современного учебного или исследовательского микроскопа, который должен иметь диафрагму для ограничения светового пучка (обязательно нормально падающего) и размера освещенной площади полированного шлифа. Большинство систем устроены так, что свет от образца может быть направлен к фотоэлектрическому прибору или же быть отклоненным путем поворота простого рычага и проходить через окуляр, что дает возможность оператору видеть образец.

**5.2.1. Процедура измерения.** Очевидно, что процедура точных измерений бывает различной, однако типичное рутинное измерение отражения при определенной длине волны в воздухе может производиться в такой последовательности:

1. Эталон и образец тщательно чистят и устанавливают на одном уровне.
2. Выбирают объектив (для грубозернистого материала наиболее подходят увеличения от 8 до 16 $\times$ ), устанавливают образец на столике микроскопа и производят точную фокусировку.
3. Для измерения выбирают длину волны (обычно 546 или 589 нм, см. разд. 5.2.2) и соответственно настраивают монохроматор.
4. Устанавливают полевую диафрагму фотометра и осветителя с таким расчетом, чтобы первая составляла половину диаметра второй, а вторая в свою очередь выделяла однородный участок на образце.
5. Регулируют фотометр так, чтобы отсчеты для образца и эталона не выходили за пределы шкалы во время поперемен-



ной их установки и прохождения пучка света к фотоэлементу фотоэлектронного умножителя.

6. Берут отсчет по гальванометру для образца  $G'_{обр}$ , установив его на столике микроскопа и пропустив свет к фотоэлектронному умножителю.

7. Берут отсчет для эталона  $G'_{эт}$ , который тщательно фокусируют в условиях точно таких же, как и при измерении образца.

8. Снова в тех же условиях берут отсчет по гальванометру, поместив фронтальную часть объектива в темную коробку. Тем самым фиксируется *первичный блик С*, который обусловлен светом, отразившимся от задней поверхности объектива, прежде чем он достиг образца (см. рис. 5.7).

9. Отражение вычисляется достаточно просто после введения поправки на блик:

$$G_{обр} = (G'_{обр} - C) \quad \text{и} \quad G_{эт} = (G'_{эт} - C),$$

затем

$$R(\%)_{обр} = \frac{G_{обр}}{G_{эт}} \times R\%_{эт}.$$

Вышеописанная процедура дает значение отражения для определенной длины волны, что достаточно для кубического (или изотропного некристаллического) вещества. Если же известно, что минерал одноосный, то можно изготовить ориентированные полированные шлифы из одного кристалла, разрезав его параллельно и перпендикулярно кристаллографической оси. Это дает возможность измерить  $R_o$  и  $R_e$  и определить двуотражение и знак отражения. Однако значительно чаще измерения проводятся на агрегате беспорядочно ориентированных кристаллов; в этом случае для измерения следует поискать подходящие базальные и призматические сечения. Помогают этому наблюдения в скрещенных николях, позволяющие находить сечения, наиболее близкие к изотропным или, напротив, имеющие максимальную анизотропию. В последнем случае два положения погасания указывают на два направления колебания; отражение измеряется для обоих,  $R_o$  и  $R'_e$  (но не  $R_e$ , так как мы не знаем, является ли оно экстремальной величиной). Если точно не известно, одноосное ли это вещество, то наличие постоянной величины отражения при всех надежных замерах (так как величина  $R_o$  присутствует во всех главных сечениях) подтвердит одноосную природу минерала. Для двuosных веществ относительно высокой симметрии (ромбической и, возможно, моноклинной) можно изготовить ориентированные полированные шлифы из крупного кристалла. Таким образом, у ромбического вещества можно определить  $R_p$ ,  $R_m$  и  $R_g$  (или  $R_a$ ,  $R_b$ ,  $R_c$ ). Это, как правило, специальное исследование, чаще же возникает проблема определения отражения по зернам, беспорядочно рас-

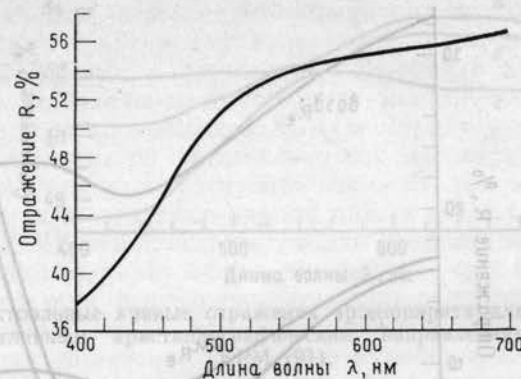


Рис. 5.4. Спектральная кривая отражения пирита FeS<sub>2</sub>.

положенным в шлифе. Любое зерно из тех, которые по крайней мере умеренно двуотражают, даст два значения отражения, лежащие между определенными экстремальными величинами. В отличие от одноосного вещества здесь не будет постоянной величины, устанавливаемой во многих зернах, и необходимо просмотреть весь полированный шлиф, чтобы найти величины, соответствующие  $R_p$  и  $R_g$  (или  $R_1$  и  $R_2$ ). При любом из этих определений важно сделать достаточное количество измерений, чтобы быть уверенным в постоянстве результатов.

Поскольку большинство рудных минералов обнаруживают по крайней мере некоторую спектральную дисперсию (разд. 4.2.3, рис. 4.7), то измерение отражения окажется более ценным для диагностики и характеристики минерала, если замеры будут сделаны при нескольких длинах волн в видимой области спектра или будет выполнена серия измерений через определенные интервалы (допустим, через 20 нм) между 400 и 700 нм, что позволило бы построить спектральную кривую отражения. На рис. 5.4 изображена спектральная кривая отражения пирита. Это изотропное минеральное вещество имеет заметно более высокое отражение в желто-красном конце видимой области спектра, что и следовало ожидать, принимая во внимание желтый цвет минерала. Для одноосных минералов можно построить целое семейство кривых между экстремальными значениями  $R_o$  и  $R_e$ , но на практике приводят только кривые для  $R_o$  и  $R_e$ . В качестве примера на рис. 5.5 показаны спектральные кривые отражения ковеллина, полученные в результате измерений как в воздухе, так и с применением иммерсионного объектива. Цвет  $e$ -колебания в воздухе бледно-голубовато-белый; бледность окраски обусловлена тем, что подъем кривой происходит в синем конце спектра, где чувствительность глаза быстро падает (см. рис. 5.2). Цвет  $o$ -колебания темно-синий, так как количе-

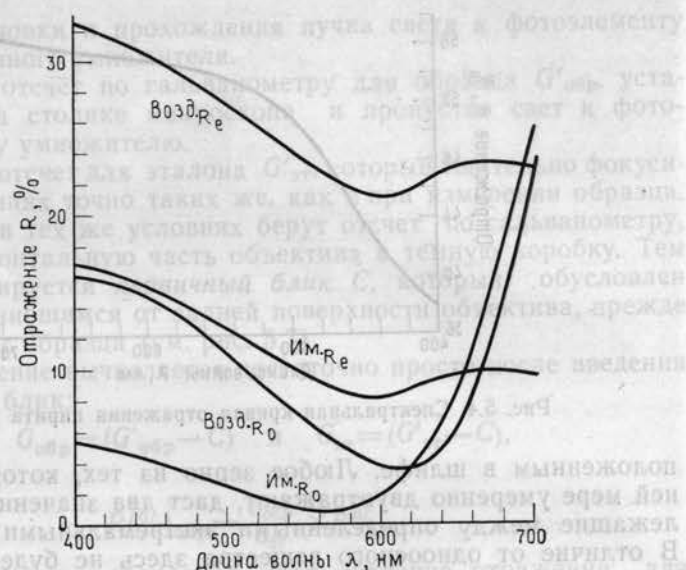


Рис. 5.5. Спектральные кривые отражения ковеллина в воздухе и масляной иммерсии (Им.) (по данным КРМ [9]).

ство отраженного синего света пропорционально больше по сравнению с желтым светом и крутой подъем кривой в этом конце происходит там, где чувствительность глаза быстро уменьшается. При погружении ковеллина в масло происходит весьма значительный сдвиг  $R_o$  в более коротковолновую область спектра, что позволяет наблюдать красную компоненту, и минерал становится голубовато-пурпурным<sup>1</sup>. Ковеллин служит прекрасным примером измерений отражения по спектру, позволяющим разобраться, как меняется цвет рудных минералов в воздухе и в масляной иммерсии. В качестве третьего примера приводятся спектральные кривые арсенопирита, одного из немногих двуосных минералов, для которых достаточно просто получить данные по ориентированному кристаллу (рис. 5.6). Три направления колебаний определяются кристаллографическими осями; анализ кривых показывает, что давать им обозначения  $R_g$ ,  $R_m$  и  $R_o$  для всей видимой области спектра было бы бессмысленно. Процедура производства одиночного измерения, описанная в начале этого раздела, пригодна также для получения спект-

<sup>1</sup> Этого явления не происходит в модификациях  $CuS$ , которые различаются в деталях по своей структуре. Эти фазы были впервые обнаружены в связи с их своеобразным поведением в масляной иммерсии и первоначально названы ковелином, «остающимся синим» («blue remaining», или «blau-bleibender»). Эти минералы уже детально изучены и названы спинокопитом  $Cu_{1,4}S$  и яровитом  $Cu_{1,12}S$ .

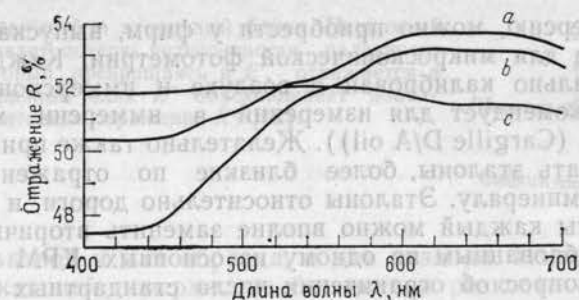


Рис. 5.6. Спектральные кривые отражения арсенопирита для колебаний, параллельных главным кристаллографическим направлениям (по данным КРМ [9]).

ральных кривых. Современная система фотоэлектронного умножителя хорошо приспособлена для работы по всему видимому спектру даже с очень мелкими зернами. При этом сначала можно измерить эталон при всех длинах волн, а затем провести подобное измерение образца или же осуществить попеременное измерение эталона и образца для каждой длины волны. Второй способ чреват ошибками ввиду неточности фокусировки и горизонтирования объектов наряду с проблемой точного возвращения к одному и тому же участку на образце и эталоне. Однако можно использовать столик, специально предназначенный для механической смены образцов и устанавливаемый на микроскопе. Примером такого прибора служит столик Ланхама для смены образцов, на котором образец и эталон могут закрепляться, горизонтироваться и фокусироваться; в дальнейшем смена объектов сводится к простой механической операции, и они всегда возвращаются на одно и то же место, не требуя дополнительной фокусировки.

**5.2.2. Эталоны.** Поскольку широко применяемые методы измерения отражения основаны на прямом сравнении неизвестного вещества с эталоном, отражение которого установлено, иметь в своем распоряжении точные и надежные эталоны крайне важно. Этим вопросом занимается Комиссия по рудной микроскопии (КРМ) Международной минералогической ассоциации (ММА), которой отобраны следующие вещества в качестве эталонов для измерения отражения:

Черное стекло	$R$ (в воздухе) $\sim 4,5\%$ при $\lambda$ 546 нм
Карбид кремния $SiC$	$R$ (в воздухе) $\sim 20\%$ при $\lambda$ 546 нм
Карбид вольфрама и титана (WTiC)	$R$ (в воздухе) $\sim 50\%$ при $\lambda$ 546 нм

Эти эталоны, выбранные потому, что принимают и сохраняют хорошую полировку и показывают небольшую спектраль-

ную дисперсию, можно приобрести у фирм, выпускающих оборудование для микроскопической фотометрии. Каждый эталон индивидуально калиброван в воздухе и иммерсионном масле (КРМ рекомендует для измерений в иммерсии масло Каржиль D/A (Cargille D/A oil)). Желательно также при измерении использовать эталоны, более близкие по отражению к неизвестному минералу. Эталоны относительно дороги, и для рутинной работы каждый можно вполне заменить вторичным эталоном, калиброванным по одному из основных. КРМ также рассмотрен вопрос об ограничении числа стандартных длин волн, при которых следует получать дискретный ряд величин отражения. Измерения должны проводиться при  $\lambda$  470, 546, 589 и 650 нм. Если выполняется единичное измерение, то желательно его осуществить при  $\lambda$  546 нм (эта длина волны была выбрана в связи с тем, что величины отражения при  $\lambda$  546 нм удивительно близки к величине светового потока  $Y$  (%) большинства рудных минералов; см. разд. 5.5).

**5.2.3. Ошибки измерения и их коррекция.** При измерении отражения важно учитывать ошибки, которые могут возникнуть, и иметь представление о том, как можно их избежать. Эти вопросы обсуждаются с большей детальностью в работе Галопена и Генри [12]. Ясно, что для производства любых измерений необходимо, чтобы источник света и фотометр отличались стабильностью, а фотометр к тому же обладал линейностью показаний. Образец следует отполировать как можно лучше, а оба объекта измерения — образец и эталон — должны быть чистыми. Контроль за надежностью калибровки эталонов отражения и монохроматора находится за пределами возможностей оператора, но работающий на приборе ответствен за учет следующих ошибок:

1. Ошибки горизонтирования. Очень важно, чтобы и образец, и эталон были нормальны к оси микроскопа. При детальной работе можно пользоваться специальным столиком для образцов с горизонтирующими винтами (например, столиком Ланхама). Проверить горизонтальность образца можно с помощью *коноскопического теста* (conoscopic leveling test), при котором используется коноскопическое (или конвергентное) освещение (предпочтительно включать линзу Бертрана, см. разд. 4.3.3). Когда апертурная диафрагма осветителя прикрыта, изображение светового пятна формируется в задней фокальной плоскости объектива. Следует применять объектив слабого увеличения ( $<5\times$ ) для того, чтобы иметь малую численную апертуру. При повороте столика это изображение будет оставаться на месте лишь в том случае, если поверхность образца строго горизонтальна.

2. Ошибки фокусировки. Точная фокусировка также очень важна для получения хороших результатов, причем она должна

Рис. 5.7. Первичный и вторичный блики. Первичный блик  $S$  вызывает потерю интенсивности падающего пучка  $E$ , который, превращаясь в  $E'$ , отражается в виде  $R$ . Вторичный блик  $E''$  обуславливает дополнительно отражение  $R''$  [12].



быть одинаковой и для образца, и для эталона. Изменение высоты отражающей поверхности без потери резкости изображения называется глубиной фокуса, и в его пределах показания фотометра не изменяются. За пределами фокуса малейшее изменение в положении образца вызывает большие изменения в показаниях. Проблема усугубляется при работе с объективами большой численной апертуры, которые имеют малую глубину фокуса.

3. Ошибки, связанные с регулировкой микроскопа. Различная установка диафрагм в сочетании с разными объективами может вызвать ошибки, в частности это относится к проблеме *бликов* или паразитной освещенности (см. рис. 5.7). Ранее уже отмечалось (разд. 5.2.1), как при измерении можно использовать темную коробку для коррекции ошибки, вызванной первичным бликом. Возникновение *вторичного блика* связано со светом, который на своем пути от образца частично отражается от объектива. Этот свет образует вторичную компоненту, варьирующую в зависимости от величины отражения образца; следовательно, она может быть разной у образца и эталона. Этот эффект можно понизить, применив объективы хорошего качества и как можно более низкой численной апертуры, прикрыв совсем немного полевую диафрагму осветителя и уменьшив наполовину полевую диафрагму фотометра.

**5.2.4. Измерение отражения в масляной иммерсии и определение констант  $n$  и  $k$ .** Как уже отмечалось в разд. 5.2.1 и 5.2.2, измерения отражения можно проводить в масле. Это дает новую серию величин, которые могут помочь при диагностике, но такие измерения предпринимаются, как правило, для получения оптических констант  $n$  и  $k$ , вычисляющихся путем одновременной подстановки полученных данных в формулу Френеля (уравнение (5.1)). В деталях процедура измерения отражения в масле и решение уравнений для вывода оптических констант рассматриваются Галопеном и Генри [12], хотя этот метод определения  $n$  и  $k$  чреват серьезными ошибками [11].

### 5.3. Измерение отражения в целях диагностики минералов

Первая цель измерения отражения — идентификация минерала. С этой точки зрения измерение отражения дает один наиболее полезный количественный параметр, который можно по-

лучить быстро, применив аппаратуру, простую в обращении и сравнительно дешевую. Эталоны для определений отражения легкодоступны, поэтому дело только за получением исчерпывающих данных и их правильным использованием в процессе диагностики. Сводки данных об отражении, часто в комбинации с данными о микротвердости по Виккерсу (см. гл. 6), публиковались Бауи и Тейлором [4], Греем и Миллменом [13], Мак-Леодом и Чемберленом [19], Галопеном и Генри [12] и Айтенбогарттом и Бурке [26]. Однако в настоящее время все эти данные разнесены по карточкам, опубликованным КРМ. Одна из таких карточек воспроизведена на рис. 5.8, из которого видно, что наряду с основной информацией о названии минерала, его формуле и сингонии, даются интервалы значений отражения в воздухе и масле для четырех стандартных длин волн, а также приводятся детальные данные о дисперсии отражения через каждые 20 нм для области спектра 400—700 нм. Если это возможно, сообщаются также значения микротвердости по Виккерсу и данные измерения количественных характеристик цвета (см. разд. 5.4). Может быть также приведена дополнительная информация об использовавшихся эталонах, о применявшемся методе полировки и химическом составе минерала, а также об имеющихся результатах рентгеновского анализа. Данные об отражении при 546 и 589 нм (в воздухе), заимствованные из таблиц КРМ, приводятся в приложении 1 для всех распространенных минералов. Список этих минералов, расположенных в порядке возрастания отражения, дан также в приложении 2.

Первыми системами определения рудных минералов, использовавшими данные об отражении, были диаграммы, основанные на двух свойствах — отражении и микротвердости по Виккерсу. Бауи и Тейлор [4] использовали средние значения отражения, определенные в белом свете, и средние значения твердости микровдавливания, поэтому каждый минерал на чертеже был представлен точкой. Грей и Миллмен [13] также за основу взяли отражение в белом свете и твердость, но учли колебания отражения за счет двуотражения и вариаций состава, поэтому каждый минерал на чертеже изображался линией. Мак-Леод и Чемберлен [19] разработали схему, в которой учли все доступные опубликованные данные и изображали вариации отражения и твердости пересечением горизонтальных и вертикальных линий. Однако в процессе работы с этой схемой приходится обращаться к исходной литературе, чтобы определить, в каком свете — белом или монохроматическом — измерялось отражение. В книге Галопена и Генри [12] приводится серия диаграмм для различных больших групп рудных минералов; за основу взяты твердость и отражение, опять-таки определенные в белом свете. Наиболее современная диагностическая диаграмма этого типа предложена Таркяном [25], положившим в ее

1.0520.1		Название			Химическая формула		Сингония	
		Арсенопирит						
$\lambda_{\text{нм}}$	470		546		589		Моноклиная	
	$R_a$	$R_b$	$R_c$	$R_a$	$R_b$	$R_c$	VHN 1081 на сечении (001) (слабо трещиноватый)	
$R, \%$ (в воздухе)	46,7—51,85	51,85—52,2	51,7—53,2	51,3—53,6	37,0—39,1	Эталон SiC NPL № 3ARG6		
$R, \%$ (в масле)	33,9—36,95	37,2—37,55	37,05—38,5	Метод полировки			Шлифовка: алюминий на стекле Окончание: алюминий на свинце, на тонкой ткани	
$\lambda_{\text{нм}}$	В воздухе			В масле Каржиль D/A 58,884			Рентгеновские данные	
	$R_a$	$R_b$	$R_c$	$R_a$	$R_b$	$R_c$	Пронхождение	
400	50,3	47,45	51,8	33,2	31,95	36,55	Неизвестно	
420	50,3	47,45	51,8	33,42	32,15	36,7	M. Sc. P. R. S. 4	
440	50,3	47,55	51,8	33,9	32,55	36,8	Автор (ы) П. Р. Симпсон	
460	50,6	48,15	51,8	34,55	33,4	36,95	VHN	
480	51,0	49,1	51,9	35,3	34,4	37,0	M. Д. Коуп	
500	51,4	50,1	51,9	36,0	35,4	37,05	U. К. L 3(b)	
520	51,85	51,0	51,9	36,75	36,3	37,15	Дополнительная информация Характеристики цвета (С)	
540	52,15	51,65	51,9	37,4	37,1	37,2	a .315 .320 .325 .330 .316	
560	52,5	52,2	51,9	37,9	37,7	37,15	b .318 .322 .330 .317	
580	53,05	52,65	51,8	38,3	38,15	37,05	c .310 .310 .317	
600	53,45	52,95	51,65	38,65	38,5	37,05	98,1	
620	53,6	53,0	51,5	38,95	38,8	37,05		
640	53,6	52,95	51,3	39,05	38,85	37,05		
660	53,6	52,95	51,3	39,1	38,9	37,0		
680	53,45	52,75	51,15	39,1	38,8	37,0		
700	53,15	52,4	51,0	38,9	38,6	37,0		

© Комиссия по рудной микроскопии Международной минералогической ассоциации, 1975

Рис. 5.8. Пример карточки из карточки количественных данных ММА/КРМ [9], на которой приведены полные сведения об отражении, микротвердости по Виккерсу и количественных характеристиках цвета для арсенопирита. Приведена также дополнительная информация о данных рентгеновского анализа и химическом составе (с разрешения КРМ).

основу значения отражения при 589 нм (в воздухе) и значения твердости по Виккерсу. Автором учитывались все известные вариации обеих величин, поэтому минерал на чертеже изображен в виде «клетки». Диаграмма подобного типа приведена в приложении 4, но базируется она на данных картотеки КРМ.

В последнее время было предложено много других диагностических схем, предусматривающих различные поисковые процедуры — полуавтоматические и с помощью компьютера. Особенно удобной для обучения студентов оказалась система Бауи — Симпсона, опубликованная в виде студенческого издания. Она охватывает 33 обычных рудных минерала. Ядро системы образуют четыре диаграммы. В них перечислены минералы в порядке увеличения отражения для  $\lambda$  546 нм, а затем в той же последовательности для других длин волн, предложенных КРМ в качестве стандартных, — 470, 589 и 650 нм. Принцип построения диаграмм показан на рис. 5.9, из которого видно, что интервал отражения для каждого минерала представлен горизонтальной линией. Вертикальные черточки и маркировка на такой линии позволяют различать изотропные, одноосные и двуосные минералы, а также показывают, что является причиной этого интервала — двуотражение или различия в составе отдельных измеренных зерен (см. рис. 5.9). Таблицы, сопровождающие эти диаграммы, содержат данные о твердости по Виккерсу и качественных свойствах, наблюдаемых под микроскопом. Если минерал имеет очень четкие качественные свойства, позволяющие его сразу идентифицировать, то процедура включает измерение отражения только при 546 нм, которое позволяет (вместе с качественными признаками) прийти к однозначному определению или же сократить возможные варианты до небольшого числа минералов. В последнем случае измерение при еще одной или нескольких стандартных длинах волн позволяет достичь точной идентификации. Лишь в некоторых

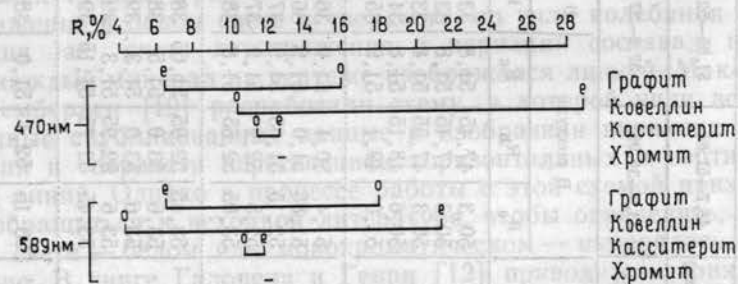


Рис. 5.9. Система Бауи — Симпсона. Интервал отражения показан горизонтальной линией, не маркированной для изотропного минерала, обозначенной на концах буквами *o* и *e* для одноосного минерала и ограниченной черточками (но без букв) для двуосного минерала [3].

случаях возникает необходимость прибегнуть ко второму количественному методу — измерению твердости по Виккерсу.

К двум другим появившимся недавно диагностическим схемам, о которых следует иметь представление, относятся Дельфтская схема, которая использует перфорированные «карты свойств»<sup>1</sup>, позволяющие систематически ограничивать число возможных минеральных видов [17], и система для определения непрозрачных минералов (Nottingham Interactive System for Opaque Mineral Identification — NISOMI), состоящая из серии программ для компьютера, с помощью которых проводят обычную поисковую работу, базирующуюся на введении данных об отражении и микротвердости.

#### 5.4. Измерение отражения в целях характеристики состава минералов

Вариации отражения и цвета (последние можно оценить количественно, как это показано в разд. 5.5) могут быть чувствительны к изменениям в составе минерала, а также к структурным различиям. Важной и пока еще недостаточно разработанной областью исследования является корреляция изменчивости отражения с вариациями состава минерала. Рассмотрим некоторые примеры такого использования измерений отражения. К первому примеру относится применение рефлектометрического метода для определения содержаний серебра в естественных золото-серебряных сплавах, описанное Скуэйром [23] и Илсом [10]. Из рис. 5.10 видно, что отражения чистых золота и серебра четко отделены по всей видимой области спектра от отражений сплава, содержащего 50% серебра и характеризующегося промежуточными значениями отражения и промежуточным положением спектральной кривой. Исходя из раздельного расположения величин отражения конечных членов и учтя область максимальной чувствительности используемого микрофотометра, Скуэйр [23] провел при выбранной им длине волны 550 нм измерение серии синтетических сплавов и построил определительную кривую, показанную на рис. 5.11. Использовались такие сплавы, которые позволили получить кривую для минералогически важного ряда с изменением содержаний серебра от 0 до 40%. Значения отражений естественных сплавов известного химического состава также расположились на этой кривой, что свидетельствует о точности данного метода. Однако важное условие для его применения состоит в том, что кроме серебра золото не должно содержать в значительных количествах других металлов. Известно, в частности, что в некоторых природных образцах отмечаются довольно высокие содержания меди;

<sup>1</sup> Аналогичная система определения в виде таблиц-решеток впервые (еще в 1946 г.) была предложена советским исследователем И. С. Волыньским (И. С. Волынский, «Определение рудных минералов», т. 2, 1946). — Прим. ред.

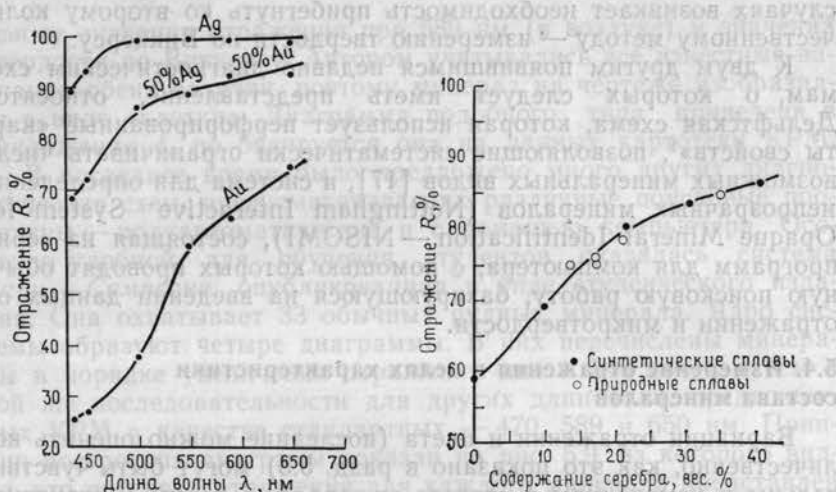


Рис. 5.10. Спектральные кривые отражения чистых золота и серебра и искусственного сплава, состоящего из 50% золота и 50% серебра [23].

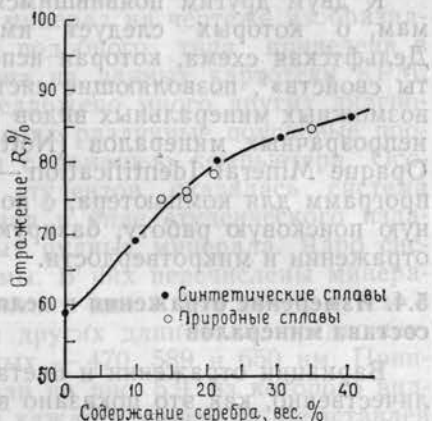


Рис. 5.11. Расположение составов искусственных золото-серебряных сплавов на диаграмме отражение (при  $\lambda = 550$  нм) — содержание серебра [23].

в этом случае определительная кривая уже не может использоваться. Илс [10] указывает также, что отражение золота в значительной степени зависит от метода полировки.

Многие группы непрозрачных окисных минералов ведут себя как твердые растворы, что вызывает систематические вариации отражения. Хорошим примером этого служит замещение железа магнием в ильмените  $\text{FeTiO}_3$ , которое приводит к образованию непрерывного ряда твердых растворов вплоть до гейкелита  $\text{MgTiO}_3$ . Сервель, Леви и Кайе [7] изучили влияние замещения магнием на отражение и разработали быстрый метод определения его содержания в ильмените. На рис. 5.12 показана серия спектральных кривых ильменита, располагающихся в порядке увеличения содержания  $\text{MgO}$ . Они не только свидетельствуют о ярко выраженном влиянии этого замещения на величину отражения, но и указывают на очень слабую дисперсию. Это означает, что быстрый метод определения магния может быть эффективным при простом белом свете. На рис. 5.13 показана определительная кривая, которая характеризует отражение ильменита (фактически во всех сечениях присутствует  $R_0$ ) в зависимости от содержания  $\text{MgO}$ . Этот быстрый метод определения магния в ильменитах на практике был использован при поисках алмазов, поскольку ильмениты из кимберлитов характеризуются присутствием  $\sim 10\%$   $\text{MgO}$ . Систематические

изменения отражения как функция состава были изучены для минералов группы сульфидов железа, называемых обычно «пирротинами» и включающих стехиометрический конечный член троилит  $\text{FeS}$ , а также характеризующиеся дефицитом железа «гексагональный» ( $\sim \text{Fe}_9\text{S}_{10}$ ) и моноклинный ( $\sim \text{Fe}_7\text{S}_8$ ) пирротины. Воган [27] отметил общее увеличение среднего значения отражения с возрастанием дефицита металла в серии синтетических образцов. Карпентер и Бейли [6] показали, что измерения  $R_0$  при  $\lambda = 546$  нм можно использовать для отличия троилита от «гексагонального» или промежуточного пирротина и обоих от моноклинного пирротина.

В минералогически очень сложной серии составов, относящихся к группе теннантита — тетраэдрита, Шарла и Леви [8] изучили отражение как функцию сложных химических замещений в соединениях типа  $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10} (\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Zn}, \text{Hg})_2 (\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$ . Хотя одни оптические свойства недостаточны для определения химического состава, их можно использовать для предсказания возможных вариантов (например, содержит ли соединение серебро).

К другим примерам систематического подхода к соотношению между отражением и составом относятся исследования сульфидов и сульфосолей меди [18], платиновых минералов [24] и сульфосолей серебра [21].

### 5.5. Количественная характеристика цвета

Цвета рудных минералов или других непрозрачных веществ наблюдаются в отраженном линейно поляризованном свете среди прочих главных диагностических признаков достаточно

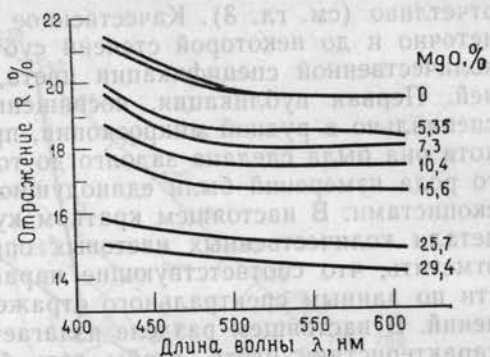


Рис. 5.12. Спектр отражения  $R_0$  (%) ильменита с различным содержанием  $\text{MgO}$  [7].

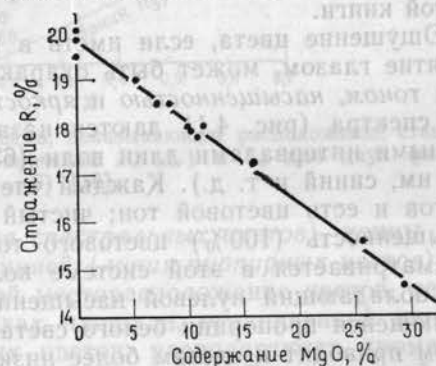


Рис. 5.13. Распределение ильменитов (ряда  $\text{FeTiO}_3\text{—MgTiO}_3$ ) на диаграмме отражение  $R$  (%), измеренное при  $\lambda = 460$  нм, — процентное содержание  $\text{MgO}$  [7].

отчетливо (см. гл. 3). Качественное описание цвета неизбежно неточно и до некоторой степени субъективно, поэтому система количественной спецификации цвета, конечно, предпочтительней. Первая публикация, посвященная цветовым измерениям специально в рудной микроскопии, принадлежит Пиллеру [20], хотя она была сделана задолго до того, как возможности такого рода измерений были единодушно оценены рудными микроскопистами. В настоящем кратком курсе нет смысла входить в детали количественных цветовых определений, следует только отметить, что соответствующие параметры можно легко вывести по данным спектрального отражения путем прямых вычислений. В настоящем разделе излагается теория количественной характеристики цвета, чтобы дать более ясное представление об этом свойстве и объяснить терминологию. Количественные характеристики можно найти в карточках КРМ и приложении 1 этой книги.

Ощущение цвета, если иметь в виду субъективное его восприятие глазом, может быть охарактеризовано тройко — *цветовым тоном, насыщенностью и яркостью*. Цветам видимой области спектра (рис. 4.1) даются названия, связанные с определенными интервалами длин волн (630—780 нм, красный; 450—490 нм, синий и т. д.). Каждый член этого протяженного ряда цветов и есть цветовой тон; чистый цвет имеет максимальную насыщенность (100%) цветового тона, тогда как белый свет рассматривается в этой системе количественной оценки цвета как обладающий нулевой насыщенностью. Смешение в увеличивающейся пропорции белого света с определенным цветовым тоном приводит к цветам более низкой насыщенности. *Яркость*, или световая интенсивность цвета, также влияет на его восприятие.

Любой цвет, воспринимаемый глазом, можно получить, смешав три спектральных цвета (например, красный, зеленый и синий) в соответствующих пропорциях. Количества каждого из них, необходимые для получения определенного цвета, называются его *цветовыми составляющими*. Если эти составляющие выразить в виде частей, дающих в сумме единицу, то они будут называться *хроматическими координатами*. Цветоизмерение было успешно разработано в других областях науки, и в 1931 г. Международная комиссия по освещению (Comission Internationale d'Éclairage) предложила систему СИЕ, базирующуюся на гипотетических первичных цветах ( $X, Y, Z$ ), которые получают математически по экспериментальным данным. Хроматические координаты ( $x, y, z$ ) для любого цвета представляют собой положительные числа, сумма которых равна единице, поэтому только два из них являются независимыми. Обычно  $x$  и  $y$  откладываются по координатным осям графика (см. рис. 5.14); на нем чистые спектральные цвета попадают на перевернутую

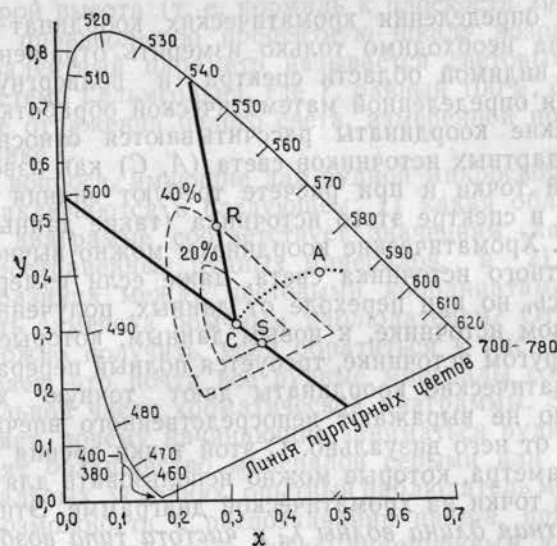


Рис. 5.14. Хроматическая диаграмма, показывающая расположение стандартных источников света (A, C) и значений  $P_e$  (%) и  $\lambda_d$  для двух фаз (R, S) [16].

U-образную кривую (*линия спектральных цветов*), концы которой соединяются прямой линией (*линия пурпурных цветов*). Последняя представляет собой месторасположение цветов, не входящих в спектр. В пределах площади, ограниченной линиями пурпурных и спектральных цветов, располагаются хроматические координаты *всех* возможных цветов. Границы этой площади представлены чистыми цветами (насыщенность 100%), в то время как центральная точка площади соответствует белому цвету (насыщенность 0%). Ощущение цвета, обусловленное объектом, зависит, конечно, от источника света, который применяется для его освещения, поэтому точка, соответствующая насыщенности 0%, изменяет свое положение в зависимости от светового источника. «Идеальный» белый цвет должен показывать одинаковую энергию для каждой длины волны и иметь координаты  $x=0,3$  и  $y=0,3$  на хроматической диаграмме (рис. 5.14). Однако реальный источник света заметно отличается от этого идеала, поэтому система СИЕ предусматривает несколько стандартных источников белого света. Источник A (координаты  $x=0,4476, y=0,4075$ ) соответствует лампе микроскопа с вольфрамовой нитью накаливания, а источник C — рассеянному дневному свету ( $x=0,3101, y=0,3163$ ) или лампе микроскопа, снабженной корректирующим фильтром. Цветовые температуры этих источников равны соответственно 2854 и 6770 К. Расположение обоих источников показано на рис. 5.14.

Для определения хроматических координат непрозрачного минерала необходимо только измерить отражение серии длин волн в видимой области спектра и подвергнуть полученные значения определенной математической обработке. Однако хроматические координаты рассчитываются относительно одного из стандартных источников света ( $A, C$ ) как известной ахроматической точки и при расчете требуют знания распределения энергии в спектре этого источника (такие данные есть в литературе). Хроматические координаты можно вычислить с учетом стандартного источника света, даже если измерения с ним и не велись, но при переходе от данных, полученных при одном выбранном источнике, к новым данным, которые основывались бы на другом источнике, требуется полный перерасчет.

Хроматические координаты дают точную характеристику цвета, но не выражают непосредственного впечатления, получаемого от него визуально. С этой точки зрения более полезны два параметра, которые можно использовать для точной спецификации точки на хроматической диаграмме. Эти параметры — *доминантная длина волны  $\lambda_d$  и чистота типа возбуждения  $P_e$*  — составная часть *монохроматической системы или системы Гельмгольца*. Смысл данных параметров можно пояснить на примере двух фаз  $R$  и  $S$ , точки расположения которых в соответствии с их хроматическими координатами показаны на рис. 5.14. При использовании источника света  $C$  линия, берущая начало в точке  $C$  и проходящая через точку образца, пересечет линию спектральных цветов в точке, соответствующей доминантной длине волны ( $\lambda_d = 540$  нм для образца  $R$ ). Она представляет собой спектральный цвет, который при смешении с «белым» светом стандартного источника  $C$  дает цвет образца и поэтому соответствует непосредственному впечатлению от интересующего нас цвета. В случае примера, подобного образцу  $S$ , таким параметром служит *дополнительная длина волны  $\lambda_c$* , которая получается при продолжении линии от  $S$  к  $C$  и далее до пересечения ее с линией спектральных цветов (т. е. в точке, отвечающей  $\lambda_c = 500$  нм). В данной системе чистота типа возбуждения является мерой насыщенности. Это — расстояние от точки образца до ахроматической точки (в нашем случае источник  $C$ ), выраженное в процентах от расстояния до точки на линии спектральных цветов, соответствующей доминантной длине волны (или от расстояния между ахроматической точкой и линией пурпурных цветов). Величины  $P_e$  (%) для образцов  $R$  и  $S$  показаны на рис. 5.14 в виде контуров и равны соответственно 40 и 20%. Одним из качеств цвета, которое не характеризуется хроматическими координатами или доминантной длиной волны и чистотой типа возбуждения, является яркость. Определяющий ее параметр может быть введен, если хроматическую диаграмму на рис. 5.14 принять за основание трехмерной

фигуры, у которой высота (т. е. нормаль к плоскости  $xy$ ) представляет собой произвольную процентную шкалу возрастания яркости. Эквивалентный параметр называется световым потоком  $Y$  (%) в системе Гельмгольца, где  $Y$ , равный 100%, соответствует величине отражения белого света, измеренной при стандартном источнике  $C$ .

Два других вопроса, имеющие для рудной микроскопии особый интерес, заключаются в следующем: 1) какая область на хроматической диаграмме соответствует значениям, характерным для распространенных рудных минералов, и 2) какова минимальная разница между цветовыми координатами, которая может быть замечена обычным наблюдателем? Ответы на эти вопросы можно получить, если обратиться к рис. 5.15, который показывает, что почти все рудные минералы сосредоточены в центральной части хроматической диаграммы. Это наглядно объясняет, почему начинающие заниматься рудной микроскопией видят большинство минералов серыми или белыми. Однако в идеальных условиях опытный наблюдатель может повысить свои возможности в распознавании цветов, приблизившись к уровню, очерчиваемому *дискриминационным эллипсом*, который также изображен на рис. 5.15. Цвета, соответствующие точкам, располагающимся внутри такого эллипса, неотличимы от центрального и от каждого соседнего цвета даже в условиях идеальной видимости.

Рассмотрение количественной характеристики цвета было, к сожалению, кратким, но все же достаточным, чтобы показать ее важность для рудной микроскопии. Более полную информацию по этому вопросу можно получить в статьях Пиллера [20], Эткина и Харвея [1, 2] и в книге Генри и Филлипса [15]. Совершенно очевидно, что если пирит описывается как минерал, характеризующийся параметрами  $\lambda_d = 573$ ,  $P_e = 13\%$ ,  $Y = 52,9\%$ , а не просто как обладающий светло-желтым цветом, то это свидетельствует о большом успехе количественных исследований, дальнейшему развитию которых будет способствовать появление надежных количественных данных о цвете минералов в картотеке КРМ.

### 5.6. Связь электронной структуры с вариациями отражения

При обсуждении теории отражения света от полированных поверхностей обычно используется классический подход, основанный на уравнениях Максвелла для электромагнитных волн. Этот подход, имеющий важное значение для понимания показателей преломления и явления поляризации, описан Галопеном и Генри [12]. Однако он не может объяснить, почему, например, имеет место понижение отражения (при 496 нм) в ряду



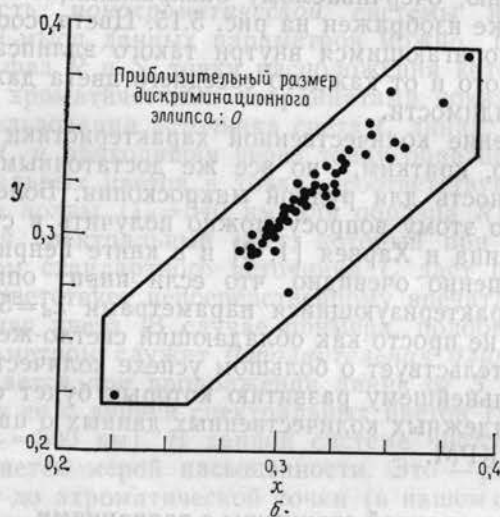
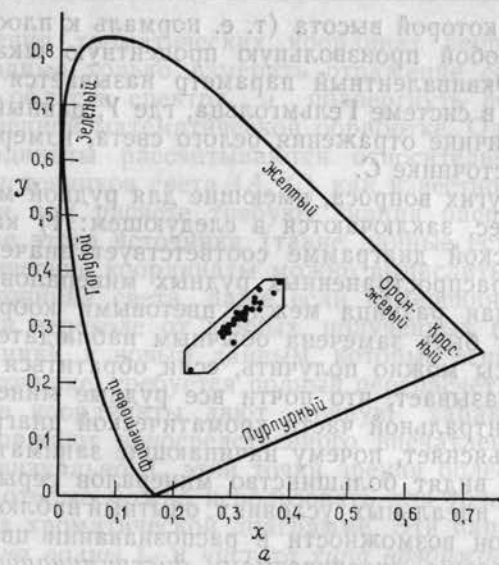


Рис. 5.15. *a* — хроматическая диаграмма, показывающая распределение по хроматичности всех минералов, перечисленных в картотеке количественных данных КРМ; *b* — увеличенное изображение гексагональной площади рисунка (*a*), которая вмещает все хроматические точки непрозрачных минералов [2] (публикуется с разрешения авторов).

минералов, обладающих структурой пирита:  $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{CoS}_2 \rightarrow \text{NiS}_2 \rightarrow \text{CuS}_2$ . Вариации такого типа есть результат изменений в *электронных структурах* минералов и других веществ, и для их объяснения необходимо рассматривать свет скорее в виде фотонов, а не волн (разд. 4.1). Упрощенный подход такого типа, основанный на работах Бернса и Вогана [5] и Вогана [27], позволяет дать физическую картину процесса отражения, а также делает возможным прогнозирование вариаций отражения в зависимости от состава.

Величины  $n$ ,  $k$ , а также  $R$  (см. уравнение (5.1)) твердого тела зависят от взаимодействия фотонов света с электронами атомов в этом теле, а следовательно, от распределения в нем электронов (т. е. от его электронной структуры). Электроны, окружающие атомные ядра, размещаются на *орбиталях*, которые иногда представляются в виде сфер, гантелеобразных участков пространства и т. п. с ядром в центре. Вероятность нахождения электронов в их пределах наибольшая. Выражаясь более понятным языком, заметим, что один электрон в одной орбитали имеет строго определенную энергию, а электроны, которые добавляются в систему, будут иметь тем большие энергии, чем выше энергии занимаемой ими орбитали. Возможно также, что электрон в процессе *возбуждения* перемещается со своего нормального орбитального энергетического уровня (*основное состояние*) на свободную орбиталь более высокой энергии. Такое возбуждение требует энергии, которую может дать пучок света. Когда атомы сближаются, чтобы образовать соединения или минералы, внутренние орбитали остаются в основном неизменными, тогда как внешние орбитали перекрываются, формируя сложные *молекулярные орбитали*. Широкое перекрытие орбиталей в твердых телах приводит также к расширению прежде дискретных, строго определенных энергетических уровней и образованию *зон* пространственно сближенных уровней энергии. Оптические и другие электронные свойства веществ зависят от природы орбиталей наиболее высоких энергий или энергетических зон, содержащих электроны, и от пустых орбиталей наименьших энергий. Можно выделить три основных вида веществ, проиллюстрировав их диаграммой энергетических уровней (рис. 5.16); это — изоляторы, полупроводники и металлы.

В изоляторе, таком, как чистый кварц, самые высокие орбитали (или *валентная зона* на рис. 5.16), содержащие электроны, целиком ими заполнены, и лишь пустые орбитали (или *зона проводимости*), в которых эти электроны могут быть возбуждены, имеют намного более высокую энергию. Чтобы вызвать подобное возбуждение, необходима несколько большая энергия, чем та, которую дает пучок видимого света, поэтому свет проходит сквозь вещество не поглощаясь. В этом случае  $k$  ра-

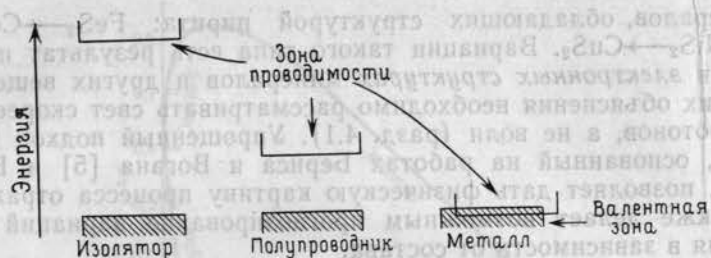
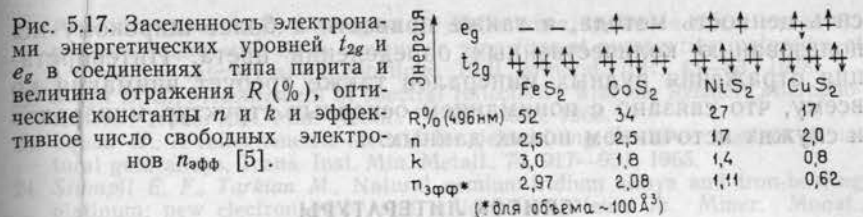


Рис. 5.16. Энергетическая зонная структура изолятора, полупроводника и металла.

вен нулю, но  $n > 1$ , так как частота света испытывает взаимодействие со связанными (внутренними) электронами. В металле валентную зону и зону проводимости можно рассматривать как взаимоперекрывающиеся (рис. 5.16). Электроны в заполненных орбиталях наиболее высоких энергий могут легко перемещаться в направлении к незаполненным орбиталям или от них, выделяя небольшое количество энергии (такой, как энергия видимого света). Следовательно, световая волна, падающая на поверхность металла, может заметно поглощаться ( $k > 0$ ), а также и замедляться ( $n > 1$ ). В данном случае отражение будет высоким, потому что свет вновь испускается, когда возбужденные электроны возвращаются в свое основное состояние. Это присуще многим металлам для всей области видимого света и многим непрозрачным минералам. Полупроводник (рис. 5.16) в его простейшем виде может рассматриваться как промежуточный случай между металлом и изолятором. Энергия, требующаяся для возбуждения в нем электронов в зоне проводимости, больше, чем в металле, но намного меньше, чем в изоляторе. Нередко сульфиды металлов и окислы относятся к полупроводникам, и для возникновения в них такого возбуждения требуется энергия порядка энергии видимого света.

В металле или полупроводнике электроны, возбужденные до уровня зоны проводимости, делокализованы и не принадлежат одному атому, т. е. они совершенно свободны и обуславливают электропроводность. Эффективное число свободных электронов  $n_{\text{эфф}}$  может быть определено, и Бернс и Воган [5], нанеся значения  $n_{\text{эфф}}$  для минералов типа пирита ( $\text{FeS}_2$ ,  $\text{CoS}_2$ ,  $\text{NiS}_2$  и  $\text{CuS}_2$ ) на график зависимости  $n_{\text{эфф}}$  от  $R(\%)$  (при  $\lambda$  496 нм), установили линейную взаимосвязь между этими величинами. Данные, имеющиеся для  $\text{CuSe}_2$ ,  $\text{CuTe}_2$  и  $\text{Ag}$ , также согласуются с этой корреляцией, которая показывает, что отражение возрастает по мере увеличения эффективного числа свободных электронов. В соединениях типа пирита (см. рис. 5.17) уровни наибольших энергий, которые содержат электроны ( $3d$ -орбитали металлов), расщеплены на группу орбиталей более низкой энер-



гии и группу орбиталей более высокой энергии, обозначаемые соответственно  $t_{2g}$  и  $e_g$ . В  $\text{FeS}_2$   $t_{2g}$ -орбитали заполнены электронами, а  $e_g$ -орбитали пусты. Последовательное добавление электронов у членов ряда вплоть до  $\text{CuS}_2$  приводит к повышению заселенности  $e_g$ -орбиталей (см. рис. 5.17). Эти  $e_g$ -орбитали образуют зону, перекрываясь по всему кристаллу (на рис. 5.17 не показано), поэтому электроны, возбужденные до уровня  $e_g$ -зоны, делокализованы (т. е. становятся действительно свободными). Как видно из рис. 5.17, обе величины  $n_{\text{эфф}}$  и  $R(\%)$  систематически уменьшаются в ряду  $\text{FeS}_2 > \text{CoS}_2 > \text{NiS}_2 > \text{CuS}_2$ , а значения  $n_{\text{эфф}}$  грубо пропорциональны числу пустых  $e_g$ -уровней, до которых могут быть возбуждены  $t_{2g}$ -электроны. Снижение отражения в ряду  $\text{FeS}_2 > \text{CoS}_2 > \text{NiS}_2 > \text{CuS}_2$  обусловлено заполнением уровней  $e_g$ -орбиталей. Этот процесс приводит к тому, что лишь немногие из орбиталей остаются способными принимать возбужденные электроны, которые генерируют световую энергию, возвращаясь в основное состояние.

Таким образом отражение этих рудных минералов интерпретируется в свете их электронных структур и переходов электронов, которые осуществляются между основным и возбужденным состояниями, что приводит к поглощению и новому выделению энергии. Определенные переходы этого типа могут или же не могут иметь место в зависимости от относительной ориентировки пучка линейно поляризованного света и отражающего его кристалла. Точно так же может быть интерпретировано двуотражение в веществах, подобных графиту и молибдениту. Интерпретация данных об отражении изотропных и анизотропных фаз приводится в работе Вогана [27].

### 5.7. Заключительные замечания

Отражение является наиболее важным количественным параметром, который можно использовать для диагностики или описания непрозрачного минерала. Доступность эффективного и относительно недорогого оборудования, хорошие эталоны и надежность данных для большинства рудных минералов делают измерение отражения мощным методом рудной микроскопии. Дальнейшее развитие наших знаний о корреляционных связях между вариациями состава и отражения должно повы-

сительность метода, а также привести к более широкому использованию количественных определений цвета. Интерпретация отражения рудных минералов также требует внимания ко всему, что связано с пониманием основных структур минералов и служит источником новых данных.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Atkin B. P., Harvey P. K.*, Nottingham Interactive System for Opaque Mineral Identification: NISOMI, Trans. Inst. Min. Metall., 88, 1324—1327, 1979a.
2. *Atkin B. P., Harvey P. K.*, The use of quantitative color values for opaque-mineral identification, Can. Mineral., 17, 639—647, 1979b.
3. *Bowie S. H. U., Simpson P. R.*, The Bowie-Simpson System for the Microscopic Determination of Ore Minerals: First Students Issue. Applied Mineralogy Group, Mineralogical Society, London, 1978.
4. *Bowie S. H. U., Taylor K.*, A system of ore mineral identification, Mining Mag. (Lond.), 99, 265, 1958.
5. *Burns R. G., Vaughan D. J.* Interpretation of the reflectivity behavior of ore minerals, Am. Mineral., 55, 1576—1586, 1970.
6. *Carpenter R. H., Bailey H. C.*, Application of  $R_0$  and  $A_T$  measurements to the study of pyrrhotite and troilite, Am. Mineral., 58, 440—443, 1973.
7. *Cervelle B., Lévy C., Caye R.*, Dosage rapide du magnésium dans les ilménites, Mineral. Deposita 6, 34—40, 1971.
8. *Charlat M., Lévy C.*, Influence des principales substitutions sur les propriétés optiques dans la série tétraédrite, Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist., 99, 29—37, 1976.
9. Commission on Ore Microscopy. IMA/COM Quantitative Data File, Edited by N. F. M. Henry, Applied Mineralogy Group, Mineralogical Society, London, 1977.
10. *Eales H. V.*, Reflectivity of gold and gold-silver alloys, Econ. Geol., 62, 412—420, 1967.
11. *Embrey P. G., Criddle A. J.*, Error problems in the two media method of deriving the optical constants  $n$  and  $k$  from measured reflectances, Am. Mineral., 63, 853—862, 1978.
12. *Galopin R., Henry N. F. M.*, Microscopic Study of Opaque Minerals, McGraw-Hill Research Associates, London, 1972. (Имеется перевод: *Галопен Р., Генри Н.* Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. — М.: Мир, 1975.)
13. *Gray I. M., Millman A. P.*, Reflection characteristics of ore minerals, Econ. Geol., 57, 325—349, 1962.
14. *Henry N. F. M.*, Reflected-Light Microscopy in the Study of Opaque Minerals, A First Course, Applied Mineralogy Group, Mineralogical Society, London, 1979.
15. *Henry N. F. M., Phillips R.*, Quantitative Color, 1981.
16. *Htein W., Phillips R.*, Quantitative specification of the colours of opaque minerals, Mineral. Mater. News Bull. Quant. Microsc. Methods. No. 1, pp. 2—3, No. 2, pp. 5—8, 1973.
17. *Kuhnel R. A., Prins J. J., Roorda H. J.*, The Delft System for Mineral Identification, I. Ore Minerals, Mineral. Mater. News Bull. Microsc. Methods, No. 1, pp. 2—3, 1976.
18. *Lévy C.*, Contribution à la minéralogie des sulfures de cuivre du type  $Cu_2S$ , Mem. Bur. Rech. Géol. Min. No. 54, 1967.
19. *McLeod C. R., Chamberlain J. A.*, Reflectivity and Vickers microhardness, Paper 68—64, Geol. Surv. Can., 1968.
20. *Piller H.*, Colour measurements in ore microscopy, Mineral. Deposita 1, 175—192, 1966.

21. *Pinet M., Cervelle B., Desnoyers C.*, Reflectance, indice de réfraction et expression quantitative de la couleur de proustites et pyrrargyrites naturelles et artificielles: interpretation génétique, Bull. Mineral., 101, 43—53, 1978.
22. *Singh D. S.*, Measurement of spectral reflectivity with the Reichert Microphotometer, Trans. Inst. Min. Metall., 74, 901—916, 1965.
23. *Squair H.*, A reflectometric method for determining the silver content of natural gold alloys, Trans. Inst. Min. Metall., 74, 917—931, 1965.
24. *Stumpfl E. F., Tarkian M.*, Natural osmium-iridium alloys and iron-bearing platinum: new electron probe and optical data, Neues Jb. Miner. Monat., 313—322, 1973.
25. *Tarkian M.*, A key diagram for the optical determination of common ore minerals, Mineral. Sci. Eng., 6, 101 1974.
26. *Uytenbogaardt W., Burke E. A. J.*, Tables for the microscopic identification of ore minerals, Elsevier, Amsterdam, 1971.
27. *Vaughan D. J.*, The interpretation and prediction of the properties of opaque minerals from crystal chemical models, Bull. Mineral., 101, 484—497, 1978.

## КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ: ТВЕРДОСТЬ МИКРОВАДЛИВАНИЯ

### 6.1. Введение

Твердость рудного минерала оценивается или измеряется минералогами одним из трех способов: посредством изучения твердости полировки, царапания или микрорастворения. Твердость полировки, детально рассмотренная в гл. 3, позволяет лишь оценить твердость одного минерала относительно другого в полированном шлифе. Твердость царапания также дает возможность качественной оценки путем визуального изучения относительной интенсивности царапин на поверхности полированного шлифа (см. гл. 3). Шкала Мооса для твердости царапания, широко используемая при изучении минералов в шлифованных образцах, количественно характеризует это свойство. Ранние попытки измерения твердости минералов под микроскопом сводились к прочерчиванию острием по его поверхности под известной нагрузкой, как это описано у Талмейджа [7]. Подобные методы были заменены более точной техникой измерения твердости микрорастворения, при которой закрепленный индентор опускается на поверхность минерала под известной нагрузкой и затем определяется размер полученного отпечатка.

Для измерения твердости в микромасштабе используются различные инструменты и типы инденторов; среди последних наиболее обычны индентор Виккерса (пирамида с квадратным основанием) и Кнупа (удлиненная пирамида). В большинстве случаев при систематическом изучении рудных минералов [2, 9] использовалось определение микротвердости по Виккерсу, и эта техника широко принята в рудной микроскопии. Важно отметить, что хотя значения твердости полировки, царапания и вдавливания оказываются очень сходными для ряда минералов, различия между ними все же можно наблюдать при детальном исследовании, поскольку методы (и природа используемых «деформаций») не эквивалентны.

### 6.2. Измерение твердости по Виккерсу

**6.2.1. Теория.** В результате измерения твердости по Виккерсу получают для минерала число твердости по Виккерсу (VHN — Vickers Hardness Number), которое определяется как отношение нагрузки на индентор (грамм- или килограмм-сила) к контакт-

ной площади отпечатка ( $\text{мм}^2$ ). Индентор Виккерса представляет собой пирамиду с квадратным основанием и углом между противоположными гранями, равным  $130^\circ$ , поэтому правильный отпечаток выглядит как квадрат с равными диагоналями (хотя в действительности это пирамидальная ямка, глубина которой в семь раз меньше длины диагонали).

Площадь отпечатка можно выразить через длину диагонали  $d$  (в  $\mu\text{м}$ ) следующим образом:

$$\frac{1}{2} d^2 \operatorname{cosec} 68^\circ. \quad (6.1)$$

Поскольку VHN есть отношение нагрузки  $L$  (в грамм-силе, гс) к площади отпечатка, то получаем

$$\text{VHN} = \frac{2 \sin 68^\circ \times L}{d^2} = \frac{1,8544 \times L}{d^2} \text{ г/мм}^2,$$

или

$$\frac{1854,4 \times L}{d^2} \text{ г/мм}^2 \text{ (если использовать обычные единицы)}. \quad (6.2)$$

При работе с приборами для определения твердости микрорастворения обычно используются нагрузки 100—200 гс, которые дают отпечатки с длинами диагоналей в пределах примерно 5—100  $\mu\text{м}$  (обычно несколько десятков микронов). Нагрузка при определении VHN должна быть постоянной, поскольку, как будет показано позднее, получаемые значения не остаются независимыми от нее.

Некоторые исследователи сравнили шкалу величин VHN с более знакомой шкалой Мооса. Янг и Миллмен [9] получили примерно линейную зависимость при нанесении данных измерений на диаграмму « $\log \text{VHN} - \log$  (твердость Мооса)» (рис. 6.1); соотношение выразилось уравнением

$$\log \text{VHN} = 2,5 \log (\text{твердость Мооса}) + 1,00. \quad (6.3)$$

Логарифмически-линейное соотношение получили Баун и Симпсон [1]:

$$\log \text{VHN} = \text{твердость Мооса} \log 1,2 + C. \quad (6.4)$$

**6.2.2. Техника инструментального измерения.** В продажу поступают различные типы инструментов для измерения твердости по Виккерсу; некоторые из них продаются в виде самостоятельных приборов, другие — как приставки к стандартному рудному микроскопу. Во всех случаях основу прибора составляет микроскоп для работы в отраженном свете с постоянной или сменной головкой индентора, которую можно вставлять на место обычного объектива; следующей главной деталью является окуляр-микрометр, предназначенный для точного измерения

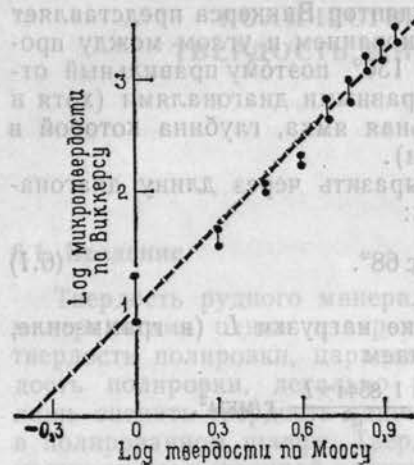


Рис. 6.1. Корреляция между микротвердостью по Виккерсу и шкалой твердости по Моосу, показывающая фактически линейное соотношение  $\log$  твердости Мооса и  $\log$  VHN [8].

2. Установка сильного (40X) объектива, фокусировка его и проверка того, чтобы выбранный участок был свободен от трещин.

3. Поворот наконечника индентора в исходное положение (в этом случае нужна фокусировка через объектив, которым снабжен наконечник индентора).

4. Выбор подходящей нагрузки (обычно 100 гс, хотя возможны варианты от 10 до 200 гс для более мягких и более твердых минералов).

5. Опускание рычага, означающее начало процесса вдавливания; после некоторого времени (не более 15 с) рычаг поднимают, чтобы отвести назад индентор.

6. Изучение отпечатка с сильным объективом.

7. Измерение длины каждой диагонали с помощью окуляра-микрометра после установки отпечатка в соответствующее положение.

Данные о длине диагоналей (среднее для каждого отпечатка) можно ввести в уравнение (6.2) для расчета VHN, хотя обычно прилагаются таблицы для прямого перевода измерений диагоналей в значения VHN. Опытный оператор может получить удовлетворительные результаты по двум отпечаткам на

<sup>1</sup> В некоторых отечественных приборах для автоматического нагружения и регистрации процесса вдавливания используются механотроны. — Прим. перев.

каждом из трех или четырех зерен, за исключением случая, когда минерал дает большой разброс значений твердости.

Величины VHN получены для большинства рудных минералов; утвержденные их значения были опубликованы Комиссией по рудной микроскопии в картотеке данных ММА/КРМ (см. разд. 5.3, рис. 5.8). В приложении 1 этой книги величины VHN даны для более распространенных рудных минералов, а в приложении 2 эти же минералы перечислены в порядке повышения VHN.

**6.2.3. Источники ошибок, правильность и точность измерения.** Даже если предположить, что прибор работает корректно и должным образом откалиброван (для проверки этого обычно дается эталонный блок с известным VHN), то ошибки все же могут возникнуть по разным причинам. Ими могут быть явления вибрации, непостоянство времени вдавливания и неправильное употребление окуляра-микрометра. Серьезным источником ошибок может быть вибрация, поэтому систему лучше всего монтировать на подставке, которая сводила бы к минимуму это явление. Продолжительность вдавливания имеет важное значение; во время этого процесса происходит некоторое колебание индентора, и лишь после вдавливания оно может прекратиться. Комиссия по рудной микроскопии утвердила время нагружения 15 с. Ошибки, возникающие при самом измерении отпечатка, зависят частично от факторов, к ним относятся разрешающая способность объектива и качество отпечатка (который у некоторых веществ может быть всегда плохим). Тем не менее правильная фокусировка и тщательное определение концов диагоналей очень важны для получения приемлемых результатов. Точность измерения может быть также повышена, если применить монохроматическое освещение (Бауи и Симпсон [1] предлагают пользоваться светом  $\lambda=500$  нм и сухим объективом с  $N.A.=0,85$  для получения относительно быстрых и точных результатов).

Получить среднее значение числа твердости для определенного минерала легче, чем установить действительный диапазон колебания твердости, а воспроизвести те же самые средние значения (в пределах 5%) на одном и том же приборе совсем просто. Бауи и Симпсон [1] отметили, что если  $H_1, H_2, H_3, \dots, H_n$  есть величины, полученные при  $n$  испытаниях на одном образце, и соответствующие разности между этими величинами и средним значением  $\bar{H}$  равны  $(H_1 - \bar{H}), (H_2 - \bar{H}), \dots, (H_n - \bar{H})$ , то стандартная ошибка любого единичного наблюдения будет равна

$$\frac{\sum (H - \bar{H})^2}{n}$$

а стандартная ошибка среднего наблюдения равна

$$\frac{\sum (H - \bar{H})^2}{n^2}$$

Относительно большие колебания могут быть связаны с использованием инденторов различного типа и разной нагрузки, о чем будет сказано ниже. В общем следует применять нагрузку 100 гс, если только образец не слишком мягок, не очень хрупок и мал, чтобы быть пригодным для измерений при этих условиях.

### 6.3. Форма микроотпечатков

При определении твердости минералов совершенно квадратный четкий отпечаток получается очень редко; форма отпечатка и характер трещиноватости, возникающей в процессе вдавливания, могут дать полезную дополнительную информацию для диагностики (а иногда и для установления ориентировки) минералов. Янг и Миллмен [9] изучили оба признака на примере большого числа рудных минералов. Эти авторы отметили, что форма характеризуется комбинацией четырех основных типов отпечатка: 1) с прямыми сторонами; 2) с вогнутыми сторонами; 3) с выпуклыми сторонами; 4) с сигмоидными сторонами (см. рис. 6.2). Степень, с какой развита эта кривизна сторон у соответствующих отпечатков (за исключением форм с прямыми очертаниями), может быть в свою очередь слабой и сильной. Если минерал имеет ясную спайность или трещины, то во время вдавливания вокруг отпечатка может также проявиться трещиноватость или деформация. Опять-таки Янг и Миллмен [9] предложили следующую классификацию типов проявления такой деформации: 1) звездчато-радиальная трещиноватость; 2) радиальная боковая трещиноватость; 3) трещиноватость спайности; 4) трещиноватость отдельности; 5) трещиноватость

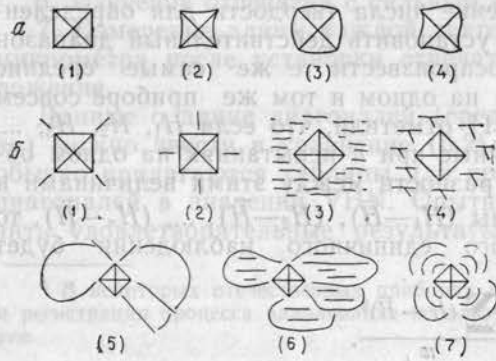


Рис. 6.2. а — характерные формы отпечатка: 1) прямая, 2) вогнутая, 3) выпуклая, 4) сигмоидная; б — характер трещиноватости вокруг отпечатка: 1) радиально-лучистая, 2) боковая радиальная, 3) спайности, 4) отдельности, 5) в виде простой раковины, 6) раковинистая по спайности, 7) концентрически-раковинистая.

Таблица 6.1. Формы отпечатков, характер трещиноватости и анизотропия у минералов некоторых структурных групп\*

Минеральная структурная группа	Анизотропия отпечатка	Характеристика отпечатка				Характеристика трещиноватости
		Прямые	Вогнутые	Выпуклые	Сигмоидные	
Металлы и полуметаллы	Ум. до с.	—	Сл. до с.	Сл. до с.	Сл. до с.	Сл. СПС
Простые сульфиды	Сл. до с.	—	Сл. до с.	Сл. до с.	Сл. до с.	Сл. рад. и СПС
Со-Ni-Fe-сульфиды	Изо.	Об.	Сл.	—	—	С. рад. и рак.
Пиритовый тип	Изо.	Об.	Сл.	—	—	Сл. рад. и рак.
Шпинелевый тип	Ум. до с.	Об.	Сл.	—	—	С. рад. и рак.
Марказитовый тип	Ум. до с.	—	Сл. до с.	—	—	Об. рад. и рак.
Сложные сульфиды	Сл. или изо.	Об.	С.	Сл.	—	С. рад. и рак.
Сфалеритовый тип	Ум. до с.	—	С.	Сл.	—	Об. рад. и СПС
Вюртцитовый тип	Ум. до с.	—	С.	Сл.	—	Об. рад. и рак.
Никелиновый тип	Ум. до с.	Об.	Сл. до с.	Сл. до с.	—	Об. рад. и рак.
Сульфосоли	Ум. до с.	Об.	Сл. до с.	Сл. до с.	—	Об. рад. и рак.
Цепочечный тип	Изо.	—	—	—	—	Об. рад. и рак.
Сфалеритовый тип	Сл. или изо.	Об.	Сл. до с.	—	—	Сл. рад.
Шпинели, кубические окислы, окислы рутитового типа, метамиктные окислы	Сл. до с.	—	Сл. до с.	—	—	Редк. рад. и рак.
Водные окислы, гексагональный гематит и окислы цинкитового типа	Сл. до с.	—	Сл. до с.	—	—	С. рад. и рак.
Силикаты, сульфаты, фосфаты, карбонаты	Сл. или изо.	—	Сл.	—	—	С. рад. и рак.

\* Сокращения: сл. — слабое; ум. — умеренное; с. — сильное; изо. — изометричное; об. — обычно; рад. — радиальная трещиноватость; рак. — раковинистая трещиноватость; редк. — редко; СПС — следы плоскостей скольжения.

в виде отдельных раковин; 6) раковистая трещиноватость по спайности; 7) концентрически-раковистая трещиноватость. Различные формы отпечатков и виды трещиноватости показаны на рис. 6.2, а их развитие в главных группах рудных минералов — в табл. 6.1. Некоторые данные по характерной трещиноватости минералов можно найти в таблицах приложения 1.

Формы отпечатков и характерная трещиноватость у минералов могут меняться в зависимости от ориентировки зерна, в частности у таких минералов, как ковеллин или молибденит, которые имеют высокоанизотропные структуры.

#### 6.4. Факторы, влияющие на значения твердости микровдавливания у минералов

**6.4.1. Вариации твердости в зависимости от нагрузки.** Фактическая величина VHN, определенная для минерала, не остается независимой от нагрузки, применяемой в процессе измерения; обычно с уменьшением используемой нагрузки отмечается возрастание твердости. По этой причине измерения часто ведутся при стандартной нагрузке 100 гс, хотя Янг и Миллмен [9] указывают на преимущество использования серии стандартных нагрузок (15, 25, 50 и 100 гс) в зависимости от твердости исследуемого минерала. Эти авторы провели систематическое изучение зависимости твердости от нагрузки на разных минералах и установили, например, что средний процент возрастания VHN при переходе от нагрузки 100 гс к 15 гс составляет ~24% у минералов, твердость которых лежит в пределах 600—1200 кг/мм<sup>2</sup>, и ~12% у минералов с твердостью в пределах 60—120 кг/мм<sup>2</sup>. Они также изучили влияние нагрузки и ориентировки на значения VHN галенита, что показано на рис. 6.3 и обсуждается далее.

Одна из причин такой зависимости твердости минерала от нагрузки заключается в деформации его поверхностного слоя при полировке. Твердый слой (толщиной ~10—20 мкм), образующийся при некоторых методах полировки, может сыграть важную роль при использовании малых нагрузок, но он же оказывает лишь небольшое влияние при нагрузке 100 гс, как показали испытания с применением различной полировальной техники [9]. Зависимость твердости минерала от нагрузки может быть также обусловлена конкретным механизмом деформации во время вдавливания и даже может возникнуть под влиянием самого прибора [1].

**6.4.2. Вариации твердости в зависимости от структуры минеральных зерен.** В идеале для определения твердости минерала требуются крупные и хорошо раскристаллизованные зерна. Если измерению подвергается микро- или криптокристаллический материал, то твердость может быть заметно ниже (напри-

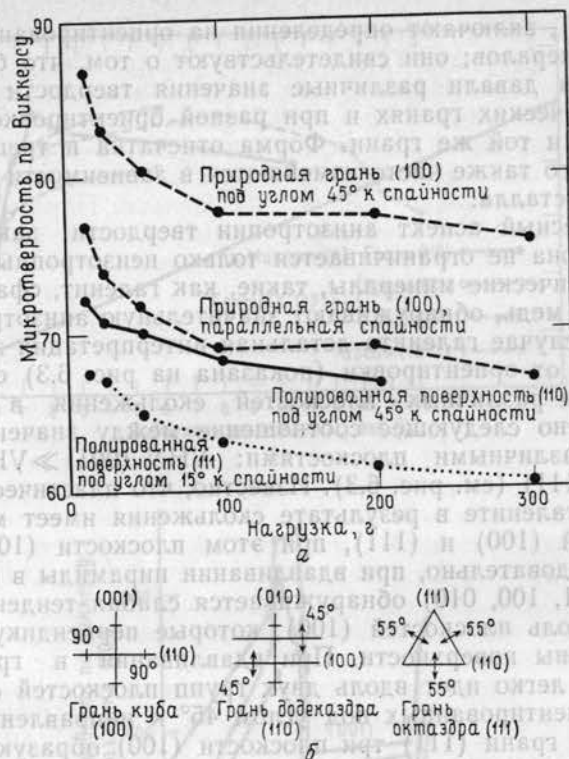


Рис. 6.3. а — изменение микротвердости по Виккерсу у кристалла галенита в зависимости от нагрузки и ориентировки; б — положения плоскостей скольжения по спайности (001) в сечениях галенита, параллельных кубической, додекаэдрической и октаэдрической граням (из книг Вогана и Крейга [8] и Янга и Миллмена [9], воспроизведено с разрешения авторов).

мер, микроструктурные гематит и гётит дают ~70% величины VHN крупных кристаллов). При измерении отдельных зерен возникает, как правило, чрезмерная трещиноватость; если диагональ отпечатка превышает одну треть диаметра зерна, то измеренные величины становятся ненадежными. На практике минимально допустимый размер зерен составляет ~100 мкм, хотя, применив меньшие нагрузки, можно получить результаты и на более мелких зернах.

**6.4.3. Вариации твердости в зависимости от ориентировки минерала.** Большинство минералов обнаруживают некоторую степень анизотропии твердости, и этот эффект может быть значительным у волокнистых, слоистых и призматических минеральных форм (например, у молибденита VHN на плоскости (0001) равно 33—74, а на плоскости (1010) равно 4—10 при нагрузке 100 гс). Данные измерений, проведенных Янгом и Милл-

меном [9], включают определения на ориентированных сечениях 50 минералов; они свидетельствуют о том, что большинство минералов давали различные значения твердости на разных кристаллических гранях и при разной ориентировке индентора на одной и той же грани. Форма отпечатка и трещиноватость вокруг него также часто изменяются в зависимости от ориентировки кристалла.

Интересный аспект анизотропии твердости заключается в том, что она не ограничивается только неизотропными минералами; кубические минералы, такие, как галенит, сфалерит и самородная медь, обнаруживают значительную анизотропию твердости. В случае галенита детальная интерпретация зависимости твердости от ориентировки (показана на рис. 6.3) основана на положении различных плоскостей скольжения в структуре. Установлено следующее соотношение между значениями твердости и различными плоскостями:  $VHN(001) \gg VHN(110) > VHN(111)$  (см. рис. 6.3). Известно, что пластическая деформация в галените в результате скольжения имеет место вдоль плоскостей (100) и (111), при этом плоскости (100) доминируют. Следовательно, при вдавливании пирамиды в кубическую грань (001, 100, 010) обнаруживается слабая тенденция к движению вдоль плоскостей (100), которые перпендикулярны или параллельны поверхности. При вдавливании в грань (110) движение легко идет вдоль двух групп плоскостей скольжения (100), ориентированных под углом  $45^\circ$  к направлению вдавливания. На грани (111) три плоскости (100) образуют углы  $35^\circ$  с направлением вдавливания, и все они обеспечивают легкую трансляцию, что обуславливает наименьшую твердость. Соотношения плоскостей скольжения и граней кристалла также показаны на рис. 6.3.

**6.4.4. Вариации твердости в зависимости от состава минерала.** Изменение твердости в зависимости от состава минерала изучено на большом числе минеральных рядов и твердых растворов. В некоторых случаях изменение твердости может быть непосредственно связано с вариациями в структуре и связях в пределах ряда. Например, в ряду галенит  $PbS$  — клаусталит  $PbSe$  — алтаит  $PbTe$ , все члены которого имеют структуру типа каменной соли, снижение  $VHN$  (при 100 гс) следует за возрастанием параметров элементарной ячейки ( $PbS$ ,  $VHN$  57—86,  $a_0=5,94 \text{ \AA}$ ;  $PbSe$ ,  $VHN$  46—72,  $a_0=6,45 \text{ \AA}$ ;  $PbTe$ ,  $VHN$  34—38,  $a_0=6,45 \text{ \AA}$ ). В ряду изоструктурных дисульфидов гауэрит  $MnS_2$  — пирит  $FeS_2$  — катъерит  $CoS_2$  — ваэсит  $NiS_2$  вариации твердости могут коррелировать не только с параметром элементарной ячейки, но в свою очередь и с электронной заселенностью определенных орбиталей, связанных с металлами (см. работу Вогана и Крейга [8]). Эти изменения в электронных структурах дисульфидов также объясняют различия в силах

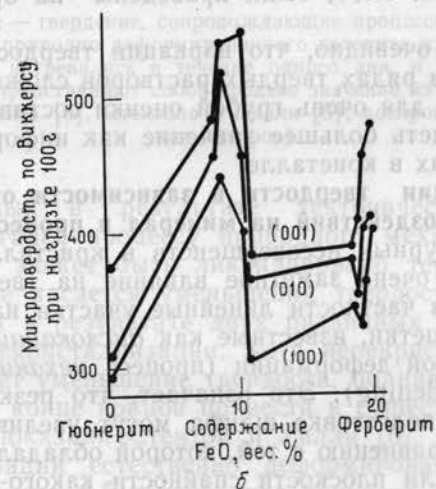
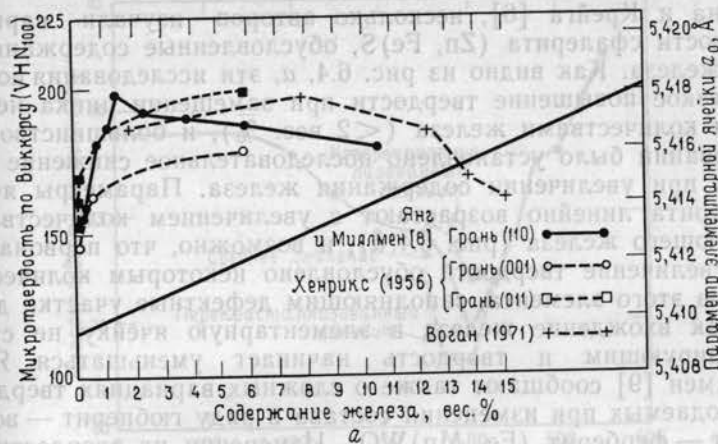


Рис. 6.4. а — вариации микротвердости по Виккерсу (при нагрузке 100 гс) и размера ячейки (Å) в зависимости от содержания железа в сфалерите [7]; б — вариации микротвердости по Виккерсу в зависимости от содержания железа в вольфрамитовом ряду (при различной ориентировке) (из книг Вогана и Крейга [7] и Янга и Миллмена [8], воспроизведено с разрешения авторов).

связи металл — сера, которые, подобно величинам твердости, уменьшаются в такой последовательности:  $FeS_2 > CoS_2 > NiS_2$ . В минералах существует явно закономерное соотношение между твердостью, силами связи и природой этой связи, но точное выражение ее достаточно сложно.

Детальные исследования изменения твердости проводились на примере многих рядов твердых растворов. Согласно сводке



Вогана и Крейга [8], несколько авторов изучали вариации твердости сфалерита  $(\text{Zn, Fe})\text{S}$ , обусловленные содержанием в нем железа. Как видно из рис. 6.4, а, эти исследования показали резкое повышение твердости при замещении цинка небольшими количествами железа ( $< 2$  вес. %), и большинством исследований было установлено последовательное снижение твердости при увеличении содержания железа. Параметры ячейки сфалерита линейно возрастают с увеличением количества замещающего железа (рис. 6.4, а), и возможно, что первоначальное увеличение твердости обусловлено некоторым количеством атомов этого элемента, заполняющим дефектные участки до того, как вхождение железа в элементарную ячейку не станет доминирующим и твердость начинает уменьшаться. Янг и Миллмен [9] сообщают также о сложных вариациях твердости, наблюдаемых при изменении состава в ряду гюбнерит — вольфрамит — ферберит  $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$ . Измерения их твердости, показанные на рис. 6.4, б, были проведены на ориентированных кристаллах.

Совершенно очевидно, что вариации твердости в зависимости от состава в рядах твердых растворов сложны и применять их можно лишь для очень грубой оценки состава. Это исследование может иметь большее значение как информация о химических вариациях в кристалле.

**6.4.5. Вариации твердости в зависимости от механических и термальных воздействий на минерал в процессе его истории.** Наличие структурных несовершенств в кристаллическом веществе оказывает очень заметное влияние на твердость минералов. Дефекты, в частности линейные участки нарушений кристаллической решетки, известные как *дислокации*, возникают за счет механической деформации (процесс *механического твердения* — *work hardening*). Это означает, что резка, шлифовка и полировка при подготовке шлифа могут увеличить твердость на 5—30% по сравнению с той, которой обладали необработанный кристалл или плоскости спайности какого-либо вещества. Поскольку большинство лабораторий применяют сходные и постоянные методы изготовления шлифов, то последствия обычно не столь серьезны, чтобы отказываться от применения техники микровдавливания для диагностики минералов.

Формирование дислокаций, процессы механического увеличения твердости и влияние как условий первичной кристаллизации, так и любой последующей термической обработки на образование дефектов широко изучались металлургами. При исследовании природных материалов, которые подвергались механической деформации (а иногда и нагреву) во время тектонических процессов и метаморфизма, Стентон и Уилли [5, 6] продемонстрировали другое важное направление в использовании определений твердости рудных минералов. Например, галенит,



Рис. 6.5. Мягчение — твердение, сопровождающие процессы регенерации — перекристаллизации природно деформированного галенита из Брокен-Хилла, Австралия. Образцы нагревались в течение одного дня, и нанесенные на диаграмму величины представляют собой среднее значение из 70 вдавливаний (из книг Вогана и Крейга [8], Стентона и Уилли [6]; воспроизведено с разрешения авторов).

деформированный в результате тектонических движений, обычно подвергался процессу природного механического твердения, которое может быть ликвидировано термической обработкой. Что же касается уменьшения твердости минерала, то оно происходит в результате двух различных процессов: регенерации и перекристаллизации. Хотя перекристаллизация сначала и вызывает уменьшение твердости, полная перекристаллизация может в конце концов привести к существенному ее увеличению, как показали Стентон и Уилли [6] исследованиями перекристаллизации естественно деформированных сфалерита и галенита. На рис. 6.5 показан ход процесса мягчения — твердения, который сопровождает регенерацию — перекристаллизацию природно деформированного галенита из Брокен-Хилла (Новый Южный Уэльс, Австралия). Кривые свидетельствуют об отчетливом различии в твердости природного неперекристаллизованного и перекристаллизованного минерала, подвергнутого экспериментальной перекристаллизации, и о большей твердости полностью перекристаллизованного. Осторожное нагревание и определение твердости сульфидов, которые подверглись естественной деформации или закалке, могут дать ценнейшую информацию об их истории после отложения. В процессе подобных исследований можно получить такие данные, как верхние температурные пределы, достигнутые после деформа-

ции, и установить, имела ли место регенерация, образовался ли поликристаллический агрегат в результате первичного отложения или перекристаллизации и какова была степень этой перекристаллизации.

Аналогичным образом Келли и Кларк [3] и Роскоэ [4] изучили природу деформации халькопирита; первые авторы обобщили также данные о пирротине, галените и сфалерите. Эти исследователи, хотя и не проводили измерения твердости, тщательно изучили прочность минералов как функцию температуры и ограниченного давления (см. рис. 10.25).

### 6.5. Заключительные замечания

Измерение твердости по Виккерсу представляет собой признанный и апробированный метод количественного определения твердости минералов в полированном шлифе. Он широко используется при диагностике минералов (см. разд. 5.3), хотя во многих лабораториях эти измерения производятся только в тех случаях, когда оптические методы оказываются недостаточными для окончательной идентификации.

Твердость минерала — сложное свойство, интересное и в теоретическом, и в практическом отношении. Детальное изучение вариаций твердости в зависимости от ориентировки, изменения состава, механического и термального воздействий на минерал должно стать важным направлением дальнейших исследований с более широким использованием их, чем это было до сих пор, для решения геологических задач.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bowie S. H. U., Simpson P. R.*, Microscopy: reflected light. In J. Zussman, ed., *Physical Methods in Determinative Mineralogy*, (2nd ed. Academic, London, pp. 109—165), 1977.
2. *Bowie S. H. U., Taylor K.*, A system of ore mineral identification *Min. Mag.* (Lond.), 99, 237, 1958.
3. *Kelly W. C., Clark B. R.*, Sulfide deformation studies: III Experimental deformation of chalcopyrite to 2 000 bars and 500 °C, *Econ. Geol.*, 70, 431—453, 1975.
4. *Roscoe W. E.*, Experimental deformation of natural chalcopyrite at temperatures up to 300 °C over the strain rate range  $10^{-2}$  to  $10^{-6}$  sec<sup>-1</sup>, *Econ. Geol.* 70, 454—472, 1975.
5. *Stanton R. L., Willey H. G.*, Natural work hardening in galena and its experimental reduction, *Econ. Geol.*, 65, 182—194, 1970.
6. *Stanton R. L., Willey H. G.*, Recrystallization softening and hardening in sphalerite and galena, *Econ. Geol.*, 66, 1232—1238, 1971.
7. *Talmage S. B.*, Quantitative standards for hardness of the ore minerals, *Econ. Geol.*, 20, 535—553, 1925.
8. *Vaughan D. J., Craig J. R.*, *Mineral Chemistry of Metal Sulfides*, Cambridge University Press, Cambridge, England, 1978. (Имеется перевод: *Воган Д., Дж., Крейг Дж. Р.* Химия сульфидных минералов. — М.: Мир, 1981.)
9. *Young B. B., Millman A. P.*, Microhardness and deformation characteristics of ore minerals, *Trans. Inst. Min. Metall.*, 73, 437—466, 1964.

## СТРУКТУРЫ АГРЕГАТОВ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

### 7.1. Введение

Рудная микроскопия позволяет не только диагностировать зерна отдельных минералов, но и объяснять структуры агрегатов рудных минералов, т. е. взаимоотношения между зернами. Эти структуры могут свидетельствовать об особенностях таких процессов, как первоначальное рудоотложение, установление нового равновесия после отложения или метаморфизма, деформация, отжиг, атмосферное выветривание. Поэтому выявление и объяснение структур есть важный шаг в понимании происхождения руд и их истории после отложения. Степень сохранения рудными минералами своего состава и структуры, возникших в процессе начальной кристаллизации, подвержена широкой вариации. Рис. 7.1 иллюстрирует эту изменчивость в отношении скоростей установления нового равновесия и показывает, что окислы, дисульфиды, арсениды и сфалерит являются рудными минералами, химически наиболее устойчивыми. Эти минералы в большей мере сохраняют свидетельства первоначальных условий своего образования, чем такие минералы, как пирротин или Cu-Fe-сульфиды. Аргентит, сульфосоли и самородные металлы принадлежат к числу рудных минералов, которые легко переходят в новое состояние равновесия, поэтому они в наименьшей степени отражают условия первоначального образования. Наблюдаемые во многих полиметаллических рудах структуры свидетельствуют о стадиях их развития, иногда многочисленных, и их истории после отложения. Данные о структурах важны также при дроблении и обогащении руд, что обсуждается в гл. 11. В этой книге невозможно полностью рассмотреть все разнообразие структур, наблюдаемых в рудах, но ряд примеров будет описан и использован для иллюстрации принципов интерпретации структур. Многие дополнительные структуры, обнаруживаемые в специфических рудных ассоциациях, приведены в гл. 9 и 10. Следует отметить, что многие структуры еще недостаточно поняты и опытные исследователи, занимающиеся изучением руд, еще не достигли согласия относительно их происхождения.

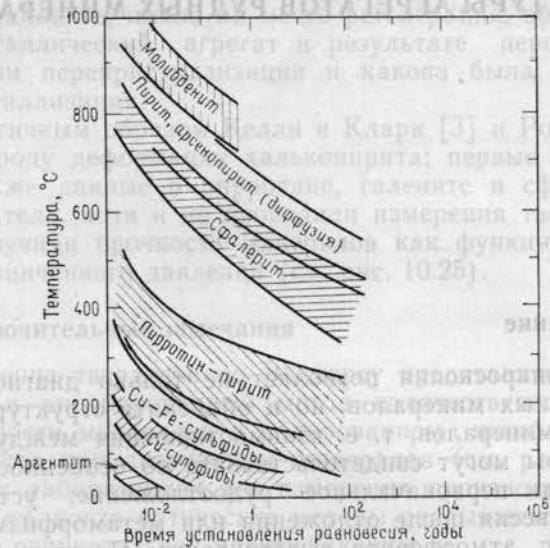


Рис. 7.1. Время установления равновесия для различных сульфидов, участвующих в реакциях в твердом состоянии. Ширина полей представляет собой различные скорости в различных реакциях, а также изменения в скоростях, обусловленные различиями в составе фаз и во многом экспериментальной неопределенностью (по книге Н. L. Barnes, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., p. 287, Wiley Interscience, New York, 1979, p. 287; использовано с разрешения издательства).

## 7.2. Первичные структуры агрегатов рудных минералов, образованных из расплавов

Рост рудных минералов в силикатных расплавах обычно приводит к развитию идиоморфных до гипидиоморфных кристаллических зерен из-за отсутствия препятствий для роста граней. Поэтому первичные хромит, магнетит, ильменит и платиновые минералы, химически достаточно устойчивые и сохраняющие первичные структуры, встречаются часто в виде хорошо образованных изометричных кристаллических зерен, включенных в плагиоклаз, оливин и пироксен вмещающей породы (рис. 9.1). Беспрепятственный рост, особенно в быстро охлаждающихся базальтах, иногда приводит к образованию скелетных кристаллов (рис. 7.2, а), которые могут быть полностью или частично захвачены последовательно кристаллизующимися силикатами. Пойкилитовое развитие силикатов в окислах или окислов в силикатах встречается довольно часто. В породах, богатых окислами, одновременная кристаллизация зерен, препятствующих росту друг друга, приводит к появлению гипидиоморфных кристаллов с широко изменяющимися углами меж-

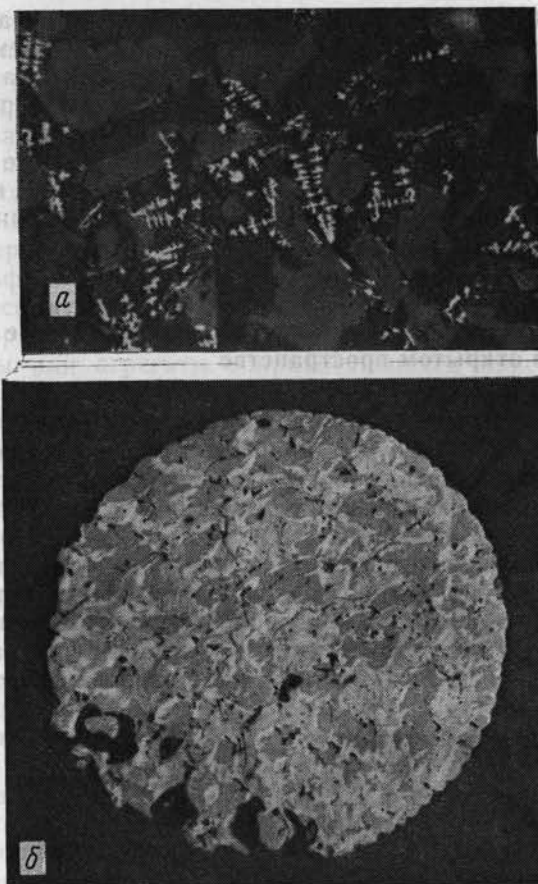


Рис. 7.2. а — скелетные кристаллы ильменита в базальте с Гавайских островов (ширина поля зрения 150 мкм); б — сульфидная капля в базальте со Средне-Атлантического хребта, сложенная моносульфидным твердым раствором  $(\text{Fe, Ni})_{1-x}\text{S}$  (серое) и промежуточным твердым раствором  $(\text{Cu, Fe})\text{S}_{2-x}$  (светло-серое), с каймами и пламевидными выделениями пентландита (белое) (ширина поля зрения 250 мкм) (по G. K. Czamanske and J. G. Moore, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 591, 1977; воспроизведено с разрешения авторов).

ду гранями. В отличие от этого углы между гранями и тройные сочленения зерен в мономинеральных агрегатах, отожженных при медленном охлаждении, приближаются к  $120^\circ$  (см. разд. 7.7).

Расплавы железа (плюс никель, медь) — серы (кислорода), из которых образуются Fe-Ni-Cu-руды (см. разд. 9.3), обычно кристаллизуются позднее, чем включающие их силикаты. Магнетит, часто присутствующий в этих рудах, кристаллизуется в

то время, когда сульфиды железа полностью или частично находятся в расплавленном состоянии, поэтому он стремится к образованию идиоморфных или скелетных форм, тогда как химически менее устойчивые сульфиды (в основном пирротин) характеризуются структурами охлаждения и отжига. Первичные железосерные (кислородные) расплавы могут также приводить к образованию небольших ( $< 100$  мкм) округлых капель, захваченных быстро охлаждающимися базальтами или базальтовыми стеклами (см. рис. 7.2, б).

### 7.3. Первичные структуры и текстуры, обусловленные отложением в открытом пространстве

Рост рудных минералов в пустотах и открытых полостях жил обычно характеризуется образованием кристаллов с хорошо развитыми гранями, в которых выявляется зональность роста (рис. 7.3), и появлением колломорфных или зональных номинеральных полосок (рис. 7.4, а—в). Все эти особенности возникают в результате беспрепятственного роста в пустотах, заполненных флюидом, с образованием полосчатости при изменении физико-химических условий среды минералообразования во времени. Отложение из гидротермальных растворов в открытых трещинах может приводить к появлению *гребенчатых*

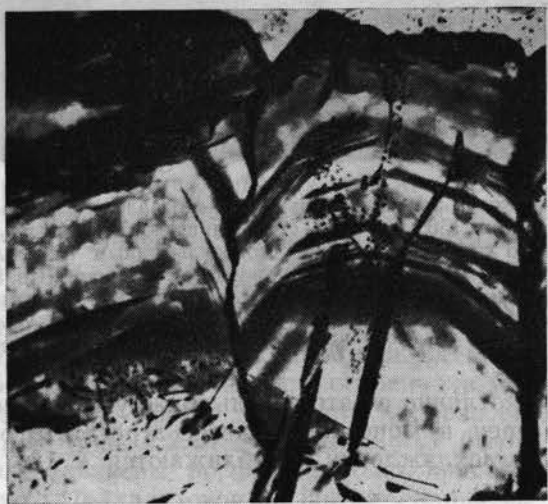


Рис. 7.3. Зональность роста в одиночном кристалле сфалерита (Крид, Колорадо) при наблюдении в проходящем свете в двусторонне полированном прозрачном шлифе (ширина поля зрения 2 см).

текстур, а также симметричных и ритмичных крустификационных жил, показанных на рис. 7.5, а, б. Подвижки вдоль таких жил могут вызвать брекчирование, приводящее к образованию брекчиевой руды (рис. 7.6). Все эти структуры и текстуры могут развиваться как в макро-, так и в микроскопическом масштабе. Выполнение открытого пространства этого типа иллюстрируется на примере Cu-Pb-Zn(-Ag)-жилных месторождений (рассматриваемых в разд. 9.6), руды которых сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и серебросодержащими сульфосолями, и некоторых Pb-Zn-руд в карбонатных породах (рассматриваемых в разд. 10.6). Пирит в этих рудах обычно образует отдельные кубы, реже октаэдры и пентагондодекаэдры или агрегаты соприкасающихся кристаллов вдоль стенок трещин. Сфалерит может встречаться в виде медово-желтых до черных кристаллов, в которых часто отмечается хорошо развитая полосчатость или зональность роста (рис. 7.3); эта структура хорошо видна в двусторонне полированных прозрачных шлифах, но с трудом определяется в полированных (см. разд. 2.5 и рис. 2.7). Более темная окраска сфалерита указывает, как правило, на более высокое содержание железа, но такая корреляция отсутствует и особенно ненадежна при содержании железа менее 5%. Галенит, обычно наблюдающийся в виде ксеноморфных межзерновых агрегатов во многих типах руд, часто встречается в виде хорошо образованных кубов и реже в виде октаэдрических или скелетных кристаллов в открытых пустотах. Отложение, иногда прерываемое периодами выщелачивания, часто обуславливает появление воронкообразных кристаллов галенита. Беспрепятственный рост халькопирита, тетраэдрита и «красных серебряных руд» (полибазит — пирсит) обычно приводит к образованию идиоморфных кристаллических зерен.

Последовательное отложение из кобальт- и никельсодержащих растворов может вызвать развитие концентрических зон роста пирит-бравоитовых кристаллов (рис. 7.7), морфология которых во время роста часто изменяется (куб, октаэдр, пентагондодекаэдр). Сходный процесс последовательного отложения из металл- и серосодержащих флюидов, циркулирующих в межзерновых поровых пространствах в осадочных породах, может создать концентрические оболочки сульфидов на зернах, слагающих эти породы.

Окислы и гидроокислы железа и марганца часто образуются в открытых трещинах в результате циркуляции атмосферных вод. Эти минералы (например, гётит, лепидокрокит, пиролюзит, крипомелан) могут образовывать концентрические нарастания на стенках жил или сложные массы волокнистых (щетковидных) кристаллов (рис. 7.8, а, б), радиально расходящихся из многочисленных центров роста вдоль открытой трещины.

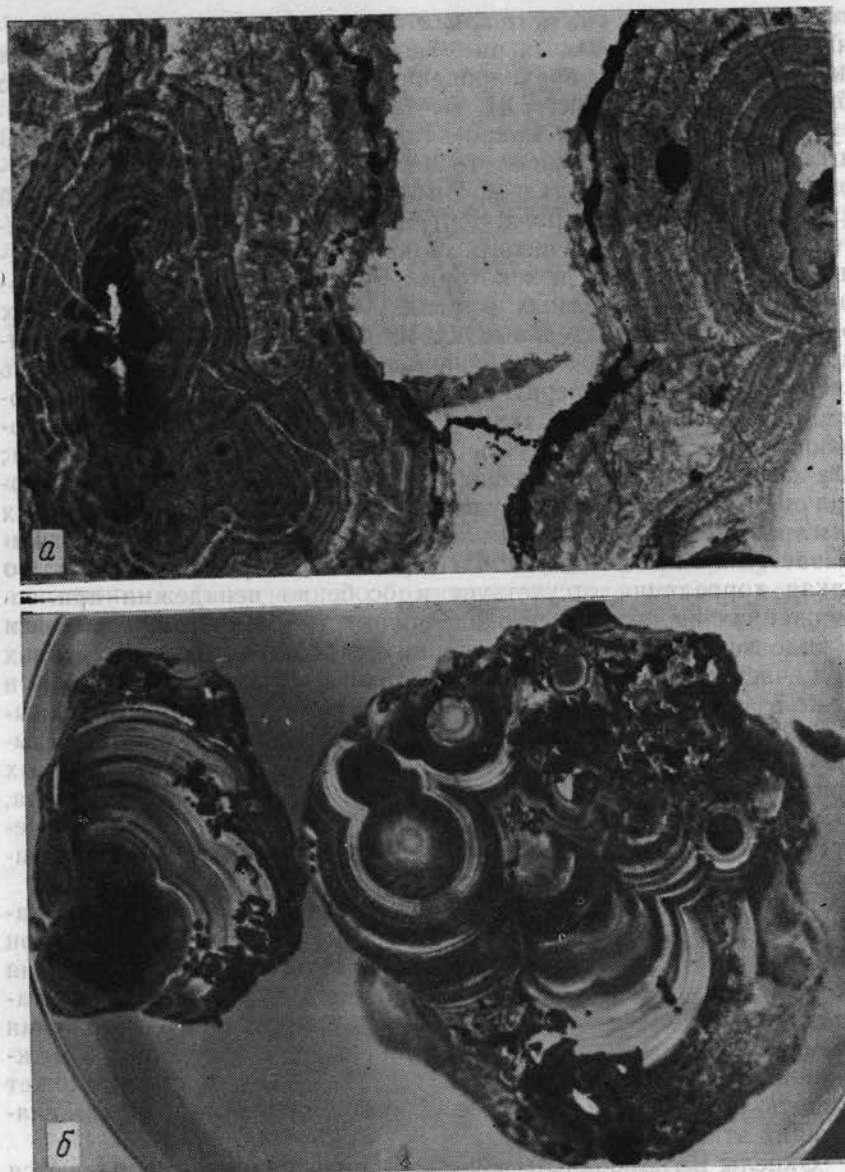


Рис. 7.4. *a* — концентрическая полосчатость роста в сфалерите (Остинвилл, Виргиния) при наблюдении в проходящем свете в двусторонне полированном прозрачном шлифе. Черные участки — пирит, белые — доломит (ширина поля зрения 4 см); *b* — колломорфная полосчатость роста в сфалерите (Пайн-Пойнт, Северо-Западные территории, Канада) при наблюдении в отраженном свете (ширина поля зрения 2 см); *в* — зональность роста в пирите, показывающая радиальное и концентрическое развитие (Айнани-Майн, Япония) в отраженном свете (ширина поля зрения 2000 мкм).

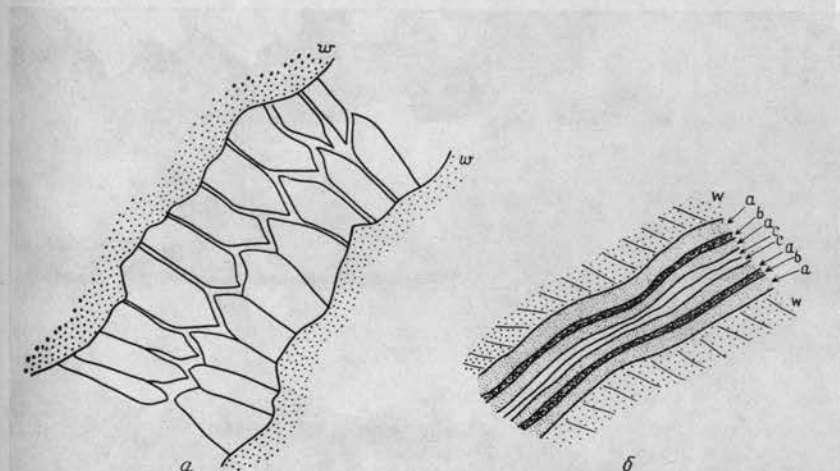
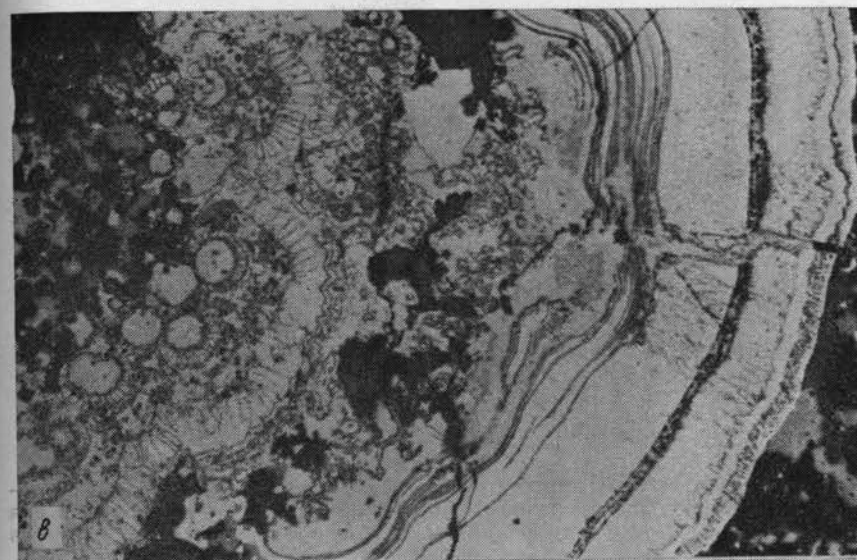


Рис. 7.5. *a* — гребенчатая текстура, демонстрирующая рост кристаллов в сторону от стенок открытой трещины; *b* — симметрично кристифицированная жила, показывающая последовательное отложение минералов внутрь от стенок открытой трещины. Эта жила характеризуется ритмичной кристификацией с последовательностью отложения  $a-b-a-c$  ( $w$  — боковая порода). Масштаб жилы в поперечнике может варьировать от миллиметра до нескольких метров.

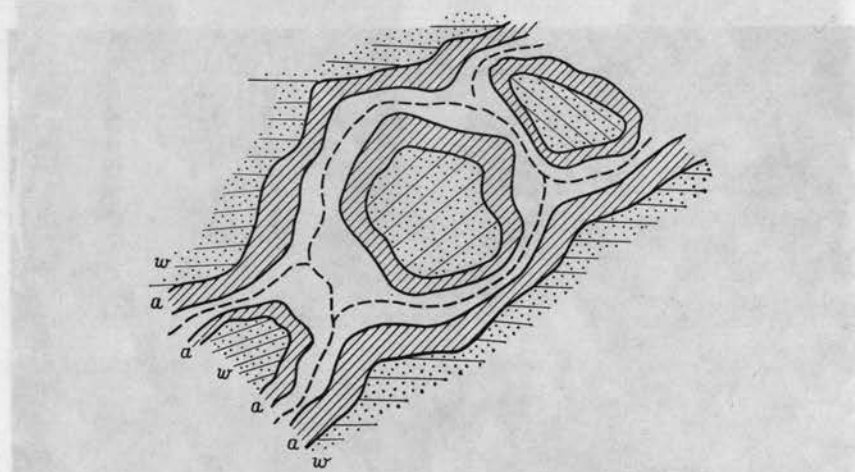


Рис. 7.6. Брекчиевая руда с последовательным отложением минералов на обломках брекчии и боковых породах. Масштаб варьирует от миллиметров для обломков боковых пород до нескольких метров в поперечнике для обломков брекчии.

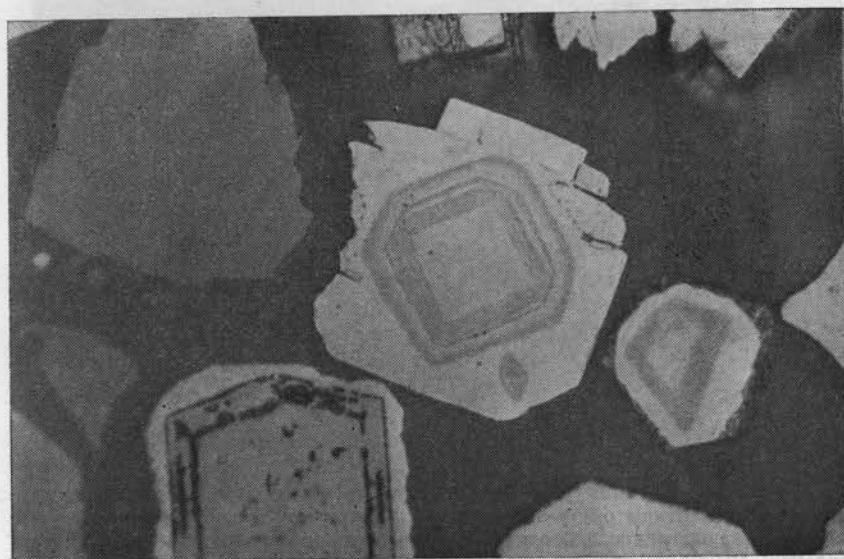


Рис. 7.7. Кристаллы бравоита  $(\text{Fe, Ni, Co})\text{S}_2$  с зонами различного состава, Маубах, ФРГ (ширина поля зрения 60 мкм).

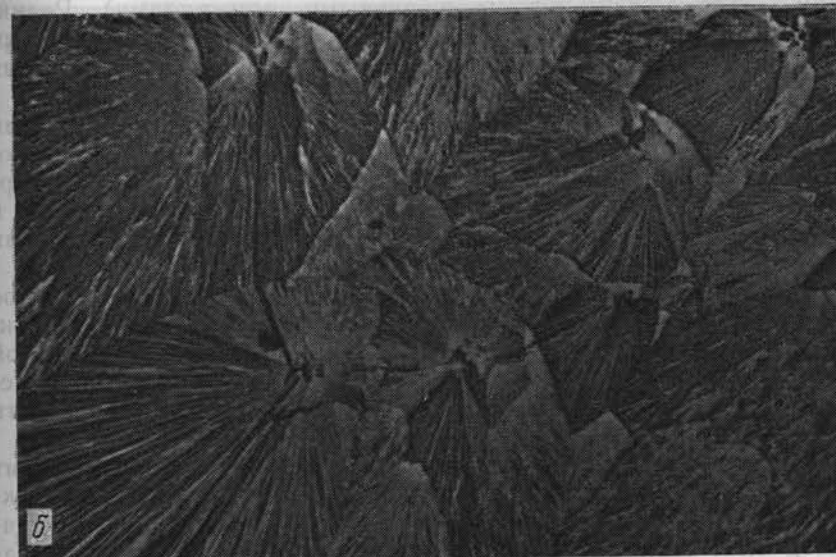


Рис. 7.8. *а* — лучистые волокнистые кристаллы марганцевого окисного минерала (халькофанита), выполняющего открытую трещину, Ред-Браш-Майн, Виргиния (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — пучки волокнистых кристаллов гётита, образующих гроздевидный агрегат в зоне выветривания, Джилс компани, Виргиния (ширина поля зрения 2000 мкм).

«Колломорфные» структуры (см. рис. 7.4, б) часто рассматриваются как доказательство первоначального образования путем отложения из коллоидных растворов; Реддер [13], однако, показал, что многие колломорфные сфалериты в Pb-Zn-рудах (см. разд. 8.2.3) росли в виде тончайших волокнистых кристаллов из пересыщенного рудного флюида.

#### 7.4. Вторичные структуры, возникающие при замещении (включая выветривание)

Замещение одного минерала другим или минералом, образующимся в процессе выветривания, характерно для многих типов руд. Однако главная проблема структурной интерпретации заключается в выявлении замещения в тех случаях, когда не сохраняется следов замещаемого минерала. Очевидно, наиболее легко распознаваемыми структурами замещения являются те из них, в которых органические вещества, такие, как фрагменты дерева (рис. 7.9, а и 10.6) или ископаемые раковины, псевдоморфно замещаются сульфидами металлов (обычно пиритом, марказитом, халькозином) или окислами (обычно гематитом, гётитом, «лимонитом», урановыми минералами). Реликтовые формы кубических кристаллов пирита и пластинки марказита, замещенные окислами железа в процессе выветривания (рис. 7.9, б), также легко определяются.

Замещение может осуществляться в результате одного или нескольких следующих процессов: 1) растворения и последующего повторного отложения; 2) окисления; 3) диффузии в твердом состоянии. Граница, возникающая между замещаемым и замещающим минералом, обычно или резкая и неправильная (*кариозная* = структура коррозии), или *диффузная*.

Эдвардс [6], Бастин [2] и Рамдор [12] описали большое разнообразие типов замещения: каемочное, зональное, фронтальное и др., но все они, по-видимому, представляют собой вариации одного и того же процесса. Развитие структур замещения зависит главным образом от трех следующих свойств замещаемого минерала.

**Трещины спайности и границы зерен.** Замещение происходит в результате осуществляемой на поверхности химической реакции, поэтому любые каналы между зернами и внутри их являются главными путями для начала процесса замещения. Замещение вдоль границ зерен или внутренних каналов часто проявляется в образовании тонких пластинок или изометричных кристаллических форм замещающего минерала в минерале-хозяине. Оно может также развиваться в виде тонких концентрических оболочек, грубо параллельных выдвинутому вперед фронту замещения. На ранних стадиях процесс замещения легко определяется, так как сохраняется значительная часть пер-

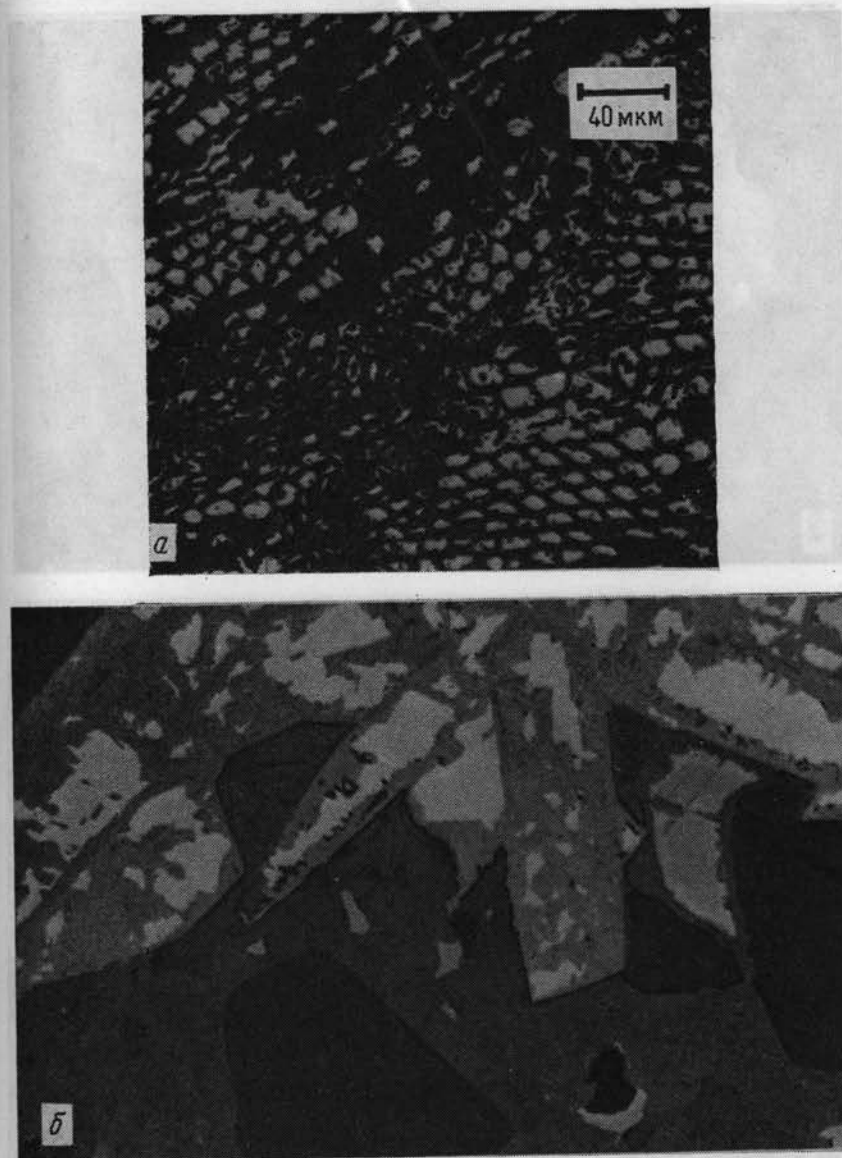


Рис. 7.9. а — ячечная текстура в угле, замещенном пиритом, Миннехаха-Майн, Иллинойс (ширина поля зрения 270 мкм) (по F. T. Price and Y. N. Shieh, Econ. Geol., 74, 1448, 1979; с разрешения авторов и издательства); б — псевдоморфное замещение идиоморфных зерен марказита (белое) гётитом (светло-серое), Северо-Пеннинское рудное поле, Англия (ширина поля зрения 500 мкм).

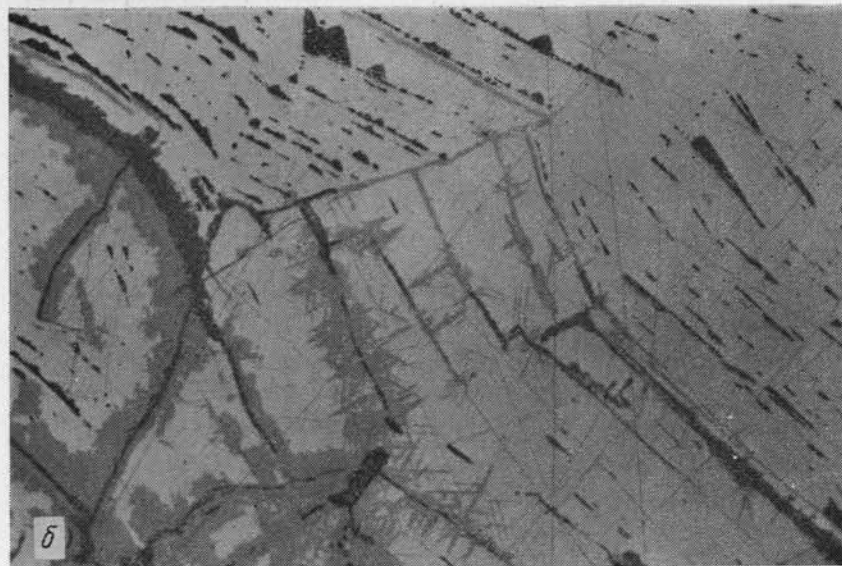
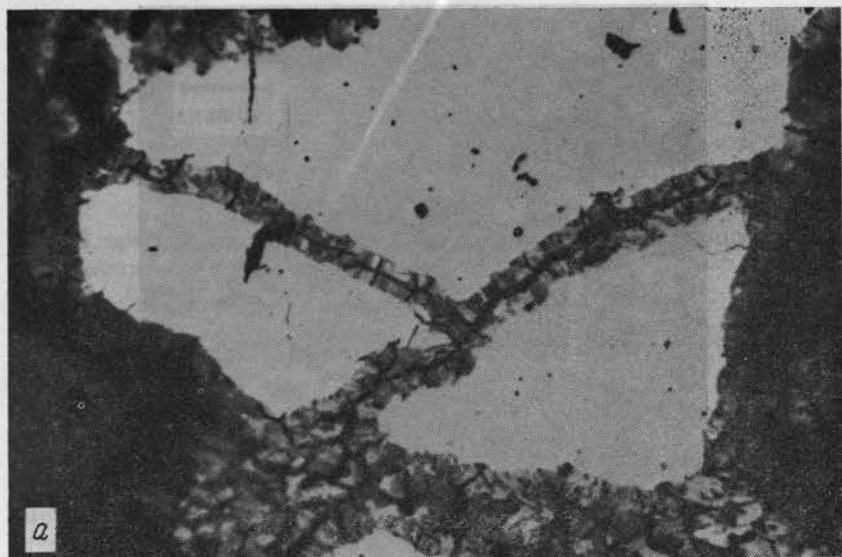
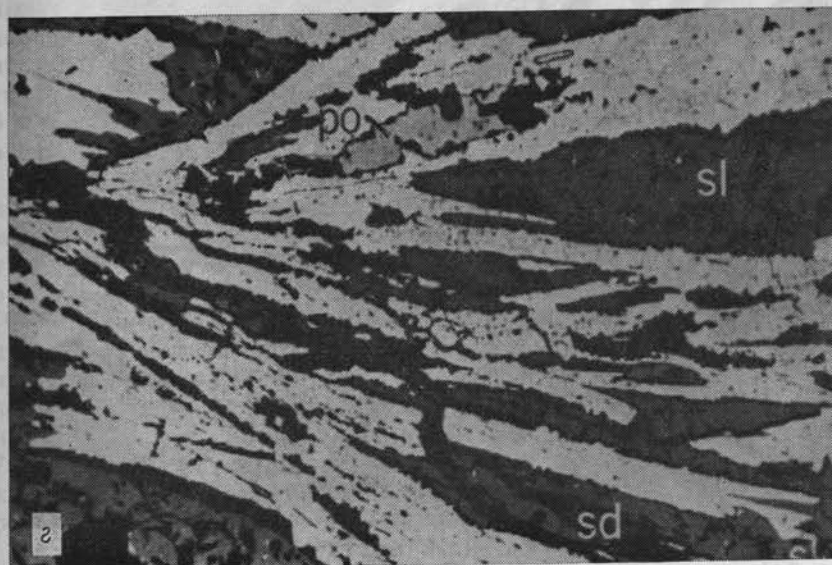
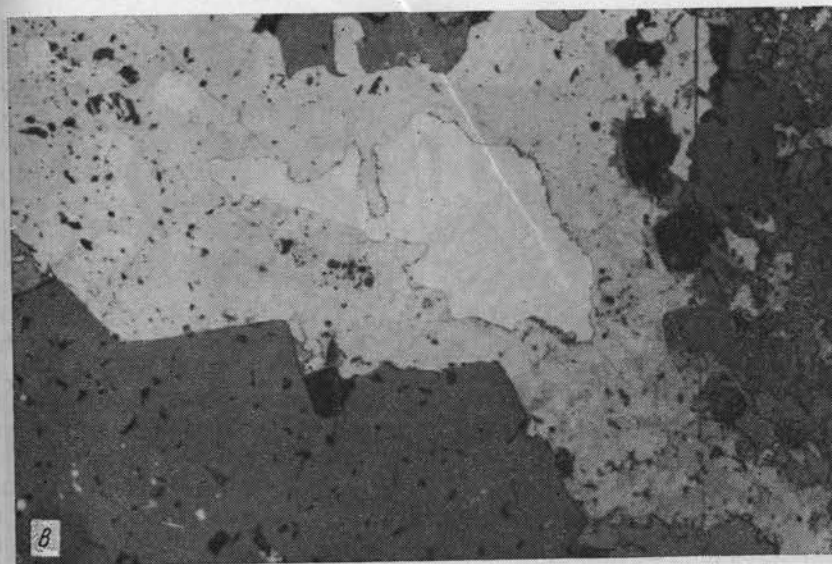


Рис. 7.10. *a* — ковеллин, замещающий халькопирит (белое) вдоль границ зерен, Грейт-Госсан-Лид, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм); *б* — халькозин (серое), замещающий галенит (светло-серое) вдоль границ зерен и спайности, Алдерли-Эдж, Чешир, Англия (ширина поля зрения 500 мкм); *в* — галенит (белое), замещенный церусситом ( $PbCO_3$ , светло-серое) по краям первоначального зерна, Северо-Пеннинское рудное поле, Англия (ширина поля зрения 500 мкм); *г* — тонкозернистый пирит и марказит (белое), псевдоморфно замещающие удлиненные кристаллы пирротина. Реликты пирротина (po) сохраняются в центральных частях этих псевдоморфоз. Сфалерит (sl) и сиде-



рит (sd) входят в состав основной массы (ширина поля зрения 3000 мкм) (по W. C. Kelly, F. S. Turneaure, *Econ. Geol.*, 65, 620, 1970; с разрешения авторов и издательства).



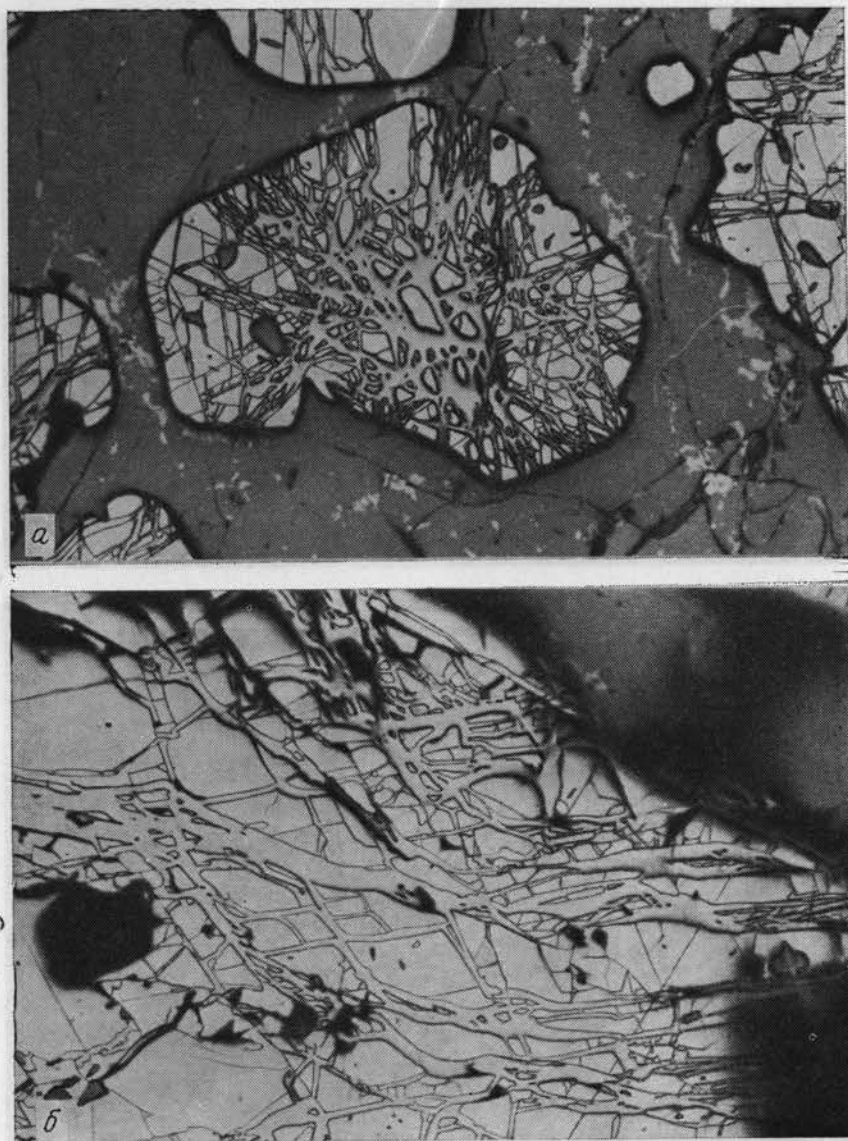


Рис. 7.11. *а* — гипидиоморфный кристалл пирита (белое), замещенный вдоль трещин халькопиритом (светло-серое) в основной массе борнита. Халькопирит образовался в результате реакции пирита с флюидом, отложившим борнит. Магма-Майн-Супериор, Аризона (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — трещины в пирите, выполненные внедрившимся пирротинном, с незначительным замещением или без него. Грейт-Госсан-Лид, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм).

вичного минерала и все еще наблюдаются первоначальные границы зерен, трещины или спайность (рис. 7.10, *а, б*). На стадии более развитого замещения первичный минерал может сохраняться в виде «островков», расположенных в основной массе вторичных минералов (рис. 7.10, *в*). Если первоначальный материал был крупнокристаллическим и оптически анизотропным, то реликтовые зерна островков могут быть оптически одинаково ориентированными (т. е. одновременно погасать при наблюдении в скрещенных николях). Полное замещение одного минерала другим часто установить трудно, если не сохраняются реликтовые признаки (рис. 7.10, *г*), такие, например, как типичная морфология замещаемого минерала (кубические кристаллы пирита, сложенные в настоящее время гётитом, пластинчатые кристаллы пирротина, сложенные пиритом и марказитом, рис. 7.9, *б*).

При тщательном наблюдении можно найти различие между замещением вдоль трещин и простым их выполнением при отложении более позднего минерала или его проникновении в процессе метаморфизма. Замещение приводит к частичному исчезновению первичного минерала и округлению поверхностей неправильной формы, выполнение же не затрагивает первоначальных поверхностей. После замещения формы границ жилы по обеим сторонам трещины различны (рис. 7.11, *а*), тогда как после выполнения они совпадают (рис. 7.11, *б*). Важно отметить, что структуры, подобные показанной на рис. 7.11, *б*, ошибочно трактовались как свидетельство разложения пирита с образованием пирротина в этих рудах.

Замещение вдоль трещин может быть также похоже на некоторые структуры распада твердых растворов, рассматриваемые ниже. Однако замещение сопровождается, как правило, увеличением объема вторичного, замещающего минерала на пересечении трещин, что обычно не наблюдается при распаде. Распад приводит часто к противоположному эффекту — уменьшению размера пластинок распада твердого раствора в месте их пересечения. По тем же причинам при распаде около участков наибольшей концентрации его продуктов в минерале-хозяине наблюдаются зоны, лишенные продуктов распада (рис. 7.14, *г*). Замещение, напротив, может приводить к наибольшей концентрации вторичного минерала около главных участков его развития и убыванию его с удалением от этих участков.

**Кристаллические структуры.** Кристаллическая структура замещаемого минерала может контролировать замещение либо потому, что она определяет направление спайности, либо потому, что диффузия может более легко осуществляться по некоторым кристаллографическим направлениям. Например, окисление магнетита обычно приводит к замещению его гематитом вдоль плоскостей (111) (рис. 7.23).



Рис. 7.12. Различные стадии в развитии атолловой структуры, возникающей при избирательном замещении кристаллов, представленных сростаниями или зонами различного состава.

**Химический состав.** Химический состав первичного минерала может контролировать состав замещающего минерала. В процессе выветривания и нередко гидротермального замещения вторичный минерал сохраняет тот же состав катионов, что и первичный минерал, с разницей лишь в состоянии окисления (например, образование гематита при окислении магнетита или виоларита по пентландиту, рис. 8.8, *г* и 9.8) или с изменением в составе анионов (например, гематит, замещающий пирит, или англезит, замещающий галенит). При замещении может также селективно удаляться один катион и оставаться другой, что часто наблюдается в процессе замещения халькопирита или борнита ковеллином (рис. 7.10, *а*). Химический контроль замещения показан также на рис. 7.11, *а*, где борнит отложился из богатого медью флюида вокруг раннего пирита. Там, где на пути



Рис. 7.13. Яичная структура пластинок гематита и гётита с реликтовым пиритом в железной шляпе, Эльба, Италия (ширина поля зрения 500 мкм).

медьсодержащего флюида встречается пирит и где химический потенциал  $\text{FeS}_2$  был наиболее высоким, реакция замещения приводила к образованию халькопирита. Замещение может происходить селективно, затрагивая лишь один минерал сростания или определенные зоны различного состава в зональном кристалле (при этом возникает *атолловая структура*, см. рис. 7.12). Причины такого селективного замещения в большинстве случаев еще не ясны.

Примером конечного замещения может служить обнаруживаемая в железных шляпах «яичная» структура (рис. 7.13) открытых пустот, сложенная перекрестными пластинками гётита, гематита и иногда пирита.

### 7.5. Вторичные структуры, образующиеся при охлаждении

Большинство руд образуются при повышенных температурах и претерпевают охлаждение при понижении последних, например, от менее  $100^\circ\text{C}$  для многих Pb-Zn-руд в карбонатных породах и от  $1000^\circ\text{C}$  для Fe-Ni-Cu-руд в ультраосновных породах. Как следует из рис. 7.1, такие химические устойчивые минералы, как магнетит, хромит, пирит, сфалерит и некоторые арсениды, часто сохраняют свой первоначальный состав и структуры при охлаждении, тогда как многие сульфиды, сульфосоли и самородные металлы по своему составу и структурам приходят в новое равновесие при охлаждении. При этом происходят следующие процессы, ведущие к структурным изменениям.

**Перекристаллизация.** Установление в рудах нового равновесия при охлаждении обычно сопровождается некоторой перекристаллизацией первичных минералов, после которой могут сохраниться или не сохраниться следы первичной структуры. Возникающие при этом структурные особенности рассматриваются в разд. 7.7.

**Распад твердых растворов и разложение.** Многие рудные минералы претерпевают распад или превращение своего состава и структуры как приспособление по мере их охлаждения от температур первоначальной кристаллизации или максимальной температуры метаморфической перекристаллизации. При распаде один минерал выделяется из другого, часто в виде характерного узора. Список некоторых обычно наблюдаемых минералов-хозяев и выделяющихся из них минералов приведен в табл. 7.1; более полный список дан Рамдором ([12], с. 190—198).

Форма продуктов распада варьирует в зависимости от минералов, их количественных соотношений и истории охлаждения руды после ее отложения. Процесс распада твердых растворов происходит благодаря диффузии (обычно атомов металлов через решетку серы или кислорода), зародышеобразованию кристаллитов и росту кристаллитов или кристаллов. Сходство

Таблица 7.1. Примеры рудных минералов, часто встречающихся в структурах распада твердых растворов

Минерал-хозяин	Продукт распада	Особенности обычно наблюдаемого срастания
Пирротин	Пентландит	Пластинки или пламеобразные выделения
Халькопирит	Кубанит	Резко ограниченные пластинки
Халькопирит	Сфалерит	Звезды, кресты
Халькопирит	Макинавит	Пластинки, неправильные жгутики
Халькопирит	Борнит	Решетчатые узоры
Сфалерит*	Халькопирит	Ряды округлых включений
Сфалерит	Пирротин	То же
Борнит	Халькопирит	Решетчатые узоры
Борнит	Халькозин—дигенит	Грубо кубическая сетка
Сфалерит	Станнин	Рассеянные включения
Станнин	Халькопирит	Пластинки в треугольном узоре
Галенит	Матильдит	Пластинки
Серебро	Дискразит	»
Камасит	Плессит	Пластинки в треугольном узоре
Мышьяк или сурьма	Стибарсен	Мирмекитовый
Стибарсен	Мышьяк или сурьма	»
Pb-Sb- и Pb-Bi-сульфосоли	Pb-Sb- и Pb-Bi-сульфосоли	Пластинчатый
Магнетит	Ильменит	Пластинки в треугольном узоре
Магнетит	Ульвошпинель	То же
Ильменит	Гематит	Линзовидные пластинки
Гематит	Ильменит	То же

\* Обычно не является результатом распада твердого раствора; см. текст.

кристаллической структуры и химической связи между минералом-хозяином и продуктом распада, особенно соответствие расположения атомов в определенных слоях, приводящее к появлению общей плоскости атомов, часто обуславливает кристаллографический контроль распада твердых растворов (когерентный распад). Например, пентландит выделяется таким образом, что его кристаллографические плоскости (111), (110) и (112) параллельны плоскостям (001), (110) и (100) вмещающего пирротина (рис. 8.8, б), ульвошпинель выделяется параллельно плоскостям (111) магнетита (рис. 7.14, з).

Если минерал-хозяин и выделяющийся при распаде минерал обладают совершенно различными структурами или если атомные расстояния в этих минералах различны в плоскости их раздела, то такой распад называют некогерентным. Например, исследования фазовых равновесий (рис. 8.15) показыва-

ют, что если пирит и пирротин приходят в равновесие при повышенной температуре ( $\sim 400^\circ\text{C}$  или выше), то пирит будет выделяться при охлаждении. Однако пирит обладает большой кристаллизационной способностью (т. е. склонностью расти в виде идиоморфных зерен за счет окружающих минералов), что в сочетании с различием кристаллических структур пирита и пирротина приводит к нахождению пирита в виде отдельных зерен (обычно кубических кристаллов), а не в виде пластинчатых продуктов распада твердых растворов. Кинетика распада зависит от температуры, степени пересыщения и концентрации примесей, хотя фактически все пирротины имеют состав, претерпевший приспособление к низким температурам. Детальное рассмотрение кинетики и механизма распада твердого раствора выходит за рамки этой книги; подробное их описание приведено в работе Юнда и Мак-Каллистера [18] или Патниса и Мак-Конелла [10]. Уменьшение поверхностной энергии при распаде часто выражается в том, что выделившийся минерал принимает изометричную форму. Поэтому ранние пламеобразные выделения пентландита в пирротине сливаются в неправильные прожилки, а четко выраженные тонкие пластинки халькопирита в борните (или наоборот) сохраняют решетчатую структуру (basketweave), но расширяются до выпуклых линзочек. Изучение структур распада, наблюдаемых в Cu-Fe-сульфидах [3], показало, что по ним не всегда можно судить о скорости охлаждения или температуре начального образования руд.

Большое разнообразие наблюдаемых структур распада затрудняет их классификацию и требует более сложной терминологии. Однако некоторые обозначения широко применяются для их описания, особенно *пограничные*, *пластинчатые*, *эмульсивидные* и *мирмекитовые* структуры распада (см. рис. 7.14). Проводить различие между структурами, возникающими в результате кристаллографически контролируемого распада, и сходными структурами замещения можно на основании утонения пластинок распада в местах их пересечения в первом случае и, наоборот, их расширения — во втором. Истощение продуктов распада вокруг крупных округлых выделений, известное как *последовательное распространение*, может быть также отличительным признаком, хорошо иллюстрируемым на рис. 7.14, з и указывающим на срастания, образовавшиеся в результате распада Fe-Ti-окислов, относящихся к наиболее важным и широко распространенным структурам этого типа.

В качестве примера неправильной интерпретации структур руд могут быть приведены сфалерит-халькопиритовые срастания. Сфалерит во многих типах руд содержит халькопирит в виде беспорядочно рассеянных или кристаллографически ориентированных рядов округлых включений или жгутиков (rods) от 1 до 20 мкм в поперечнике (рис. 7.15 и 3.2). Выделения халько-

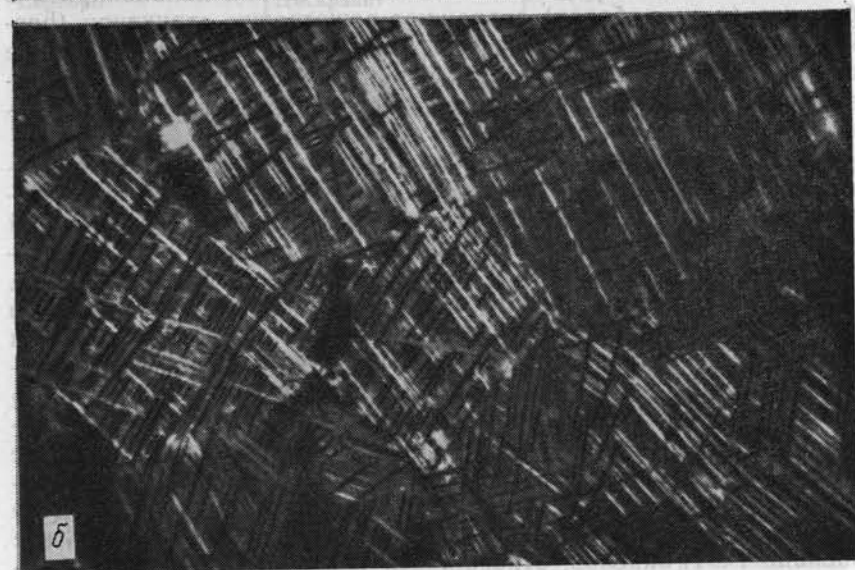
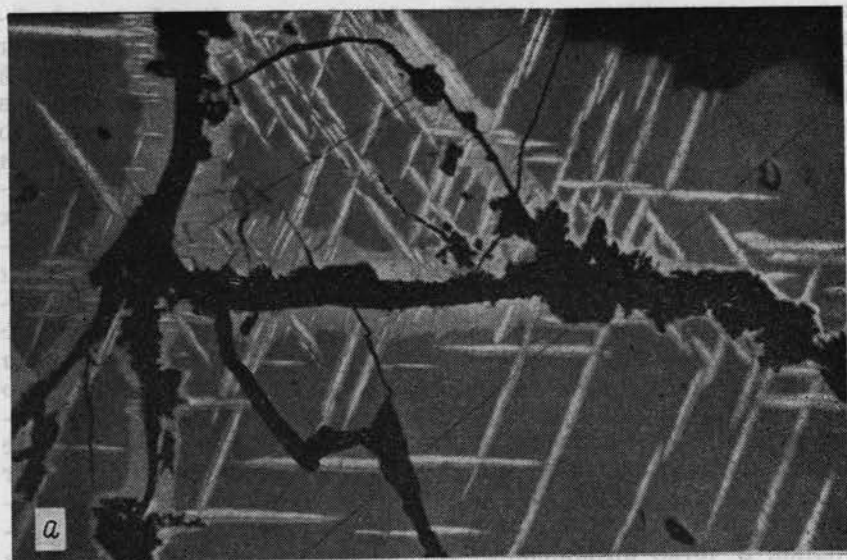
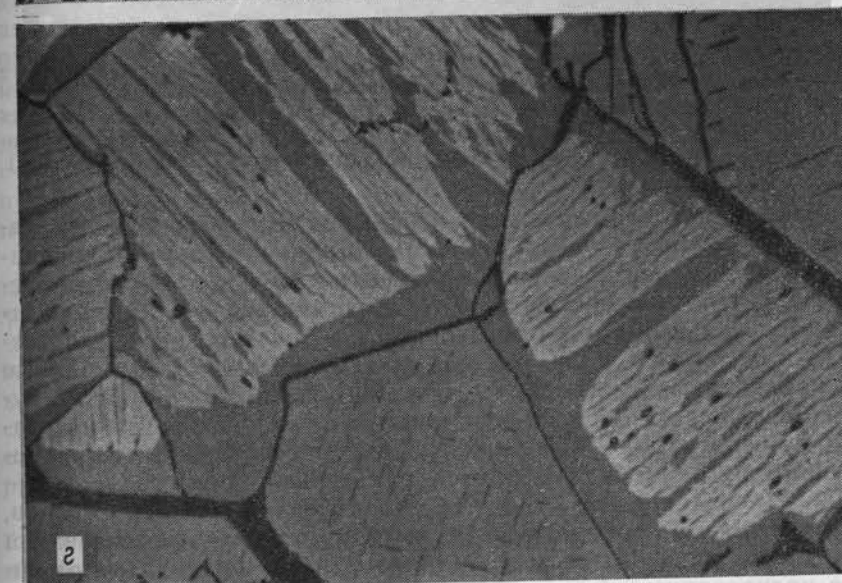
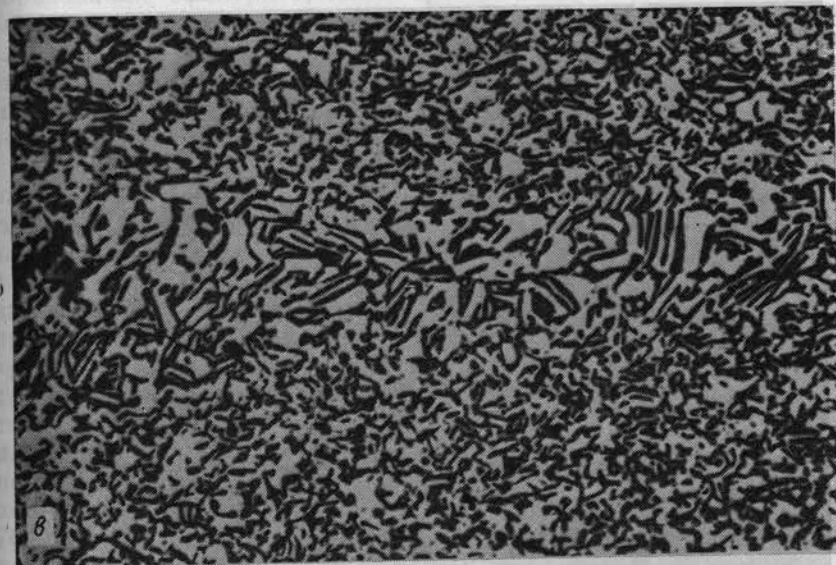


Рис. 7.14. *a* — распад пластинок халькопирита (светло-серое) в борните (темно-серое). Более позднее изменение привело к развитию халькозина (серое) вдоль краев трещин и в виде каёмки на пластинках халькопирита, Грейсон-Каунти, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм); *б* — тонкие пластинки малахита (белое и черное) в основной массе галенита. Структура возникла в результате разложения (при охлаждении) первоначально гомогенной фазы. Николи скрещены; масляная иммерсия. Ледвилл, Колорадо (ширина поля зрения 265 мкм); *в* — «аллемонит», мирмекитовая структура самородного



мышьяка (черное вследствие окисления) и стибарсена (белое), возникшая при разложении первоначально гомогенной фазы (ширина поля зрения 520 мкм); *г* — распад в сосуществующих Fe-Ti-оксидах. Краевые зерна гематит-ильменитового твердого раствора разделились на гематит (белое) и ильменит (серое), в центральном зерне Ti-магнетита — пластинки распада ульвошинели (ширина поля зрения 2000 мкм).

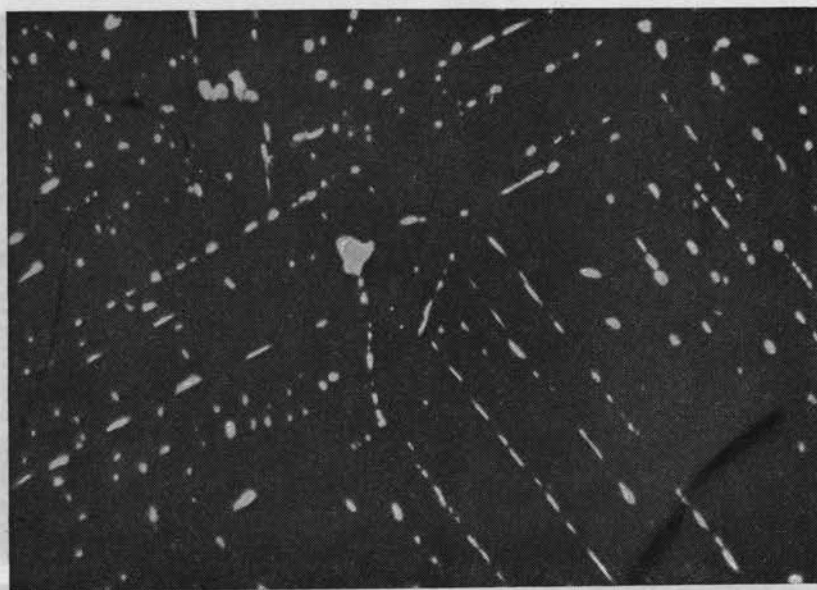


Рис. 7.15. Зерна и жгутики халькопирита, ориентированные в сфалерите. Эта ассоциация часто интерпретировалась как результат распада твердого раствора, но экспериментальные исследования показали, что сфалерит не может растворять достаточное количество меди для образования такой структуры распада (см. текст), Грейт-Госсан-Лид, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм).

пирита такой формы, удачно названные «халькопиритовым заражением» (*chalcopyrite disease*), обычно объясняются распадом твердых растворов при охлаждении руд после их отложения. Однако экспериментальные исследования [17, 7] показали, что халькопирит не растворяется в значительных количествах в сфалерите, если температуры ниже 500 °С. Эти данные и наблюдения халькопиритосодержащих сфалеритов в Zn-Pb-рудах в карбонатных породах (которые образовались в интервале температур 100—150 °С) и в неметаморфизованных вулканических рудах (образовавшихся в интервале температур 200—300 °С) свидетельствуют о том, что распад твердых растворов, зависящий от температуры, не является способом образования этих сростаний. Более того, детальные исследования двусторонне полированных прозрачных шлифов этих руд ([2] и рис. 3.2) показывают, что часть халькопирита действительно представлена мirmekитовыми черве- или жгутикообразными выделениями, размер которых может достигать нескольких сот микронов. При детальном исследовании этих особенностей руд Бартон и Бетке (личное сообщение, 1979) пришли к выводу, что халькопирит возникает либо путем эпитактического роста во время

образования сфалерита, либо путем замещения в результате реакции богатых медью флюидов со сфалеритом после его образования. В процессе метаморфизма тонкорассеянный халькопирит может быть перераспределен при перекристаллизации сфалерита, что приводит к его концентрации вдоль границ зерен сфалерита.

Сам распад твердых растворов представляет собой форму разложения, поскольку первоначальный высокотемпературный состав не существует более в виде одной гомогенной фазы. Однако термин «разложение» (*decomposition*) чаще применяется в тех случаях, когда вместо первичного минерала образуются два минерала явно различного состава, как это наблюдается при *эвтектоидном распаде* (*eutectoidal breakdown*). Термин «разложение» применяется также к распаду в центральной части полных серий твердых растворов, приводящему к развитию тесного сростания различных по составу минералов. Эвтектоидный распад при охлаждении хорошо известен в металлургии, но относительно мало примеров минералов может быть приведено для руд. Дигенит  $Cu_9S_5$  неустойчив при температуре ниже 70 °С, если он не содержит ~1% Fe, и разлагается при охлаждении ниже этой температуры с образованием сложной смеси анилита и джарлента (см. фазовую Cu-S-диаграмму на рис. 10.7). Если первоначальный состав до охлаждения более богат Cu, то разложение может приводить к образованию смеси халькозина и джарлента. Петрук [2], детально изучавший руды месторождения Кобальт, Онтарио, сообщил о сложном сростании галенита и халькозина, которое, очевидно, образовалось в результате разложения Cu-Pb-сульфида, устойчивого лишь при высокой температуре [5].

К двум примерам структур, возникающих при разложении в центральной части серии твердых растворов, относятся пластинчатые матильдит-галенитовые сростания (рис. 7.14, б) и мirmekитовые сростания мышьяк (или сурьма) — стибарсен, упоминаемые в литературе как «аллемонит» (рис. 7.14, в). Тонкость сростания (иногда в масштабе нескольких микронов) и сходство облика слагающих его минералов могут легко привести к неправильному определению сростания как одного минерала.

**Превращение.** Распознать по структурам превращение одной структурной модификации минерала в другую (того же состава) непросто, но оно может вызвать появление характерного двойничания. Иногда даже после превращения морфология кристалла высокотемпературного минерала сохраняется в виде *паламорфозы*. Некоторые высокотемпературные минералы испытывают при охлаждении столь быстрое превращение, что наблюдаются лишь низкотемпературные модификации (например, троилит, халькозин, акантит). К сожалению, температура, при

которой может происходить двойникование в акантите, считавшееся ранее диагностическим признаком превращения, ниже температуры превращения ( $176^\circ\text{C}$ ) [15]. Некоторые другие минералы, наблюдаемые как в виде высоко-, так и низкотемпературной модификаций (например, киноварь — метациннабарит; фаматинит — люционит), не могут свидетельствовать об условиях образования, поскольку одна из модификаций метастабильна.

**Окислительный и восстановительный распад твердых растворов.** Пластинки распада ильменита в магнетите (и реже магнетита в ильмените) часто присутствуют в таком соотношении объемов, которое превышает известные пределы растворимости для этих минералов. Линдсли [8] объяснил механизм образования этих пластинок с помощью диаграммы  $a_{\text{O}_2}$ — $T$  для Fe-Ti-окислов, приводимой на рис. 9.13. На этой диаграмме кривые магнетит-ульвошпинелевого твердого раствора (Mt—Usp) имеют более крутой наклон, а кривые гематит-ильменитового твердого раствора (Hem—Ilm) — менее крутой по сравнению с кривыми буферов, таких, как Ni—NiO, фаялит — магнетит — кварц, или с большинством флюидов. Поэтому при охлаждении вдоль кривой буфера или в присутствии флюида постоянного состава Mt-Usp-твердый раствор будет претерпевать окисление, и пластинки ильменита будут образовываться по плоскостям (111). Наоборот, ильменит, богатый  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , при охлаждении в сходных условиях будет восстанавливаться, образуя пластинки Ti-магнетита параллельно плоскостям (0001).

**Термический стресс.** Большинство рудных минералов обладают приблизительно одинаковыми коэффициентами термического расширения, поэтому большая часть мономинеральных и полиминеральных агрегатов подвержена лишь небольшим деформациям при охлаждении. Существенным исключением из этого правила является пентландит  $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ , коэффициент термического расширения которого в 2—10 раз больше, чем у таких сульфидов, как пирротин и пирит, с которыми он обычно ассоциируется [11]. В связи с этим цепочкообразные прожилки пентландита (рис. 9.5), образующиеся при повышенных температурах ( $300$ — $600^\circ\text{C}$ ) путем слияния ранних продуктов распада пластинчатой формы, характеризуются типичной трещиноватостью, поскольку они претерпели значительно большее сокращение объема по сравнению с вмещающим пирротинном.

## 7.6. Вторичные структуры, возникающие при деформации

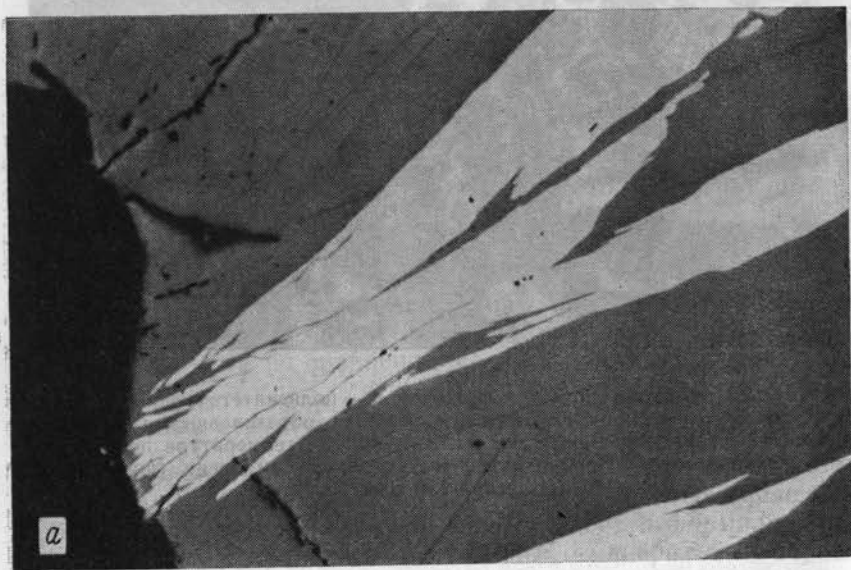
Во многих рудах наблюдаются структурные доказательства деформации, которые варьируют от обусловленного давлением двойникования до полного катаклаза. Степень деформационных эффектов и их сохранность в отдельных минеральных зернах



Рис. 7.16. *a* — двойник роста вольфрамита; *b* — полисинтетическое двойникование, развивающееся в синтетическом акантите, образовавшемся путем превращения из аргентина при охлаждении от  $400^\circ\text{C}$  (температура первоначальной кристаллизации). Николи скрещены; масляная иммерсия (ширина поля зрения 190 мкм).

широко изменяются в зависимости от самого минерала, скорости и природы деформации, ассоциирующихся минералов, температуры и длительности деформации и постдеформационной истории. Начало реакции минералов на деформацию, по-видимому, прежде всего зависит от твердости; поэтому такие минералы, как многие самородные металлы, сульфосоли, сульфиды меди и серебра, деформируются наиболее легко,  $\text{Cu-Fe-сульфиды}$  и моносульфиды — менее легко, а дисульфиды, окислы и арсениды — наиболее трудно. В соответствии с этим в полиминеральных рудах деформационные структуры выявляются лишь в некоторых минералах. Более мягкие минералы деформируются особенно легко, но они так же легко и перекристаллизовываются, поэтому эффекты деформации в них уничтожаются прежде, чем эти эффекты исчезают в более устойчивых к деформации и перекристаллизации минералах. Наиболее характерные и часто наблюдаемые особенности деформации рассматриваются ниже.

**Двойникование, полосчатость изгиба (Kinkbanding), пластичность давления.** Эти особенности встречаются в рудах, подвергшихся любой степени деформации, и могут быть даже искусственно созданы в некоторых более мягких минералах при грубой обработке образцов. Двойникование может возникать в минералах во время их первоначального роста, в процессе структурного превращения при охлаждении (разд. 7.5) или в результате деформации. Хотя количественные исследования не проводились или были весьма ограниченными, Рамдор [12]



a



б



в

Рис. 7.17. *а* — двойники деформации в пирротине, Грейт-Госсан-Лид, Виргиния. Николи скрещены (ширина поля зрения 520 мкм); *б* — полисинтетическое двойникование, развивающееся в самородном висмуте, в результате деформации. Ниписсинг-Майн, Кобальт, Онтарио. Николи скрещены; масляная иммерсия (ширина поля зрения 210 мкм); *в* — полосчатость изгиба, образовавшаяся в пирротине в результате деформации, Грейт-Госсан-Лид, Виргиния (ширина поля зрения 700 мкм) (по D. K. Henry et al., Econ. Geol., 74, 648, 1979; использовано с разрешения авторов).

считает, что можно различать три главных типа двойникования (см. рис. 7.16 и 7.17).

**Двойники роста:** встречаются в виде пластинчатых двойников несогласной ширины и неравномерного распределения, развиты лишь в некоторых зернах и могут перекрещиваться.

**Двойники превращения:** обычно встречаются в виде веретенообразных сетчатых срастаний, не параллельных во всех зернах.

**Двойники деформации:** встречаются в виде пластинок одинаковой ширины, часто сопровождаются изгибами, катаклизмом и частичной перекристаллизацией (участки очень мелких изометрических зерен), пластинки нередко проходят через соседние зерна.

Эти критерии полезны, но они не могут быть надежными при определении главных типов двойникования. Кларк и Келли [4] при исследовании зависимости прочности некоторых широко распространенных сульфидов от температуры показали, что деформация пирротина может происходить по типу полосчатости изгиба (рис. 7.17, в) с образованием изогнутых субпараллельных пластинок, каждая из которых характеризуется волнистым погасанием или двойникованием. При давлении менее 2 бар и температуре ниже 300 °С преобладает деформация полосчатости изгиба, в то время как при температуре выше 300 °С обычны как изгиб, так и двойникование. В пирротине и многих других умеренно твердых сульфидах (например, антимоните, висмутине) также обычно наблюдаются «пластинки давления» (рис. 7.18), т. е. несколько смещенные части зерен, проявляющие либо волнистое погасание, либо погасающие в несколько различных положениях. Вызванные давлением двойники или пластинки не выходят, как правило, за пределы участков хрупкой деформации, смятия или очень тонкозернистых зон, в которых раздробленные зерна были перекристаллизованы.

Раскалывание образцов молотком или их повреждение, вызванное дроблением или даже небрежной полировкой, может вызвать локальное двойникование давления в некоторых очень мягких минералах, таких, как самородный висмут (рис. 7.17, б), аргентит и молибденит. Причина такого двойникования обычно выявляется благодаря локальному его распределению или в связи с царапинами; оно может возникнуть в самородном висмуте даже при слабом надавливании кончиком иглы на полированную поверхность шлифа.

**Изгиб или смещение линейных образований.** О деформации руд часто свидетельствует изгиб или смещение нормально линейных или плоскостных форм, таких, как грани кристаллов, спайность, трещины, двойники, пластинки распада твердых растворов в зернах минералов и первичная зональность или прожилки в минералах. Треугольные выкрашивания по спайности



Рис. 7.18. Сложные пластинки давления, образовавшиеся в антимоните в результате деформации; большое разнообразие окрасок обусловлено различной кристаллографической ориентировкой пластинок. Николи скрещены (ширина поля зрения 520 мкм).

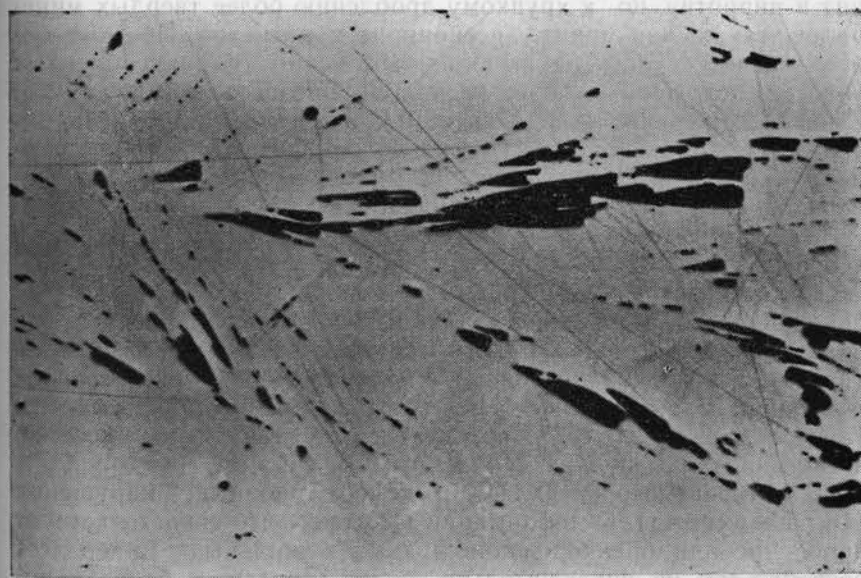


Рис. 7.19. Искривленные треугольники выкрашивания по спайности, возникшие в галените в результате деформации после его отложения. Остинвилл, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм).



в галените, столь характерные для его диагностики, обычно служат показателем деформации. Хотя границы отдельного выкрашивания могут быть искривленными, эффекты деформации большей частью выявляются по изгибу целого ряда таких выкрашиваний по спайности (рис. 7.19). В обусловленных деформацией двойниковых пластинках в пирротине, ильмените, халькопирите и многих других минералах часто выявляется значительный изгиб, и эти пластинки обычно проходят через несколько зерен, в то время как двойники роста или превращения обычно развиваются в пределах отдельных зерен.

Срастания, образовавшиеся в результате распада твердых растворов кубанита в халькопирите, ильменита в гематите (или наоборот), халькопирита в сфалерите, пентландита в пирротине и борнита в халькопирите (или наоборот), представляют собой часто кристаллографически контролируемые линейные (или плоскостные) образования. Изгиб пластинок, рядов округлых включений, пламевидных выделений или жгутиков свидетельствует о деформации; однако не всегда ясно, что произошло первым — распад или деформация.

Образование складок или смещение первичной полосчатости, образуемой минеральными агрегатами, является обычным признаком многих деформированных руд как в микро-, так и в макромасштабе. Складчатость часто приводит к вязкому течению более мягких сульфидов, таких, как халькопирит, галенит и пирротин, но к хрупкому дроблению более твердых минералов, таких, как пирит, арсенопирит и магнетит. Поэтому более мягкие сульфиды выполняют трещины в раздробленных участках, сложенных более твердыми минералами (рис. 10.23). Смещение полосок минералов в микромасштабе или минерализованных жилок (рис. 8.4), сопровождающееся обычно выполнением более поздними генерациями рудных или жильных минералов, часто наблюдается в рудах.

В деформированных рудах часто наблюдаются зоны, вдоль которых происходили сдвиги. В таких зонах рудные минералы могут быть распылены и размазаны параллельно направлению движения. Эти зоны представляют собой обычно плоскостные образования, в которых рудные минералы очень тонкозернисты (иногда перекристаллизованы) по сравнению с окружающей массой; минералы, обычно развитые в виде изометричных зерен, такие, как галенит, часто представлены удлинненными (нередко деформированными и раздробленными) зернами.

**Брекчирование, катаклиз и деформационные нарушения (Durchbewegung).** О деформации в рудах часто свидетельствует дробление или брекчирование рудных и жильных минералов, особенно, но не исключительно, более твердых и более хрупких, таких, как пирит, хромит и магнетит. Масштаб брекчирования зависит от степени деформации и минерального состава

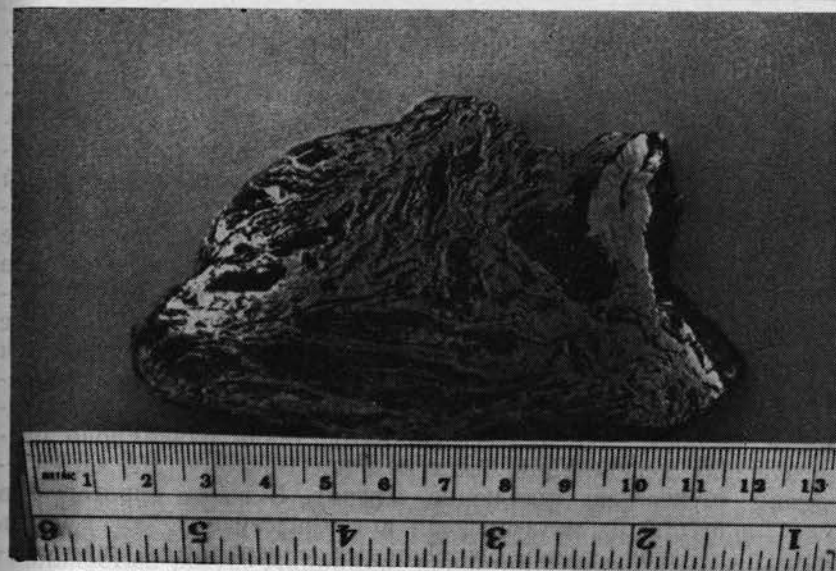


Рис. 7.20. Текстура тектонического воздействия, образовавшаяся в интенсивно деформированном пирротине. Черные силикатные включения вытянуты и подверглись вращению при течении пирротиновой массы под давлением. Грейт-Госсан-Лид, Виргиния. Масштаб дан в сантиметрах и дюймах.

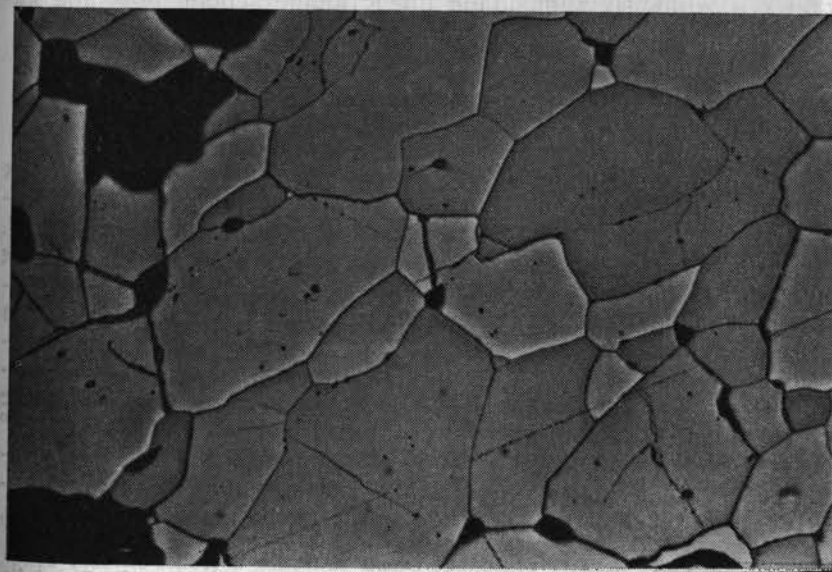


Рис. 7.21. Структура отжига перекристаллизованного мономинерального образца пирита. Отмечается широкое развитие тройных точек соединением под углом  $120^\circ$ . Минерал-Дистрикт, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм).

руд. Так, умеренная деформация приводит к значительному брекчированию массивных пиритовых, магнетитовых или хромитовых руд, когда вся деформация реализуется в хрупком дроблении слагающих их минералов. В отличие от этого пирит, находящийся совместно с пирротинном или халькопиритом, обычно испытывает незначительные нарушения даже при сильной деформации, так как напряжение воспринимается более мягкими минералами. Заметным исключением являются округлые зерна (rolled) пирита из Сулихельмы, Норвегия. В этой руде кубические кристаллы пирита заметно округлены, будучи закатанными (rolled) в основную массу пирротина в процессе сильной деформации. Более слабое брекчирование сменяется сложным катаклизмом с увеличивающейся степенью фрагментации и дезориентирования, охватывающих в конце концов и рудные, и жильные минералы (рис. 7.20); такая равномерно распределенная деформация была названа Воксом<sup>1</sup> [16] *durchbewegung* (буквально «движение через»). В зонах сбросов и в рудах, испытавших метаморфизм высокой ступени, могут иметь место распыление рудных и жильных минералов, полная хаотичность в ориентировке обломков, развитие «шариковых структур», в которых обломки сланцев или жильных минералов округлены до «шариков», а также широкое развитие ранее описанных признаков деформации. Внедрение более мягких минералов по трещинам и направлениям спайности более хрупких рудных и жильных минералов представляет собой обычное явление (рис. 10.23).

### 7.7. Вторичные структуры, возникающие при медленном охлаждении

Эффекты отжига при медленном охлаждении руд после их отложения или при медленном нагревании в процессе метаморфизма могут существенно изменить первоначальные структуры. Так как охлаждение и метаморфизм являются длительными процессами отжига, обсуждаемые здесь эффекты могут обусловить появление структур, сходных с рассмотренными в разд. 7.2. Наиболее характерной особенностью отжига является перекристаллизация, стремящаяся свести к минимуму суммарную площадь поверхности зерен и поверхностное напряжение путем развития крупных изометричных зерен с углами  $120^\circ$  между ограничивающими их (или *дигедральными*) поверхностями (рис. 7.21). Углы между поверхностями, наблюдаемые в контакте трех зерен отожденных мономинеральных агрегатов,

<sup>1</sup> Впервые термин *Durchbewegung* применен П. Рамдором (*P. Ramdohr. Durchbewegte Erze von Rutivare, Nordschweden, Geol. Foren. Forh. Stockholm. 67, 1945*). — *Прим. ред.*

стремятся к  $120^\circ$ , в то время как в полиминеральных агрегатах они изменяются в зависимости от минерального состава. Углы между поверхностями зерен некоторых, пришедших в равновесное состояние пар распространенных сульфидов составляют: для пары галенит — сфалерит —  $130$  и  $134^\circ$ , для пары халькопирит — сфалерит —  $106$ — $108^\circ$ , для пары пирротин — сфалерит —  $107$ — $108^\circ$  [14]. Так как поверхность полированного шлифа, представляющая собой случайное сечение поликристаллического минерального агрегата, дает лишь видимые углы, которые могут изменяться от  $0$  до  $180^\circ$ , то необходимо измерять большое число углов между поверхностями зерен в данном шлифе, чтобы статистически определить истинный угол. В процессе отжига мелкие зерна резорбируются, что приводит к укрупнению зерен; однако небольшие зерна второстепенных минералов могут оставаться в виде линзообразных включений вдоль границ более крупных зерен (рис. 10.23, з).

Новое состояние равновесия, достигаемое при медленном охлаждении, может обусловить либо появление зональных нарастаний на зернах, либо гомогенизацию зерен с первичной зональностью роста. Например, нарастания пирита на первичном пирите или реликты первичной зональности роста могут наблюдаться в обычных полированных шлифах, но часто требуется

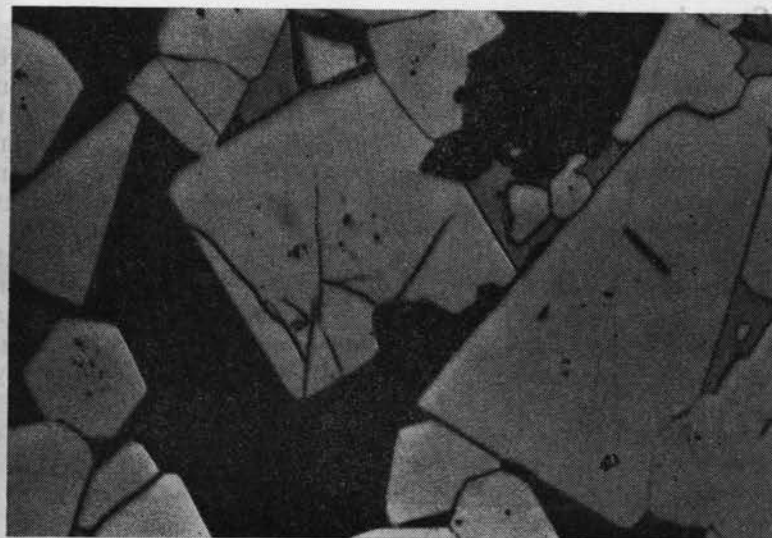


Рис. 7.22. Структура отжига перекристаллизованных идиоморфных зерен пирита (светло-серое) в основной массе сфалерита (темно-серое) и второстепенного халькопирита (серое). Минерал-Дистрикт, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм).

травление, чтобы их выявить (рис. 2.8, а). Реликтовая первичная зональность роста в сфалерите или тетраэдрите редко проявляется в полированных шлифах, но может наблюдаться в проходящем свете при использовании двусторонне полированных прозрачных шлифов (рис. 2.7). Перекристаллизация при медленном охлаждении может также приводить к росту идиоморфных кристаллических зерен, иногда порфиробластов, особенно таких минералов, как пирит (рис. 7.22), арсенопирит, магнетит и гематит. Рост этих минералов, подобно хорошо известным примерам среди метаморфических нерудных минералов (например, гранат и ставролит), зависит от условий отжига и валового состава минерализованной зоны. Хотя обычно размер их составляет несколько миллиметров в диаметре, порфиробласты могут превышать 2,5 см в поперечнике, как это наблюдается в пирит-пирротиновых рудах Дактауна, Теннесси. Рост порфиробластов и обрастания осложняют определение последовательности образования минералов, так как не существует надежных способов установления различий между порфиробластами и ранними идиоморфными кристаллическими зернами. Часто, однако, порфиробласты содержат различные количества и разные типы включений в отличие от соответствующих первичных минералов руд.

### 7.8. Специфические структуры

Ряд структур, наблюдаемых в рудах, достаточно характерны или широко распространены, поэтому они получили специальные названия. К структурам первичного отложения относятся *фрамбонидные структуры* (рис. 10.5, б и 10.16), представляющие собой агрегаты сферических частиц, часто присущие пириту и ураниниту. С этими первичными структурами сходны *оолитовые структуры*, известные для карбонатных пород, но также встречаемые в рудах железа и марганца (см. разд. 10.2). Замещение магнетита гематитом вдоль направлений спайности (111) в структурах замещения называется *мартитизацией* (рис. 7.23), а характерное изменение пирротина с образованием тонкой смеси пирита и марказита приводит к появлению структуры *птичьего глаза* (рис. 7.24). Особенно характерны некоторые структуры распада твердого раствора, такие, как пламевидные выделения пентландита в пирротине (рис. 8.8, б) и звездочки сфалерита в некоторых халькопиритах (рис. 7.25).

### 7.9. Заключительное положение

По отдельной структуре руды редко можно судить о происхождении и истории рудного месторождения. Обычно наблюдается ряд структур, отражающих различные моменты развития

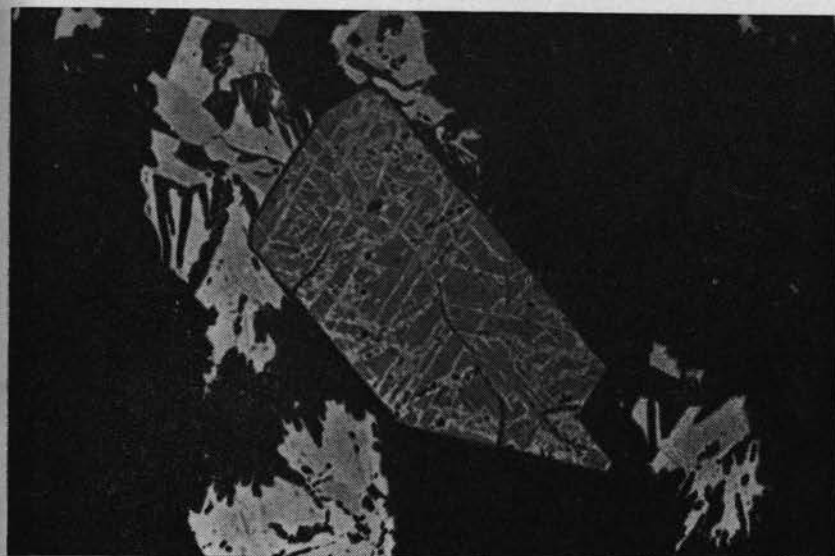


Рис. 7.23. «Мартит», в котором гематит (белое) развился вдоль кристаллографически предпочтительных плоскостей в магнетите в результате окисления (ширина поля зрения 240 мкм).

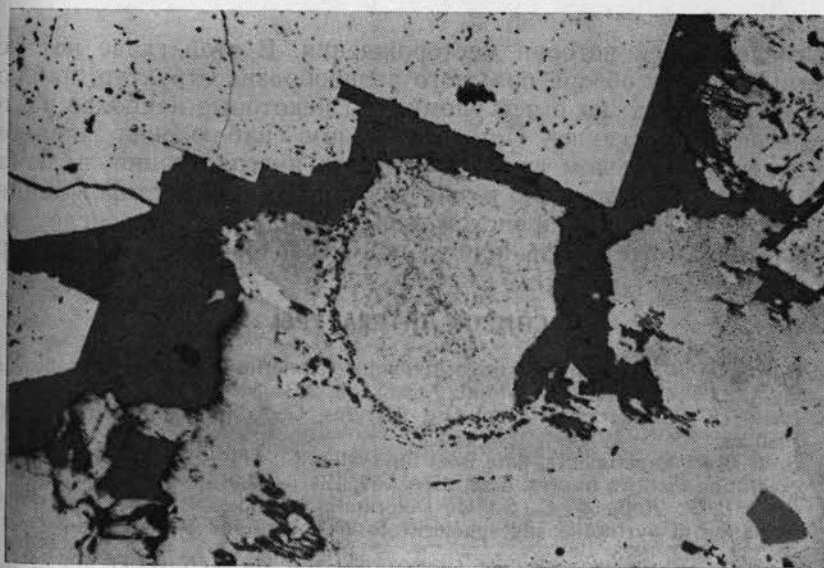


Рис. 7.24. Структура птичьего глаза пирита с марказитом, образовавшаяся при изменении пирротина (ширина поля зрения 520 мкм).



Рис. 7.25. Сфалеритовая «звездочка» в халькопирите. Минерал-Дистрикт, Виргиния (ширина поля зрения 330 мкм).

и последующей истории месторождения. В этой главе нет исчерпывающего обзора большого разнообразия структур, наблюдаемых в рудах, но в ней упомянуты некоторые наиболее часто встречаемые их типы. При тщательном наблюдении, здравом смысле и небольшом воображении при интерпретации, включающей все, что известно о геологической позиции месторождения, многое касающееся происхождения и истории руд после их отложения может быть понято при исследовании их структур.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barton P. B., Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe Mine, Akita Prefecture, Japan, *Mining Geol.*, 28, 293—300, 1978.
2. Bastin E. S., Interpretation of Ore Textures, *Geol. Soc. Am. Mem. No. 45*, 1950.
3. Brett P. R., Experimental data from the system Cu—Fe—S and its bearing on exsolution textures in ores, *Econ. Geol.*, 59, 1241—1269, 1964.
4. Clark B. R., Kelly W. C., Sulfide Deformation Studies: I. Experimental deformation of pyrrhotite and sphalerite to 2000 bars and 500°C, *Econ. Geol.*, 68, 332—352, 1973.
5. Craig J. R., Kullerud G., Phase relations and mineral assemblages in the copper-lead-sulfur system, *Am. Mineral.* 53, 145—161, 1968.
6. Edwards A. B., Textures of the Ore Minerals, Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1947.

7. Hutchison M. N., Scott S. D., Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system, *Econ. Geol.*, 1980.
8. Lindsley D. H., Experimental studies of oxide minerals, In D. Rumble, ed., *Oxide Minerals*, Mineral. Soc. Am. Short Course Notes, 3, L61—L88, 1976.
9. Petruk W., Staff, Characteristics of the Sulphides, In *The Silver-arsenide deposits of the Cobalt-Gowganda Region Ontario*, *Can. Mineral.*, 11, 196—221, 1971.
10. Putnis A., McConnell J. D. C., Principles of Mineral Behavior, Elsevier, New York, 1980.
11. Rajamani V., Prewitt C. T., Thermal expansion of the pentlandite structure, *Am. Mineral.*, 60, 39—48, 1975.
12. Ramdohr P., *The Ore Minerals and Their Intergrowths*, Pergamon, New York, 1969. (Имеется перевод: Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М.: ИЛ, 1962.)
13. Roedder E., The noncolloidal origin of «colloform» textures in sphalerite ores, *Econ. Geol.*, 63, 451—471, 1968.
14. Stanton R. L., *Ore Petrology*, McGraw-Hill, New York, 1972.
15. Taylor L. A., The significance of twinning in Ag<sub>2</sub>S, *Am. Mineral.*, 54, 961—963, 1969.
16. Vokes F. M., A review of the metamorphism of sulphide deposits, *Earth Sci. Rev.*, 5, 99—143, 1969.
17. Wiggins L. B., Craig J. R., Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relationships, *Econ. Geol.*, 75, 742—752, 1980.
18. Yund R. A., McCallister R. H., Kinetics and mechanisms of exsolution, *Chem. Geol.*, 5—30, 1970.

## ПАРАГЕНЕЗИС<sup>1</sup>, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ РУД ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

### 8.1. Введение

После диагностики минералов и характеристики структур руд двумя главными задачами рудной микроскопии являются установление последовательности образования ассоциирующихся минералов во времени, или парагенезиса<sup>2</sup>, и оценка условий, при которых минералы образовались или достигли нового состояния равновесия. Эти задачи, хотя и не существенные для добычи и разработки руд, важны для выяснения их геологической истории и могут иметь значение при разведке, сопоставлении различных частей рудных тел и отнесении характерных элементов-примесей (например, золота) к определенным периодам или типам минерализации. Для выяснения последовательности образования минералов необходимо детальное исследование полированных шлифов для определения фаз и выявления характерных структур (см. гл. 7) и признаков, позволяющих устанавливать время образования. Для этого в свою очередь требуются хорошо подготовленные представительные образцы руд, использование соответствующих данных по фазовым равновесиям и суммирование всех геологических и минералогических сведений, имеющих значение о месторождении. Одним из наиболее эффективных методов определения температур образования и природы рудообразующих флюидов является изучение газово-жидких включений, рассматриваемое в последнем разделе главы.

Обсуждаются также методы отбора и изучения образцов, полезные для выяснения последовательности образования минералов, хотя не все рассматриваемые методы применимы ко всем рудам. Действительно, для некоторых руд, особенно ин-

<sup>1</sup> В советской литературе под «парагенезисом», или «парагенетической ассоциацией минералов», принято понимать только такую ассоциацию, в которой сосуществующие минералы являются совместнообразованными в определенных физико-химических условиях. Поскольку авторы используют данный термин только как последовательность отложения минералов, при переводе это слово везде заменено. — *Прим. ред.*

<sup>2</sup> «Парагенезис» используется также, особенно в европейской геологической литературе, для обозначения характерных ассоциаций рудных минералов, но в этой книге применяется лишь как последовательность образования минералов.

тенсивно метаморфизованных, не удается установить первичную последовательность либо вследствие недостаточной четкости первичных признаков, либо вследствие последующего полного изменения облика руд.

### 8.2. Исследования последовательности образования минералов

«Стандартный метод» проведения указанных исследований отсутствует, так как каждое рудное месторождение является по-своему уникальным. Однако поскольку цель этих исследований заключается в выяснении последовательности образования минералов, то некоторые описанные ниже принципы применимы к большинству примеров.

**8.2.1. Отбор и приготовление образцов.** Исследуемые образцы составляют обычно бесконечно малую часть всего месторождения, поэтому они должны давать представление о месторождении в целом. Конечно, чем более крупным и сложным является рудное тело, тем большее число образцов необходимо для его адекватного изучения. Однако более важно не число образцов, а их качество и во многих случаях — их пространственное положение — фактор, особенно существенный для руд, обладающих плоскостной и линейной ориентировкой (ритмичная слоистость; полосы минералов, параллельные зальбандам жил; секущие минерализованные жилы и т. д.). Следует отметить, что неминерализованные и слабо минерализованные вмещающие породы месторождения часто столь же полезны для выяснения последовательности образования минералов, как и образцы массивной руды. В образцах этих пород могут находиться рудные минералы, предшествующие минерализации или являющиеся ранними ее составляющими. Размеры обычных полированных шлифов могут оказаться недостаточными для выявления структурных и возрастных взаимоотношений в очень крупнозернистых рудах, сложных жилах или полосчатых рудах; в таких случаях рекомендуется сочетание штучов и ориентированных пластин руд с полированными и прозрачными шлифами и применение объективов как с малыми, так и с большими увеличениями. В некоторых рудах с помощью двусторонне полированных прозрачных шлифов может быть получена более полная информация о возрастных соотношениях минералов, чем с помощью обычных полированных шлифов. Такие шлифы позволяют наблюдать в *одном и том же* образце и жильные, и рудные минералы, а также внутреннее строение некоторых рудных минералов (например, сфалерита, тетраэдрита, пираргирита), не выявляющееся ни в обычных прозрачных, ни в полированных шлифах.

Необходимо также еще раз подчеркнуть значение использования хорошо отполированных шлифов. Многие тонкие детали не заметны в плохо отполированных шлифах или шлифах с очень высоким рельефом.

**8.2.2. Морфология кристаллических зерен и взаимоотношения их общих границ.** Формы отдельных кристаллических зерен и особенности границ соприкасающихся зерен часто используются как критерии определения возрастной последовательности. Вообще идиоморфные кристаллические зерна интерпретировались как свободно растущие ранние образования, а зерна с выпуклыми поверхностями — как образующиеся раньше зерен с вогнутыми поверхностями. Такая упрощенная интерпретация часто оказывается правильной, но она должна применяться с осторожностью. Конечно, для многих минералов идиоморфизм зерен является показателем роста в свободном пространстве, особенно в жильных месторождениях. Например, кальцит, кварц, флюорит, сфалерит, касситерит, галенит, ковеллин и сульфосоли обычно образуют хорошо развитые идиоморфные зерна лишь в направлениях беспрепятственного роста (рис. 8.1). Присутствие таких зерен, сростающихся с другими минералами или обрастаемых ими, указывает на то, что они образовались первыми. Кроме того, оно обычно показывает направление общего роста (т. е. роста в направлении идиоморфных кристаллических граней). Однако некоторые минералы (например, пирит, арсенопирит) благодаря своей кристаллизационной способности стремятся образовать хорошо развитые кристаллы независимо от их положения в возрастной последовательности. Например, ранний пирит в  $\text{Cu-Pb-Zn}$ -жилах встречается в виде изолированных правильных кристаллических зерен или агрегатов зерен с множеством хорошо развитых граней; вторичный пирит, возникающий при разложении первичного пирротина в  $\text{Fe-Cu-Ni}$ -рудах, часто представлен хорошо образованными кубическими кристаллами; пирит, образующийся в результате метаморфической перекристаллизации, обычно встречается в виде прекрасно развитых кубических и пентагондодекаэдрических порфирибластов с диаметром до нескольких сантиметров (рис. 8.2).

Иногда данные о морфологии кристалла, а не сам кристалл помогают в интерпретации возрастной последовательности. Так, в некоторых  $\text{Pb-Zn}$ -рудах долины Миссисипи при выщелачивании были удалены сантиметровые кристаллы галенита, выросшие на поверхности открытых трещин. Свидетельство первоначального присутствия галенита сохранилось благодаря тому, что до того, как он был выщелочен, на его кристаллы отложился полоска (2—3 мм) тонкозернистого пирита и марказита. В образцах руд выявляется следующая последовательность событий: 1) образование трещин во вмещающих породах; 2) образование сфалерита и идиоморфного галенита; 3) образова-



Рис. 8.1. Идиоморфные зерна ковеллина, образовавшиеся при беспрепятственном росте в открытом пространстве. Эти зерна сцементированы прозрачной эпоксидной смолой, причем ребра некоторых из них обнажаются на поверхности полированного шлифа. Крид, Колорадо (ширина поля зрения 1 см).

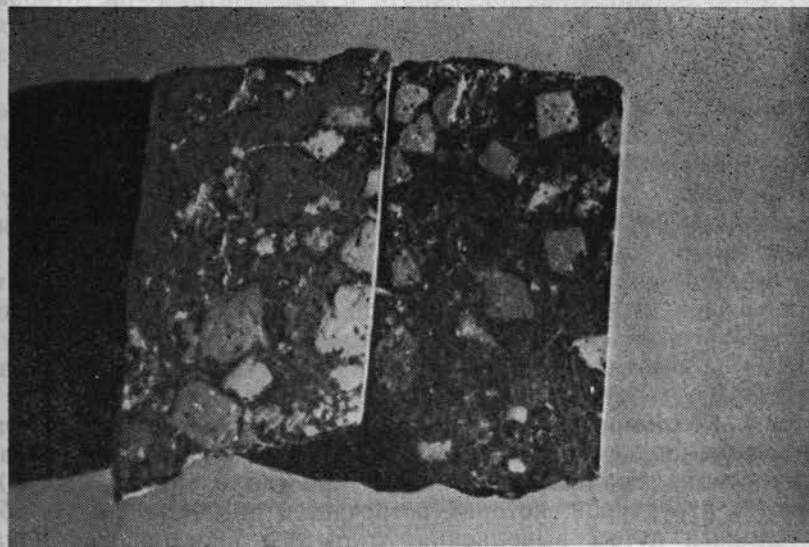


Рис. 8.2. Порфирибласты пирита, образовавшиеся в массе пирротина в процессе регионального метаморфизма. Мыс Грейт-Гроссан, Виргиния (ширина поля зрения 5 см).

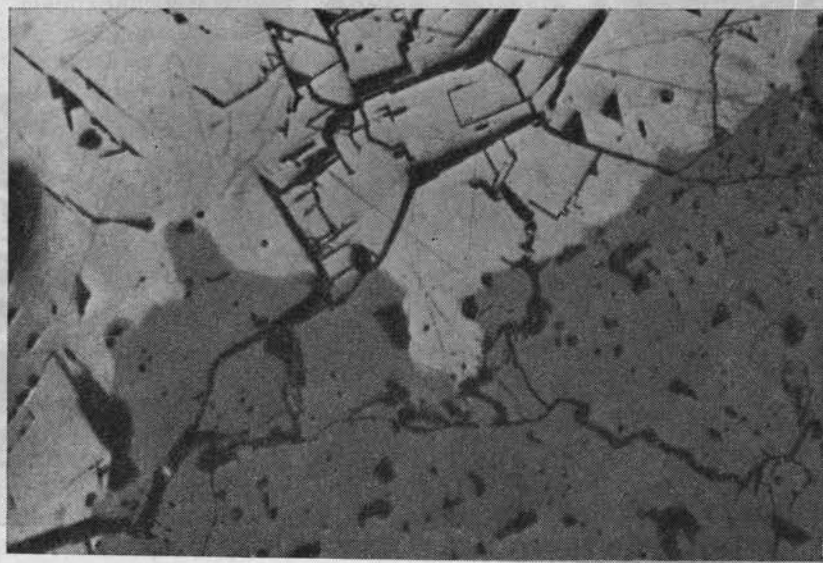


Рис. 8.3. Взаимопроникающие зерна сфалерита (серое) и галенита (белое). Монтезума, Колорадо (ширина поля зрения 520 мкм).

ние колломорфных каемок пирита и марказита, точно отображающих морфологию галенита; 4) выщелачивание, приводящее к появлению пустот правильной формы, ранее занятых галенитом.

Взаимные границы зерен (одинаковая степень проникновения минералов друг в друга) (рис. 8.3) должны интерпретироваться с осторожностью и пониманием того, что при работе с рудным микроскопом мы получаем представление лишь о двух измерениях объекта, обладающего тремя измерениями. Одинаковое проникновение минералов друг в друга, отсутствие у кристаллов признаков, свидетельствующих о наиболее раннем их образовании и отсутствие признаков замещения обычно препятствуют выявлению возрастной последовательности и могут явиться показателем одновременной кристаллизации минералов.

**8.2.3. Колломорфная полосчатость и зональность роста.** Колломорфная полосчатость, или концентрическое натечное нарастание тонких радиально-лучистых кристалликов (рис. 8.4, а), является структурой, которая встречается обычно в рудах, образующихся путем выполнения открытого пространства. Она особенно характерна для окислов железа и марганца (рис. 8.4, б), включая марганцевые нодулы, а также для урановых минералов, арсенидов, пирита и сфалерита. Хотя колломорфная поло-

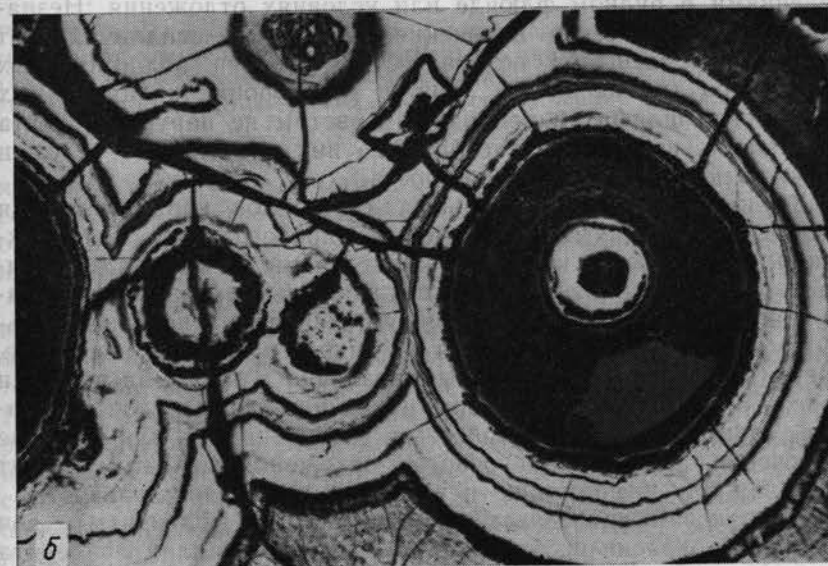


Рис. 8.4. а — колломорфная полосчатость, иллюстрирующая последовательный рост сфалерита внутрь от стенок трещины. Микрофотография прозрачного двусторонне полированного шлифа в проходящем свете. Ранний пирит (черное) последовательно обрастает полосчатым сфалеритом и доломитом (белое). Остинвилл, Виргиния (ширина поля зрения 2000 мкм); б — концентрическая полосчатость роста, демонстрирующая последовательное развитие гематита и гётита в пизолитовой железной руде. Шеффервилл, Квебек (ширина поля зрения 2000 мкм).

счатость часто объяснялась образованием гелей, Реддер [23] показал, что происхождение типичных колломорфных сфалеритов обусловлено непосредственной кристаллизацией из растворов тонковолокнистых кристаллов. Колломорфные полосы сложены в действительности массой радиально расположенных кристалликов, растущих из множества соседних точек вдоль стенки жилы, вокруг поверхности обломка вмещающей породы или ранее образованных рудных минералов. Колломорфные агрегаты обычно образуют гладкие или волнистые поверхности, хотя иногда они могут встречаться в виде сталактитов. В некоторых месторождениях долины Миссисипи и в жильных Рb-7n-месторождениях известны хорошо образованные сталактиты с центральной трубчатой полостью. Рост колломорфных структур происходит из субстрата снаружки и характеризуется последовательными периодами, о чем свидетельствуют перекрывающие друг друга полосы. Отдельные полосы часто легко распознаются благодаря переслаиванию других минералов, изменению размера, формы или ориентировки кристаллов или зональному изменению окраски, обусловленным некоторыми изменениями в рудном флюиде или условиях отложения. Незначительные химические изменения, о которых свидетельствует микронного масштаба полосчатость окраски колломорфных сфалеритов (наблюдаемая лишь в двусторонне полированных прозрачных шлифах в проходящем свете), не нарушают роста кристаллов, поскольку некоторые из них достигают 1—2 см и могут включать сотни полосок роста.

Зональность роста отдельных кристаллов характерна для многих типов рудных минералов и широкого круга месторождений. В продуктах кристаллизации магмы, таких, как хромиты и магнетиты, могут проявляться зональные вариации состава и цвета, отражающие изменения в магме. В некоторых жильных минералах, отложившихся из гидротермальных растворов, могут наблюдаться отчетливые различно окрашенные зонки (рис. 7.3), также фиксирующие изменение среды рудообразования. Такие зонки часто содержат газоможидкие или твердые включения, захваченные во время отложения, и поэтому могут дать важную информацию о возрастной последовательности.

Одинаковая последовательность (или ее фрагменты) зон различной окраски и состава в соседних кристаллах сфалерита или в его кристаллах, одновременно растущих на стенках трещины, явилась основой «сфалеритовой стратиграфии» (термин, предложенный Бартоном и др., 1977). Мак-Лиманс и др. [15] использовали сфалеритовую стратиграфию в районе долины Верхней Миссисипи для корреляции отдельных различно окрашенных полосок колломорфного сфалерита на расстоянии нескольких сот метров, а некоторых полосок на расстоянии нескольких километров (рис. 8.5). Сфалеритовая стратиграфия

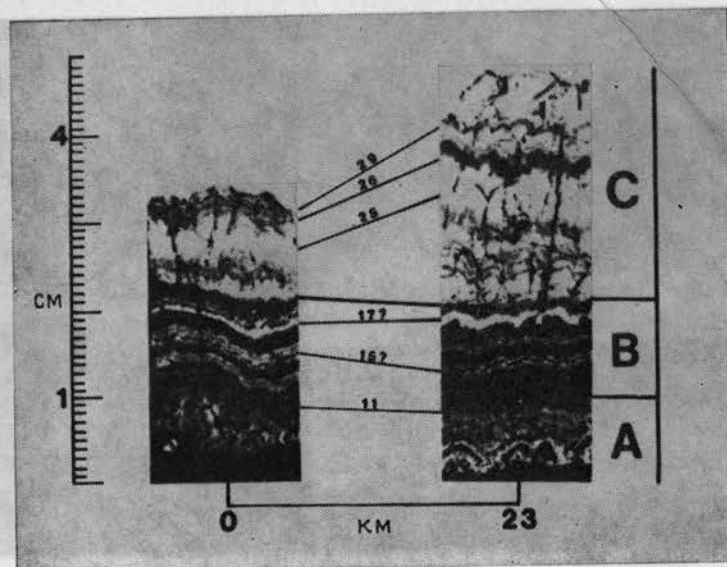


Рис. 8.5. Прозрачно-полированные шлифы сфалерита, показывающие стратиграфические зоны А (ранняя), В (средняя) и С (поздняя) и корреляцию стратиграфии на расстоянии 23 км к северо-востоку от рудного тела Амелия, Иллинойс (слева), до рудного тела Хендриксон, Висконсин (справа) (по Мак-Лимансу и др. [15], с разрешения авторов и издательства).

является эффективным методом при исследованиях возрастных соотношений, но требует тщательного подбора ориентированных образцов и их изучения в двусторонне полированных прозрачных шлифах.

**8.2.4. Катодолюминесценция и флуоресценция.** В последнее время катодолюминесценция стала важным вспомогательным методом в исследованиях последовательности отложения некоторых минералов. В этом методе пучок электронов диаметром 1 см при ускоряющем напряжении 10—15 кВ попадает на образец (прозрачный или полированный шлиф), находящийся в вакуумной камере на столике микроскопа. Образец может просматриваться в проходящем или отраженном свете или только при люминесцентном освещении, возбуждаемом электронным пучком. Хотя большинство рудных минералов не реагируют на электронное облучение, некоторые из них, такие, как касситерит [7], сфалерит, шеелит, повеллит и виллемит, а также такие широко распространенные жильные минералы, как флюорит, кальцит, доломит, полевошпат и кварц [30], проявляют видимую флуоресценцию. Люминесценция этих минералов зависит от присутствия следов или незначительных количеств элемента-активатора (например, Mn, Dy, Cr), включенного в



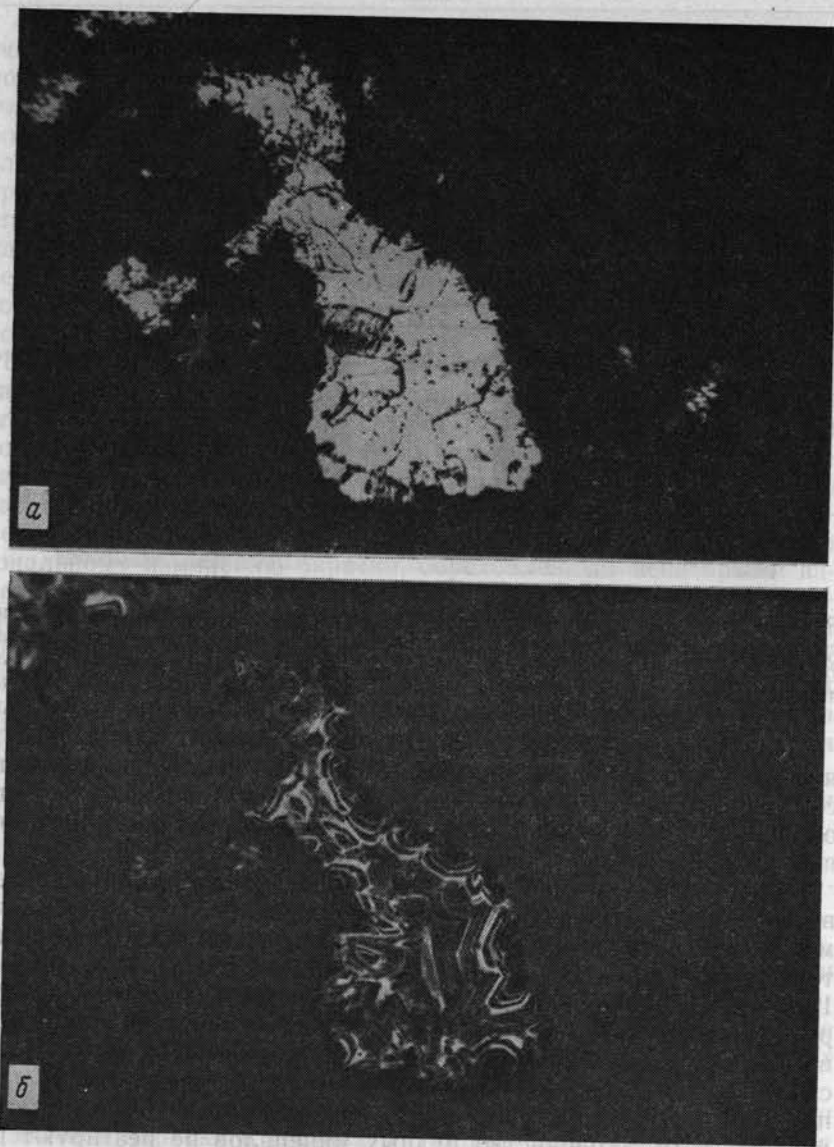


Рис. 8.6. Использование катодолюминесценции для установления полосчатости роста в кальците: *a* — прозрачный шлиф с кальцитом, выполняющим полость. Плоскополяризованный проходящий свет; *b* — тот же участок при катодолюминесценции обнаруживает тонкую зональность роста, выявляющуюся благодаря различной яркости полосок (ширина поля зрения 4400 мкм).

эти минералы в процессе их первоначальной кристаллизации.

Поскольку флюиды, отлагающие рудные и жильные минералы, обычно изменяются с течением времени, то последовательно отлагающиеся рудные и жильные минералы иногда обладают люминесцентными зонами роста, не видимыми ни в проходящем, ни в отраженном свете (рис. 8.6). Такие зоны роста могут быть полезны при корреляции образцов и интерпретации возрастных соотношений. Этот метод широко использовался при изучении цемента осадочных пород [16, 18] и оказался эффективным при корреляции карбонатных минералов, ассоциирующихся со сфалеритовыми рудами в районе восточного Теннесси [5].

Флуоресценция, или эмиссия видимого света при облучении ультрафиолетовым светом, весьма сходна с катодолюминесценцией и поэтому является еще одним способом получения информации о последовательности образования минералов в полированных или прозрачных шлифах. Источники ультрафиолетового света — обычно ртутные дуговые лампы («черные лампы») — подразделяются на длинноволновые (300—400 нм) и коротковолновые (<300 нм) и представлены в виде недорогих простых и более сложных моделей, смонтированных на микроскопе. Большинство широко распространенных рудных и жильных минералов не реагируют на ультрафиолетовый свет, но многие из них, проявляющие катодолюминесценцию, также флуоресцируют, особенно в коротковолновом ультрафиолетовом свете. Название этого явления в действительности происходит от флуоресценции флюорита. Как и катодолюминесценция, флуоресценция обусловлена присутствием некоторых элементов-активаторов и широко варьирует по интенсивности и цвету.

Обычное исследование образцов с помощью ультрафиолетовой лампы осуществляется очень просто и часто приводит к немедленному выявлению некоторых минералов (например, повеллита, касситерита, шеелита), не обладающих другими характерными диагностическими признаками. Кроме того, возможно выявление характерных широких зон (например, флуоресцентных полос в кальците, флюорите, доломите), а иногда тонкой зональности роста, не видимой при нормальных условиях освещения. Такая зональность может быть, конечно, очень полезной при сопоставлении образцов. Простота эксплуатации и широкая доступность ультрафиолетовых ламп в сочетании с легкостью получения ценной информации позволили применять этот метод во многих лабораториях в повседневной работе.

**8.2.5. Взаимоотношения пересечений.** При минералогическом исследовании, так же как при полевых геологических работах, взаимоотношения пересечений являются ключевыми для установления последовательности образования минералов. *Прожилок или иной минеральный агрегат, секущий другой агрегат,*

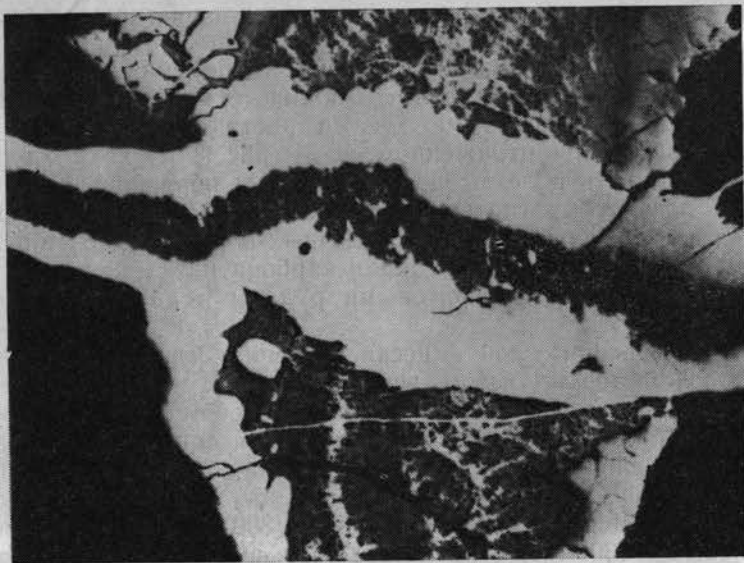


Рис. 8.7. Взаимоотношения пересечений, выявляющиеся в окисной марганцевой руде, в которой ранний халькофанит сечется более поздним прожилком того же минерала. Ред-Браш-Майн, Виргиния (ширина поля зрения 2000 мкм).

моложе пересекаемого агрегата, за исключением случая, когда ранняя фаза подвергалась замещению или когда оба агрегата возникли при метаморфической ремобилизации. Поэтому прожилок, секущий другой прожилок (рис. 8.7) или кристаллическое зерно, является более поздним в последовательности независимо от того, представляет ли он собой простое выполнение открытой полости или замещение. О явлениях деформации часто можно судить по микросбросам (рис. 8.4, а), смещающим полоски или жилки ранее образованных минералов, или по дроблению ранних зерен, которые впоследствии могли быть сцементированы более поздними минералами. Детальные исследования некоторых сингенетических руд обнаруживают секущие взаимоотношения в виде знаков размыва, борозд, оползней в неконсолидированном осадке и поперечной слоистости; некоторые из этих признаков могут наблюдаться в микромасштабе.

**8.2.6. Замещение.** Признаки замещения весьма полезны при определении последовательности; очевидно, что замещаемый минерал предшествует замещающему. Поскольку замещение в общем является следствием поверхностных химических реакций, то оно обычно развивается к центру от ограничений кристаллов или вдоль трещин. В общем при далеко зашедшем заме-

щении замещающий минерал обладает выпуклыми ограничениями, в то время как замещаемый с характерными вогнутыми ограничениями может сохраняться в виде остаточных «островков» внутри основной массы более позднего минерала (рис. 7.10, в). Замещение и процессы выветривания часто приводят к тому, что поздний минерал полностью занимает позиции ранее образованного минерала; при этом четкая идентификация уже отсутствующего минерала может оказаться сложной. Иногда замещение неполное, и сохраняется небольшое число незамещенных участков первоначального минерала. Хороший пример этого показан на рис. 9.8, где пентландит сохраняется среди замещающего его виоларита; большая часть зерен пентландита в этой руде полностью замещена, но зерно на рис. 9.8 указывает на истинную последовательность. Кубические формы пирита, вероятно, наиболее легко распознаются среди замещенных минералов, поэтому кубические формы халькопирита, ковеллина или гётита рассматриваются как псевдоморфозы по пириту. Характерные пластинчатые кристаллы марказита на рисунке 7.9, б частично замещены гётитом.

**8.2.7. Двойникование.** Двойникование может оказаться полезным для установления последовательности образования и истории деформации руд. Оно может возникать в процессе первоначального роста, в результате превращения или деформации (рис. 7.16, 7.17, а, б). Поскольку двойникование роста зависит от температуры, степени пересыщения рудообразующего флюида и кинетики, то его обнаружение лишь в некоторых зернах специфических минералов может быть полезным при выявлении различных генераций последних. Двойникование превращения, если оно правильно установлено, указывает на первоначальное образование более высокотемпературного минерала и по крайней мере на частичное установление нового состояния равновесия при охлаждении. Двойники деформации могут свидетельствовать о проявлении последней во время рудообразования (если отмечаются лишь в ранее образованных минералах) или после отложения руд (если отмечаются в рудных минералах всех стадий минерализации).

**8.2.8. Распад твердых растворов.** Распад твердых растворов обычен для некоторых типов руд и может быть полезен при расшифровке последовательности образования отдельных стадий. В Fe-Cu-Ni(-Pt)-рудах, связанных с ультраосновными породами (разд. 9.3), фактически весь никель включен в  $(\text{Fe}, \text{Ni})_{1-x}\text{S}$ -моносльфидный твердый раствор от начала его образования в интервале температур 900—1100 °C до охлаждения руд ниже 400 °C (рис. 9.6 и 9.7). Лабораторные исследования фазовых равновесий показывают, что значительная часть никеля при распаде твердого раствора появляется в виде ориентированных пластинок пентландита. Природа возникновения

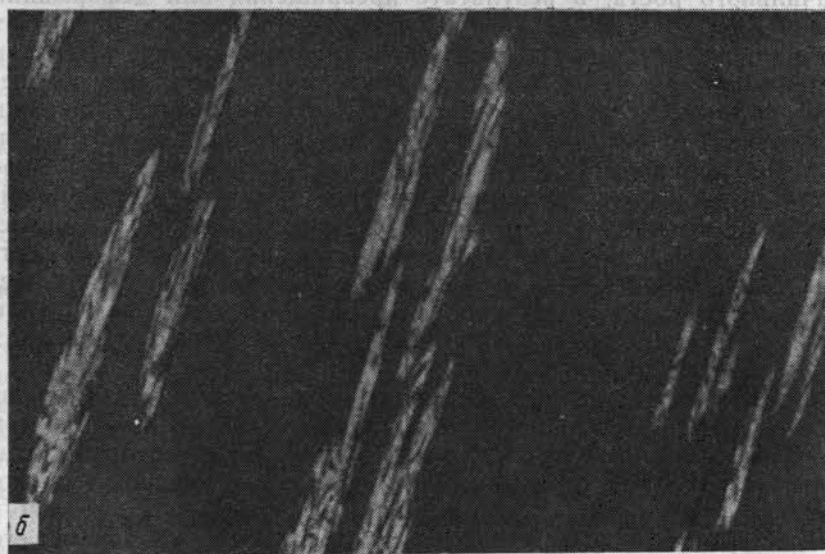
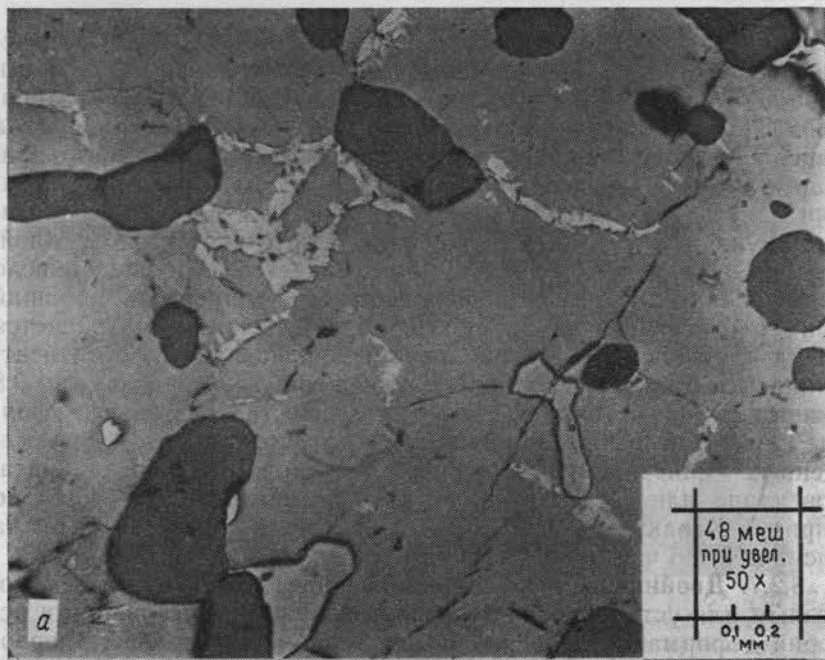
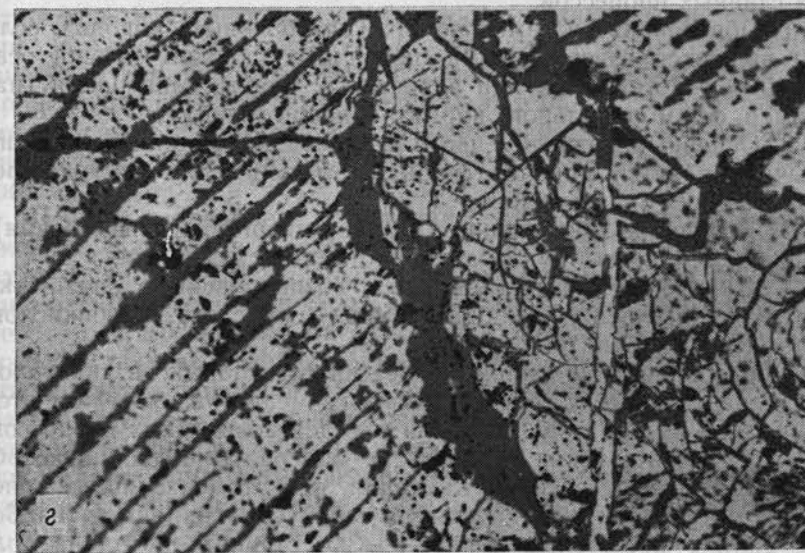
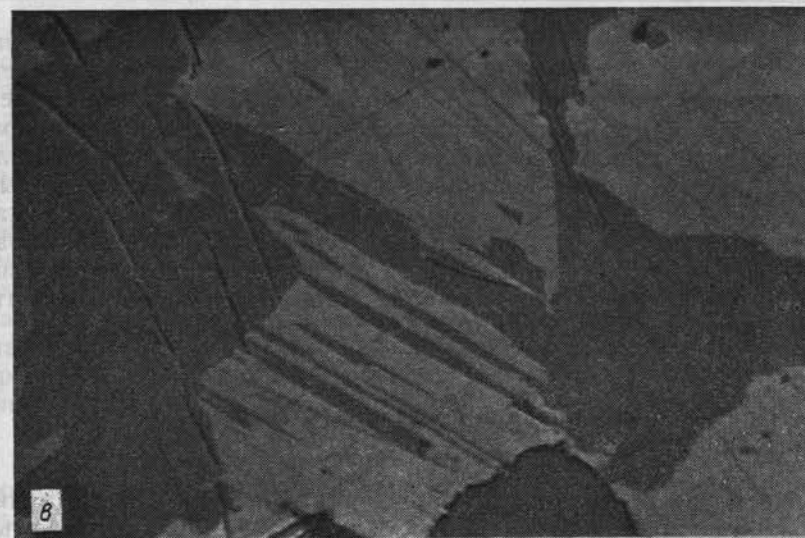


Рис. 8.8. Последовательность образования минералов в медно-никелевых рудах района Садбери, Онтарио, Канада. *a* — ранние гипидiomорфные зерна магнетита (темно-серое) в грубозернистом пирротине (серое), окаймляющиеся зернистым пентландитом, образовавшимся в результате коалесценции после распада твердых растворов. Присутствуют также два ксеноморфных зерна халькопирита (ширина поля зрения 1700 мкм); *б* — распад твердых растворов



с пламевидными выделениями пентландита (светло-серое) в массе пирротина (ширина поля зрения 330 мкм); *в* — неправильные участки и пластинки кубанита (темно-серое) в халькопирите, возникшие путем распада твердого раствора при распаде птр (никили скрещены) (ширина поля зрения 330 мкм); *г* — прожилки виоларита, сохраняющего трещинно-блоковое строение замещаемого им пентландита. Он окружен измененным пирротинном, в котором выявляется направление отдельности (ширина поля зрения 520 мкм).

самых ранних пентландитовых продуктов распада не вполне ясно, поскольку происходит их коалесценция с образованием цепочечной формы прожилков (рис. 8.8 и 9.5) по краям зерен пирротина; однако возникший позднее и при более низкой температуре пентландит сохраняется в пирротине в виде кристаллографически ориентированных пластинчатых и пламевидных выделений (рис. 8.8). Эти характерные пластинки распада указывают на то, что пентландит является вторичной фазой, образовавшейся позднее пирротина. Хотя фазовые равновесия свидетельствуют о том, что это справедливо и для зернистого пентландита из жилков, из самой структуры это не очевидно.

### 8.3. Примеры исследований последовательности образования минералов

Несмотря на трудности обобщения, образование рудных минералов во многих рудах может быть связано с одним из четырех главных процессов.

1. Образование во вмещающих (или боковых) породах, если они являются изверженными, первичных окислов, а если осадочными — детритовых или аутигенных рудных минералов (например, фрамбоидального пирита, окислов титана).

2. Основным эпизодом часто многостадийной минерализации обычно является привнос флюидов, летучих или магмы, претерпевающих охлаждение.

3. Вторичное обогащение (в зоне гипергенного изменения), выражающееся в структурах обрастания и замещения.

4. Окисление и выветривание с возникновением опять-таки структур замещения и образованием окислов, гидроокислов, сульфатов, карбонатов и т. д.

Образование минералов осуществляется обычно в указанной последовательности, хотя для многих месторождений имеются данные об их образовании лишь в ходе первых двух процессов. Важно отметить также, что многие минералы неоднократно образуются в процессе рудоотложения, при этом различные генерации могут обладать различным габитусом (например, наиболее ранние фрамбоиды пирита → жубы пирита → поздний коллоидальный пирит) или химическим составом.

В минералогической литературе часто рассматриваются результаты исследования последовательности образования минералов, проводившегося с различной степенью детальности. Мы остановимся на трех современных исследованиях как на примерах того, что может быть сделано при тщательном наблюдении и использовании имеющихся данных.

**8.3.1. Медно-никелевые руды района Садбери, Онтарио.** Последовательность образования минералов в массивных медно-

никелевых рудах района Садбери была выявлена в результате полевых и микроскопических исследований и изучения фазовых равновесий. Залегание этих руд в основании массива основных изверженных пород позволило интерпретировать их как продукты интрузивной деятельности. Обычно наблюдается постепенный переход (снизу вверх) от массивных руд к вкрапленным, в которых обособленные «капли» сульфидов распределены в силикатной основной массе. Это свидетельствует о том, что сульфиды — пирротин с подчиненными количествами пентландита, халькопирита, пирита и магнетита — возникли в виде несмешивающихся сульфидных расплавов, которые после отделения от материнской силикатной магмы соединились в основании интрузива благодаря гравитационному осаждению. Впоследствии аналогичные сульфидные капли (рис. 7.2, б) были обнаружены в корках базальтовых лавовых озер на Гавайских островах, в подушечных лавах срединно-океанических хребтов и при лабораторных исследованиях растворимости серы в ультраосновных расплавах, что определенно подтверждает возможность такого общего способа их происхождения. Хотя непосредственное отделение и сегрегация сульфидного расплава, несомненно, представляют собой процессы, в результате которых образуются многие руды, подобные рудам Садбери, современные теории происхождения последних предполагают более сложную их историю с несколькими фазами внедрения богатых сульфидами и силикатами магм, уже претерпевших некоторую дифференциацию.

Первым минералом, кристаллизовавшимся из сульфидно-окисных расплавов Садбери, был магнетит, который образовался в виде отдельных скелетных до идиоморфных или гипидиоморфных зерен (рис. 8.8, а). С началом кристаллизации магнетита вся сульфидная масса или ее большая часть кристаллизовалась в виде никель- и медьсодержащей высокотемпературной пирротиноподобной фазы (мтр — моносульфидный твердый раствор, как это показано на рис. 9.6 и 9.7). Изучение фазовых равновесий Юндом и Куллерудом [33] и Налдреттом и др. [17] показало, что при последующем охлаждении мтр медь и никель уже не могут оставаться в твердом растворе. Выделение меди в виде высокотемпературной халькопиритоподобной фазы (птр — промежуточный твердый раствор), вероятно, начиналось при снижении температуры до 400—500 °С; большая часть меди выделилась прежде, чем температура понизилась до 300 °С, но небольшие ее количества продолжали образовываться из мтр по мере охлаждения до 100 °С или ниже. Распад твердого раствора с выделением никеля в виде пентландита начинался, как только граница бедной серой охлаждающегося мтр (рис. 9.7) достигала валового состава руды в каком-либо участке. Пентландит неустойчив при температуре выше приблизительно

610 °С (при более высокой температуре он разлагается на мтр + хизлеудит  $Ni_3S_2$ ), однако диаграмма валовых составов большинства медно-никелевых руд, включая руды Садбери, показывает, что образование пентландита происходило при температуре не выше примерно 400 °С. Лабораторные исследования [6] показали, что выделение никеля в виде пентландита осуществляется в форме кристаллографически ориентированных пластинок в мтр. Однако при медленном охлаждении от 400 до ~100 °С ранее выделившаяся халькопиритоподобная фаза имеет склонность соединяться в ксеноморфные массы (рис. 8.8, а), а пентландит — диффундировать и перекристаллизовываться в виде цепочкообразных прожилков в интерстициях зерен мтр. При дальнейшем охлаждении до температур ниже 100—200 °С скорости диффузии никеля будут значительно более низкими, и последний пентландит, возникающий при распаде твердого раствора, сохранится в виде мельчайших ориентированных пламевидных выделений (рис. 8.8, б). Охлаждающаяся птр-фаза выделяет местами кубанит (рис. 8.8, в) в виде продуктов распада твердого раствора и перекристаллизовывается в халькопирит.

Положение пирита, неравномерно распределенного в рудах Садбери, в последовательности образования минералов зависит от локального валового содержания серы в сульфидной массе (см. рис. 9.6 и 9.7), однако присущая ему склонность образовывать идиоморфные зерна маскирует его место в последовательности. Если локальное содержание серы было менее 38 вес. %, то пирит не образуется в мтр до тех пор, пока не произойдет охлаждения руд до температуры ниже 215 °С и значительная часть пентландита не выделится в виде продуктов распада твердого раствора. Однако если локальное содержание серы превышает примерно 39 вес. %, то может начаться образование пирита, когда граница богатой серой мтр сместится до локального валового состава. В обоих случаях пирит и пентландит не могли бы сосуществовать до тех пор, пока температура не понизилась бы примерно до 215 °С [3].

Пирротин в рудах Садбери состоит из смеси моноклинной и гексагональной модификаций и представляет собой низкотемпературную часть мтр после выделения из него меди и никеля в виде птр (или халькопирита) и пентландита. Из рис. 8.9 следует, что эти две формы пирротина образовались лишь после почти полного охлаждения руд.

Завершающей стадией в последовательности образования минералов в медно-никелевых рудах Садбери было локальное развитие виоларита как продукта изменения пентландита (и иногда пирротина) (рис. 8.8, г). Образование виоларита по пентландиту, вероятно, свидетельствует не о состоянии равновесия, а о той легкости, с которой структура пентландита пре-

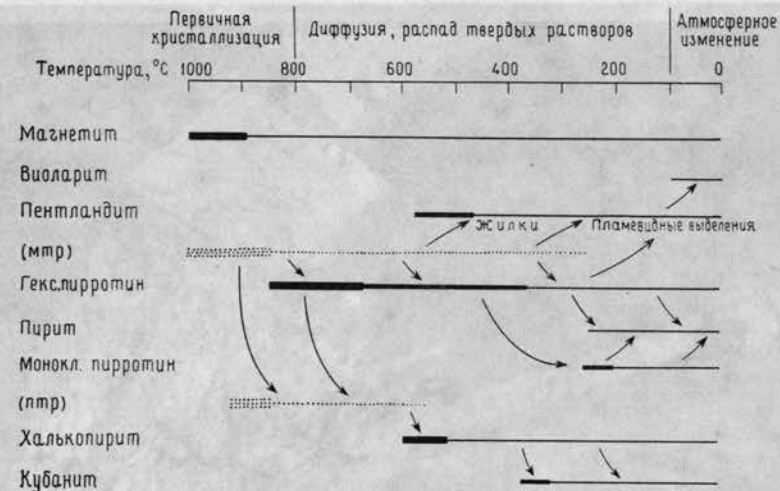


Рис. 8.9. Диаграмма последовательности образования минералов в Ni-Cu-рудах Садбери, Онтарио. Средней толщины и жирные сплошные линии указывают на период образования, тонкие линии — на устойчивость; точечными линиями отмечены фазы, существующие лишь при высоких температурах.

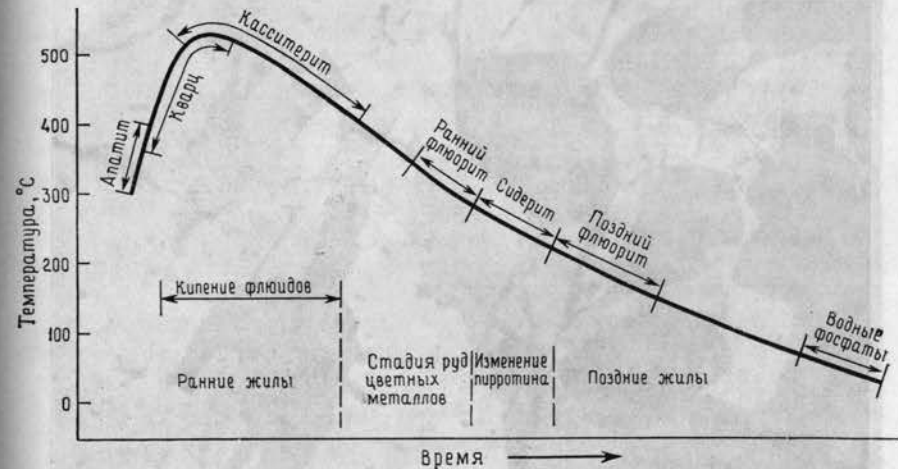


Рис. 8.10. Стадии образования минералов и вариации температуры при отложении оловянно-вольфрамовых руд Боливии (по Келли и Тернору [11], использовано с их разрешения).

вращается в структуру виоларита с удалением железа и никеля при выветривании.

Последовательность образования минералов в рудах Садбери в общем виде представлена на рис. 8.9. Мтр и птр приведены в скобках, так как их роль определяется лишь при изучении фазовых равновесий.

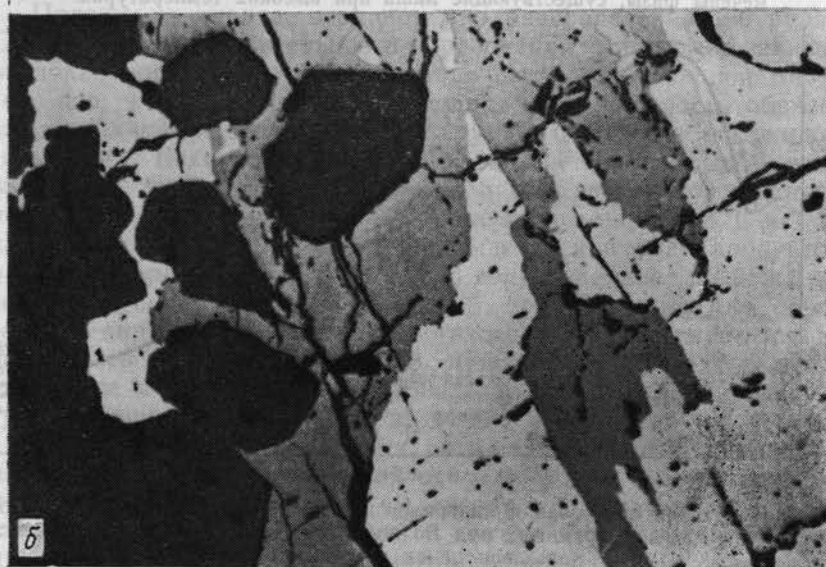
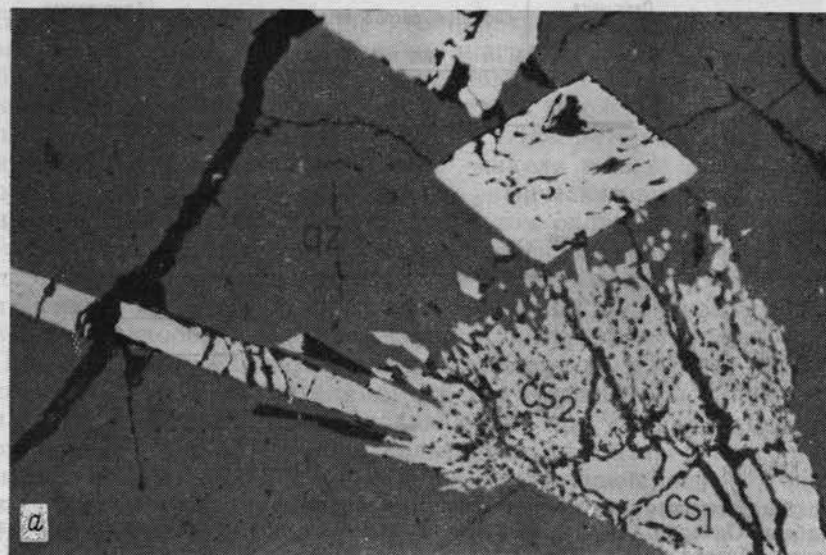
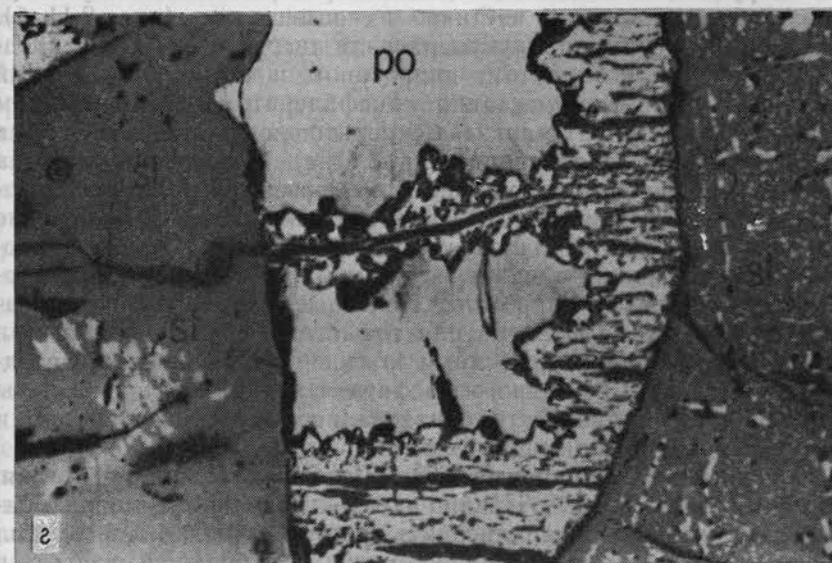
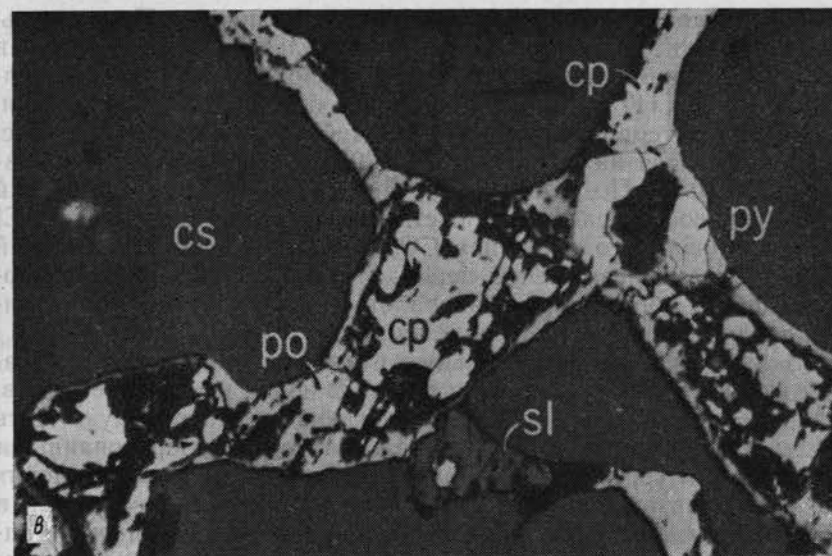


Рис. 8.11. Последовательность образования минералов в оловянно-вольфрамовых рудах Боливии. *а* — ранний касситерит  $cs_1$ , обрастаемый игольчатыми кристаллами касситерита  $cs_2$ . Обе генерации касситерита заключены в кварц  $qz$  и секутся его прожилками. Кварц также окружает идиоморфные зерна пирита (белое). Миллун-Майн (ширина поля зрения 2260 мкм); *б* — ранний станнин, образующийся вдоль контакта пирротина (белое) с более ранним касситеритом (черное). Распределение станнина (серое) контролируется базальной отдельностью в пирротине. Хуануни-Майн (масляная иммерсия, ширина поля зрения 1600 мкм); *в* — более поздние сульфиды ( $py$  — пирит,  $po$  — пир-



ротин,  $sl$  — сфалерит,  $cp$  — халькопирит) образуются между зернами касситерита (темно-серое). Арака-Майн (масляная иммерсия, ширина поля зрения 960 мкм); *з* — пирротин  $po$  с пластинчатыми срастаниями пирита, марказита и сидерита, развивающимися вдоль контакта с ранним сфалеритом  $sl$ , содержащим справа округлые включения пирротина и халькопирита. Сфалерит слева содержит станнин  $st$  в виде продуктов распада твердого раствора. Колквири-Майн (ширина поля зрения 1450 мкм) (по Келли и Тернору [11], с разрешения авторов и издательства).

**8.3.2. Оловянно-вольфрамовые руды Боливии.** При детальном изучении минералогии, последовательности образования и геотермометрии боливийских оловянно-вольфрамовых руд Келли и Тернор [11] установили сложную историю их образования. Эти руды интерпретируются как субвулканические жильные, образовавшиеся на глубинах 350—2000 м в интервале температур 350—70 °С. По данным изучения газовой-жидких включений рудообразующий раствор представлял собой насыщенный NaCl рассол с низким содержанием CO<sub>2</sub>, который вскипал по крайней мере в последние моменты периода рудообразования. Последовательность образования минералов, кратко рассмотренная ниже, представлена в общем виде на рис. 8.10.

В наиболее раннюю жильную стадию наблюдаются сростания кварца с апатитом в виде крупных полос вдоль зальбандов. Кварц обрастает касситеритом, слагающим центральную часть жилы и выстилающим стенки полости хорошо образованными кристаллами (рис. 8.11, а). Принято считать, что висмутин иногда кристаллизовался ранее касситерита, так как он окружен и замещен им. В стадию образования сульфидов цветных металлов пирротин и станный выполняют пространства между кварцем и касситеритом и частично их замещают (рис. 8.11, б). Сфалерит содержит продукты распада твердого раствора, представленные халькопиритом, пирротинном и станным. Ранний флюорит образует сростания со сфалеритом и пирротинном (рис. 8.11, в). Пирит-марказит-сидеритовая стадия выделяется по замещению пирротина (рис. 8.11, г). Гипогенная природа этого замещения подтверждается высокими температурами гомогенизации газовой-жидких включений в сидерите. Изменение пирротина начинается вдоль жилок и трещин, но может приводить к образованию идеальных пирит-марказитовых псевдоморфов по кристаллам пирротина. Конечные стадии в последовательности минералообразования представлены прожилками и крустификационными полосками 1) сидерита, сфалерита и позднего флюорита и 2) водного фосфата. На рис. 8.10 прослежены общая последовательность образования минералов в рудах и температурная история последних.

**8.3.3. Свинцово-цинковые руды Северных Пеннин, Англия.** Рудное поле Северных Пеннин содержит свинцово-цинково-барит-флюоритовую минерализацию преимущественно в виде жил трещинного выполнения, расположенных большей частью в нижнекаменноугольных отложениях. Изучение газовой-жидких включений показывает, что растворы, из которых отлагались эти минералы, были рассолами и что кристаллизация происходила при температурах ниже 250 °С.

Ассоциации сульфидных минералов в Северных Пеннинах изучались Воганом и Иксером [32], которые выявили четкие различия в ассоциациях на севере (участок Альстон-Блок) и на

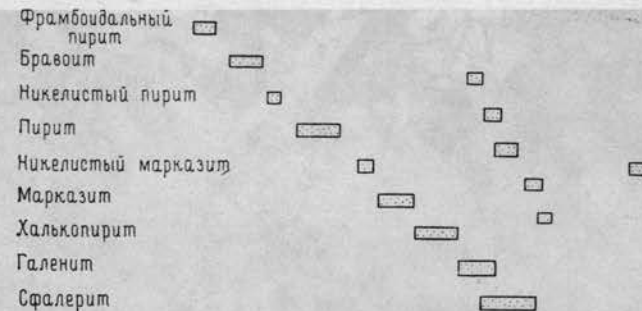


Рис. 8.12. Генерализованная последовательность образования рудных минералов на участке Аскригг-Блок рудного поля Северных Пеннин, Англия (по Вогану и Иксеру [32]).

юге рудного поля (участок Аскригг-Блок). На последнем участке наблюдается устойчивая общая последовательность образования минералов, приведенная на рис. 8.12.

Ранний диагенетический франкфуртский пирит обнаружен во вмещающих известняках в тесной ассоциации с небольшими углистыми включениями. Эти пиритовые франкфурты могли служить зародышами для поздних кубических кристаллов пирита или радиально-лучистых марказита (рис. 8.13, а). Бравойт, наиболее ранний эпигенетический сульфид, в котором выявляются многочисленные зоны, встречается в виде включений во флюорите, кальците или барите (рис. 8.13, б). За бравоитом обычно отлагаются никелистый пирит и первые генерации пирита в сростании с марказитом и никелистым марказитом (рис. 8.13, в). После образования небольших количеств халькопирита (по которому в результате гипергенного изменения развиваются ковеллин и лимонит) отлагался галенит, включающий все более ранние сульфиды (рис. 8.13, г) и при выветривании превращающийся в церуссит или англезит. Сфалерит образуется позднее всех первичных сульфидов.

Эта общая последовательность в образовании минералов весьма сходна с наблюдающейся в рудном поле Южных Пеннин, в то время как на самом северном участке (Альстон-Блок) выявляются существенные различия. Авторы обсуждают наблюдаемую последовательность в связи с условиями рудообразования, которые свидетельствуют о более высоких температурах и более разнообразном составе газовой-жидких включений на участке Альстон-Блок.

#### 8.4. Условия рудообразования и использование данных о фазовых равновесиях

Использование соответствующих фазовых диаграмм может оказаться полезным: 1) в предвидении и распознавании минера-

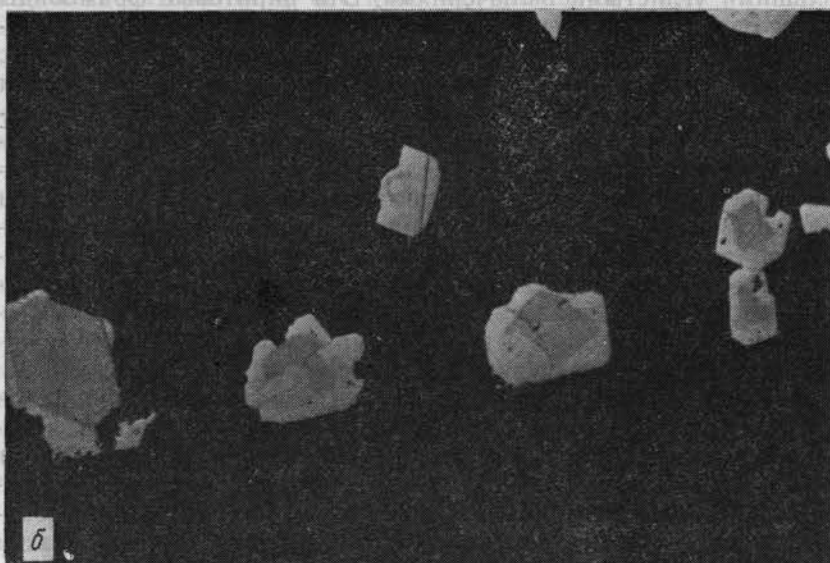
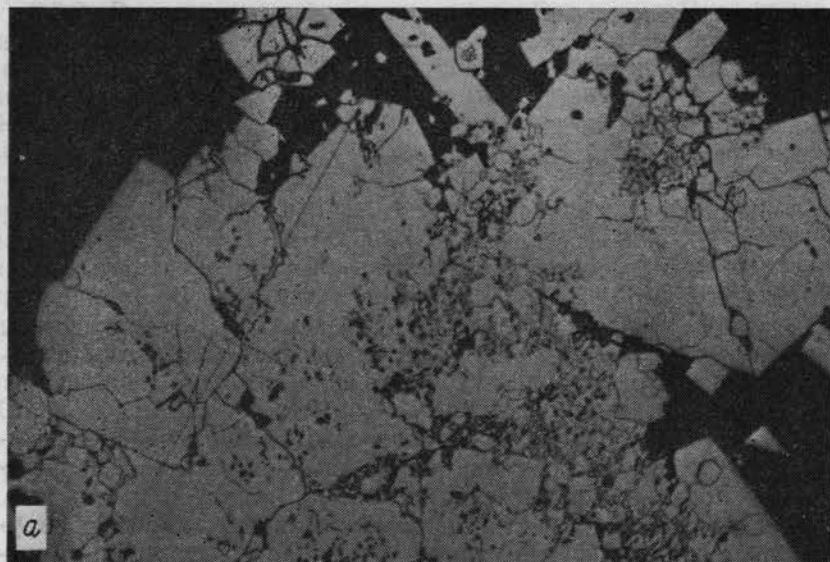
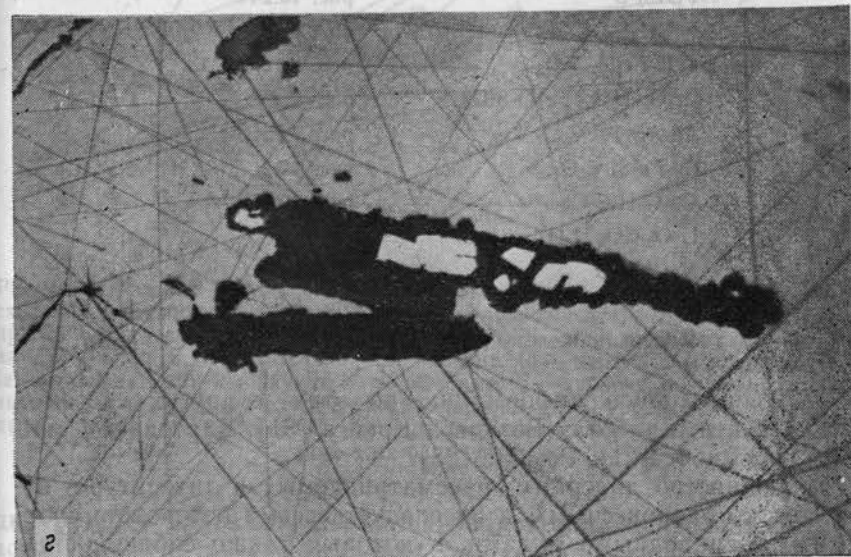
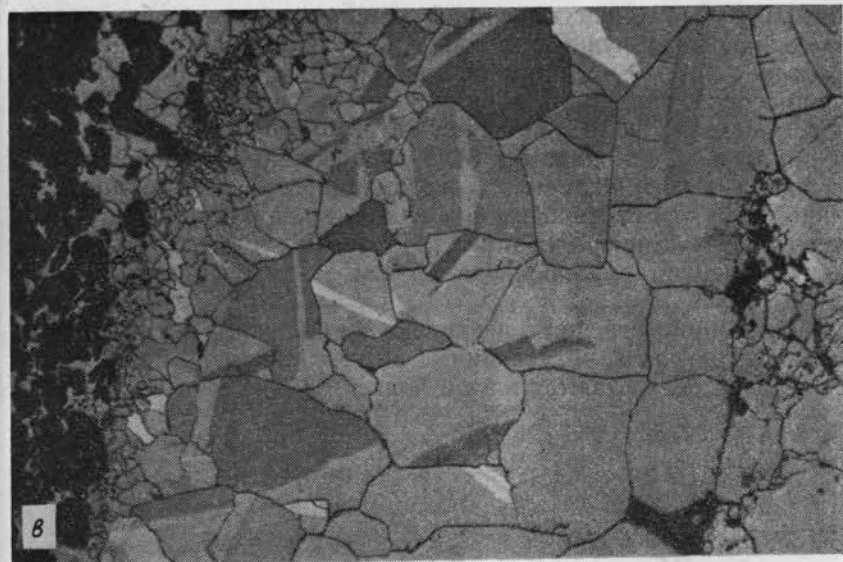


Рис. 8.13. Ассоциации сульфидных минералов и последовательность минералообразования в свинцово-цинковых рудах Северных Пеннин, Англия: *а* — фрамбоидальный пирит, обрастаемый более поздним идиоморфным пиритом (масляная иммерсия, ширина поля зрения 500 мкм); *б* — бравойт, окаймляемый более поздним пиритом, в прожилке, окруженном карбонатами (масляная иммерсия, ширина поля зрения 500 мкм); *в* — пирит в ассоциации с марказитом



(масляная иммерсия, николи частично скрещены, ширина поля зрения 500 мкм); *г* — гипидиоморфные зерна пирита в ассоциации с карбонатами и пластинчатыми кристаллами барита, включенными в более поздний галенит (ширина поля зрения 500 мкм).



лов; 2) в выявлении тенденций в химизме рудообразования (т. е. характера рудного флюида и его вариаций во времени и пространстве); 3) в понимании реакций и некоторых структурных особенностей (например, распада твердых растворов); 4) в выяснении корреляции или антагонистических взаимоотношений между минералами; 5) в распознавании равновесных и неравновесных минеральных ассоциаций; 6) в интерпретации природы рудообразующего флюида и механизмов, действовавших во время минерализации; 7) в оценке температуры и давления в период рудообразования или последующего метаморфизма.

Можно привести лишь несколько из большого числа важных фазовых диаграмм, но указанные ниже системы по крайней мере частично обсуждаются в этой книге:

Fe-S	рис. 8.15
Cu-S	рис. 10.7
Cu-Fe-S	рис. 8.14
Fe-Ni-S	рис. 9.6 и 9.7
Fe-Zn-S	рис. 10.24
Fe-As-S	рис. 8.16
FeO-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub>	рис. 9.12 и 9.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -(Mg, Fe)O-SiO <sub>2</sub>	рис. 9.4
Au-Ag-Te	рис. 9.25
Ca-Fe-Si-C-O	рис. 10.2
Cu-O-H-S-Cl	рис. 10.10
U-O <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O	рис. 10.8
NaCl-H <sub>2</sub> O	рис. 8.21
H <sub>2</sub> O-(P-T)	рис. 8.22
Минералы железа (Eh-pH)	рис. 10.3

Дополнительную информацию об этих и других системах можно найти в работах Вогана и Крейга [31], Бартона и Скиннера [1], Риббе [21], Рембле [28].

Большинство диаграмм, рассматриваемых в литературе, относятся к «равновесным», и их следует весьма осторожно соотносить с природными рудами, в которых также соблюдаются, по крайней мере локально, условия равновесия. Например, в Cu-Fe-сульфидных рудах такие ассоциации, как пирит — пирротин — халькопирит, пирит — халькопирит — борнит или даже пирит — дигенит — борнит, обычны, поскольку они устойчивы (см. рис. 8.14); ассоциации же пирротин — ковеллин или кубанит — халькозин неизвестны и не ожидаются, так как они неустойчивы. Важно отметить, что, хотя большая часть ассоциаций

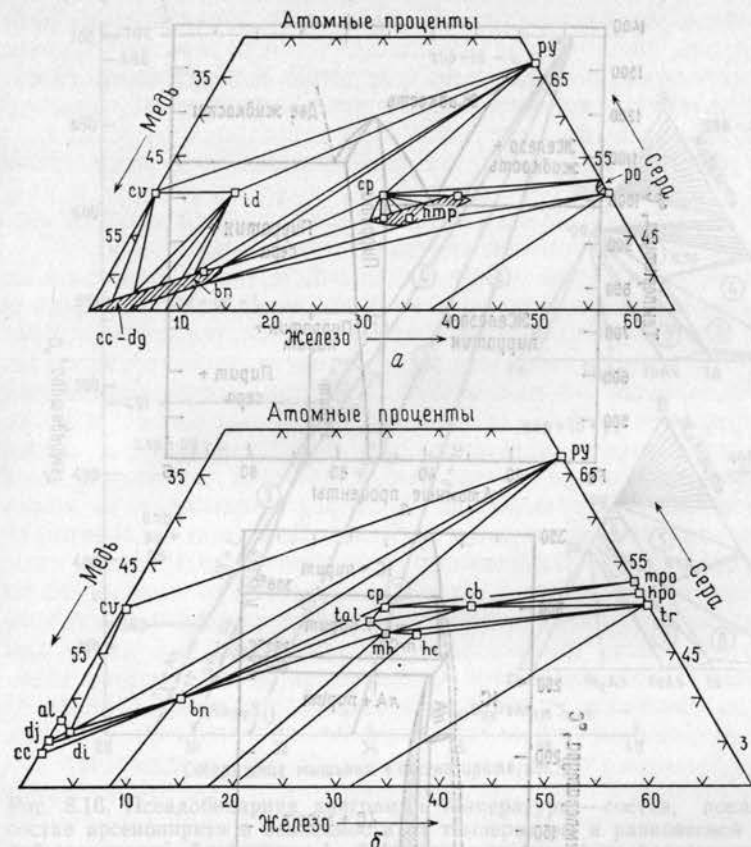


Рис. 8.14. Фазовые соотношения в центральной части системы Cu-Fe-S: а — схематические соотношения при 300 °С; б — возможные фазовые соотношения при 25 °С. Условные обозначения: cc — халькозин, dj — джарлеит, di — дигенит, al — анилит, cv — ковеллин, bn — борнит, id — идаит, cp — халькопирит, tal — таллахит, mh — моихукит, hc — хейкокит, cb — кубанит, mpo — моноклинный пирротин, hpo — гексагональный пирротин, tr — троилит, pтр — промежуточный твердый раствор (по Вогану и Крейгу [31], использовано с их разрешения).

рудных минералов являются равновесными, неравновесные ассоциации не так уж необычны. Это особенно справедливо для зон окисления, характеризующихся медленной кинетикой реакций, что обусловлено низкими температурами.

Фазовые диаграммы важны для получения геотермометрических и геобарометрических данных. Геотермометры могут быть двух типов: «скользящей шкалы» и «фиксированной точки». Геотермометр типа «скользящей шкалы» основан на температурной зависимости состава минерала или пары минералов,

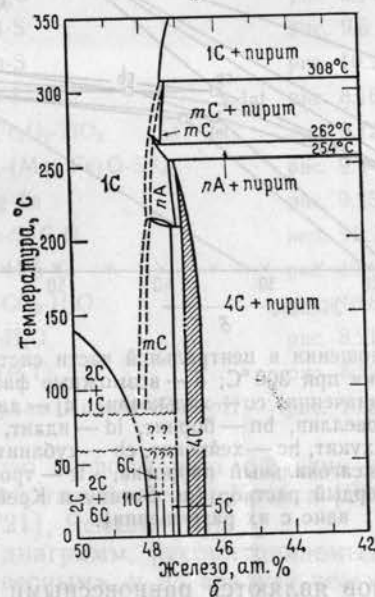
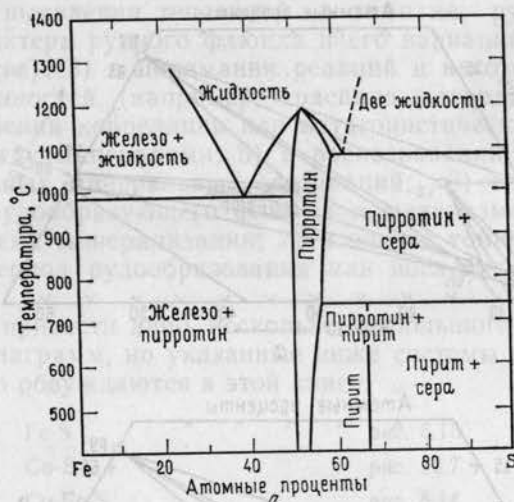


Рис. 8.15. Фазовые соотношения конденсированных фаз в системе Fe-S: а — при температуре выше 400 °С; б — в центральной части системы при температуре ниже 350 °С. Обозначения 2С, 1С, 6С, 4С, 11С и mС относятся к параметрам сверхструктур по оси с, а nА — к параметрам сверхструктур пирротинных по оси а (по Вогану и Крейгу [31], использовано с их разрешения).

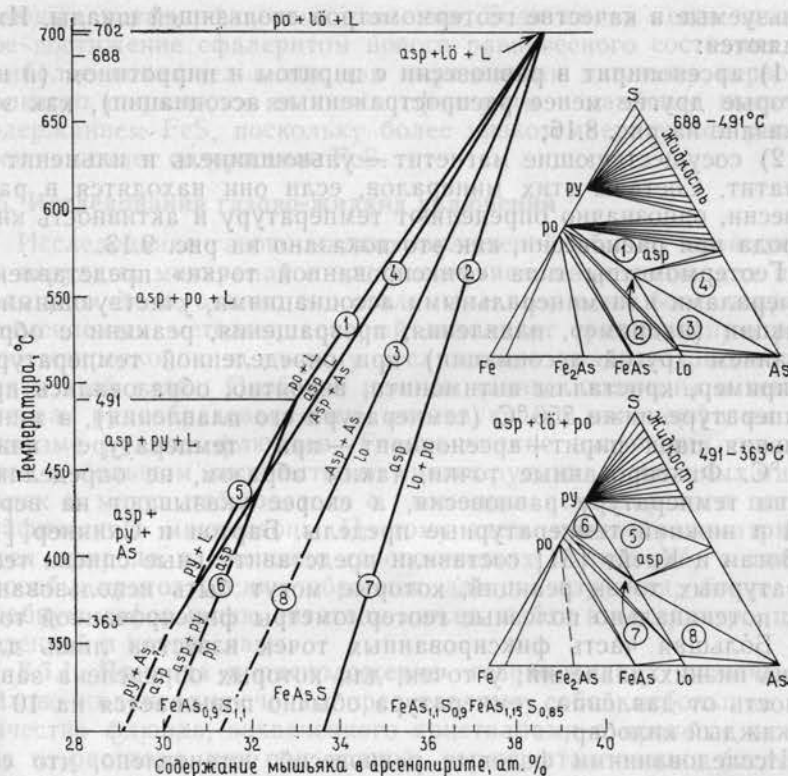


Рис. 8.16. Псевдобинарная диаграмма температура — состав, показывающая состав арсенипирита в зависимости от температуры и равновесной минеральной ассоциации. Ассоциации 1—8 (цифры в кружках) на фазовых диаграммах Fe-As-S справа соответствуют маркированным кривым в левой части диаграммы. Условные обозначения: asp — арсенипирит, py — пирит, po — пирротин, lō — лёллингит, L — жидкость (по U. Kretschmar and S. D. Scott, Can. Mineral., 366—372, 1976, использовано с разрешения авторов).

когда они являются частью определенной ассоциации (например, когда состав пирротина находится в равновесии с пиритом, см. рис. 8.15, а). В идеальном случае определение состава пирротина, сосуществующего с пиритом, однозначно определяло бы температуру равновесия; на практике, однако, установлено, что почти все пирротины достигают новых состояний равновесия вплоть до условий комнатных температур (см. рис. 8.15, б). К сожалению, высокие скорости установления равновесных состояний сульфидов ограничивают использование многих геотермометров скользящей шкалы. Два важных исключения составляют химически устойчивые минералы, сохраняющие при охлаждении свои высокотемпературные составы и поэтому ис-

пользуемые в качестве геотермометров скользящей шкалы. Они являются:

1) арсенипирит в равновесии с пиритом и пирротинном (и некоторые другие менее распространенные ассоциации), как это показано на рис. 8.16;

2) сосуществующие магнетит — ульвошпинель и ильменит — гематит. Составы этих минералов, если они находятся в равновесии, однозначно определяют температуру и активность кислорода при равновесии, как это показано на рис. 9.13.

Геотермометры типа «фиксированной точки» представлены минералами или минеральными ассоциациями, участвующими в реакции (например, плавления, превращения, реакции с образованием другой ассоциации) при определенной температуре. Например, кристаллы антимонита, вероятно, образовались при температуре ниже 556 °С (температура его плавления), а минеральная пара пирит + арсенипирит — при температуре ниже 491 °С. Фиксированные точки, таким образом, не определяют точно температуру равновесия, а скорее указывают на верхний и нижний температурные пределы. Бартон и Скиннер [1] и Воган и Крейг [31] составили представительные списки температурных точек реакций, которые могут быть использованы как потенциально полезные геотермометры фиксированной точки. Большая часть фиксированных точек известна лишь для очень низких давлений; у точек, для которых определена зависимость от давления, температура обычно повышается на 10 °С на каждый килобар.

Исследованиями фазовых равновесий установлено, что содержание железа в сфалерите, равновесном с пиритом и пирротинном, хотя не зависит от температуры в интервале 300—550 °С, зависит от давления. Эта зависимость была определена рядом исследователей ([29]; Scott, 1973), что позволяет использовать состав сфалерита в указанной ассоциации в качестве геобарометра (рис. 10.24).

Приводимое ниже уравнение связывает содержание железа (в виде FeS) с давлением равновесия [9]:  $P_{\text{бар}} = 42,30 - 32,10 \log \text{ мол. \% FeS}$ . Хотя сфалерит принадлежит к числу наиболее химически устойчивых рудных минералов и поэтому может сохранять состав, указывающий на первоначальное давление, он тем не менее при равновесии с пиритом и пирротинном часто, по крайней мере частично, переходит в состояние нового равновесия [1]. Такое новое равновесие, наиболее очевидное на контакте сфалерита с пирротинном или халькопиритом, приводит к понижению в нем содержания FeS. В связи с этим Хатчисон и Скотт [8] установили, что включения сфалерита, находившиеся в равновесии с пиритом и пирротинном в метаморфизованных рудах и захваченные перекристаллизовавшимся пиритом, по-видимому, сохраняют составы, лучше всего отра-

жающие метаморфические давления. Если имеет место частичное достижение сфалеритом нового равновесного состояния, то наиболее показательными для определения давления первоначального равновесия являются сфалериты с наиболее высоким содержанием FeS, поскольку более низкотемпературное равновесие снижает содержание FeS.

## 8.5. Исследования газовой-жидких включений

Исследование газовой-жидких включений обычно проводится на нерудных минералах с использованием микроскопа для проходящего света, однако оно стало полезным и все более широко применяемым методом, который дополняет традиционную рудную микроскопию и поэтому заслуживает краткого рассмотрения в этой главе. Особенно ценные данные получены о температурах рудообразования или последующего метаморфизма и о химизме рудных флюидов. Газовой-жидкие включения отмечаются в большом количестве во многих рудных и жильных минералах и могут наблюдаться с помощью стандартного петрографического микроскопа. Поэтому здесь кратко рассматриваются природа и значение газовой-жидких включений, а также способы приготовления образцов для их изучения; более подробную информацию читатель может найти в литературе, приведенной в конце главы.

**8.5.1. Природа и расположение газовой-жидких включений.** Газовой-жидкие включения представляют собой небольшие количества флюида, захваченного кристаллами в процессе их роста из раствора, или при полной перекристаллизации (*первичные включения*), или в процессе локальной перекристаллизации вдоль трещин в более позднее время (*вторичные включения*). Газовой-жидкие включения весьма широко распространены в рудных и жильных минералах, иногда их количество составляет миллиард или более на кубический сантиметр. Объем их часто менее 10 мкм<sup>3</sup>, но у многих из них он достигает кубического миллиметра и более. Однако включения редко обнаруживаются в обычных полированных шлифах вследствие незначительного количества света, реально проникающего в большинство рудных минералов; даже среди наиболее прозрачных рудных минералов включения распознаются редко и выявляются лишь внутренние рефлексии. При соответствующей подготовке прозрачных рудных и жильных минералов и их наблюдении в проходящем свете, как это описано ниже, в них все же обнаруживаются мельчайшие — включения, обычно ориентированные вдоль хорошо выраженных кристаллографических плоскостей (рис. 8.17) и обладающие большим разнообразием форм. Некоторые включения (рис. 8.18) могут содержать видимые пузырьки или зерна минералов (минералы-узники), отложившихся из флюида во время или после их захвата.

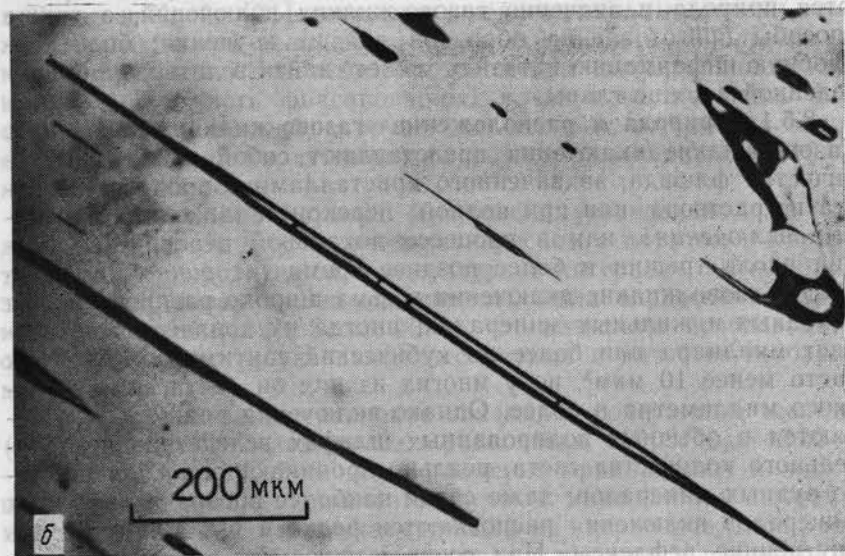
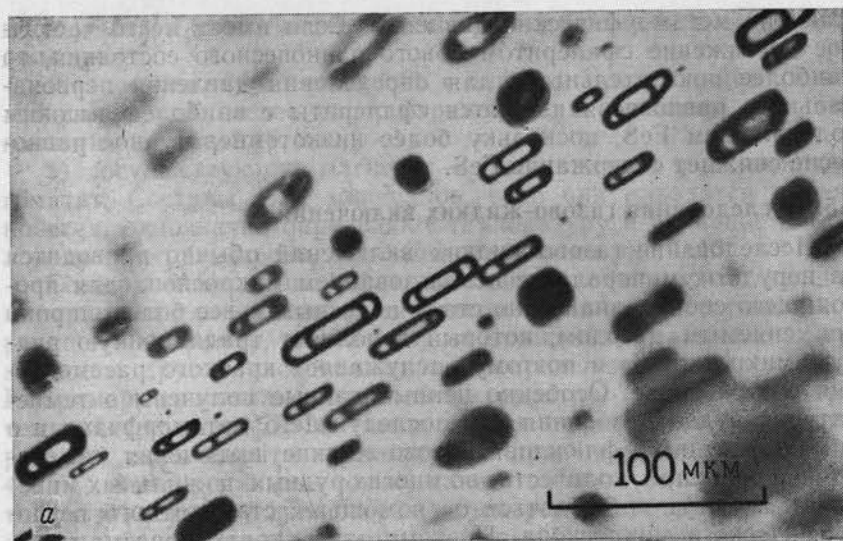


Рис. 8.17. Газово-жидкие включения в касситерите, район Оруро, Боливия: *a* — включения, располагающиеся вдоль залеченной плоскости спайности. Газовая фаза заполняет включения при 424—434 °С; *b* — иглообразные включения, иногда с двумя пузырьками, что обусловлено сокращением камеры (по Келли и Тернору [11], с разрешения авторов и издательства).

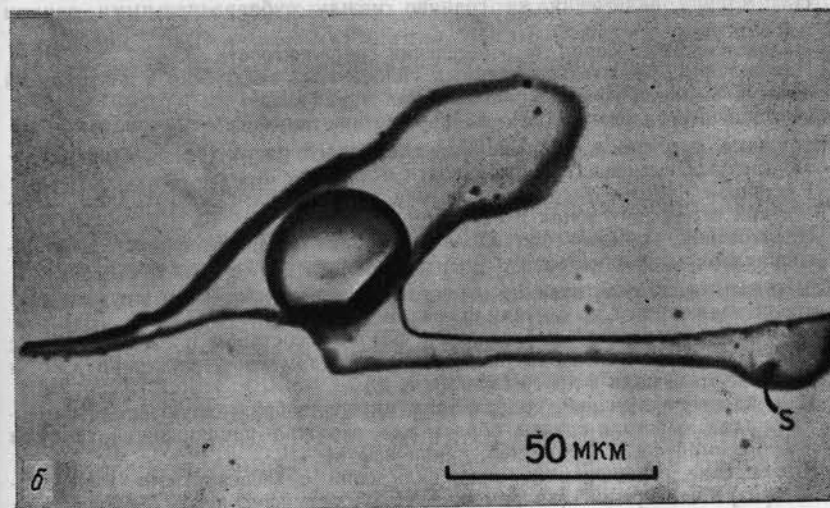
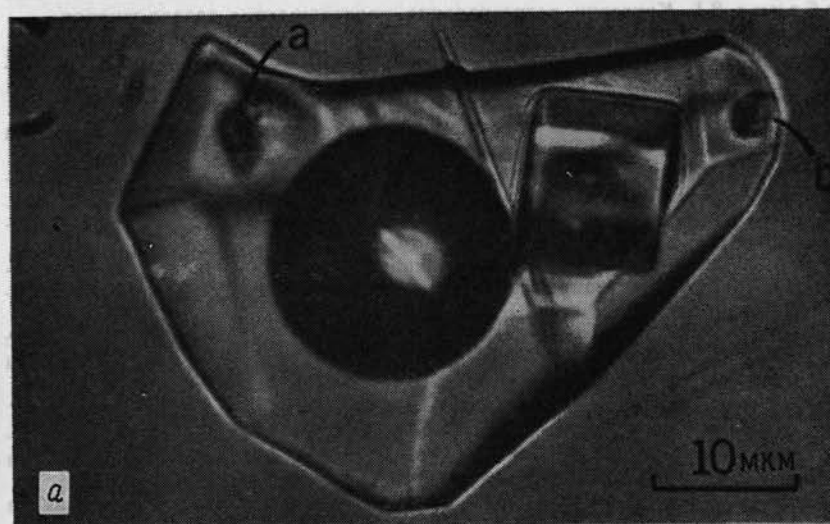


Рис. 8.18. Газово-жидкие включения, содержащие минералы-узники: *a* — включение в кварце с крупным кубиком галита и неидентифицированными солями-узниками в *a* и *b*. Общая соленость составляет приблизительно 47%, флюид заполняет включение при 430 °С. Гиганте-Чика, Ларамкота-Майн, Боливия; *b* — включение в апатите неправильной формы, свидетельствующей о «расширивании». Зерно рудного включения в *s* располагается перед маленьким кубиком галита. Включение заполняется жидкостью при 350 °С. Льяльяуга, Боливия (по Келли и Тернору [11], с разрешения авторов и издательства).

Таблица 8.1. Критерии распознавания происхождения газовой-жидких включений ([25, 27], с изменениями)

## Критерии первичного происхождения

Одиночные кристаллы без признаков направленного роста или зональности роста

Нахождение одиночного включения (или изолированной группы включений) в кристалле, в остальном лишенном включений

Большой размер включения(ий) по отношению к кристаллу-хозяину (например,  $1/10$  кристалла) и(или) изометричная форма

Изолированное нахождение включения на некотором расстоянии от других включений (например, с большим или равным диаметром включений)

Случайное расположение включений по трем направлениям в кристалле

Нахождение минералов-узников того же типа, что и твердые включения в кристалле-хозяине или в одновременных с ним минералах

Одиночные кристаллы с признаками направленного роста

Нахождение включения вдоль границы между двумя различными периодами роста (например, контакт между зоной беспрепятственного роста и зоной, содержащей постоющие твердые включения)

Нахождение включения в зоне роста вдаль от явно залеченной трещины во время более раннего периода роста

Нахождение включения на границе между субпараллельными зонами роста

Нахождение включения на пересечении спиралей роста

Нахождение относительно крупных уплощенных включений в центральной части внешних граней кристалла или параллельно им

Нахождение включения(ий) на пересечении двух граней кристалла

Одиночные кристаллы с признаками зонального роста (на основании цвета, твердых включений, прозрачности и т. д.)

Различная частота встречаемости или морфология газовой-жидких включений в соседних зонах роста

Плоскостное расположение вдоль зон роста (если не параллельны направлениям спайности)

Кристаллы, свидетельствующие о росте из гетерогенных (т. е. двухфазных) или изменяющихся по составу флюидов

Нахождение включений с различным фазовым составом в соседних слоях роста (например, газовые включения в одном слое, жидкие в другом или нефть и вода в другом слое и т. д.)

Нахождение включений, содержащих минералообразующую среду в местах, где кристалл-хозяин обростал и окружал прилипающие глобулы несмешиваемой фазы (например, капли нефти)

Нахождение первичных по виду включений с «невероятной» минералообразующей средой (например, ртуть в кальците, нефть во флюорите или кальците и т. д.)

Минералы-хозяева, не относящиеся к одиночным кристаллам

Нахождение включений у поверхностей роста непараллельных кристаллов (в связи с частым просачиванием они могут быть вторичными)

Нахождение включений в поликристаллических минералах-хозяевах (например, пузырьки в базальте, тонкозернистом доломите, полости в пегматитах — в них обычно происходит просачивание)

Нахождение включений в некристаллических минералах-хозяевах (например, пузырьки в янтаре, пузырьки в пемзе)

Критерии вторичного происхождения

Нахождение включений в виде групп вдоль плоскостей, секущих кристаллы или параллельных спайности

Продолжение

Нахождение очень тонких, уплощенных, или, очевидно, отшнурованных включений

Нахождение первичных включений с заполнением, свидетельствующим о вторичных условиях

Нахождение включений вдоль залеченной трещины

Нахождение незаполненных включений в участках кристаллов, в которых все остальные включения заполнены

Нахождение включений, температуры гомогенизации которых значительно более низкие (или, реже, более высокие), чем в соседних включениях

Критерии псевдовторичного происхождения

Нахождение включений, подобных вторичным, по трещине, явно заканчивающейся в пределах кристалла

Нахождение изометричных включений и включений, имеющих форму негативного кристалла

Нахождение включений в ямках травления, секущих зоны роста

Первичные включения, захваченные во время роста минерала-хозяина, могут быть пробами рудообразующего флюида и давать важную информацию об условиях переноса и отложении руд. Реддер (личное сообщение, 1980) отметил, что во многих рудах имеет место чередование отложений рудных и жильных минералов, а не одновременное их отложение. Если это справедливо, то газовой-жидкие включения в жильных минералах, возможно, не представляют собой флюиды, из которых происходило образование рудных минералов.

Вторичные включения не дают надежной информации о природе рудообразующих флюидов или условиях образования руд, но позволяют получить некоторое представление об условиях после отложения минерала. Различие между первичными и вторичными включениями часто неоднозначно; Реддер [27] для распознавания этих включений предложил критерии, приведенные в табл. 8.1. Более подробную информацию по этому вопросу читатель может получить, обратившись к статье Реддера.

Обычно флюиды, захваченные вдоль растущих граней кристаллов, гомогенны; однако иногда могут быть одновременно захвачены две (или больше) несмешивающиеся жидкости (вода и нефть или вода и  $\text{CO}_2$ ), жидкость и газ (кипящая вода и пар) или жидкость и твердое вещество (вода и соли или другие минералы). Такие включения (называемые многофазными) трудно использовать для геотермометрии, но с их помощью могут быть получены важные данные о природе рудообразующего флюида. К типичным минералам, в которых наблюдаются газовой-жидкие включения, принадлежат сфалерит, касситерит, кварц, кальцит, доломит, флюорит и барит, но почти любой прозрачный минерал может содержать видимые включения. Реддер [27] даже отмечал, что некоторые полевые шпаты гранитов содержат так много газовой-жидких включений с кристал-

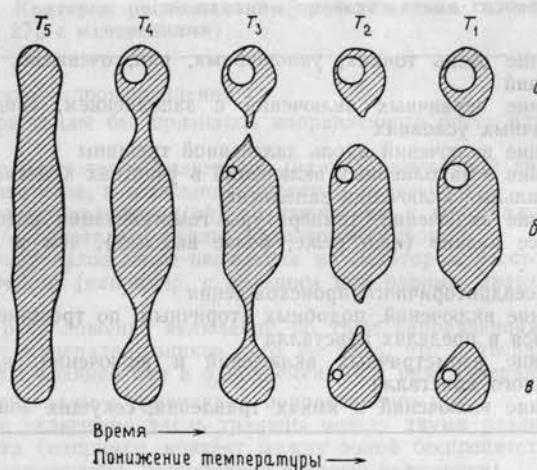


Рис. 8.19. «Расшнуровывание» длинного пластинчатого включения. Первичное включение, захваченное при температуре  $T_5$ , распадается при медленном охлаждении на три отдельных включения  $a$ ,  $b$  и  $c$ . При повторном нагревании в лаборатории включение  $a$  будет гомогенизироваться при температуре выше подлинной температуры захвата  $T_5$ , включение  $b$  — при температуре выше  $T_3$ , включение  $c$  — между температурами  $T_2$  и  $T_3$  (по Реддеру [27], с разрешения издательства).

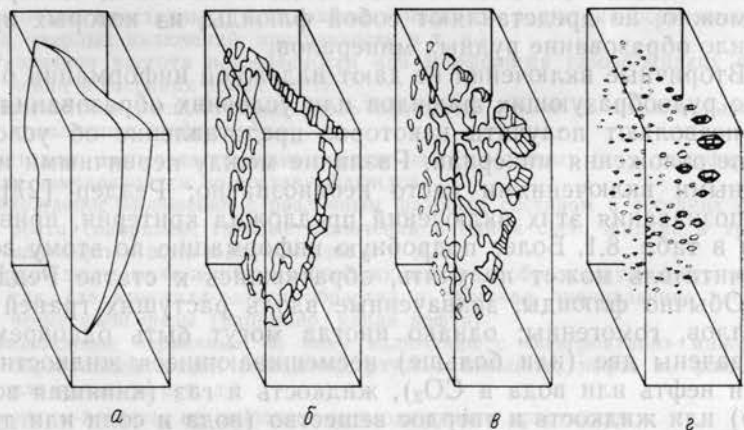


Рис. 8.20. Залечивание трещины в кристалле кварца с появлением вторичных включений. Растворение некоторых искривленных поверхностей, обладающих нерациональными индексами, и переотложение в виде дендритовых кристаллов роста на других поверхностях в конце концов приводят к образованию отчетливо ограниченных включений, представляющих собой отрицательные кристаллы. Если этот процесс происходит при падении температуры, отдельные включения будут характеризоваться различными соотношениями газ — жидкость (по Реддеру [27], с разрешения издательства).

лами-узниками NaCl, что дифракционные линии NaCl появляются на рентгеновских снимках монокристаллов полевых шпатов. Непрозрачные рудные минералы, такие, как галенит и пирит, содержат включения, формы которых можно видеть на поверхностях трещин или спайности, но современная техника не позволяет производить наблюдение *in situ*, не нарушая их.

**8.5.2. Изменения в газожидких включениях после их консервации.** Большая часть включений была захвачена в виде гомогенного флюида в условиях повышенных температур и давлений. При последующем охлаждении флюид может разделяться на жидкость и пар, поскольку он сокращается в значительно большей степени, чем твердый минерал-хозяин. Несмешивающиеся флюиды могут отделяться при охлаждении, а кристаллы минералов-узников, обычно галита или сильвина, могут отлагаться при насыщении флюида. Многие включения утратили свою первоначальную форму в связи с растворением и отложением в различных частях полости включения. В целом включения стремятся путем растворения и переотложения сокращать свою поверхность и становиться более изометричными. Благодаря этому процессу удлиненные включения могут разделяться на несколько более изометричных включений в результате расшнуровывания, как это показано на рис. 8.19. Если «расшнуровывание» происходит после отделения фаз, то этот процесс может приводить к изоляции пузырька пара в одном из новых включений, тогда как другое новое включение оказывается полностью заполненным жидкой фазой. В результате ни одно из включений не будет представлять собой первоначально захваченный флюид, и информация, полученная по таким включениям, окажется ограниченной. Более крупные уплощенные первичные включения или включения по вторичным трещинам могут подвергаться также существенной перекристаллизации (рис. 8.20), при которой более крупное включение распадается на большое число мелких включений, занимающих то же место в пределах кристалла. Реддер [26] обращался со следующим предупреждением к изучающим газожидкие включения: «Важно всегда помнить, что газожидкие включения в минерале позволяют получить информацию только о флюидах, присутствовавших к моменту запечатывания включения, независимо от того, происходит ли оно во время роста кристалла-хозяина, или при повторном залечивании более поздней трещины».

Просачивание и перемещение материала в первичное включение или из него могут иметь место, но не часто. Возможность этого подтверждается нахождением плоскостей с большим числом незаполненных включений. Для кварца, кальцита и сфалерита проблема просачивания, как правило, не возникает; для барита и гипса просачивание более вероятно.

**8.5.3. Подготовка препаратов и наблюдение газовой-жидких включений.** Газово-жидкие включения остаются обычно незамеченными, поскольку, с одной стороны, наблюдатели не ищут их, а с другой — потому что обычные полированные и прозрачные шлифы мало пригодны для их наблюдения. Газово-жидкие включения лучше всего выявляются и изучаются в небольших одиночных кристаллах, обломках по спайности или вырезанных пластинках минералов, достаточно толстых, чтобы содержать неповрежденные включения, но достаточно тонких, чтобы свободно пропускать свет. Такие пластинки полируются с обеих сторон, чтобы уменьшить влияние несовершенства поверхности и рассеяние избыточного диффузного света. Идеальная толщина препарата варьирует в различных образцах в зависимости от прозрачности, размера зерен и размера включений; для большинства препаратов вполне достаточна толщина 1,0—1,5 мм. Некоторые кристаллы или зернистые агрегаты могут разрезаться непосредственно, но для многих из них необходимо укрепление, и они лучше разрезаются после монтировки в полиэфирную смолу. Полиэфир легко растворяется в хлороформе, и пластинка препарата может быть извлечена после окончания резки и полирования. Из полиэфирной монтировки с заделанным в нее образцом вырезается одна или несколько пластинок толщиной 1,0—1,5 мм. Высокоскоростные алмазные пилы могут вызывать значительную трещиноватость и не должны использоваться при резке образцов для изучения газовой-жидких включений; алмазные пилы с малой скоростью и тонкими дисками позволяют получить чистые срезы с минимальным повреждением препарата. Полировка пластинок облегчается при креплении их к алюминиевому, латунному или стеклянному диску с помощью смолы с низкой температурой плавления (такой, как Лейксайд типа 30С). После того как одна сторона отполирована, пластинка освобождается от металлического диска, переворачивается и снова приклеивается для полировки другой стороны. С завершением полировки пластинка отделяется от диска, полиэфир удаляется и пластинка готова для изучения. Размер газовой-жидких включений варьирует от редких, микроскопически видимых, длиной более 1 см, до субмикроскопических; большая часть исследований производится, однако, с включениями, размер которых больше 10 мкм. Включения в 10 мкм и более легко наблюдаются в небольших кристаллах, обломках по спайности или полированных пластинках при исследовании с помощью обычного микроскопа. Такие образцы могут помещаться на стеклянную пластинку и рассматриваться в проходящем свете. При этом следует соблюдать осторожность, чтобы не допустить соприкосновения с образцом объективов с большим увеличением, обладающих коротким рабочим расстоянием. Поскольку глубина поля зрения при работе с

этими объективами очень мала, наблюдатель при фокусировании для прослеживания плоскости расположения включений в образце может дотронуться объективом до образца. Длиннофокусные объективы, которые используются при работе с универсальным столиком (федоровским. — *Прим. ред.*), весьма полезны и необходимы, если используются нагревательные и охлаждающие столики.

В связи с тем, что пузырьки часто располагаются в наименее видимой части включения, полезны дополнительные системы косого освещения. При наблюдении включений и минералов-узников может также оказаться полезным цветной фильтр или источник монохроматического света.

Несомненно, важное значение имеет изучение включений в образцах, которые детально описаны с точки зрения их минералогии, расположения минералов и последовательности их образования; измерения точки замерзания и температуры гомогенизации включения при нагревании должны производиться по одним и тем же включениям.

**8.5.4. Состав газовой-жидких включений.** Газово-жидкие включения весьма важны при изучении рудных месторождений, поскольку они часто представляют собой неизменные или по крайней мере минимально измененные пробы рудообразующего флюида. Для большинства исследователей недоступно определение подлинного химического состава наблюдаемых газовой-жидких включений, но весьма реально определение солёности захваченного раствора путем измерения температуры замерзания, как это описано в разд. 8.5.5.

Самые полные данные о составе газовой-жидких включений приведены Реддером [24]. Наиболее широко распространен тип газовой-жидких включений, содержащих жидкость низкой вязкости и меньшего объема пузырек газа или пара. Жидкость — обычно водный раствор с рН, отличающимся на единицу от нейтрального, и суммарным содержанием солей от 0 до 40 вес. %. В солях содержатся в основном  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  и небольшие количества  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{BO}_3^{3-}$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ . Преобладают, как правило,  $\text{Na}^+$  и  $\text{Cl}^-$ , двуокись углерода присутствует в виде жидкости и газа, и довольно обычны жидкие углеводороды. Наблюдался также жидкий сероводород, но он редок. Жидкая двуокись углерода никогда не наблюдается при температуре выше 31 °С, т. е. ее критической точки; поэтому при наблюдении газовой-жидких включений необходимо соблюдать осторожность — избегать нагревания образца источником света и не работать в жарком помещении. Минералы-узники, обычно кубики галита  $\text{NaCl}$  или сильвина  $\text{KCl}$ , образуются при охлаждении почти насыщенных флюидов ниже первоначальной температуры захвата. Присутствие таких кристаллов, очевидно, указывает на насыщенность флюида солями. К чис-

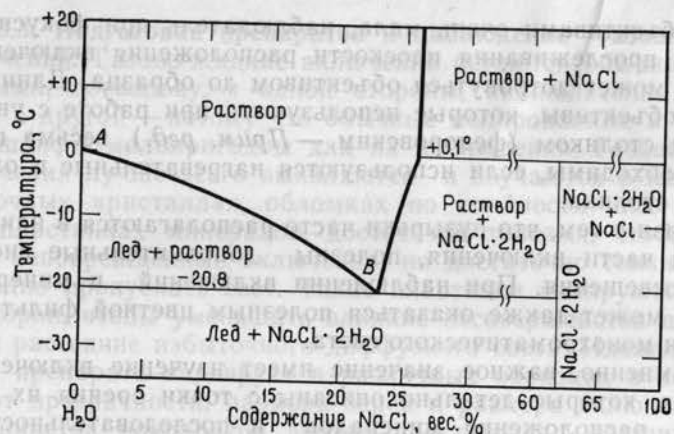


Рис. 8.21. Система NaCl—H<sub>2</sub>O, иллюстрирующая понижение точки заморзания воды в зависимости от содержания NaCl (кривая AB).

ду других кристаллов, наблюдаемых в газожидких включениях, но не являющихся простым отложением из пересыщенного раствора, относятся сульфиды, кварц, ангидрит, кальцит, гематит и гипс. Эти минералы, возможно, образовались до окончательного запечатывания включения в результате вторичного привноса флюидов или даже путем окисления, происходящего при удалении водорода путем диффузии. Например,  $2\text{Fe}^{2+}(\text{раств.}) + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{гематит}) + 4\text{H}^+ + \text{H}_2$  (теряющий ся благодаря диффузии).

Суммарная по NaCl-эквиваленту соленость газожидких включений может быть определена методом замораживания. Практически это осуществляется путем замораживания образца, последующего наблюдения его под микроскопом при нагревании и измерения температуры, при которой происходит плавление последнего кристаллика льда. Эта температура затем используется для определения состава раствора по кривой AB на диаграмме, подобной приведенной на рис. 8.21, или для вычисления его по уравнениям, составленным Поттером и др. [19]. Кривая AB выражает зависимость понижения точки заморзания воды от содержания в ней солей.

Газожидкие включения нагреваются или охлаждаются с помощью столиков, монтируемых на обычный микроскоп. Широко используются такие конструкции, как Лейтц 350, Р. Шаи М.Е.С.А. или Линкхем, а также разнообразные «самодельные» модели. Во всех таких конструкциях препараты с газожидкими включениями находятся и нагреваются или охлаждаются в камере, снабженной окном для наблюдения. Реддер [25] указывал, что «работа на любом нагревательном столике должна

производиться с осторожностью и постоянным учетом возможных источников ошибок, поскольку удивительно легко можно получить хорошо согласующиеся воспроизводимые, но неверные данные». Поэтому перед работой столик должен быть тщательно проверен в отношении термических градиентов и откалиброван по эталонам. Эта проблема особенно остра при определении точек замерзания, поскольку ошибка в 1°C соответствует ошибке примерно в 1 вес. % NaCl-эквивалента.

**8.5.5. Геотермометрия по газожидким включениям.** Геотермометрия по газожидким включениям, признанная в настоящее время как один из наиболее точных и широко распространенных методов определения температур образования минерала или его перекристаллизации, состоит в определении температуры, при которой происходит гомогенизация гетерогенного газожидкого включения. Практически образец нагревается при наблюдении его под микроскопом до тех пор, пока жидкость и сосуществующий с ней пузырек, занимающие включение при комнатной температуре, не гомогенизируются и не заполняют включение в виде единого флюида. Заполнение обычно осуществляется путем исчезновения пузырька, но может происходить и путем превращения жидкой фазы в пар. Истинная температура гомогенизации практически воспроизводится до ~1°C, но она представляет собой минимальное значение температуры образования, так как необходима соответствующая поправка на давление.

В низкотемпературных месторождениях, образовавшихся из плотных высокосолёных флюидов на малых глубинах (например, многие Pb-Zn-руды в карбонатных породах), поправки составляют обычно <25°C, но в высокотемпературных рудах, образованных из флюидов с низкой соленостью на глубинах >10 км, поправки могут превышать 300°C. Процедура выполнения поправок иллюстрируется диаграммой температура — плотность для H<sub>2</sub>O, показанной на рис. 8.22. Толстая кривая, проходящая от G (газ) к L (жидкость), представляет собой границу двухфазного поля для чистой H<sub>2</sub>O и таким образом определяет температуры гомогенизации для включений H<sub>2</sub>O с различными плотностями. Так, включение с 70%-ным заполнением флюидом (плотность 0,7, если H<sub>2</sub>O чистая) будет гомогенизироваться при 300°C ( $T_H, P_H$ ). Если, однако, геологическая информация указывает на то, что действительное давление во время захвата  $P_T$  было 1600 бар, то истинная температура захвата  $T_T$  была в действительности 470°C (т. е. температура, при которой ордината с плотностью 0,7 пересекает изобару 1600). Если при определении точки заморзания было обнаружено, что включение содержит в растворе 20% NaCl (плотность равна 1,15 при 20°C), то поправка на давление должна быть проведена по другому семейству кривых (примеры которых пока-



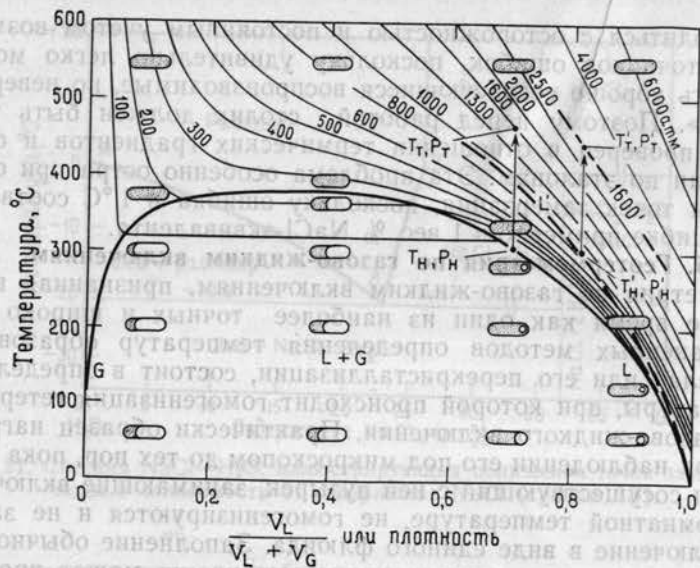


Рис. 8.22. Диаграмма температура—плотность для системы  $H_2O$ , иллюстрирующая применение поправок на давление при исследовании газовой-жидких включений. Толстая сплошная линия— граница двухфазного поля для чистой  $H_2O$ — представляет собой также температуры гомогенизации включений, заполненных водой. Тонкие сплошные линии— изобары для чистой воды. Толстая пунктирная линия  $L'$  показывает положение двухфазного поля  $H_2O$  при 20 вес. %  $NaCl$ , а пунктирная линия, маркированная 1600, представляет собой изобару 1600 атм для раствора с содержанием 20 вес. %  $NaCl$ . Процедура проведения поправки на давление описана в тексте.

заны толстыми пунктирными линиями на рис. 8.22), представляющими собой двухфазную границу и изобары для раствора с содержанием 20%  $NaCl$ . Двухфазная граница для этой жидкости показана толстой пунктирной кривой ( $L'$ ). Изобары для растворов солей недостаточно известны, но изобара 1600 для 20%-ного раствора  $NaCl$  показана схематически в виде тонкой пунктирной кривой 1600'. Соответственно исправленная температура захвата ( $T'_T, P'_T$ ) для включения, гомогенизовавшегося при 300 °C ( $T'_H, P'_H$ ) и содержавшего 20%-ный раствор  $NaCl$ , составляла 450 °C.

Данные, используемые при введении поправок на давление, первоначально были получены Леммлейном и Клевцовым [13] и в последнее время обобщены Поттером [19]. Так как растворимость галита в воде зависит от температуры, определение температуры, при которой происходит растворение любых кристаллов-узников галита, позволяет установить минимальную начальную температуру захвата флюида.

**8.5.6. Применение исследований газовой-жидких включений.** Геотермометрия по газовой-жидким включениям широко приме-

няется для определения температур образования рудных минералов. Реддер [26, 27] отмечал, однако, что имеется несколько других приложений исследований газовой-жидких включений, таких, как поиски минеральных месторождений и даже определение соотношений геологического возраста. Дополнительную информацию о приведенных ниже примерах читатель может найти в статьях Реддера и публикациях, указанных в конце этой главы.

Двумя наиболее очевидными применениями исследований газовой-жидких включений являются определение температуры рудообразования и перекристаллизации и определение солёности захваченного флюида. Исследованиями газовой-жидких включений в эпигенетических рудах часто устанавливалось, что температуры, при которых отлагались руды, отличались от температур, фиксируемых газовой-жидкими включениями в окружающих вмещающих породах. Кроме того, в пределах отдельных рудных месторождений (например, Крид, Колорадо; Панашкейра, Португалия; Касапалка, Перу) и даже в различных зонах роста единичных кристаллов наблюдались как временные, так и пространственные вариации температуры. В таких случаях определяемые температурные различия могут использоваться для установления «слепых» рудных тел или для увеличения площади уже известных рудных тел. Вариации температур в пределах минерализованной зоны могут служить также для определения направлений движения рудного флюида, помогать в интерпретации последовательности образования минералов и быть свидетельством изменяющейся природы рудного флюида во времени. Так как рудообразующие рассолы часто более концентрированные, чем флюиды, не ассоциирующиеся с рудами, то данные о солёности, полученные путем измерения точек замерзания, могут дополнить температурные данные и быть использованы для поисков рудных месторождений или расширения их площади.

В некоторых районах жилы, образовавшиеся только в течение одной стадии или лишь одного типа, несут рудную минерализацию, тогда как другие жилы с идентичными жильными минералами являются безрудными. В некоторых случаях (например, Садон, СССР; Кобальт, Онтарио) газовой-жидкие включения существенно различаются в двух типах жил и поэтому могут помочь при поисках.

В структурно-сложных участках с несколькими генерациями секущих жил сходного минерального состава данные по газовой-жидким включениям могут помочь в опознавании частей отдельных жил и в выяснении возрастных соотношений между ними. Возрастная последовательность секущих жил аналогичного минерального состава может быть выявлена также благодаря природной декрипитации (т. е. разрыву при нагревании) или

ореольным эффектам, наблюдаемым в газовой-жидких включениях более ранней жилы.

При выветривании и эрозии рудных месторождений такие устойчивые жильные минералы, как кварц, сохраняются с незатронутыми газовой-жидкими включениями на выходах, в остаточных почвах и русловых отложениях, образовавшихся в процессе эрозии. Газовой-жидкие включения в таком кварце могут быть использованы для выяснения первоначальной природы месторождения и даже его локализации.

Конечно, еще многие потенциальные возможности использования данных исследований газовой-жидких включений будут выявляться при расширяющемся привлечении их к изучению рудных месторождений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barton P. B., Skinner B. J., Sulfide mineral stabilities, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, New York, 1979.
2. Brubmy G. R., Shepherd T. J., Improved sample preparation for fluid inclusion studies, *Mineral. Mag.*, 42, 297—298, 1978.
3. Craig J. R., Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system, *Am. J. Sci.*, 273A, 496—510, 1973.
4. Cunningham C. F., Fluid Inclusion Geothermometry, *Geol. Rundsch.*, 66, 1—9, 1976.
5. Ebers M. L., Kopp O. C., Cathodoluminescence microstratigraphy in gangue dolomite, the Macsot-Jefferson City District, Tennessee, *Econ. Geol.*, 74, 908—918, 1979.
6. Francis C. A., Fleet M. E., Misra K. C., Craig J. R., Orientation of exsolved pentlandite in natural and synthetic nickeliferous pyrrhotite, *Am. Mineral.*, 61, 913—920, 1976.
7. Hall M. R., Ribbe P. H., An electron microprobe study of limestone centers in cassiterite, *Am. Mineral.*, 56, 31—45, 1971.
8. Hutchison M. N., Scott S. D., Application of the sphalerite geobarometer to Swedish Caledonide and U. S. Appalachian metamorphosed massive sulfide ores (abs.), *Symposium Volume on Caledonian—Appalachian Stratabound Sulphides Trondheim, Norway*, pp. 14—15, 1979.
9. Hutchison M. N., Scott S. D., Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system, *Econ. Geol.*, 1980.
10. Kellaneh Y. A., Badham J. P. N., Mineralization and paragenesis at the Mount Wellington Mine, Cornwall, *Econ. Geol.*, 73, 486—495, 1978.
11. Kelly W. C., Turneaure F. S., Mineralogy, paragenesis, and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia, *Econ. Geol.*, 65, 609—680, 1970.
12. Kretschmar U., Scott S. D., Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications, *Can. Mineral.*, 14, 364—386, 1978.
13. Леммлейн Г. Г., Клевцов П. В. Соотношения основных термодинамических параметров для части системы  $H_2O-NaCl$ . *Геохимия*, № 2, с. 133—142, 1961.
14. Lusk J., Ford C. E., Experimental extension of the sphalerite geobarometer to 10 bar, *Am. Mineral.*, 63, 516—519, 1978.
15. McLimans R. K., Barnes H. L., Ohmoto H., Sphalerite stratigraphy of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, Southwest Wisconsin, *Econ. Geol.*, 75, 351—361, 1980.

16. Meyers W. J., Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico, *Sedimentology*, 25, 371—400, 1978.
17. Naldrett A. J., Craig J. R., Kullerud G., The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores, *Econ. Geol.*, 62, 826—847, 1967.
18. Nickel E., The present status of cathode luminescence as a tool in sedimentology, *Min. Sci. Eng.*, 10, 73—100, 1978.
19. Potter R. W., Pressure corrections for fluid-inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system  $NaCl-H_2O$ , *Journ. Res. U. S. Geol. Surv.*, 5, 603—607, 1977.
20. Potter R. W., Glynne M. A., Brown D. L. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions, *Econ. Geol.*, 73, 284—285, 1978.
21. Ribbe P. H., ed., *Sulfide Mineralogy*, Mineral. Soc. Short Course Notes, Vol. 1, 1974.
22. Roedder E., Ancient Fluids in Crystals, *Sci. Am. Oct.* 1962, 38—47, 1962.
23. Roedder E., The noncolloidal origin of «colloform» textures in sphalerite ores, *Econ. Geol.*, 63, 451—471, 1968.
24. Roedder E., Composition of fluid inclusions, In Fleischer M., ed., *Data of Geochemistry*, 6th ed., U. S. Geological Survey Prof. Paper 440-JJ., 1972.
25. Roedder E., Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks, In Wolf K. H., ed., *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam, 2, pp. 67—110, 1976.
26. Roedder E., Fluid inclusions as tools in mineral exploration, *Econ. Geol.*, 72, 503—525, 1977.
27. Roedder E., Fluid inclusions as samples of ore fluids, In Barnes H. L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 684—737, 1979.
28. Rumble D., ed., *Oxide Minerals*, Min. Soc. Am. Short Course Notes, 3, 1976.
29. Scott S. D., Barnes H. L., Sphalerite geobarometry and geothermometry, *Econ. Geol.*, 66, 653—669, 1971.
30. Smith J. V., Stenstrom R. C., Electron-excited luminescence as a petrographic tool, *J. Geol.*, 73, 627—635, 1964.
31. Vaughan D. J., Craig J. R., *Mineral Chemistry of Metal Sulfides*, Cambridge University Press, Cambridge, England, 1978. (Имеется перевод: *Воган Д. Дж., Крейг Дж. Р. Химия сульфидных минералов*. — М.: Мир, 1981.)
32. Vaughan D. J., Ixer R. A., Studies of the sulfide mineralogy of North Pennine ores and its contribution to genetic models, *Trans. Inst. Min. Metall.*, 89, B99—B109, 1980.
33. Yund R. A., Kullerud G., Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system, *J. Petrol.*, 7, 454—488, 1966.

## АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ, ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ И ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

### 9.1. Введение

Рудные минералы неравномерно распределены в земной коре, но обычно встречаются в виде ассоциаций с характерным минеральным составом, структурами и взаимоотношениями со специфическими типами горных пород. Существование таких характерных ассоциаций, каждая из которых обладает типичным набором рудных минералов, значительно упрощает задачу исследователя и позволяет предвидеть те минералы, которые могут быть встречены, если общая ассоциация уже установлена. Группировка руд по характерным ассоциациям является полезным грубо эмпирическим методом, но она не рассматривается как строгая научная классификация. Такое эмпирическое подразделение обладает еще и тем преимуществом, что при этом не привлекаются генетические модели, даже если подобный способ образования кажется вероятным. Эти ассоциации возникают в основном в результате образования руд в характерных физико-химических условиях, о природе которых часто можно судить на основании детального изучения руд. В гл. 9 и 10 кратко рассматриваются обычно встречающиеся ассоциации рудных минералов и их структуры, отвечающие наиболее широко распространенным типам руд. Различные разделы глав не претендуют на исчерпывающий обзор рудной петрологии, но в них обсуждаются принятые в настоящее время теории рудогенеза, так как авторы считают, что пониманию рудной минералогии и структур руд способствуют некоторые данные о процессе рудообразования. Разделы этой главы должны дать исследователю материал по всем минеральным ассоциациям, рассматриваемым в вводном курсе и наблюдаемым в большинстве образцов руд, которые могут явиться предметом изучения, однако всегда важно не пропустить неожиданные или необычные минералы. При диагностике минералов, не включенных в приложение 1, мы рекомендуем пользоваться энциклопедическими работами, такими, как «Рудные минералы и их сростания» Рамдора, «Таблицы для микроскопической диагностики рудных минералов» Айтенбогардта и Бурке, «Атлас металлических минералов» Пико и Йогана.

### 9.2. Руды хрома, ассоциирующиеся с основными и ультраосновными породами

#### Минералогия

Главные минералы: хромит (идеальная формула  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ , но всегда содержит значительные количества  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Второстепенные минералы: сульфиды никеля, меди и железа (пентландит, пирротин, халькопирит, герсдорфит, борнит, валлерит).

Редкие минералы: минералы платиновой группы (ферроплатина, куперит, лаурит, стибипалладинит, сперрилит, никелистый брэггит) и рутил.

#### Условия нахождения

Известны два различных типа нахождения:

1. В расслоенных основных интрузивах в виде слоев, образовавшихся путем осаждения из магмы.

2. В перидотитах или серпентинизированных перидотитовых массивах, ассоциирующихся с орогеническими поясами (иногда называются «линзовидными» или «альпинотипными» хромитами).

#### Примеры

Классическим примером хромитового месторождения, ассоциирующегося с расслоенным основным интрузивом, является Бушвелдский комплекс, Южная Африка; другими примерами могут служить комплекс Стиллутер, Монтана, США, и Великая дайка, Зимбабве.

«Линзовидные» хромиты встречаются во многих орогенических поясах и представляют собой, как правило, значительно менее крупные месторождения; к ним можно отнести месторождения в Турции, Уральских горах, СССР, на Филиппинах и Кубе.

**Минералогия и структуры.** Небольшое число отдельных (хотя экономически важных) расслоенных интрузивов, которые могут рассматриваться как месторождения хрома, встречается в тектонически стабильных обстановках. Слои интрузивных комплексов можно рассматривать как магматические «пласты» значительной латеральной протяженности. В их пределах хромитовые полосы обладают мощностью от нескольких миллиметров до более 20 м и проявляют особенности, во многом сходные с наблюдаемыми в осадочных породах (линзование или выклинивание, внутриформационное смятие, структуры разрыва и заполнения). Собственно хромитовые породы (хромититы) в зависимости от количества хромит+силикат (оливин, пироксен) могут быть дунитами, перидотитами и т. д. Хромит, встречаясь обычно в богатых оливином слоях, может находиться в значительных количествах в любой ассоциации, являющейся *значимой* по валовому составу. Хотя хромит является фактически един-

ственным рудным минералом, в его составе могут наблюдаться существенные различия как в пределах одного месторождения, так и в месторождениях «слоистого» и «линзовидного» типов.

1. Отношения  $MgO/FeO$  имеют большие значения в линзовидных (1—2,3), чем в слоистых хромитах (0,6—1).

2. Содержания  $Fe_2O_3$  более низкие (<8 вес. %), а отношения  $Cr/Fe$  более высокие (~1,5—4,5) в линзовидных хромитах по сравнению со слоистыми хромитами (соответственно ~10—24 вес. %  $Fe_2O_3$  и 0,75—1,75 — значения отношения  $Cr/Fe$ ).

3. Содержания  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  характеризуются обратными соотношениями (~6,6—16 вес. %  $Cr_2O_3$ , ~6—62 вес. %  $Al_2O_3$ ) в линзовидных хромитах и широко варьируют в слоистых хромитах. Общее отношение  $Al_2O_3/Cr_2O_3$  более высокое в линзовидных хромитах.

В расслоенных интрузивах хромит обычно встречается в виде хорошо образованных октаэдрических зерен (рис. 9.1), особенно при наличии больших количеств интерстициального материала. В тех случаях, когда интерстициальный материал присутствует в меньших количествах, в зернах развиваются интерференционные полигональные ограничения (см. разд. 7.2).

«Линзовидные» или «альпинотипные» хромитовые руды встречаются в обстановках, которые тектонически весьма нестабильны, поэтому наряду с отмеченными ранее различиями в составе выявляются заметные структурные различия. Хотя при малом количестве интерстициального материала развиваются полигональные ограничения, зерна хромита, будучи окружены силикатом, почти всегда имеют округлые очертания (рис. 9.2), варьируя по размеру от тонких вкраплений (<1,0 мм) до ~1,5 см в диаметре в «леопардовых» и «гроздевидных» рудах. Иногда концентрические оболочки хромита и серпентина образуют *орбикулярные руды*, а в хромитах как слоистого, так и линзовидного типа руд может развиваться концентрическая зональность состава с внешними зонами, относительно обогащенными железом (часто наблюдаемыми под микроскопом в виде более светлой периферической зоны). Такие структуры возникают часто в результате гидротермального изменения при серпентинизации. Характерны также структуры, вызванные деформацией.

Обе описанные выше хромитовые ассоциации могут содержать небольшие количества никеля и металлов платиновой группы, которые могут иметь экономическое значение. Никель в расслоенных интрузивах встречается в виде сульфидов и арсенидов (ассоциация пирротин — пентландит — халькопирит с второстепенными герсдорфитом, борнитом, валлериитом) в мафических горизонтах. Эти сульфидные ассоциации сходны с рассматриваемыми в разд. 9.3. Они возникают в результате сложных се-

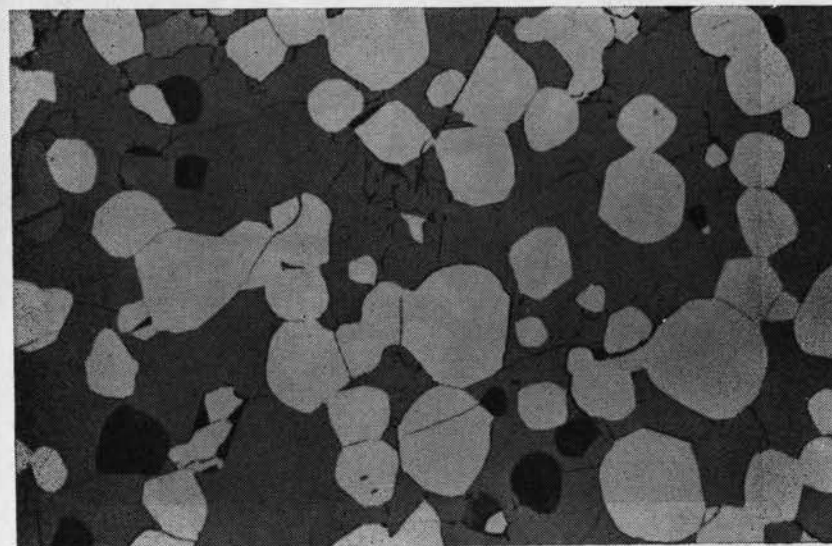


Рис. 9.1. Идиоморфные зерна хромита (светло-серое) в основной массе темноцветного силиката, Бушвелдский комплекс, Южная Африка (ширина поля зрения 2000 мкм).

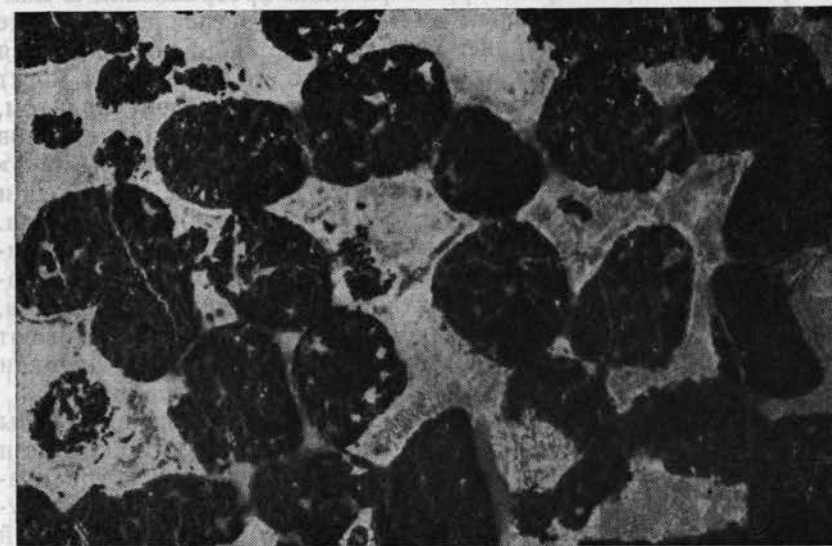


Рис. 9.2. Округлые агрегаты хромита в основной массе темноцветного силиката, Греция. При макроскопическом наблюдении хромит кажется черным, а под микроскопом (рис. 9.1) — белым (ширина поля зрения 3,5 см).

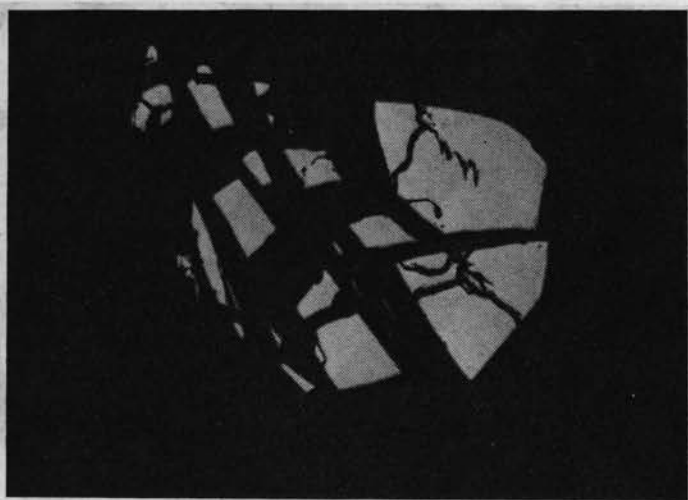


Рис. 9.3. Раздробленное зерно сперрилита в основной массе измененных темноцветных силикатов, Потгитерсрюс, Южная Африка (ширина поля зрения 2000 мкм).

рий распада твердых растворов и реакций превращения. В линзовидных хромитах большая часть никеля встречается в виде твердого раствора в оливине. Никель может концентрироваться в процессе выветривания, хотя небольшие его количества могут быть представлены рассеянными сульфидами (пентландитом, хизлевудитом). Классическим примером концентрации металлов платиновой группы в расслоенных интрузивах является «риф» Меренского, который представлен устойчивым (на протяжении ~300 км), но тонким (<1 м) слоем Бушвелдского комплекса. Между верхом и низом так называемого рифа в богатых хромитом полосах концентрации благородных металлов (в виде ферроплатины, куперита, лаурита, стибнопалладинита, сперрилита, никелистого брэггита и самородного золота (рис. 9.3) достигают максимума и связаны с сульфидами железа, никеля и меди (пирротин, пентландит, халькопирит, валлериит).

**Происхождение руд.** Общеизвестно, что хромитовые руды расслоенных интрузивов имеют магматическое происхождение и связаны с процессами фракционной кристаллизации и гравитационного осаждения кристаллов в подошвенных частях интрузивных слоев. Структуры руд полностью согласуются с такой концепцией. Главные проблемы происхождения рудных тел связаны с механизмом образования мономинеральных хромитовых слоев. Высказывались предположения о концентрации путем сортировки течением или преимущественного отложения

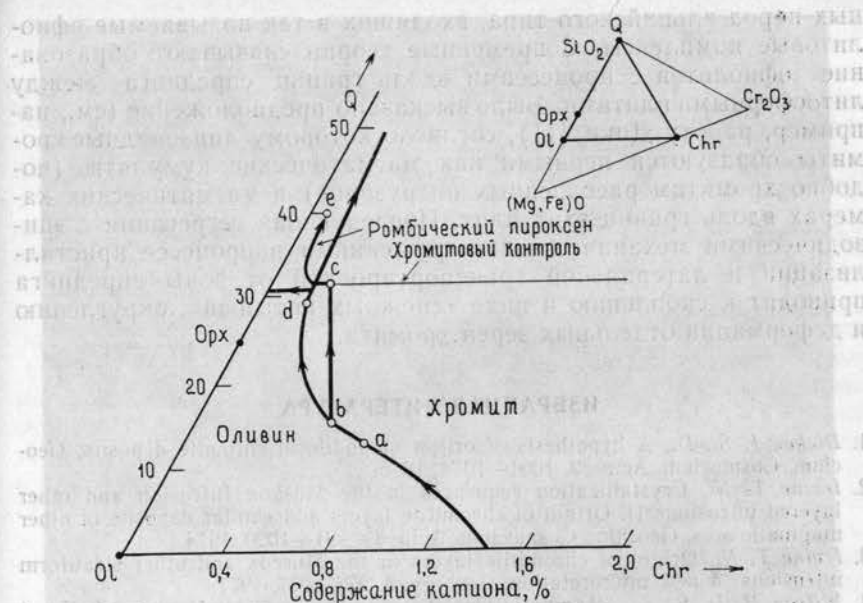


Рис. 9.4. Проекция части системы  $\text{SiO}_2\text{—Cr}_2\text{O}_3\text{—(Mg, Fe)O}$ , иллюстрирующая способ образования хромитовых пластов в стратиформных интрузивах. Совместная кристаллизация хромита и оливина из магмы, начинающаяся в точке *a*, будет нормально происходить по мере охлаждения расплава вдоль котектики *abd* и в результате будут образовываться небольшие и все уменьшающиеся количества хромита. Если же расплав после своего развития от *a* до *b* смешивается с другим, более богатым кремнеземом расплавом, то валовой состав жидкости будет смещаться в поле первичной кристаллизации хромита (точка *c*). Это вызовет кристаллизацию только хромита, который будет осаживаться в виде мономинерального пласта до тех пор, пока состав кристаллизующейся жидкости не будет снова изменяться по хромит-оливиновой и хромит-ортопироксеновой котектике (по Ирвину [3], использовано с разрешения автора).

вследствие изменения давления, содержания воды, фугитивности кислорода или благодаря многократным инъекциям магмы. Предложенный сравнительно недавно механизм образования [2, 3] предусматривает отложение, связанное с внезапной обширной контаминацией материнской базальтовой магмой более кислой жидкости, которая отдифференцировалась до относительно богатого кремнеземом состава. Добавление богатого кремнеземом материала вызвало изменение состава кристаллизующегося расплава (рис. 9.4) от котектической кривой оливин+хромит (вдоль которой происходит образование рассеянного хромита, смешанного с оливином) до поля первичной кристаллизации хромита (в котором образуется только хромит).

Образование линзовидных хромитов — существенно иной процесс и тесно связан с проблемой происхождения ультраоснов-

ных пород альпийского типа, входящих в так называемые офиолитовые комплексы. Современные теории связывают образование офиолитов с процессами вдоль границ спрединга между литосферными плитами. Было высказано предположение (см., например, работу Дики [1]), согласно которому линзовидные хромиты образуются первыми как магматические кумуляты (подобно хромитам расслоенных интрузивов) в магматических камерах вдоль границ этих плит. Последующая сегрегация с эпизодическими механическими нарушениями в процессе кристаллизации и латеральной транспортировкой от зоны спрединга приводит к скоплению в виде «снежных катышей», округлению и деформации отдельных зерен хромита.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Dickey J. S., Jr., A hypothesis of origin of podiform chromite deposits, *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 1061—1074, 1975.
2. Irvine T. N., Crystallization sequences in the Muskox Intrusion and other layered intrusions II. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 991—1020, 1974.
3. Irvine T. N., Origin of chromitite layers in the Muskox and other stratiform intrusions: A new interpretation, *Geology*, 5, 273—277, 1977.
4. Wilson H. D. B., ed., *Magmatic Ore Deposits*, *Econ. Geol. Monograph No. 4* (a collection of articles including several on chromite deposits), 1969.

### 9.3. Железо-никель-медные сульфидные руды<sup>1</sup>, связанные с основными и ультраосновными породами

#### Минералогия

Главные минералы: пирротин (моноклинная и гексагональная разновидности), пентландит, пирит, магнетит, халькопирит.

Второстепенные минералы: кубанит, макинавит, минералы металлов платиновой группы, аргентопентландит.

Вторичные минералы: миллерит, виоларит.

#### Условия нахождения

Сплошные и вкрапленные руды залегают: в основных до ультраосновных интрузивных или эффузивных породах (габбро, базальт, перидотит, норит) или в непосредственной ассоциации с ними; в метаморфизованных основных до ультраосновных породах.

#### Примеры

Садбери, Онтарио, Канада; Томпсон и Линн-Лейк, Манитоба, Канада; Печенга, Мончегорск и Норильск, СССР; Камбалда, Западная Австралия.

<sup>1</sup> В СССР и ряде других стран общепринятым является название «медно-никелевые» руды. — *Прим. ред.*

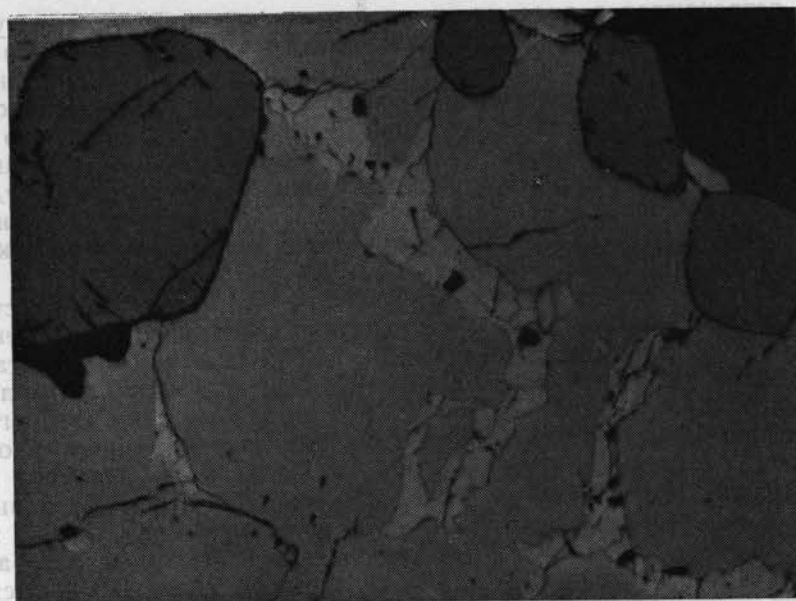


Рис. 9.5. Зернистые прожилки пентландита (светло-серое) вдоль границ крупных зерен пирротина, с которым ассоциируются зерна магнетита округлой формы (темно-серое). Садбери, Онтарио, Канада (ширина поля зрения 360 мкм).

**Минеральные ассоциации и структуры.** Железо-никель-медные руды этой ассоциации встречаются в виде сплошных или вкрапленных сульфидов (или сульфидов и окислов) в тесной ассоциации с основными или ультраосновными изверженными породами, особенно норитами и базальтами. В большинстве месторождений этого типа пирротин (обычно в основном магнитная моноклинная разновидность) является главным рудным минералом, составляя до 80% и более рудной массы. Халькопирит, первичный источник меди в этих рудах, присутствует в виде не закономерно распределенных ксеноморфных поликристаллических агрегатов и прожилков. Пентландит, первичная никель- и иногда кобальтсодержащая фаза, обычно невидим в необработанных штучных образцах. Однако он легко наблюдается невооруженным глазом и под микроскопом на полированных поверхностях благодаря своей более светлой окраске и более высокому отражению по сравнению с пирротинном. Под микроскопом пентландит обычно наблюдается в виде двух структурных разновидностей: 1) зернистых поликристаллических прожилков (см. рис. 9.5 и 8.8, а) и 2) ориентированных пластинчатых и «пламевидных» выделений (см. рис. 8.8, б). Зернистые прожил-

ки встречаются в виде неправильных цепочковидных структур в интерстициях пирротина, халькопирита и магнетита. Пентландит помимо более светлого цвета по отношению к пирротину обычно обладает характерной трещиноватостью, приписываемой большому уменьшению объема при охлаждении по сравнению с вмещающим пирротинном. Пламевидные образования пентландита — наиболее важная для диагностики структура среди рудных минералов — возникают при выделении из первоначально образованного никеленосного пирротина кристаллографически ориентированных продуктов распада твердого раствора.

Магнетит присутствует в этих рудах в переменных количествах в виде идиоморфных, округлых или даже скелетных зерен, рассеянных среди пирротина (см. рис. 9.5). Он может быть титанистым и содержать ориентированные пластинки ильменита или ульвошпинели, образовавшиеся в результате распада твердого раствора. Почти всегда присутствующий пирит варьирует от редкого компонента в рудах района Садбери до главного в Камбалде. Кубанит обычно присутствует лишь в очень небольших количествах и почти всегда в виде четких пластинок в халькопирите. Он может быть пропущен при беглом исследовании в скрещенных николях благодаря своей сильной анизотропии. Макинавит обычен в небольших количествах в виде зерен неправильной формы и «червеобразных» выделений в халькопирите. Он узнается по сильной анизотропии и двуотражению.

Наряду с медью и никелем эти руды являются главным источником мировой добычи металлов платиновой группы в виде арсенидов (сперрилит  $PtAs_2$ ), сульфоарсенидов (холлингвортит  $RhAsS$ ), минералов, содержащих висмут и сурьму (фрудит  $PdBi_2$ , инсизванит  $PtBi_2$ , садбериит  $PdSb$ ) и теллуридов (мончит  $PtTe_2$ , майченерит  $PdBiTe$ ), которые могут присутствовать в следовых количествах. Все эти минералы характеризуются высокими коэффициентами отражения и представлены небольшими зернами, редко встречающимися в полированных шлифах. В некоторых рудах серебро отмечается также в виде твердого раствора в минерале со структурой пентландита — аргентопентландита  $[(Fe, Ni)_8AgS_8]$ . Из руд извлекаются значительные количества кобальта и золота.

**Происхождение руд и их структур.** Образование железо-никель-медных сульфидных руд обычно рассматривается как результат отделения несмесимого окисно-сульфидного расплава от насыщенного серой силикатного расплава непосредственно перед его внедрением, во время внедрения или вскоре после него при температурах 900 °C или выше. Окисно-сульфидный расплав, по-видимому, осаждался через частично закристаллизованную силикатную магму или при более ранней сегрегации интродировал отдельно; образовавшиеся при этом руды варьируют от

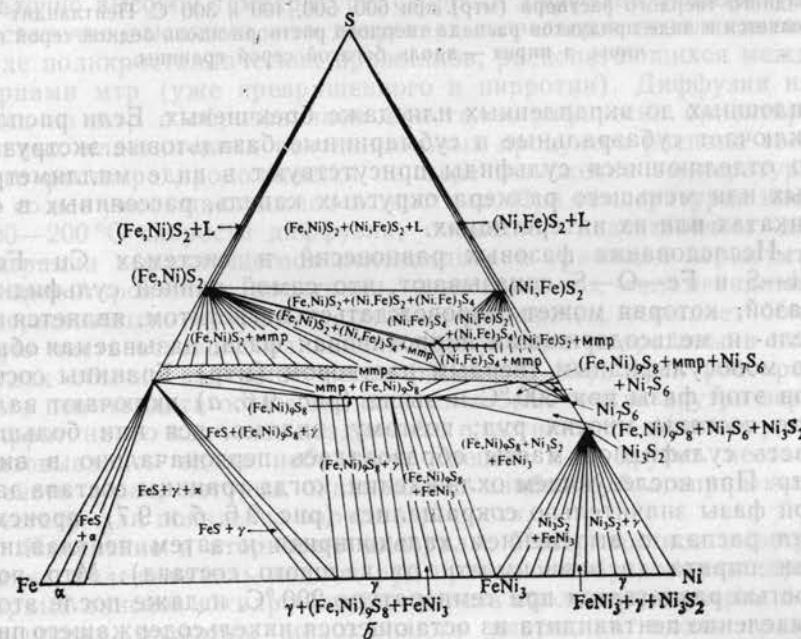
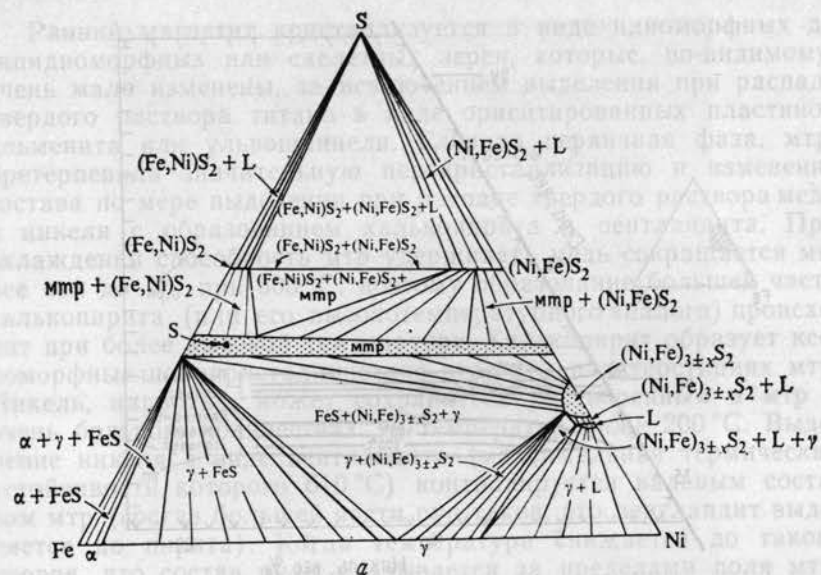


Рис. 9.6. Соотношения конденсированных фаз в системе Fe—Ni—S: а — при 650 °C; б — при 400 °C (по Вогану и Крейгу, 1978; использовано с разрешения авторов).

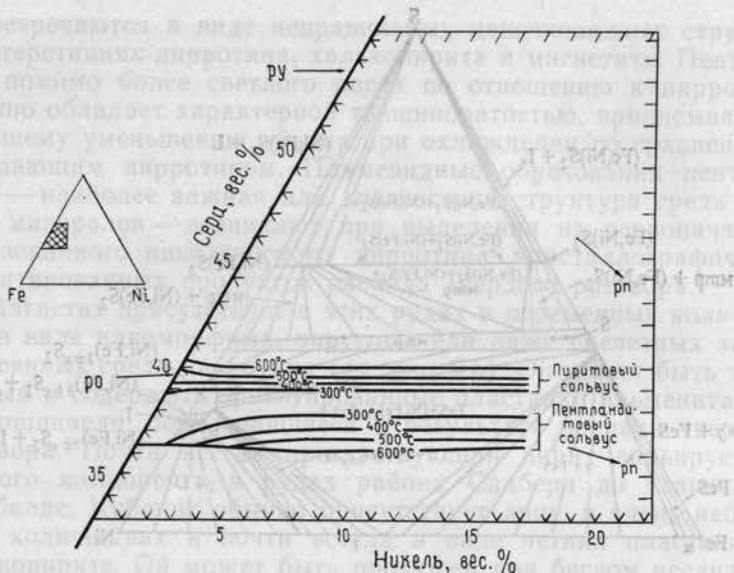


Рис. 9.7. Часть системы Fe—Ni—S, показывающая границы состава моносulfидного твердого раствора (мтр) при 600, 500, 400 и 300 °С. Пентландит выделяется в виде продуктов распада твердого раствора вдоль бедной серой границы, а пирит — вдоль богатой серой границы.

сплошных до вкрапленных или даже брекчиевых. Если расплав включает субаэральные и субмаринные базальтовые экзрузии, то отделяющиеся сульфиды присутствуют в виде миллиметровых или меньшего размера округлых капель, рассеянных в силикатах или их интерстициях.

Исследования фазовых равновесий в системах Cu—Fe—Ni—S и Fe—O—S показывают, что самой ранней сульфидной фазой, которая может сопровождаться магнетитом, является никель- и медьсодержащая пирротиновая фаза, называемая обычно моносulfидным твердым раствором (мтр). Границы составов этой фазы при 600 °С и выше (рис. 9.6, а) включают валовые составы многих руд; поэтому, видимо, вся или большая часть сульфидной массы образовалась первоначально в виде мтр. При последующем охлаждении, когда границы состава данной фазы значительно сокращались (рис. 9.6, б и 9.7), происходил распад с выделением халькопирита и затем пентландита или пирита (в зависимости от валового состава). Мтр полностью разлагается при температуре 200 °С, и даже после этого выделение пентландита из остающегося никельсодержащего пирротина, очевидно, продолжается до температуры 100 °С. Последовательность образования минералов представлена в общем виде на рис. 8.9.

Ранний магнетит кристаллизуется в виде идиоморфных до гипидиоморфных или скелетных зерен, которые, по-видимому, очень мало изменены, за исключением выделения при распаде твердого раствора титана в виде ориентированных пластинок ильменита или ульвошпинели. Главная первичная фаза, мтр, претерпела значительную перекристаллизацию и изменение состава по мере выделения при распаде твердого раствора меди и никеля с образованием халькопирита и пентландита. При охлаждении способность мтр удерживать медь сокращается менее чем до 1% при 500 °С; поэтому образование большей части халькопирита (или его высокотемпературного аналога) происходит при более высокой температуре. Халькопирит образует ксеноморфные поликристаллические агрегаты в интерстициях мтр. Никель, напротив, может сохраняться растворенным в мтр в очень больших количествах до температур ниже 200 °С. Выделение никеля в виде пентландита (максимальная термическая устойчивость которого 610 °С) контролируется валовым составом мтр (состав большей части руд таков, что пентландит выделяется до пирита). Когда температура снижается до такого уровня, что состав руды оказывается за пределами поля мтр, начинает выделяться пентландит. Если это происходит при достаточно высокой температуре, скорости диффузии оказываются достаточно высокими, что допускает сегрегацию пентландита в виде поликристаллических прожилков, располагающихся между зернами мтр (уже превращенного в пирротин). Диффузия никеля из мтр с образованием кристаллографически ориентированных пластинчатых пентландитовых продуктов распада твердого раствора продолжается по мере понижения температуры, но со все уменьшающимися скоростями. При температуре ниже 100—200 °С скорости диффузии, очевидно, недостаточны для миграции выделяющегося пентландита к границам зерен мтр, и ориентированные пластинки, известные как «пламевидные», удерживаются внутри мтр, когда он, наконец, выделяет большую часть оставшегося никеля (природные пирротины в этих рудах обычно содержат менее 0,5 вес. % Ni). Если рост раннего пентландита осуществлялся во многих точках внутри зерен пирротина, то наиболее поздние его пластинки, по-видимому, образовывались вдоль небольших трещин или других несовершенств зерен, которые оказывались наиболее благоприятными местами для появления зародышей роста.

**Изменение и вторичные минералы.** Поверхностное выветривание железо-никель-медных руд приводит к образованию характерных окислов и гидроокислов железа вдоль границ зерен и по трещинам, развитию моноклинного пирротина вдоль границ гексагонального пирротина и замещению пентландита виоларитом, миллеритом или обоими минералами (см. рис. 9.8). Вторичный виоларит обычно пористый и обладает слабым сиреневым



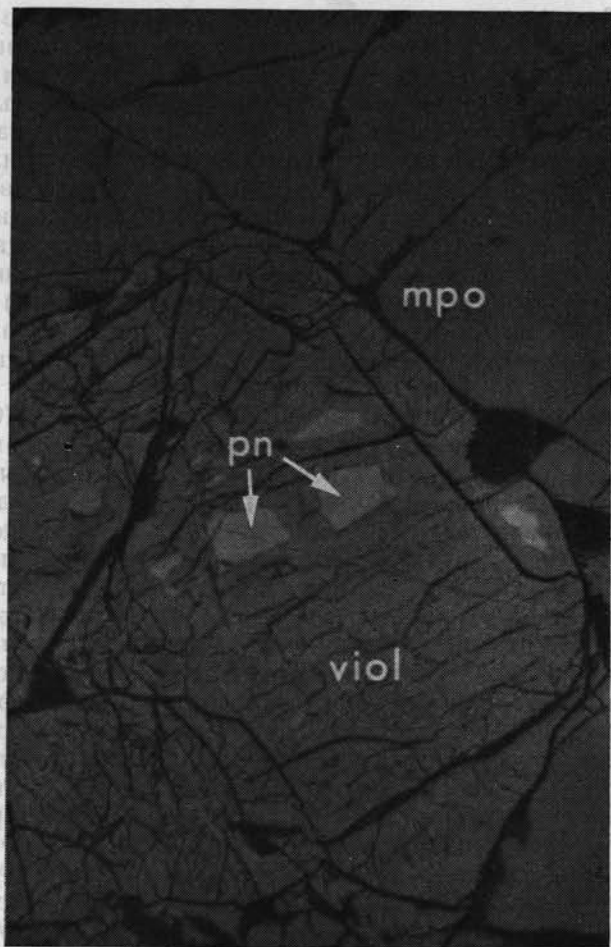


Рис. 9.8. Виоларит viol, замещающий пентландит pn в неизменном моноклинном пирротине про. Лик-Форк, Виргиния (ширина поля зрения 40 мкм) (по J. R. Craig, J. B. Higgins, *Am. Mineral.*, 60, 36, 1975; воспроизведено с разрешения авторов).

оттенком по отношению к пирротину; миллерит отчетливо желтоватый, хорошо поддается конечной полировке и сильно анизотропен.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Nickel-sulfide and platinum-group-element deposits, *Can. Mineral.*, 17, No. 2, 141—514, 1979.
2. An issue devoted to platinum-group elements, *Econ. Geol.*, 71, No. 7, 1129—1468, 1976.

3. Ewers W. E., Hudson D. R., An interpretive study of a nickel-iron sulfide ore intersection, Lunnon Shoot, Kambalda, Western Australia, *Econ. Geol.*, 67, 1075—1092, 1972.
4. Hawley J. E., The Sudbury Ores: Their mineralogy and origin, *Can. Mineral.*, 7, 1—207, 1962.
5. Naldrett A. J., Craig J. R., Kullerud G., The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores, *Econ. Geol.*, 62, 826—847, 1967.
6. Vaughan D. J., Schwarz E. J., Owens D. R., Pyrrhotites from the Strathcona Mine, Sudbury, Canada: a thermomagnetic and mineralogical study, *Econ. Geol.*, 66, 1131—1144, 1971.
7. Wilson H. D. B., ed., *Magmatic Ore Deposits: A Symposium*, *Econ. Geol. Monograph No. 4*, 1969.

#### 9.4. Железо-титановые окисные руды, ассоциирующиеся с изверженными горными породами

##### Минералогия

Главные минералы: магнетит, ульвошпинель, ильменит, рутил, гематит, апатит.

Второстепенные минералы: пирит, халькопирит, маггемит, пирротин.

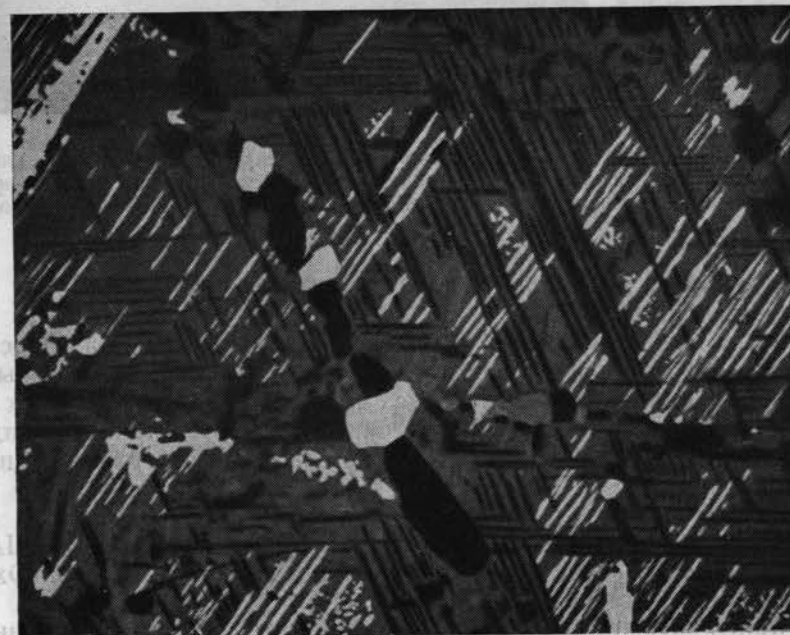


Рис. 9.9. Пластинки ильменита, образовавшиеся в результате распада твердого раствора и располагающиеся вдоль плоскостей (111) магнетита. Бёгусто, Норвегия (николи частично скрещены, ширина поля зрения 520 мкм).

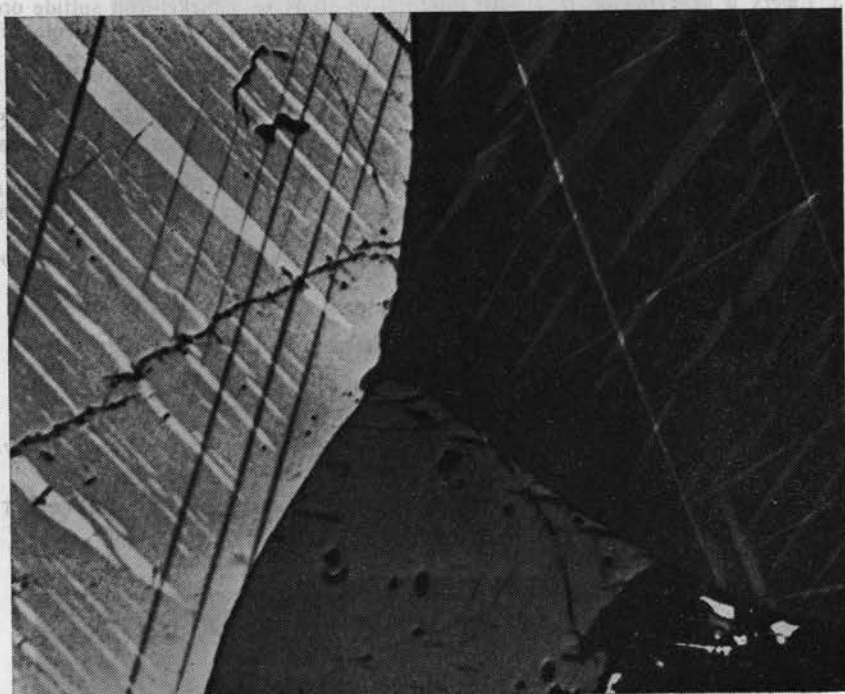


Рис. 9.10. Пластинчатое двойникование в ильмените, содержащем линзовидные тельца гематита, образовавшегося в результате распада твердого раствора. Двойниковые пластинки проходят через обе фазы. Эгерсунн, Норвегия (николи частично скрещены, ширина поля зрения 520 мкм).

Вторичные минералы: гематит, рутил, маггемит.

#### Условия нахождения

Руды представлены тонкими и мощными сплошными полосами железо-титановых окислов или линзами в анортозитовых, габбровых или норитовых сериях в расслоенных комплексах и глубинных интрузивах. Обычно они встречаются также в виде аксессуарных минералов в кислых до основных изверженных породах.

#### Примеры

Аллард-Лейк, Квебек, Канада; Тахавус, Нью-Йорк, США; габбро Дулут, Миннесота, США; Бушвелдский комплекс, Южная Африка; Эгерсунн, Норвегия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Железо-титановые окисные руды почти всегда сложены крупными (0,5—1,0 см) изометричными зернами титанистого магнетита с ильменитом или без него. Зерна могут быть мономинеральными, но обычно и пластинчатые продукты распада твердого раствора ульвошпинель-

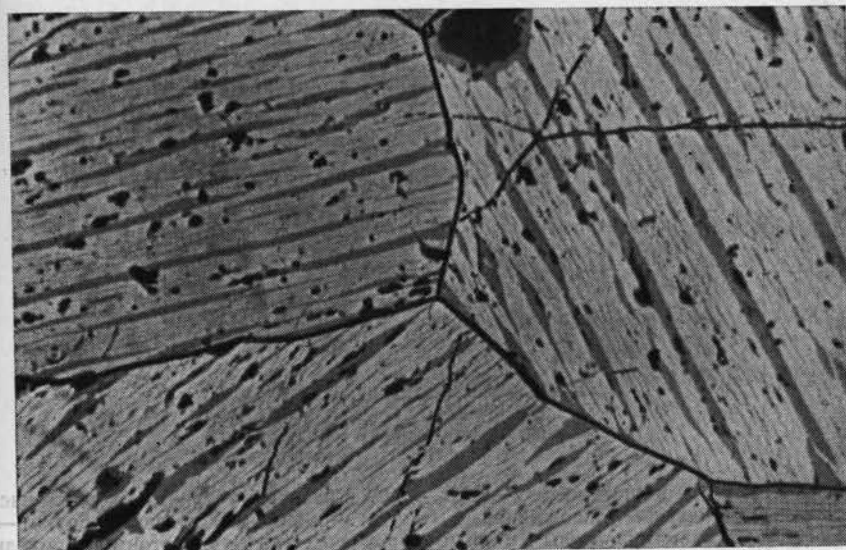


Рис. 9.11. Линзовидные тельца распада ильменита в гематите на контакте трех зерен. Уилсон-Лейк, Лабрадор, Канада (ширина поля зрения 520 мкм).

ли, ориентированные вдоль плоскостей (100), или ильменита вдоль плоскостей (111) (рис. 9.9) в магнетите. Размеры таких пластинок колеблются в поперечнике от 0,1 мм до субмикроскопических в «тканеподобных»<sup>1</sup> структурах. Гематит может присутствовать в виде дискретных зерен, но наиболее обычны его каймы вокруг магнетита или ильменита или пластинки внутри зерен этих минералов. Магнетит и ильменит, хотя и похожи с первого взгляда, легко различаются благодаря розовато-сиреневому оттенку и анизотропии ильменита. В ильмените наблюдается характерное для него хорошо развитое пластинчатое двойникование (рис. 9.10), отсутствующее в ассоциирующихся с ним минералах. Ульвошпинель несколько более темная, сероватобурая по сравнению с магнетитом, но их трудно различить, если оба минерала не находятся в контакте. Гематит, напротив, выглядит почти белым по сравнению с магнетитом, ильменитом или ульвошпинелью. Он сильно анизотропен и, если присутствует в виде достаточно крупных зерен, характеризуется красноватыми внутренними рефлексамии. Пластины ильменита в магнетите обычно четко выражены и обладают одинаковой шириной по всей своей длине, тогда как пластинки ильменита в гематите и пластинки гематита в ильмените более линзо- и четко-

<sup>1</sup> Чаще называемых «решетчатыми» структурами. — Прим. ред.

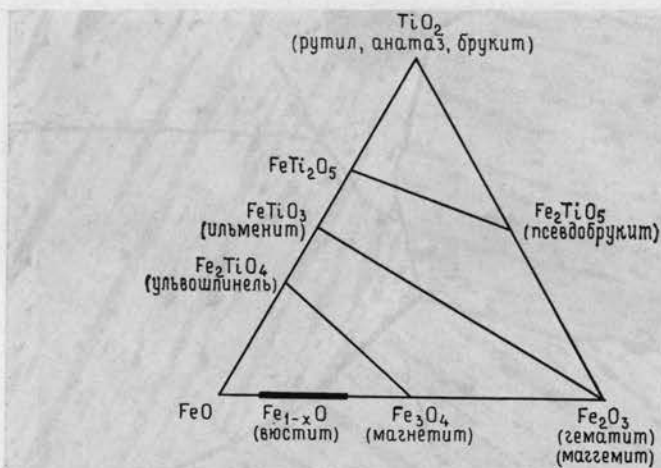


Рис. 9.12. Фазы в системе  $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$  с главными сериями твердых растворов магнетит—ульвошпинель, гематит—ильменит и псевдобрукит— $\text{FeTi}_2\text{O}_5$ . Составы приведены в мольных процентах (по Баддингтону и Линдсли [2], использовано с разрешения авторов).

видные (рис. 9.11). Эти сростания ильменита и гематита очень эффектны благодаря заметному различию минералов в цвете, и, увидев однажды, их вряд ли можно спутать с чем-либо.

Фазовые равновесия железо-титановых оксидов (рис. 9.12) изучались Баддингтоном и Линдсли [2], установившими, что растворимость ильменита в магнетите слишком мала (даже вплоть до магматических температур), чтобы можно было объяснить большинство ильменит-магнетитовых сростаний простым распадом твердого раствора. Эти исследователи пришли к выводу, что субсолидусное окисление магнетит-ульвошпинели с последующим образованием ильменит-гематитовых пластинок происходит при охлаждении многих изверженных и метаморфических пород. Они выяснили также, что с помощью сосуществующих равновесных пар титанистого магнетита и ильменита можно проводить одновременное определение температуры и фугитивности кислорода при образовании этих пар минералов. Составы сосуществующих магнетит-ульвошпинели (сплошные линии) и ильменит-гематита (пунктирные линии) в зависимости от температуры и фугитивности кислорода показаны на рис. 9.13.

Титанистый магнетит встречается в разнообразных породах (рис. 9.14) и его следует тщательно изучать под микроскопом, чтобы не пропустить присутствие пластинок распада. Использовать соотношения, приведенные на рис. 9.13, для определения температуры можно лишь применительно к зернам первичного

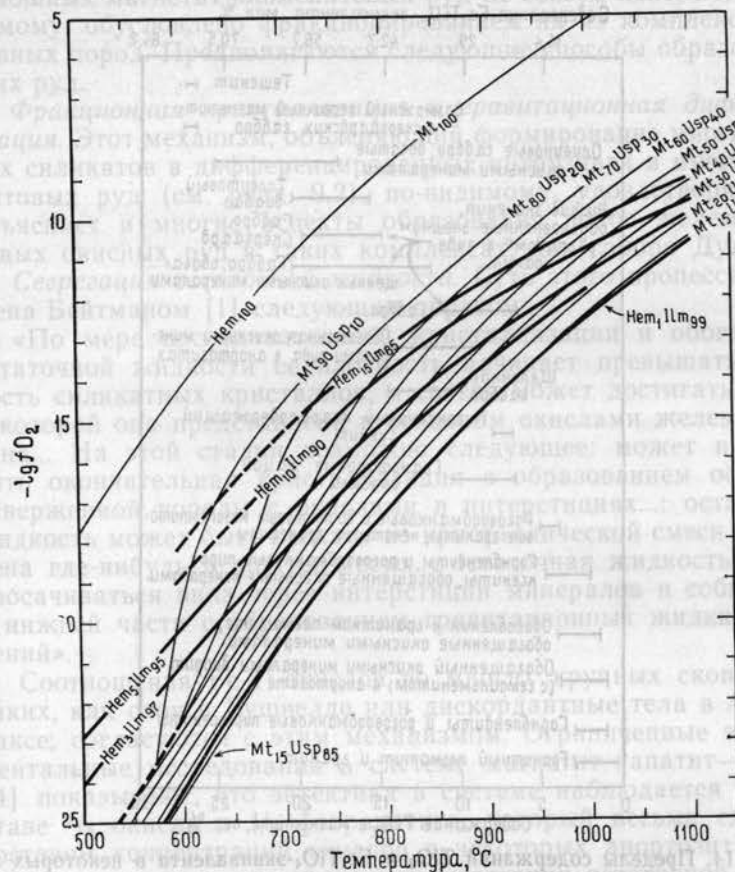


Рис. 9.13. Проекция на плоскость  $f\text{O}_2-T$  сопряженных поверхностей в  $f\text{O}_2-T-X$  пространстве. Проекция параллельна двум осям состава магнетит—ульвошпинель<sub>55</sub> и гематит—ильменит<sub>55</sub> таким образом, что пересекающиеся контуры представляют собой проекцию коннод сопряженных пар. Соотношения температура—состав магнетит-ульвошпинелевого сольвуса показаны тонкими сплошными линиями. Гематит-ильменитовый сольвус (не показан) расположен между кривыми  $\text{Hem}_{100}$  и  $\text{Hem}_{15}\text{Ilm}_{85}$ . Составы приведены в мольных процентах (по Баддингтону и Линдсли [2], использовано с разрешения издательства).

происхождения, состав которых не изменялся при повторном распаде твердых растворов. Изредка небольшие количества магнетита встречаются в ильменит-гематите в виде пластинок, подобных продуктам распада твердых растворов, что, очевидно, связано с проявлением поздних процессов восстановления небольшого масштаба.

Титанистый магнетит обычно содержит до нескольких процентов ванадия, хрома и алюминия, замещающих  $\text{Fe}^{3+}$ , и мар-

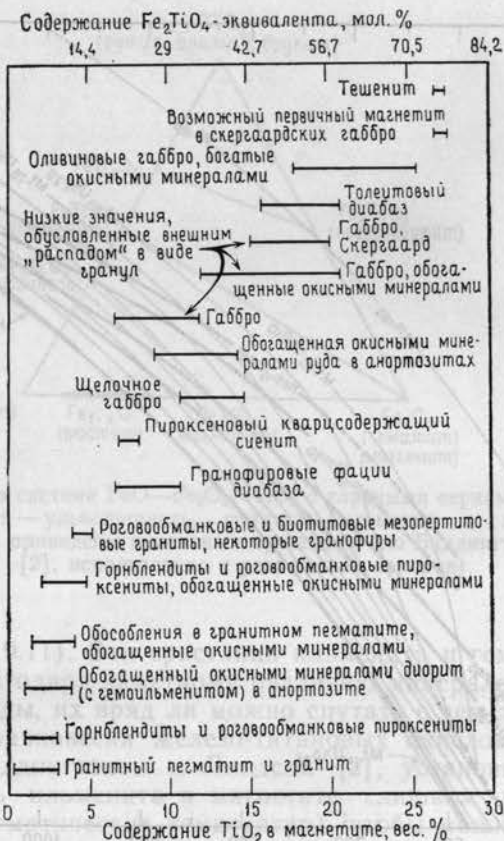


Рис. 9.14. Пределы содержаний  $TiO_2$  и  $Fe_2TiO_4$ -эквивалента в некоторых плутонических и гипабиссальных породах (по Баддингтону и Линдсли [2], использовано с разрешения издательства).

ганца и магния, замещающих  $Fe^{2+}$ . Если магнетит и ильменит развиваются в виде сосуществующих пар, то в магнетите по сравнению с ильменитом содержится больше V, Cr и Al, но меньше Mn и Mg.

Окисление ильменита и титанистого магнетита приводит к появлению кайм и сложному разнообразию пластинчатых сростаний этих фаз с рутилом, псевдобрукитом и титаногематитом. Стадии такого развития подробно описаны и проиллюстрированы Хаггерти (см. [5]).

**Происхождение руд.** Рассеянные зерна титанистого магнетита и ильменита в изверженных породах являются, по-видимому, обычными аксессуарными минералами, кристаллизовавшимися наряду с вмещающими силикатами. Однако происхождение

сплошных магнетит-ильменитовых руд не совсем ясно, но, по-видимому, обусловлено фракционированием их из комплексов основных пород. Предполагаются следующие способы образования этих руд.

**Фракционная кристаллизация и гравитационная дифференциация.** Этот механизм, объясняющий формирование многих ранних силикатов в дифференцированных интрузивах и многих хромитовых руд (см. разд. 9.2), по-видимому, удовлетворительно объясняет и многие аспекты образования полос железотитановых окисных руд в таких комплексах, как габбро Дулут.

**Сегрегация остаточной жидкости.** Суть этого процесса изложена Бейтманом [1] следующим образом:

«По мере последовательной кристаллизации и обогащения остаточной жидкости ее плотность начинает превышать плотность силикатных кристаллов, а состав может достигать точки, в которой она представлена в основном окислами железа и титана... На этой стадии возможно следующее: может происходить окончательная кристаллизация с образованием основной изверженной породы с окислами в интерстициях...; остаточная жидкость может быть выжата из кристаллической смеси и внедрена где-нибудь в другом месте...; остаточная жидкость может просачиваться вниз через интерстиции минералов и собираться в нижней части с образованием гравитационных жидких скоплений».

Соотношения Fe-Ti-окислов во многих крупных скоплениях, таких, как слои в Бушвелде или дискордантные тела в Адирондаксе, согласуются с этим механизмом. Ограниченные экспериментальные исследования в системе магнетит-апатит-диорит [4] показывают, что эвтектика в системе наблюдается при составе  $2/3$  окисла и  $1/3$  фторапатита, который весьма сходен с составом концентраций окислов в некоторых анортозитах. Эти данные подтверждают механизм сегрегации остаточной жидкости при образовании железотитановых окисных руд.

Третий предложенный механизм — **метаморфическая миграция.** Высвобождение железа и титана из сфена, биотита, роговой обманки и титанавгита и последующая миграция и концентрация их при метаморфизме гранулитовой фации выдвигались также как возможный механизм образования железотитановых окисных масс. Существенная грануляция зерен железотитановых окислов обычна, но отсутствуют доказательства массового замещения.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Bateman A. M., The formation of late magmatic oxide ores, *Econ. Geol.*, 46, 404—426, 1951.
2. Buddington A. F., Lindsley D. H., Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *J. Petrol.*, 5, 310—357, 1964.

3. Lister G. F., The composition and origin of selected iron-titanium deposits, Econ. Geol., 61, 275—310, 1966.
4. Philpotts A. R., Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks, Econ. Geol., 2, 62, 303—330, 1967.
5. Rumble D., ed., Oxide Minerals, Mineral. Soc. Am. Short Course Notes, Vol. 3 (a collection of papers, several of which deal with iron-titanium oxides), 1976.

### 9.5. Медные и молибденовые сульфиды, ассоциирующиеся с порфирированными интрузивными изверженными породами («порфирированные медно-молибденовые» месторождения)

#### Минералогия

Главные минералы: пирит, халькопирит, молибденит, борнит.

Второстепенные минералы: магнетит, гематит, ильменит, рутил, энаргит, кубанит, касситерит, гюбнерит, золото.

Вторичные минералы: гематит, ковеллин, халькозин, дигенит, самородная медь.

#### Условия нахождения

Сульфиды присутствуют в виде прожилков и рассеянных зерен в порфирированных интрузивах или около них, зарырающих по составу от кварцевых диоритов до кварцевых мондонитов. Вмещающие порфиры и соседние породы обычно изменены с образованием грубо концентрических зон окремнения, калиевополевошпатового метасоматоза, филлитизации, аргиллизации и пропилитизации.

#### Примеры

Медь: Бисби, Рей, Ахо, Аризона; Бьютт, Монтана; Бингем-Каньон, Юта; Эль-Сальвадор, Чукикамата, Браден, Чили; Бетлехем, Эндока, Британская Колумбия; Ок-Теди, Папуа — Новая Гвинея; Кананеа, Мексика.

Молибден: Клаймакс, Урад, Гендерсон, Колорадо; Квеста, Нью-Мексико.

**Минеральная зональность в меднопорфирированных месторождениях.** Меднопорфирированные месторождения этого типа являются в настоящее время главным источником меди и молибдена в мире, а также важными поставщиками некоторых других цветных металлов, золота и серебра. Особенности этих месторождений кратко изложены Лоуэллом и Гилбертом [5]:

«Медное и (или) молибденовое сульфидное месторождение, представленное рассеянной и штокверково-прожилковой сульфидной минерализацией, формировалось в различных вмещающих породах, измененных гидротермальными растворами с образованием грубо концентрического зонального строения (рис. 9.15, а). Месторождение обычно крупное, в масштабе тысяч футов, ... и ... ассоциируется со сложным пассивно внедрившимся штоком пород среднего состава, включающим порфирированные их разности».

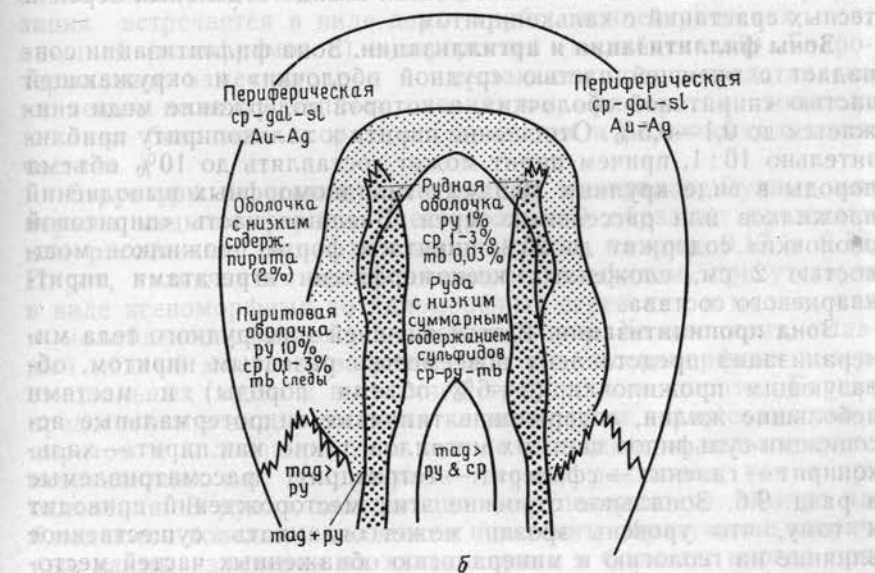
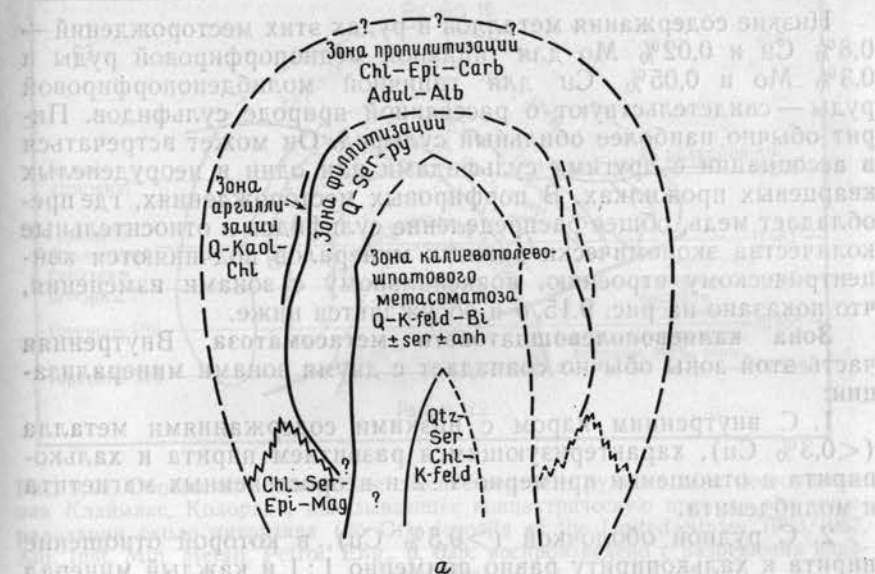


Рис. 9.15. Идеализированная диаграмма, показывающая концентрические зоны изменения и минерализации, встречающиеся в меднопорфирированных месторождениях: а — зоны изменения; б — зоны минерализации (по Лоуэллу и Гилберту [5], с разрешения издательства).

Низкие содержания металлов в рудах этих месторождений — 0,8% Cu и 0,02% Mo для типичной меднопорфировой руды и 0,3% Mo и 0,05% Cu для типичной молибденопорфировой руды — свидетельствуют о рассеянной природе сульфидов. Пирит обычно наиболее обильный сульфид. Он может встречаться в ассоциации с другими сульфидами или один в неоруденелых кварцевых прожилках. В порфировых месторождениях, где преобладает медь, общее распределение сульфидов и относительные количества экономически важных минералов подчиняются концентрическому строению, коаксиальному с зонами изменения, что показано на рис. 9.15, б и обсуждается ниже.

**Зона калиевополевошпатового метасоматоза.** Внутренняя часть этой зоны обычно совпадает с двумя зонами минерализации:

1. С внутренним ядром с низкими содержаниями металла (<0,3% Cu), характеризующимся развитием пирита и халькопирита в отношении примерно 1:2 и второстепенных магнетита и молибденита.

2. С рудной оболочкой (>0,5% Cu), в которой отношение пирита к халькопириту равно примерно 1:1 и каждый минерал составляет около 1% породы. Небольшие количества молибденита отмечаются в прожилках и в виде рассеянных зерен. Борнит обычен в небольших количествах в виде отдельных зерен и тесных сростаний с халькопиритом.

**Зоны филлитизации и аргиллизации.** Зона филлитизации совпадает с внешней частью «рудной оболочки» и окружающей частью «пиритовой оболочки», в которой содержание меди снижается до 0,1—0,5%. Отношение пирита к халькопириту приблизительно 10:1, причем пирит может составлять до 10% объема породы в виде крупных (0,5 мм) гипидиоморфных выполнений прожилков или рассеянных зерен. Внешняя часть «пиритовой оболочки» содержит до 25% пирита в форме прожилков мощностью 2 см, сложенных ксеноморфными агрегатами пирит-кварцевого состава.

**Зона пропилитизации.** В этой внешней зоне рудного тела минерализация представлена повсеместно развитым пиритом, образующим прожилочки (2—6% объема породы) и местами небольшие жилки, содержащие типичные гидротермальные ассоциации сульфидов цветных металлов, такие, как пирит — халькопирит — галенит — сфалерит — тетраэдрит, рассматриваемые в разд. 9.6. Зональное строение этих месторождений приводит к тому, что уровень эрозии может оказывать существенное влияние на геологию и минералогию обнаженных частей месторождений, что отмечалось Силлитом [12].

В месторождениях, богатых молибденом, таких, как Клаймакс и Гендерсон, Колорадо, выявляется зонтичная форма контура минерализации, размещающейся в интрузивном ядре или

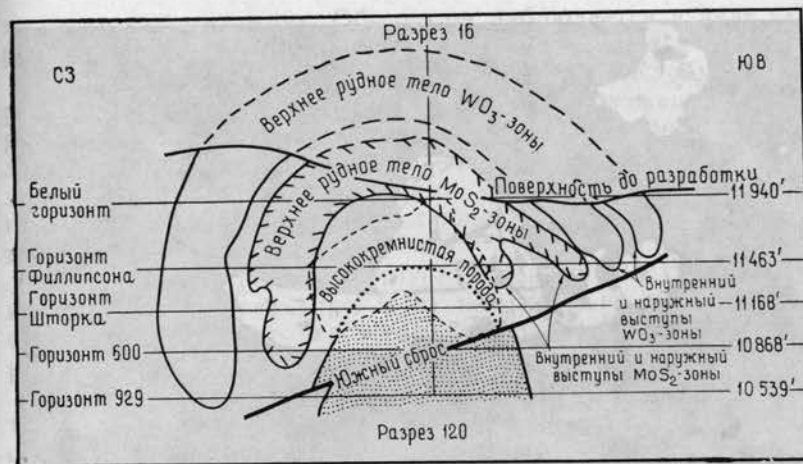


Рис. 9.16. Обобщенное поперечное сечение верхнего рудного тела месторождения Клаймакс, Колорадо, показывающее концентрическую природу зон минерализации около интрузива (по Ore deposits of the United States 1933/1967, Am. Inst. Min. Metall. Petrol. Eng., p. 628; воспроизведено с разрешения издательства).

около него (рис. 9.16). На месторождении Клаймакс минерализация встречается в виде двух грубо концентрических зон, внешней (вольфрамовой) и внутренней (молибденовой). Гидротермальное изменение руд и вмещающих пород представлено калиевым полевым шпатом, серицитом, флюоритом, топазом, а также биотитом, хлоритом и эпидотом в подчиненных количествах.

**Структуры агрегатов зерен рудных минералов.** Рудные минералы меднопорфировых месторождений образуют прожилки или рассеянные зерна, как это показано на рис. 9.17 и 9.18. Пирит, являющийся преобладающим сульфидом, присутствует в виде ксеноморфных до идиоморфных зерен как в медно-, так и молибденопорфировых месторождениях. Халькопирит, главный медный минерал, встречается в виде ксеноморфных интерстициальных зерен и выполняет трещинки в пирите. Борнит представлен в виде отдельных ксеноморфных зерен совместно с пиритом и халькопиритом и в виде пластинок в халькопирите, возникающих как при распаде твердых растворов, так и при окислении. В рудах, залегающих близ поверхности, обычно наблюдаются ковеллин, халькозин и дигенит, образующие вторичные каймы изменения на халькопирите и борните; иногда присутствует самородная медь. Молибден отмечается в значительных количествах в богатых молибденом порфировых месторождениях, но развит в подчиненных количествах во многих богатых

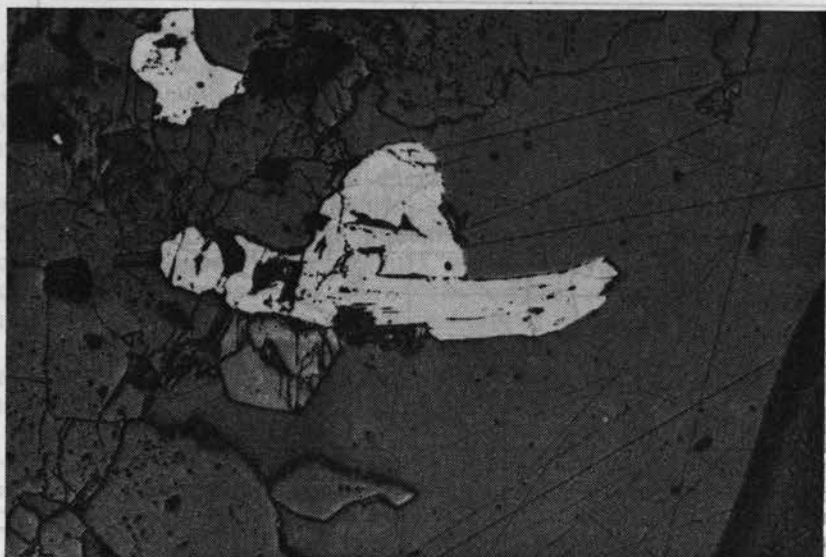


Рис. 9.17. Пластинка молибденита и ассоциирующееся с ней ксеноморфное зерно халькопирита. Бингем-Каньон, Юта (ширина поля зрения 520 мкм).

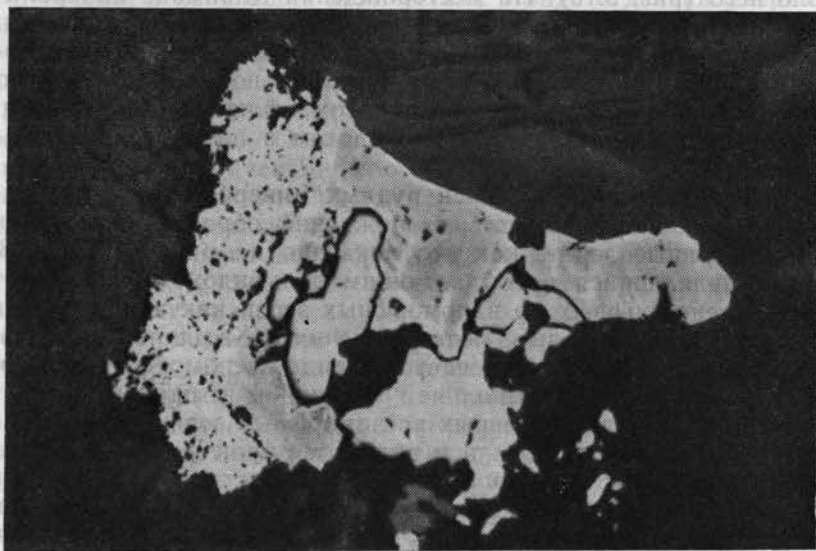


Рис. 9.18. Зерно рутила (в центре), окруженное борнитом, в периферической части которого наблюдаются пластинки и светлая каемка халькопирита. В левой части поля зрения наблюдается поликристаллическая масса энаргита. Бингем-Каньон. Юта (ширина поля зрения 520 мкм).

медью месторождениях. Обычно он наблюдается в виде субпараллельных и изогнутых пластинок, вкрапленных в прожилках.

В богатых молибденом рудах, таких, как Клаймакс, Колорадо, молибденит образует беспорядно расположенные и субпараллельные мельчайшие ( $<0,1$  мм) гексагональные пластинки, заключенные в кварцевом жильном выполнении. Вольфрам в этих рудах представлен мелкими незакономерно распределенными идиоморфными зернами гюбнерита в пирит-кварц-серицитовых прожилках.

Энарцит иногда присутствует в порфировых рудах в виде ксеноморфных зерен (рис. 9.18) или кайм на медно-железных сульфидах. Кубанит редок, но наблюдался в виде пластинок распада твердых растворов в халькопирите.

**Происхождение руд.** Генезис месторождений порфирового типа являлся предметом многих исследований и остается отчасти предположительным. Все эти месторождения располагаются в орогенных зонах или очень близко от них; однако представляется, что существует различие между двумя главными их типами: меднопорфировые месторождения приурочены к границам поглощения плит, в то время как для молибденопорфировых месторождений типичны обстановки растяжения (рифтообразования). Силлитое [11] высказал предположение, что тела порфиров представляют собой частично расплавленные океанические породы, которые транспортировали металлы, первоначально находившиеся в срединно-океанических хребтах. Подвергшись субдукции, они затем внедрялись вдоль континентальных окраин. Митчелл и Гарсон [7] дали следующее описание этого механизма:

«Меднопорфировые месторождения формировались в поясах изверженных пород, локализованных на континентальных окраинах или в островных дугах. Эти пояса связаны с частичным плавлением влагонесущей океанической коры, погружающейся вдоль зон Бенъоффа на глубинах 150—250 км. Отложение меди происходит в тех участках, где поднимающиеся из опускающейся коры металлоносные растворы встречают погрбенные рассолы».

Хотя эта общая модель позволяет объяснить генезис южноамериканских и тихоокеанских островодужных месторождений, ее трудно согласовать с геологической позицией многих месторождений юго-запада США и Скалистых гор [4]. Существует тем не менее общее мнение относительно способа внедрения магмы после ее генерирования. Внедрение порфировой магмы в зоны, расположенные на глубине 0,5—2 км от поверхности, обусловило конвективные движения в соседних системах грунтовых вод, если к тому же окружающие породы обладали достаточной проницаемостью. Горячие, химически активные растворы поднимались над штоком в то время, как новые изначально

но холодные растворы циркулировали в направлении штока. В результате охлаждения происходила кристаллизация внешней оболочки, которая впоследствии подверглась сильной трещиноватости в связи с давлением, возникающим при высвобождении  $H_2O$  из кристаллизующейся магмы. Центральное ядро претерпевает закалку с образованием порфира, пересекается штокверком кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков по мере отдачи тепла системам грунтовых вод. Отложение сульфидов и кварца в этих прожилках происходило при температурах до  $725^\circ C$  в зоне калиевополевошпатового метасоматоза и около  $300-390^\circ C$  в зоне аргиллизации.

Изучение газовой-жидких включений [9, 8, 3] показало, что флюиды, из которых происходило отложение руд в ядрах медно-молибденовых месторождений, были высокосолеными (часто с содержанием солей более 60%), претерпели значительное вскипание и были захвачены при температурах, достигавших  $725^\circ C$ . В некоторых месторождениях определенные зоны, в которых флюидные включения обладают высокой соленостью, связаны не только с рудными зонами, но и с системами трещиноватости, по которым происходил привнос металлов.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Economic Geology, The Number 5 issue is devoted to «Porphyry Copper Deposits of the Southwestern Pacific Islands and Australia», 1978.
2. Economic Geology, The Number 7 issue is devoted to «The Bingham Mining District», 1978.
3. Hall W. E., Friedman I., Nash J. T., Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado, Econ. Geol., 69, 884—911, 1974.
4. Lowell J. D., Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest, Econ. Geol., 69, 601—617, 1974.
5. Lowell J. D., Guilbert J. M., Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits, Econ. Geol., 65, 373—408, 1970.
6. McMillan W. J., Panteleyer A., Ore deposit models — 1 Porphyry copper deposits, Geosci. Can., 7, 52—63, 1980.
7. Mitchell A. H. G., Garson M. S., Relationship of porphyry coppers and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones, Min. Metall., 81, B10—B25, 1972.
8. Moore W. J., Nash J. T., Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore body at Bingham Utah, Econ. Geol., 69, 631—645, 1974.
9. Roedder E., Fluid inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham, Utah; Butte, Montana, and Climax Colorado, Econ. Geol., 66, 98—120, 1971.
10. Sheppard S. M. F., Nielson R. L., Taylor H. P., Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits, Econ. Geol., 66, 515—542, 1971.
11. Sillitoe R. H., A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits, Econ. Geol., 67, 184—197, 1972.
12. Sillitoe R. H., The tops and bottoms of porphyry copper deposits, Econ. Geol., 68, 799—815, 1973.

13. Wallace S. R., MacKenzie W. B., Blair R. G., Muncaster N. K., Geology of the Urad and Henderson Molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado Econ. Geol., 73, 325—368, 1978.
14. Wallace S. R., Muncaster N. K., Jonson D. C., Mackenzie W. B., Bookstrom A. A., Surface V. E., Multiple intrusion and mineralization at Climax, Colorado, In John D. Ridge, ed., Ore Deposits of the United States 1933/1967 (Gtaron-Sales Volume), A.I.M.E., New York, Vol. 1, pp. 605—640, 1968.

#### 9.6. Медно-свинцово-цинково-серебряные ассоциации в жильных месторождениях

##### Минералогия

Главные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит.

Второстепенные минералы: борнит, халькозин, энаргит, аргентит, золото, гематит, пирротин, прустит — пираргирит, Pb-Bi-Sb-сульфосоли.

Вторичные минералы: церуссит, англезит, гётит, смитсонит, азурит  $[Cu_3(CO_3)_2(OH)_2]$ , малахит  $[Cu_2(CO_3)(OH)_2]$ , аргентит, ковеллин, халькозин, серебро и многие другие минералы.

Ассоциирующиеся жильные минералы: кварц, кальцит, доломит, барит, флюорит, родохрозит, сидерит, хлорит, серицит.

##### Условия нахождения

Медно-свинцово-цинково-серебряные сульфидные руды встречаются в виде гидротермальных жильных выполнений и тел замещения (обычно известняка), часто ассоциирующихся со средними до кислых интрузивами.

##### Примеры

Наиболее известными в Северо-Американских Кордильерах являются месторождения: Крид, Гилман, Ледвилл, Колорадо; Тинтик, Парк-Сити, Юта; Юрика, Невада; Блубелл, Британская Колумбия; Сакатекас, Мексика; Восточное Забайкалье, СССР; Касапалка, Перу.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Медно-свинцово-цинково-серебряные жильные месторождения характеризуются грубозернистыми (1 мм — 2 см) полосчатыми до массивных агрегатами пирита, галенита, сфалерита и халькопирита (рис. 9.19). Общая минералогия, таким образом, сходна с минералогией массивных стратиформных сульфидных месторождений, за исключением того, что в жильных месторождениях значительно больше галенита. Пирит, сфалерит и жильные минералы, такие, как кварц, кальцит и флюорит, часто идиоморфны и имеют хорошо образованные грани. Галенит грубозернистый и может быть представлен ксеноморфными поликристаллическими агрегатами, располагающимися в интерстициях между пиритом и



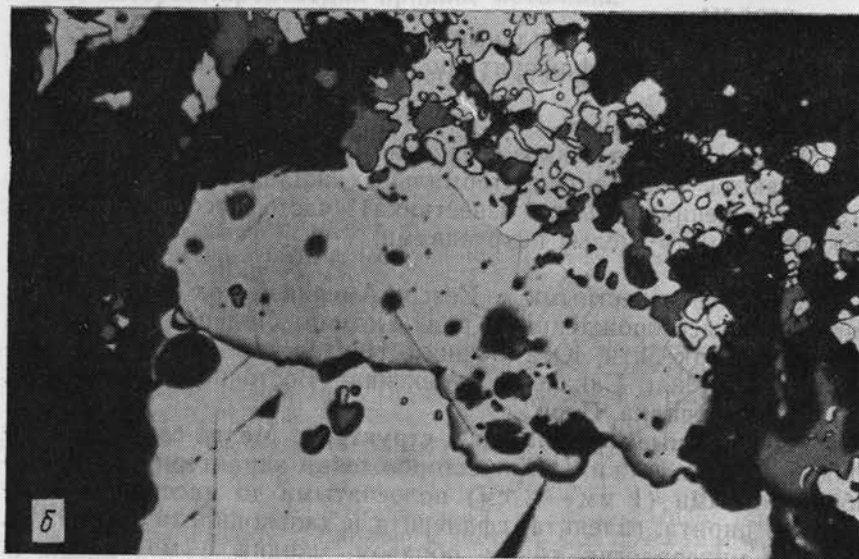
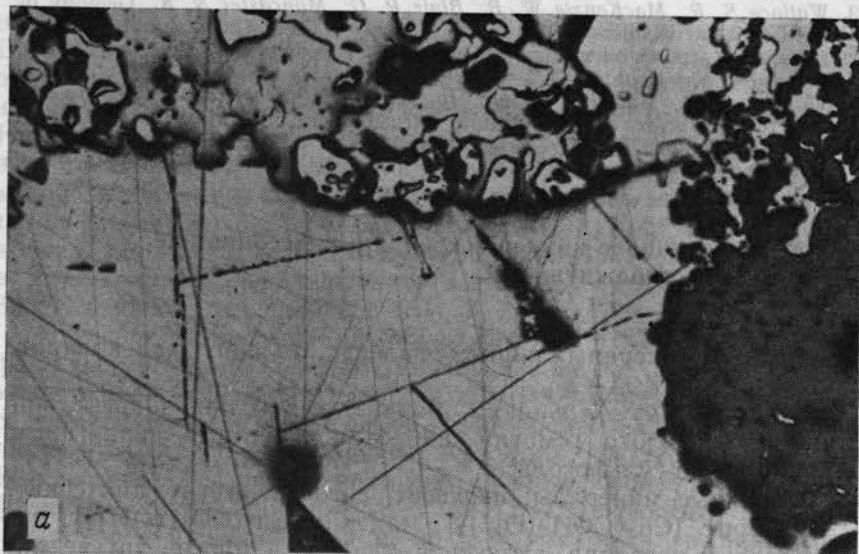


Рис. 9.19. *а* — типичная ассоциация медно-свинцово-цинковой гидротермальной жилы: пирит (белое), халькопирит (светло-серое, в верхней части снимка), галенит (светло-серое, в нижней части снимка) и сфалерит (темно-серое). Уи-Уистл-Майн, Колорадо (ширина поля зрения 1200 мкм); *б* — ассоциация медно-свинцово-цинково-серебряной жилы: пирит (белое), галенит (светло-серое, в нижней части снимка), серебросодержащий тетраэдрит (серое, в центре) и халькопирит (светло-серое, в верхней части снимка с пиритом). Уи-Уистл-Майн, Колорадо (ширина поля зрения 1200 мкм).

сфалеритом или хорошо образованными кристаллами. Тетраэдрит встречается обычно в небольших количествах и очень важен как главный носитель серебра, содержание которого варьирует в зависимости от отношения  $Sb/As$ . Он обычно наблюдается в виде небольших округлых выделений в зернах галенита или по их периферии (рис. 9.19, б). Для руд этого типа характерны сложные минеральные ассоциации, образовавшиеся в ходе многих периодов отложения, выщелачивания и замещения. О начальной стадии окисления свидетельствует образование ковеллина или халькозина вдоль трещинок в халькопирите.

Отложение руд в открытых трещинах часто приводило к образованию отчетливых полос, обычно мономинеральных, параллельных стенкам трещин. Рост минералов в этих полосах может осуществляться либо в виде тонких колломорфных полосок, либо в виде хорошо огранных гипидиоморфных кристаллов. Изменения в рудообразующем флюиде в ходе отложения отражаются не только в изменении минерального состава следующих полос и в вариациях минерального состава по простирающую жильной системы, но и в зональности роста отдельных зерен. Эта зональность проявляется во многих сульфидах в виде рядов небольших включений или благодаря различиям в относительном рельефе и цвете, но особенно очевидна в крупнозернистых сфалеритах в виде отчетливых цветных полос (см. рис. 7.3), наблюдающихся при изучении двусторонне полированных прозрачных шлифов. Как правило, темные полоски сфалерита богаче железом, чем светлые; содержание  $FeS$  широко варьирует (0,5—20 мол.%) даже в отдельных кристаллах. Сфалерит в этих месторождениях часто содержит кристаллографически ориентированные ряды округлых включений халькопирита (~20—100 мкм), которые упоминались ранее как «халькопиритовое заражение» — *chalcopyrite disease* (см. разд. 7.5). Некоторые из этих мелких включений по своему виду на полированных поверхностях действительно представляют собой червеобразные жгутики, которые могут прослеживаться в зернах сфалерита на несколько миллиметров. Халькопирит, очевидно, образуется в результате эпитактического роста, замещения или путем реакции медьсодержащих растворов с железосодержащим сфалеритом.

Исследование газово-жидких включений в рудах гидротермальных жильных месторождений [9] показало, что температуры их гомогенизации колеблются от 100 до 500 °С, а значения солености обычно менее 10 вес.%  $NaCl$ -эквивалента. Детальное изучение руд месторождения Крид, Колорадо [10], позволило установить в 20 различных зонах роста сфалерита температуры гомогенизации от 200 до 270 °С. Зональность окраски этого сфалерита (рис. 7.3), очевидно, связана с резкими изменениями в

природе рудообразующих флюидов, на что указывают газожидкие включения.

**Гипергенное изменение.** Близповерхностные участки руд часто обнаруживают умеренное до сильного изменение атмосферными водами. Окисление пирита вызывает образование серной кислоты и сульфата закиси железа, возникающего при разложении других сульфидов. Конечный результат изменения выражается в превращении самых верхних частей жил в ячеистые железные шляпы из окислов и гидроокислов железа.

**Происхождение руд.** Медно-свинцово-цинково-серебряные жильные месторождения, по-видимому, образуются в результате циркуляции гидротермальных флюидов, экстрагирующих, транспортирующих и затем отлагающих сульфиды путем выполнения открытых полостей или замещения. Исследования газожидких включений, изменений вмещающих пород и сульфидных рудных минералов показывают, что рудообразующие растворы представляли собой богатые хлоридами рассолы (см. гл. 8), которые часто содержали весьма существенную компоненту повторно циркулировавших атмосферных вод, отлагавших сульфиды при понижении температуры и давления (что могло иногда приводить к вскипанию) и при реакции с вмещающими породами или смешении с другими растворами. Металлы, первоначально происходившие из магматических источников или вмещающих пород, переносились, вероятно, в виде хлоридных или, возможно, сульфидных комплексов. Каким образом переносилась сера, входящая в состав рудных минералов, точно неизвестно, но большинство исследователей считают, что преобладающей формой переноса были сульфаты. Барнс [1], однако, доказывает перенос значительного количества металлов в виде сульфидных комплексов. Поток горячих (150—300 °С) химически активных флюидов обычно приводит к появлению ореолов изменения, богатых кварцем, полевым шпатом и серицитом, как это описано Мейером и Хемли [4] и Розе и Бертом [11].

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Barnes H. L., Solubilities of Ore Minerals, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. Wiley-Interscience, New York, pp. 401—460, 1979.
2. Helgeson H. C., A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems, *Min. Soc. Am. Spec. Paper* 3, 155—186, 1970.
3. Helgeson H. C., Mass transport among minerals and hydrothermal solutions, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 568—610, 1979.
4. Meyer C., Hemley J. J., Wall rock alteration, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rinehart and Winston, New York, pp. 166—235, 1967.
5. Nash T. J., Geochemical studies in the Park City District: II. Sulfide mineralogy and minor-element chemistry, Mayflower Mine, *Econ. Geol.*, 70, 1038—1049, 1975.

6. Ohmoto H., Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits, *Econ. Geol.*, 67, 551—578, 1972.
7. Ohmoto H., Rye R. O., The Bluebell Mine, British Columbia, I. Mineralogy, paragenesis, fluid inclusions and the isotopes of hydrogen, oxygen and carbon, *Econ. Geol.*, 65, 417—437, 1970.
8. Roedder E., Composition of fluid inclusions (Data of Geochemistry Series), U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440 JJ, 1972.
9. Roedder E., Fluid inclusions as samples of ore fluids, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 684—737, 1979.
10. Roedder E., Fluid inclusions as tools in mineral exploration, *Econ. Geol.*, 72, 503—525, 1977.
11. Rose A. W., Burt D. M., Hydrothermal alteration, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 173—235, 1979.
12. Skinner B. J., White D. E., Rose H. J., Mays R. E., Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine, *Econ. Geol.*, 62, 316—330, 1967.
13. Taylor H. P., The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, *Econ. Geol.*, 69, 843—883, 1974.
14. White D. E., Environments of generation of some base-metal ore deposits, *Econ. Geol.*, 63, 301—335, 1968.
15. White D. E., Diverse origins of hydrothermal ore fluids, *Econ. Geol.*, 69, 954—973, 1974.

#### 9.7. Серебро-висмут-кобальт-никель-мышьяковые (-урановые) жильные руды

##### Минералогия

Весьма сложные минеральные ассоциации, насчитывающие часто 30 или 40 различных рудных минералов в одном месторождении.

Главные минералы: самородные серебро и висмут, никелин, скуттерудит, раммельсбергит, сафлорит, лёллинит, кобальтин, герсдорфит, арсенипирит наряду с такими широко распространенными сульфидными минералами, как пирит, марказит, халькопирит и галенит. В некоторых месторождениях установлены значительные количества урана в виде уранинита, часто ассоциирующегося с гематитом.

Другие минералы (которые иногда могут иметь промышленное значение): большое число минералов Fe, Co, Ni в комбинации с S, As, Sb, сульфиды и сульфосоли, особенно серебра (некоторые из них перечислены на рис. 9.21 и 9.22).

Жильные минералы: карбонаты и кварц.

##### Условия нахождения

Руды слагают жилы, представляющие собой большей частью выполнение трещин, связанных с зонами разлома. Обычно мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Жилы располагаются среди большого разнообразия вмещающих пород (например, кварцитов, граувакк,



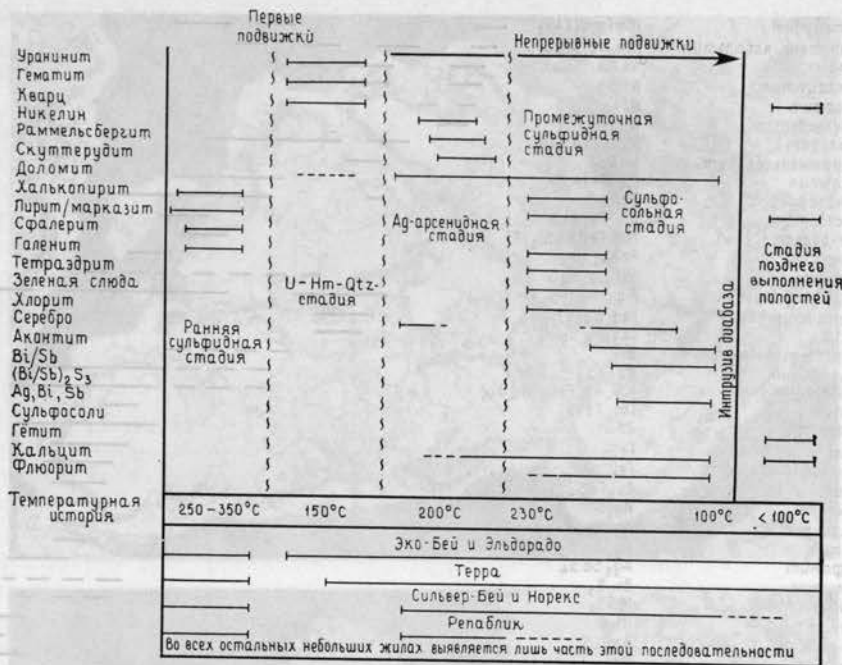


Рис. 9.22. Последовательность образования минералов, стадии и оценка температур минерализации в месторождениях Большого Медвежьего озера, Северо-Западные территории. Показаны также стадии минерализации, установленные в отдельных рудниках и жилах (по Бадхему [1]).

(рис. 9.26, б), характерные для самородных металлов и арсенидов. Часто такие структуры нарастания бывают слегка нарушены в результате проникновения в них более позднего минерала, и периоды непосредственного отложения чередуются с периодами замещения. Сочетание этих процессов и сложных ассоциаций позволило расшифровать длинную и сложную последовательность образования таких руд. Изучение руд месторождения Кобальт, Онтарио (рис. 9.21), Петруком [5] и месторождений Большого Медвежьего озера (рис. 9.22) Бадхемом [1] могут служить примерами таких исследований.

На месторождении Кобальт Петрук [5] подразделил арсенидные ассоциации на Ni-As-, Ni-Co-As-, Co-As-, Co-Fe-As- и Fe-As-типы, причем Co-As-ассоциации развиты наиболее широко. Серебро является главным самородным металлом. Оно слагает центральные части розеток арсенидов, образует прожилки в арсенидах и карбонатах и встречается в ассоциации с сульфидами. Нахождение серебра в центре розеток рассматривалось

Петруком [5] как наиболее раннее его образование в рудах, вокруг которого позднее отлагались арсениды. Скотт [7], напротив, объяснял образование большей части серебра в центральных частях розеток как результат более позднего замещения арсенидов. Прожилковое серебро в арсенидах и карбонатах относится к более поздней генерации, а серебро, ассоциирующееся с сульфидами, — к еще более поздней. Серебряные руды с высоким содержанием металла приурочены к частям жил, для которых характерны Ni-Co-As- и Co-As-ассоциации. Сульфиды встречаются в виде вкрапленных зерен, прожилков и коллоидных агрегатов в жилах и боковых породах. На основании структурных соотношений предполагается, что сульфиды находились в породах до рудоотложения и были мобилизованы и перетолжены в жилах и вокруг них в ходе минерализации. Некоторые сульфиды могут также относиться к поздней стадии главного периода минерализации. Последовательность образования рудных минералов, установленная Петруком [4] для участка Силвер-филдс-Майн, месторождение Кобальт, показана на рис. 9.21.

Минеральные ассоциации месторождений Большого Медвежьего озера отличаются от ассоциаций месторождения Кобальт присутствием урановой минерализации в виде уранинита. И в этом случае сложная ассоциация, последовательность отложения и явления замещения были объяснены с помощью рудной микроскопии. Общая последовательность минералообразования [1] показана на рис. 9.22, из которой видно, что за ранним периодом сульфидной минерализации следовали уранинит-гематит-кварцевая минерализация и арсениды никеля и кобальта, затем серебро, сульфиды, ассоциирующиеся с доломитом, сульфосоли серебра, сурьмы, висмута и, наконец, карбонаты, кварц, флюорит. На отдельных рудниках может проявляться лишь часть полной последовательности отложения минералов, как это показано на рис. 9.22. Исследования газовой-жидких включений и изотопов серы позволили оценить температуры отложения, показанные на рисунке.

**Условия минералообразования.** Все геологические, минералогические и структурные данные свидетельствуют о том, что руды отлагались из сложных гидротермальных растворов. Участки рудоотложения обычно контролировались дорудными разломами и трещинами. Для руд района Кобальт Петрук [6] предложил следующую последовательность температур, при которых происходило отложение минералов: раннего кварца и хлорита — при 200—360 °С, арсенидов — приблизительно при температурах 500—590 °С (выше температуры образования раммельсбергит-парараммельсбергитовой инверсии), сульфидов — при 400—200 °С и поздних жильных минералов и сульфидов — при температурах ниже 200 °С. Скотт и О'Коннор [8] исследовали две

группы газовой-жидких включений в рудном жильном кварце с участка Кобальт-Камп и определили температуры отложения: 195—260 и 285—360 °С. Скотт [7] вычислил температурные градиенты вблизи пластовой интрузии диабаз на месторождении Кобальт и пришел к выводу, что максимальная температура рудоотложения составляла 535 °С. Температуры отложения минералов для месторождений Большого Медвежьего озера уже были указаны на рис. 9.22. В Эко-Бей-Майнс температуры главной минерализации колеблются между 230 и 100 °С [1]. Информация о химическом составе рудных растворов также была получена при исследовании газовой-жидких включений и стабильных изотопов.

Вопрос о происхождении растворов, формирующих месторождения этого типа, все еще остается дискуссионным. Образование руд района Кобальт обычно связывается с интрузивом диабазов [3], хотя для объяснения их генезиса привлекались четыре возможных источника металлов [2]:

1. Непосредственная связь гидротермального процесса с гранитными интрузивами.
2. Непосредственная связь гидротермального процесса с основными интрузивами.
3. Гидротермальные процессы обуславливали избирательное накопление вещества из вмещающих черных сланцев или ранее существовавших сульфидных месторождений.
4. Рудные растворы связаны с глубинным источником, расположенным близ границы кора — мантия.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Badham J. P. N., Robinson B. W., Morton R. D.*, The geology and genesis of the Great Bear Lake Silver Deposits, 24th Int. Geol. Cong. (Montreal), Section 4, 541—548, 1972.
2. *Halls C., Stumpf E. F.*, The five elements (Ag-Bi-Co-Ni-As) — a critical appraisal of the geological environments in which it occurs and of the theories affecting its origin, 24th Int. Geol. Cong. (Montreal), Section 4, 540, 1972.
3. *Jambor J. L.*, Origin of the silver veins, In The Silver-Arsenide Deposits of the Cobalt-Gowganda Region, Ontario, Can. Mineral., 11, 402—412, 1971.
4. *Petruk W.*, Mineralogy and origin of the Silverfields silver deposit in the Cobalt area, Ontario, Econ. Geol., 63, 512—531, 1968.
5. *Petruk W.*, Mineralogical characteristics of the deposits and textures of the ore minerals, In The Silver-Arsenide Deposits of the Cobalt-Gowganda Region, Ontario, Can. Mineral., 11, 108—139, 1971a.
6. *Petruk W.*, Depositional history of the ore minerals, *Ibid.*, pp. 369—401, 1971b.
7. *Scott S. D.*, The Ag-Co-Ni-As ores of the Siscoe Metals of Ontario Mine, Gowganda, Ontario, Canada, 24th Int. Geol. Cong., Section 4, 528—538, 1972.
8. *Scott S. D., O'Connor T. P.*, Fluid inclusions in vein quartz, Silverfields Mine, Cobalt, Ontario, In The Silver-Arsenide Deposits of the Cobalt-Gowganda Region, Ontario, Can. Mineral., 11, 263—271, 1971.

## 9.8. Оловянно-вольфрамо-висмутовые ассоциации жильных месторождений

### Минералогия

Главные минералы: касситерит, арсенопирит, вольфрамит, висмутин, пирит, марказит, пирротин.

Второстепенные минералы: станнин, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, пираргирит, висмут, галенит, рутил, золото, франкеит, молибденит.

Жильные минералы: кварц, турмалин, апатит, флюорит.

### Условия нахождения

Оловянно-вольфрамо-висмутовые руды представляют собой гидротермальные жильные выполнения открытых полостей, в которых выявляется несколько стадий минерализации. Эти жилы обычно ассоциируются с гранитными штоками и батолитами.

### Примеры

Панашкейра, Португалия; Льяльягуа Тасна, Колча, Хуануни, Сайакира, Оуро и Потоси, Боливия; оловорудная провинция Корнуолл, юго-западная Англия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Оловянно-вольфрамо-висмутовые руды встречаются в виде гидротермальных жильных выполнений открытых полостей, обычно образующихся в ходе нескольких стадий минерализации. На самой ранней стадии в них преобладают кварц и касситерит, но могут содержаться и значительные количества турмалина, висмутин, арсенопирита, апатита и вольфрамита. Типичные минералы следующей стадии — пирротин, сфалерит, халькопирит, станнин; возможны также франкеит, касситерит, арсенопирит и серебросодержащие минералы, такие, как тетраэдрит, матильдит и прустит — пираргирит. На поздней стадии формирования жил по пирротину развиваются пирит, марказит и сидерит, отлагаются небольшие количества сфалерита и образуются водные фосфаты.

Ранние минералы жил — кварц, касситерит и висмутин — образуют характерные призматические кристаллы и пластинки, которые могут выстилать стенки трещин или встречаться в виде радиально-лучистых агрегатов (см. рис. 8.11, а). Кварц обычно образует крупную полосу вдоль контактов жилы, а касситерит и висмутин слагают центральную ее часть. Вольфрамит может присутствовать в виде идиоморфных до гипидиоморфных зернистых агрегатов, нарастающих на кварц и касситерит. Самородный висмут встречается в висмутине в виде выделений, образующихся при его изменении, и небольших включений в арсенопирите, образующем прожилки и идиоморфные зерна (рис. 9.23, а).

Пирротин и сфалерит выполняют пространство между кри-

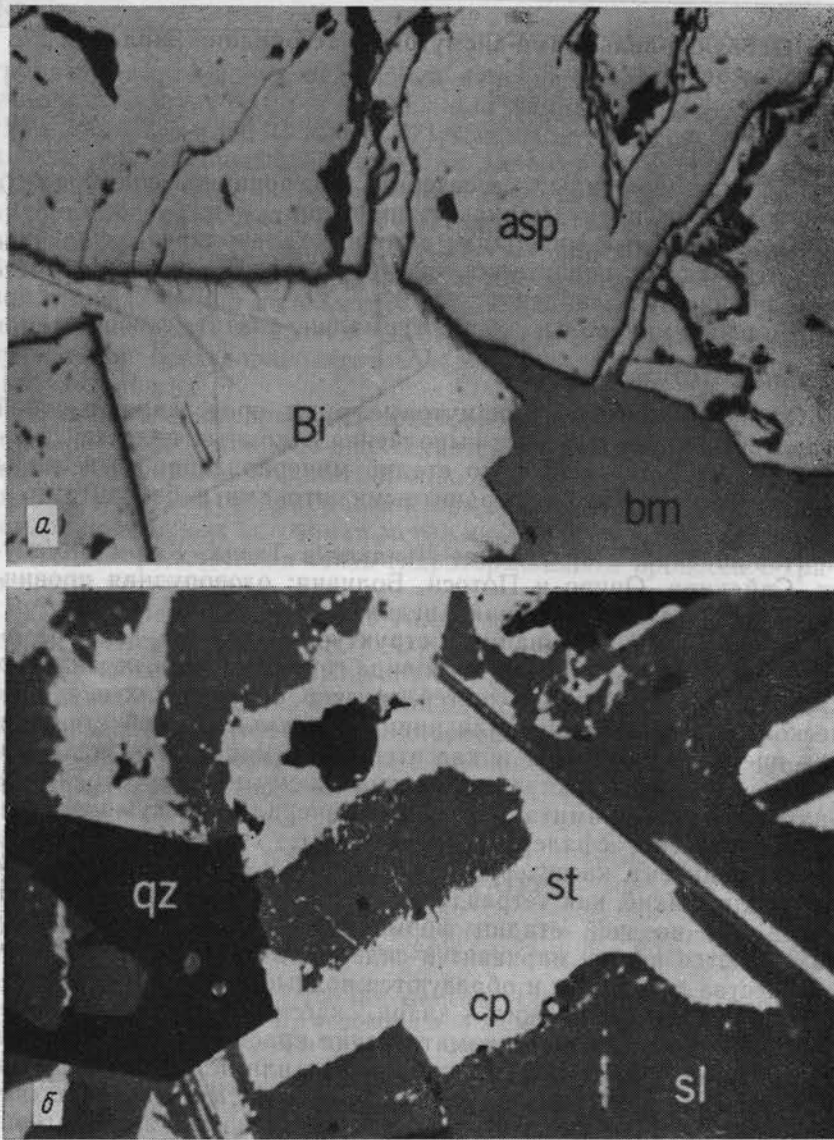


Рис. 9.23. Ассоциации рудных минералов в оловянно-вольфрамовых рудах Боливии: *a* — прожилки и межзерновые выделения висмутита *bm* и самородного висмута *Bi* в арсенопирите *asp*. Чакальтая-Майн (масляная иммерсия, ширина поля зрения 900 мкм); *b* — сростание по кристаллографическим направлениям сфалерита *sl*, станнина *st* и халькопирита *cp*, возникшие, вероятно, при распаде твердых растворов. Халькопирит (наиболее поздняя фаза при распаде) сконцентрировался вдоль границы сфалерит — станнин. Присутствуют также корродированные зерна кварца *qz*. Район Сайакира (масляная иммерсия, ширина поля зрения 850 мкм) (по Келли и Тернору [3], с разрешения авторов и издательства).

сталлическими зернами кварца и касситерита (см. рис. 8.11, *в*) и характеризуются общими границами. Сфалерит обычно содержит кристаллографически ориентированные включения халькопирита, пирротина и станнина (рис. 9.23, *б*). Халькопирит отмечается также в виде ксеноморфных поликристаллических агрегатов совместно с пирротином. Франкеит, если присутствует, наблюдается в виде пластинок. В пирротине часто вдоль трещинок или границ зерен развиваются пирит и марказит (рис. 8.11, *г*). Эти минералы могут присутствовать также в виде концентрических структур типа «птичьего глаза» (см. рис. 7.24) и ячеистых агрегатов. Пирит образует одиночные идиоморфные зерна или гипидиоморфные поликристаллические агрегаты. Станнин может присутствовать в виде ксеноморфных выделений (см. рис. 8.11, *б*), но обычно он тесно связан со сфалеритом, в котором нередко встречается в виде кристаллографически ориентированных сростаний (см. рис. 8.11, *г*).

**Происхождение руд.** Оловянно-вольфрамо-висмутовые руды обычно рассматриваются как магматически-гидротермальные, связанные с батолитами и штоками, сложенными породами среднего до кислого состава. Жилы образуются путем последовательного отложения в открытом пространстве сульфидов, окислов и жильных минералов из рассолов, первоначально обогащенных  $\text{NaCl}$  (до 46 вес. %), но становившихся все более разбавленными на поздних стадиях. В оловоносной провинции Боливии температуры отложения минералов на ранних стадиях составляли  $\sim 300^\circ\text{C}$  и поднимались до  $530^\circ\text{C}$ ; температуры образования руд цветных металлов колебались от  $400$  до  $260^\circ\text{C}$ ; изменение пирротина сопровождалось падением температур до  $260$ — $200^\circ\text{C}$ . Поздние прожилки и крустификации формировались при температурах  $200$ — $70^\circ\text{C}$  [3, 6]. Отложение происходило на глубинах  $350$ — $4000$  м при давлениях  $30$ — $1000$  бар. Исследование газовой-жидких включений показывает, что активное вскипание происходило на ранних стадиях рудоотложения и что с паром переносилось некоторое количество минерального вещества. Богатые оловом флюиды, вероятно, генерировались на поздних стадиях фракционной кристаллизации гранитоидной магмы [1]. Силлитое и др. [5] предложили относить некоторые хорошо известные оловянные месторождения Боливии к оловопорфировым. Эти авторы указывают, что такие месторождения сходны с меднопорфировыми месторождениями (см. разд. 9.5) по ассоциации с пассивно внедрявшимися штоками, повсеместно серицитизированными, по грубо концентрической зональности, развитию минерализованных брекчий и большому объему пород с низкосортными рудами ( $0,2$  до  $0,3\%$  Sn). По их предположению, оловопорфировые месторождения представляют собой нижние части стратовулканов.

## ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Groves D. I., McCarthy T. S., Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids, *Mineral. Deposita*, 13, 111—26, 1978.
2. Kelly W. C., Rye R. O., Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal, *Econ. Geol.*, 74, 1721—1822, 1979.
3. Kelly W. C., Turneure F. S., Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia, *Econ. Geol.*, 65, 609—680, 1970.
4. Keitaneh Y. A., Badham J. P. N., Mineralization and paragenesis at the Mount Wellington Mine, Cornwall, *Econ. Geol.*, 43, 486—495, 1978.
5. Sillitoe R. H., Halls C., Grant J. N., Porphyry tin deposits in Bolivia, *Econ. Geol.*, 913—927, 1975.
6. Turneure F. S., The Bolivian tin-silver province, *Econ. Geol.*, 66, 215—225, 1971.

## 9.9. Золоторудные жилы и связанная с ними минерализация

## Минералогия

К экономически важным рудным минералам относятся самородное золото и теллуриды благородных металлов (например, сивьянит, петцит  $\text{AuAg}_3\text{Te}_2$ , гессит  $\text{Ag}_2\text{Te}$ , калаверит  $\text{AuTe}_2$ , креннерит  $\text{AuTe}_2$ ); ассоциирующиеся рудные минералы, не имеющие экономического значения, могут быть представлены пиритом, марказитом, арсенопиритом, пирротиним в больших количествах и второстепенными галенитом, сфалеритом, халькопиритом, антимонитом, тетраэдрит-теннантитом, реальгаром; среди жильных минералов преобладает кварц с второстепенными, местами встречающимися карбонатами (кальцитом, сидеритом, анкеритом, доломитом), полевыми шпатами, турмалином, флюоритом, баритом, эпидотом, графитом, аморфным углеродом или углеродистым веществом.

## Условия нахождения

Золото встречается в различной геологической обстановке — от вулканических туфов и брекчий до скарнов и гидротермальных жил, непосредственно связанных и не связанных с интрузивами, и от рассеяния в сплошных сульфидах до россыпных и древнероссыпных месторождений. Жилы, в которых преобладают самородное золото и кварц, встречаются в древних сильно деформированных и метаморфизованных вулканических породах (особенно в докембрийских зеленокаменных поясах). Жилы, в которых преобладают теллуриды золота и серебра, а также кварц, встречаются в аналогичной обстановке и в молодых (третичных) вулканических породах Тихоокеанского пояса. В приводимом здесь кратком обзоре не предполагалось обсуждение формы, позиции и происхождения многих разнообразных по типу нахождения проявлений золота, а ставилась цель кратко рассмотреть рудную минералогия (в общем довольно сходную).

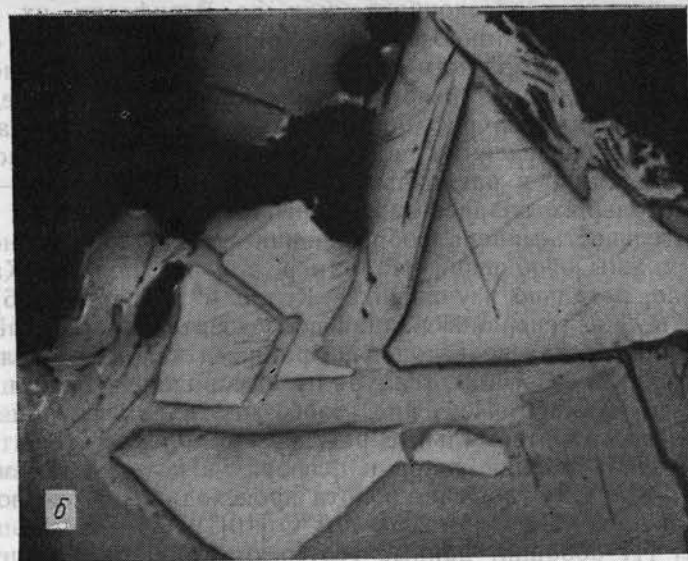
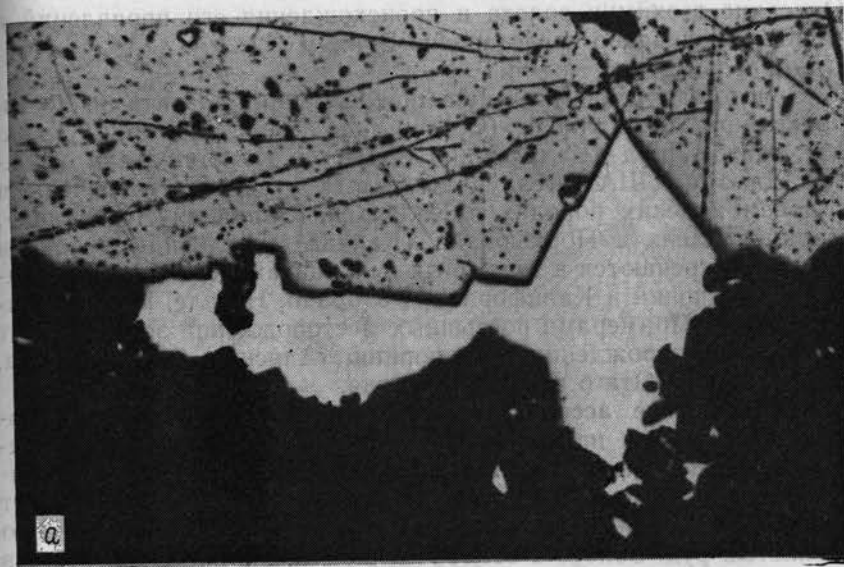


Рис. 9.24. Типичное нахождение золота в жильных и ассоциирующихся с ними рудах: а — золото, располагающееся по краю зерна арсенопирита. Хомстек-Майн, Южная Дакота (ширина поля зрения 2000 мкм); б — угловатые зерна золота в ассоциации с галенитом (более серое) и тетрадимитом (светло-серое по соседству с золотом) в кварцево-жильном месторождении. Минерал-Ридж, Фэрфлекс-Компани, Виргиния. U.S.N.M.N.H., 10832, Смитсоновский институт (ширина поля зрения 200 мкм).

Описание геохимии золота и происхождения его проявлений в мире было недавно представлено Бойлом [1].

#### Примеры

Золото-кварцевая жильная минерализация развита на месторождениях Йеллоунайф (Северо-Западные территории, Канада), Мазер-Лоуд (Калифорния, США) и Хомстек-Майн (Южная Дакота, США); теллуриды золота и серебра встречаются в докембрийских породах в Калгурли (Западная Австралия), Киркленд-Лейк и Поркьюпайн (Канада); теллуриды золота и серебра встречаются в третичных вулканитах на Фиджи, Филиппинах, в Японии и Калифорнии, Колорадо, Неваде, Нью-Мексико (США). Примерами россыпных месторождений золота могут служить месторождения Калифорнии, Аляски, США, Урала, СССР, района Отаго, Новая Зеландия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Во многих золото-кварцевых жилах проявлена типичная для трещинных жил выполнения крустификация и развиты хорошо образованные кристаллы кварца и карбоната, хотя движения по трещинам могут разрушить многие из этих структур и привести к образованию зернистых руд. Золото в золото-кварцевых жилах встречается в кварце, пирите и арсенопирите или по периферии их зерен. Обычно оно весьма тонкозернистое (рис. 9.24). В жилах, содержащих теллуриды золота и серебра, последние образуют небольшие выделения неправильной формы в кварце и часто представляют собой сложные сростания многих минералов, включающих кроме уже перечисленных ряд теллуридов других металлов, самородный теллур и различные сульфиды и сульфосоли — все в очень небольших количествах. Минеральные ассоциации и последовательность минералообразования весьма сложные, но иногда возможны обобщения. Например, для руд Боулдер-Каунти, Колорадо, детально изучавшихся Келли и Годдардом [6], может быть дана генерализованная последовательность минералообразования, согласно которой за ранними кварцем и флюоритом следовали сульфиды, теллуриды, самородное золото и затем карбонаты и кварц. Изучение газовой-жидких включений показывает, что гидротермальные растворы с соленостью от 20 до 30% отлагали ранний кварц и флюорит в интервале температур 250—375 °С. Отложение золота происходило из растворов с соленостью около 4% при 205—270 °С [10].

Бойл [1] обобщил данные геотермометрических исследований, проведенных на эпигенетических месторождениях золота, и пришел к выводу, что основная часть кварца и сульфидной минерализации образовалась в интервале температур 500—150 °С, при этом значительная часть золота была перераспределена при более низких температурах. Он приводит также детальное обсуждение последовательности минералообразования и зональности эпигенетических месторождений золота.

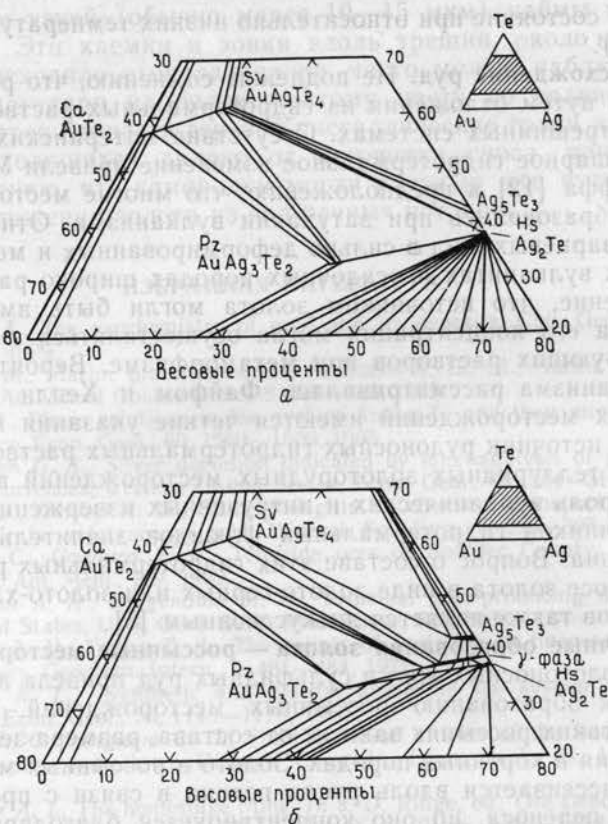


Рис. 9.25. Фазовые соотношения в центральной части системы Au—Ag—Te: а — при 300 °С (по Маркхему [9]); б — при 290 °С (по Кабри [3]).

Исследования фазовых соотношений в системе Au—Ag—Te позволили более надежно интерпретировать ассоциации и структуры теллуридов золота и серебра. Маркхем [9] и Кабри [3] установили фазовые соотношения при температурах 300 и 290 °С соответственно (см. рис. 9.25); различия между этими диаграммами, возможно, обусловлены применявшейся Кабри методикой быстрой закалки; его результаты ближе к действительным соотношениям при 290 °С. Ассоциации, полученные Маркхемом, свидетельствуют о некотором приспособлении составов к более низким температурам и заметно приближаются к конечным продуктам охлаждения в природных рудах. Сопоставление синтетических и природных ассоциаций показывает, что явления плавления или теллуридные расплавы (которые могут существовать при температурах до 304 °С) не играли существенной роли в образовании наблюдаемых ассоциаций, большая часть которых возникла при субсолидусных процессах и приходила в рав-



новесное состояние при относительно низких температурах (ниже  $\sim 250^\circ\text{C}$ ).

**Происхождение руд.** Не подлежит сомнению, что руды образовались путем отложения из гидротермальных растворов в открытых трещинных системах. Отсутствие материнских интрузивов и обширное гидротермальное изменение привели Уортингтона и Киффа [12] к предположению, что многие месторождения золота образовались при затухании вулканизма. Относительно золото-кварцевых жил в сильно деформированных и метаморфизованных вулканитах и осадочных породах широко распространено мнение, что источником золота могли быть вмещающие породы, а его концентрация могла осуществляться с помощью циркулирующих растворов при метаморфизме. Вероятность такого механизма рассматривалась Файфом и Хенли [5]. Для третичных месторождений имеются четкие указания на вулканический источник рудоносных гидротермальных растворов, хотя в случае теллуридных золоторудных месторождений в древних породах роль вулканических и интрузивных изверженных пород как источников гидротермальных флюидов значительно менее определена. Вопрос о составе этих гидротермальных растворов и о переносе золота в виде золото-серных или золото-хлоридных комплексов также является дискуссионным [5].

**Вторичные образования золота — россыпные месторождения.** Эрозия золотоносных жил и сульфидных руд привела во многих случаях к образованию россыпных месторождений. Природа золота в таких россыпях зависит от состава, размера зерен и его содержания в коренных породах. Золото в россыпных месторождениях рассеивается вдоль русла потока в связи с процессами эрозии и переноса, но оно концентрируется благодаря своему очень большому удельному весу. Седиментологические исследования, целью которых являлось моделирование отложения золота, показали, что участки его естественной концентрации располагаются на слиянии потоков, в заводях под водопадами и т. п.

Зерна золота («самородки») характеризуются большим разнообразием размеров и форм, но особенно часто встречаются уплощенные и чешуйчатые до грубосферических. Непосредственно после высвобождения в зернах выявляется морфология огранки, обусловленная окружающими кристаллами силикатов или карбонатов при первичном нахождении золота в жилах. Перенос зерен приводит к их истиранию, уплощению и выщелачиванию. Поверхностное выщелачивание зерен золота выражается в обеднении их серебром (большая часть зерен первоначально имеет почти равные содержания золота и серебра)<sup>1</sup> и

<sup>1</sup> Нельзя согласиться с автором в том, что первичное содержание золота и серебра в зернах было одинаковым. Известно, что отношение Au/Ag может сильно варьировать в зависимости от условий образования (см.: Н. В. Петровская. «Самородное золото». — М.: Наука, 1973). — Прим. ред.

образовании узкой (обычно менее 10—15 мкм) каймы чистого золота [4]. Эти каемки и зонки вдоль трещин, около которых также происходило выщелачивание, часто можно наблюдать в шлифах благодаря их более желтому цвету по сравнению с цветом внутренней части зерен. Кристаллические грани на самородках, находящихся далеко от источника сноса, привели к предположению, что самородки могли расти *in situ* путем медленного отложения золота из вод речных потоков.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Boyle R. A., The geochemistry of gold and its deposits, Can. Geol. Surv. Bull., 280, 1979.
2. Burns V. M., Marine placer minerals, In Burns R. G., ed., Marine Minerals, Min. Soc. Am. Short Course Notes, 6, 347—380, 1979.
3. Cabri L. J., Phase relations in the system Au-Ag-Te and their mineralogical significance, Econ. Geol., 60, 1569—1606, 1965.
4. Desborough G. A., Silver depletion indicated by microanalysis of gold from placer occurrences, western United States, Econ. Geol., 65, 304—311, 1970.
5. Fyfe W. S., Henley R. W., Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold, Mineral. Sci. Eng., 5, 295—303, 1973.
6. Kelly W. C., Goddard E. N., Telluride ores of Boulder County, Colorado, Geol. Soc. Am. Mem., 109, 1969.
7. Koschmann A. H., Bergendahl M. H., Principal gold-producing districts of the United States, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 610, 1938.
8. Koshman P. N., Yugay T. A., The causes of variation in fineness levels of gold placers, Geochem. Intern., 9, 481—484, 1972.
9. Marhkam N. L., Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te (part 1), Econ. Geol., 55, 1148—1178, 1960.
10. Nash J. J., Cunningham C. G., Fluid inclusion studies of the fluorspar and gold deposits, Jamestown District, Colorado, Econ. Geol., 68, 1247—1262, 1973.
11. Slaughter A. L., The homestake Mine. In J. D. Ridge, ed., Ore Deposits in the United States 1933—1967, A.I.M.E., New York, 2, pp. 1436—1459, 1968.
12. Worthington J. E., Kiff I. T., A suggested volcanogenic origin for certain gold deposits in the slate belt of the North Carolina Piedmont, Econ. Geol., 65, 529—537, 1970.

#### 9.10. Жильные месторождения руд цветных металлов, содержащих мышьяк, сурьму или ртуть

Эта большая группа включает: руды, богатые медью и цинком, но с высоким содержанием мышьяка (Бьютт, Монтана); свинцово-цинково-серебряные руды, богатые сурьмой и мышьяком (Кер-д'Ален, Айдахо); мышьяково-сурьмяные руды (Гетчелл, Невада); ртутные сульфидные руды (Альмаден, Испания). Минералогию этих руд в связи с их большим разнообразием следует рассмотреть отдельно.

##### Условия нахождения

Руды, рассматриваемые в этом разделе, бывают как сплошные, так и вкрапленные; они встречаются в виде выполнения трещин в разломах и как тела замещения часто в непосред-

венной близости от интрузивов кислого и среднего составов. Зональное распределение меди, цинка, мышьяка и серы в жильных системах обычно и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях. Изменение боковых пород в виде полевошпатизации, серицитизации, аргиллизации и осветления часто развивается около сульфидных руд.

#### Медно-цинковые руды, содержащие мышьяк

##### Минералогия

Главные минералы: пирит, халькопирит, борнит, теннантит, сфалерит, энаргит.

Второстепенные минералы: ковеллин, гематит, магнетит, халькозин, дигенит, галенит, молибденит.

Жильные минералы: кварц, сидерит, кальцит, барит, родохрозит.

##### Примеры

Бьютт, Монтана; Магма-Майн, Аризона; Цумеб, Южная Африка; Бор, Югославия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** В макроскопическом масштабе в этих, как и в других жильных рудах, часто выявляется отчетливая зональность, параллельная оси жилы; более или менее хорошо выраженные полосы, обогащенные пиритом, халькозином, ковеллином, борнитом, энаргитом и другими минералами, последовательно чередуются, причем ширина меняется от миллиметров до метров. Размер зерен сильно варьирует, но часто составляет 0,5 мм — 1 см или более; в связи с этим отдельные минералы легко различаются невооруженным глазом. Под микроскопом многие крупные выделения сульфидов располагаются в массе рудных минералов или слагаются тесными неупорядоченными тонкозернистыми сростаниями борнита, халькозина, халькопирита, энаргита и сульфидов меди (ковеллина, дигенита, джарлеита). Широко распространенные пластинчатые и решетчатые структуры в сульфидах меди и между халькопиритом и борнитом свидетельствуют о распаде твердых растворов, существовавших при более высоких температурах образования руд. На рис. 10.7 видно, что однофазный твердый раствор халькозин-дигенитового состава, образовавшийся при более высокой температуре, может разрушаться при охлаждении с образованием смеси низкотемпературных сульфидов меди. Образующаяся при этом структура представлена обычно пересекающимися пластинками. Эффектные, богатые ковеллином участки таких руд состоят из грубозернистых, но сильно трещиноватых агрегатов, рассекаемых пересекающимися тонкими прожилками более позднего ковеллина или других сульфидов меди (рис. 9.26, *а*). Пирит обилен в этих рудах и часто выделяется повторно в ходе последовательного отложения минералов; ранний пирит обычно

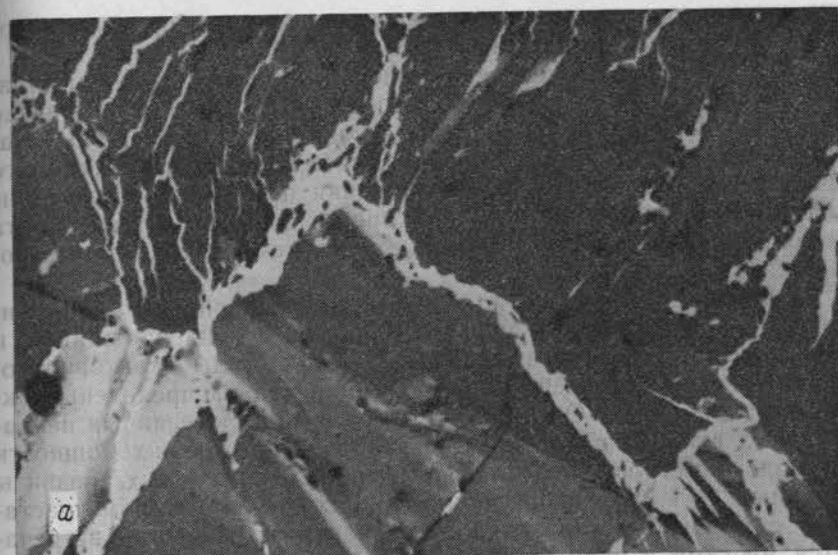


Рис. 9.26. Типичные руды медно-цинково-мышьяковой формации: *а* — крупнозернистый агрегат ковеллина (серое) с прожилками более позднего халькозина. Бьютт, Монтана (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — участки борнита в халькозине с расположенными по флангам энаргитом (справа) и пиритом (слева). Бьютт, Монтана (ширина поля зрения 2000 мкм).

сильно корродирован и замещен халькопиритом, борнитом, энаргитом и другими минералами (рис. 9.26, б).

Высокотемпературные соотношения между Cu-Fe-сульфидами хорошо охарактеризованы, чего нельзя сказать относительно устойчивых низкотемпературных ассоциаций (рис. 8.14, б). Частая ассоциация пирита и борнита, наблюдаемая в рудах, долго считалась показателем их образования при температуре выше 228 °С [10], однако в настоящее время представляется, что эта ассоциация отражает устойчивые низкотемпературные соотношения минералов.

Сфалерит — главный, но закономерно распределенный минерал — встречается в виде рассеянных зерен, прожилков и крупнозернистых агрегатов. В нем обычны ряды халькопиритовых включений. Минералы ряда теннантита распределены также закономерно. Они присутствуют в виде рассеянных неправильных включений, прожилков и линз, достигающих мощности несколько метров. За исключением линз, в которых развиты крупные (>1 см) зерна, теннантит находится в тесном сростании с борнитом, халькозином и энаргитом. Гематит встречается местами в виде широко распространенных закономерно ориентированных скоплений радиально расположенных пластинок в сростании с пиритом, борнитом, халькопиритом и энаргитом.

#### Свинцово-цинково-серебряные руды, содержащие сурьму и мышьяк

##### Минералогия

Главные минералы: галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит.

Второстепенные минералы: пирит, пирротин, арсенопирит, магнетит.

Жильные минералы: кварц, сидерит, доломит, барит.

##### Примеры

Кер-д'Ален, Айдахо; Капник, Чехословакия; Андреасберг, Гарц; Фрейберг, Саксония.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Эти руды встречаются в виде плотных, обычно тонкозернистых жильных выделений, при этом в различных частях района или жилы преобладающими или главными могут быть разные минералы. Все рудные минералы, за исключением местами рассеянных и часто корродированных кубических кристаллов пирита, ксеноморфны, с размерами зерен обычно менее 0,5 мм (рис. 9.27, а). Галенит может содержать небольшие количества элементов-примесей, но основная масса серебра присутствует в тетраэдрите, встречающемся в виде обильных мелких округлых включений, рассеянных повсеместно (рис. 9.27, б). В обогащенных тетраэдритом участках руд галенит наблюдается в виде небольших серповид-

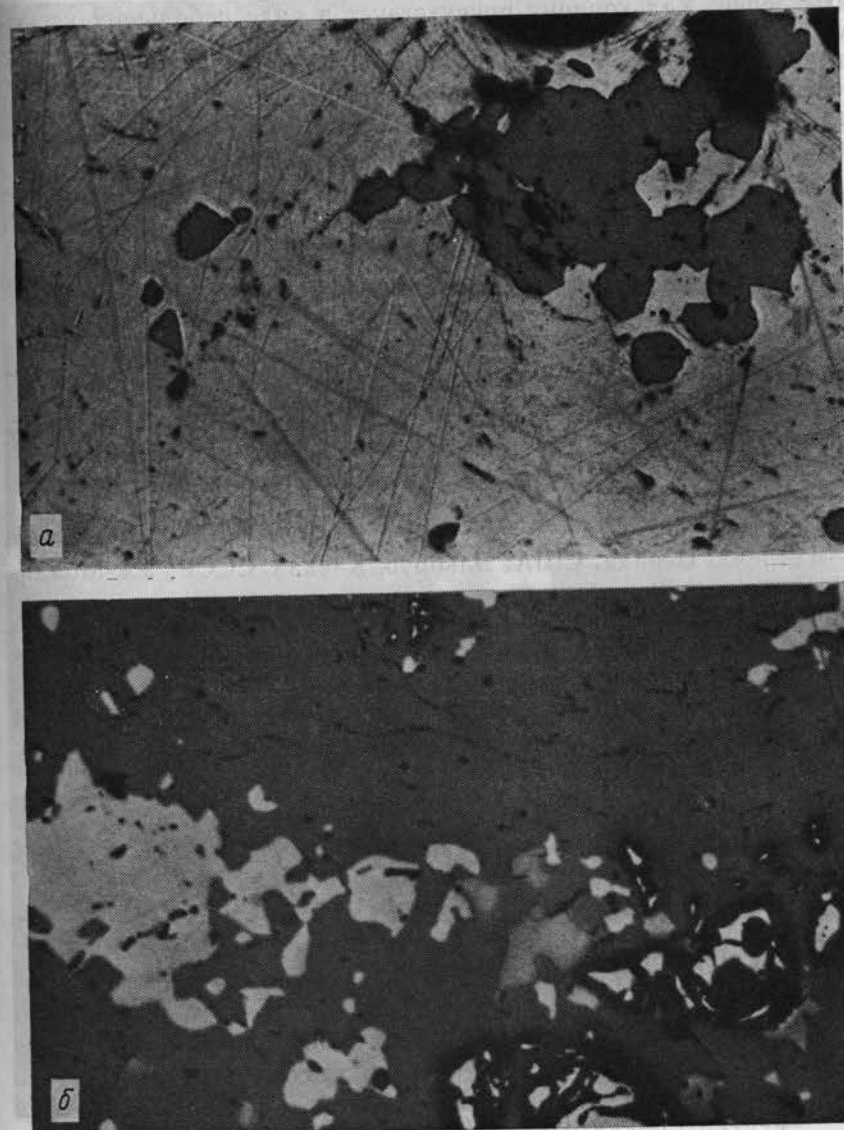


Рис. 9.27. Свинцово-цинково-серебряные руды, содержащие сурьму и мышьяк, из района Кер-д'Ален, Айдахо: а — галенит с включениями тетраэдрита (ширина поля зрения 2000 мкм); б — тетраэдрит с включениями халькопирита (серое), галенита (светло-серое) и пирита (белое). Саншайн-Майн, Айдахо (ширина поля зрения 2000 мкм).

ных зерен. Халькопирит присутствует в виде небольших ксеноморфных зерен и неправильных прожилков. Сфалерит, рассеянный в виде зерен и прожилков, обычно светлый и содержит относительно мало железа (обычно менее 5%) и немного марганца и кадмия. Местами в нем наблюдаются ориентированные ряды включений халькопирита.

Хорошо известные руды района Кер-д'Ален были метаморфизованы, поэтому в галените широко развиты деформации, брекчирование и искривление плоскостей спайности.

### Мышьяково-сурьмяные сульфидные руды

#### Минералогия

Главные минералы: реальгар, аурипигмент, пирит, антимонит.

Второстепенные минералы: халькопирит, арсенопирит, золото, марказит.

Жильные минералы: кварц, кальцит, углерод, серицит, хлорит.

#### Примеры

Гетчелл, Невада, США; Эльбрус, Кавказ, СССР; Уж-Молдава, Румыния.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Эти уникальные яркие руды состоят из сростаний крупнозернистых ( $>0,1$  мм) агрегатов, варьирующих от обогащенных реальгаром до обогащенных аурипигментом. Нарастание, взаимное проникновение и замещение одного сульфида мышьяка другим обычны, что создает в целом хаотическую структуру. Пирит, если он присутствует, встречается в виде гипидиоморфных и идиоморфных зерен, которые либо изолированы, либо слагают неправильные тонкие прожилки. Антимонит развит в некоторых местах в виде тонких, обычно лучистых пластинок, рассеянных среди сульфидов мышьяка.

### Жильные месторождения сульфидов ртути

#### Минералогия

Главные минералы: киноварь, метациннабарит, пирит, марказит.

Второстепенные минералы: самородная ртуть, антимонит, сфалерит, пирротин.

Жильные минералы: кварц, халцедон, барит, доломит, глинистые минералы.

#### Примеры

Альмаден, Испания; Идрия, Трче, Югославия; Салфер-Бенк, Амеди-Хот-Спрингс, Нью-Идрия, Нью-Альмаден, Калифорния; Смитбот-Спрингс, Кордеро, Невада; Амиата, Италия; Хуанкавалика, Перу.

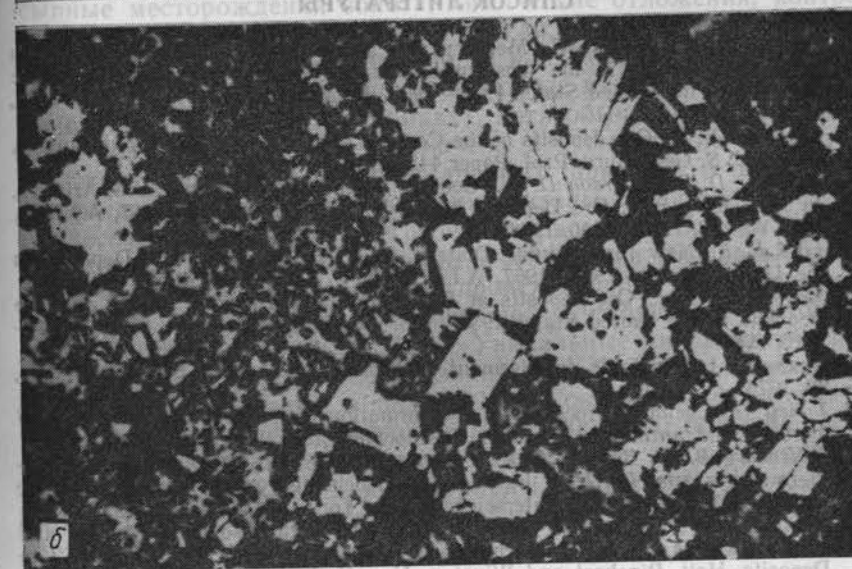
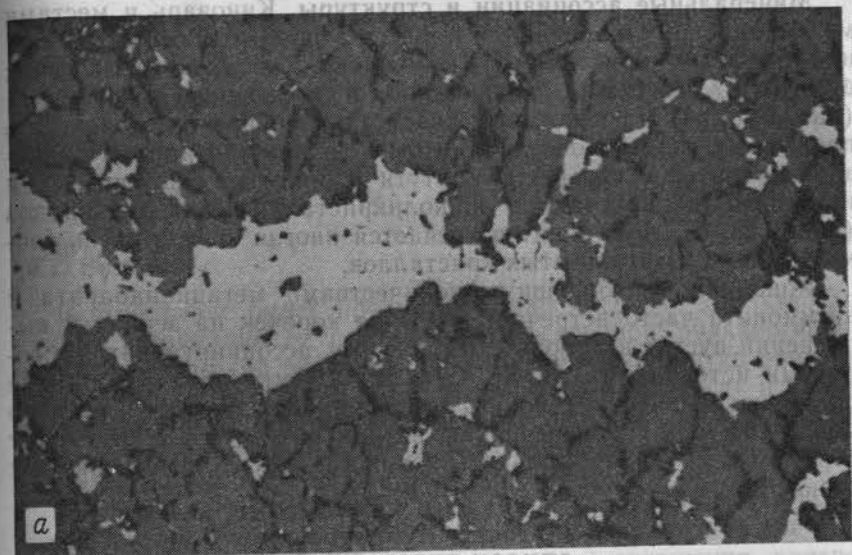


Рис. 9.28. Ртутная сульфидная руда: а — прожилок киновари в кварците, Альмаден, Испания (ширина поля зрения 2000 мкм); б — гипидиоморфные зерна пирита и марказита в основной массе киновари, Нью-Идрия, Калифорния, США (ширина поля зрения 2000 мкм).

Большинство огадочных пород содержат значительные количества железа, и существует полный ряд от просто железосодержащей породы до пород, которые могут считаться рудами.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Киноварь и местами метациннабарит встречаются в рудах в виде мелких (0,1—1 мм) идиоморфных кристаллов, небольших поликристаллических агрегатов (до 5 мм), прожилков и межзернового цемента (рис. 9.28, а). На некоторых участках киноварь наблюдается в прожилках совместно с доломитом и кварцем. Пирит и марказит находятся с сульфидами ртути в виде гипидиоморфных и идиоморфных кристаллов и поликристаллических прожилков (рис. 9.28, б). Антимонит встречается иногда в виде очень тонких (<0,1 мм) игольчатых кристаллов.

Киноварь с небольшими количествами метациннабарита и антимонита часто встречается в виде корочек на зернах и vyplnений пустот в туфовых отложениях, ассоциирующихся с горячими источниками [1, 8]. Сульфиды ртути образуют тонкие поликристаллические слои (с размером кристаллов обычно менее 100 мкм в поперечнике), в (или на) которых антимонит образуется в виде игольчатых кристаллов и розетковидных скоплений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dickson F. W., Tunell G., Mercury and antimony deposits associated with active hot springs in the Western United States, In J. D. Ridge, ed., Ore Deposits in the United States 1933—1967, A.I.M.E., New York, 2, 1673—1703, 1968.
2. Fryklund V. C., Ore deposits of the Coeur d'Alene District, Shoshone County, Idaho, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 445, 1964.
3. Hammer D. F., Peterson D. W., Geology of the Magma Mine Area, Arizona, In J. D. Ridge, ed., Ore Deposits in the United States 1933—1967, A.I.M.E., New York, 2, 1282—1310, 1968.
4. Linn R. K., New Idria Mining District, In J. D. Ridge, ed., Ore Deposits in the United States, 1933—1967, A.I.M.E., New York, 2, 1623—1649, 1968.
5. Meyers C. et al., Ore deposits at Butte, Montana, In J. D. Ridge, ed., Ore Deposits in the United States 1933—1967, A.I.M.E., New York, 2, pp. 1374—1416, 1968.
6. Saupé F., La Geologie du Gisement de Mercure d'Almaden, Sci. Terre Mem., 29, 1973.
7. Tunell G., Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony, Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1019—1037, 1964.
8. Weissburg B. G., Browne P. R. L., Seward T. M., Ore metals in active geothermal systems, In H. L. Barnes, ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd. ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 738—780, 1979.
9. White D. E., Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters, In H. L. Barnes, ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Holt, Rinehart and Winston, New York, pp. 575—631, 1967.
10. Yund R. A., Kullerud G., Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system, J. Petrol., 7, 454—488, 1966.

## АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ, ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В ОСАДОЧНЫХ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ, МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ВНЕЗЕМНЫХ ОБСТАНОВКАХ

### 10.1. Введение

В этой главе будет продолжено рассмотрение характерных рудных ассоциаций, встречающихся в осадочной, вулканогенной и метаморфической обстановках. В заключение кратко описаны рудные минералы в метеоритах и лунных породах. Как и в гл. 9, кратко обсуждаются характерные ассоциации и их генезис, опять-таки без всестороннего рассмотрения их геологии и петрологии.

Первые описанные ниже ассоциации представляют собой результат осадочных процессов и включают сингенетические россыпные месторождения золота, химические отложения, контролируемые соотношениями Eh—pH, угли, скопления цветных металлов, пространственно связанные с субмаринными гидротермами и вулканизмом. Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах (и песчаниках), хотя обычно и рассматриваются как эпигенетические, включены в эту главу на основании их стратифицированной (stratabound) природы и все более утверждающегося мнения, что они связаны с диагенетическими процессами и миграцией погребенных рассолов. Влияние регионального метаморфизма на руды, особенно на массивные сульфиды осадочно-вулканогенного происхождения, рассмотрено в разд. 10.9, а контактово-метаморфические скарновые месторождения обсуждаются в разд. 10.10. Уникальные минералогические особенности внеземных образований, все более доступных для исследований, описаны в разд. 10.11. Ссылки на необходимую литературу помещены в конце каждого раздела; большое число дополнительных статей регулярно появляется в таких ведущих периодических изданиях, как журналы Economic Geology, Mineralium Deposita и Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy.

### 10.2. Железные и марганцовые руды в осадочных обстановках

#### Железо

Большинство осадочных пород содержат значительные количества железа, и существует полный ряд от просто железосодержащей породы до пород, которые могут считаться рудами.

Осадочные железные руды можно объединить в три основных класса: болотные железные руды, бурые железняки и (полосчатые) железорудные формации<sup>1</sup> (перечислены в порядке увеличения экономического значения).

### 10.2.1. Болотные железные руды

#### Минералогия

Гётит, лимонит, сидерит; второстепенные минералы: карбонаты, вивианит  $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ .

#### Условия нахождения

В виде озерных или болотных осадков часто в умеренных широтах, или в областях недавнего оледенения, или в вулканических потоках и озерах; также в ассоциации с угольными пластами в более древних осадочных свитах («углистые железняки»).

#### Примеры

В тундровых областях Канады и Скандинавии; в прибрежных областях востока США и Канады; в вулканических провинциях, таких, как Япония и Курильские острова; в каменноугольных и пермских осадочных сериях на востоке США, в Северной Англии и т. д.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Гётит, главный минерал многих болотных железных руд, встречается в виде оолитовых и пизолитовых зерен (1—10 мм), сцементированных в дисковидные образования (диаметром 3—30 см), которые в свою очередь образуют рудные полосы или линзы. Другие находения представлены более землистым лимонитовым материалом с существенной долей карбоната и фосфата. Углистые железняки в основном сложены сидеритом.

### 10.2.2. Бурые железняки

#### Минералогия

Шамозит  $(\text{Fe}, \text{Al})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , гематит, лимонит, или гётит, сидерит; второстепенные минералы: магнетит, пирит, коллофан  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$ , гриналит  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ .

#### Условия нахождения

Известен минеттовый тип (или клинтон-тип) руд, отложившихся в мелководных морских сериях, в ассоциации с различными осадочными породами, включая известняки, алевролиты, сланцы, песчаники. В меньшей степени также в вулканических осадках.

#### Примеры

Руды минеттового или клинтон-типа встречаются в фанерозойских осадочных породах юрского возраста в Эльзасе и Ло-

<sup>1</sup> В советской литературе фигурируют как «железистые кварциты». — Прим. ред.

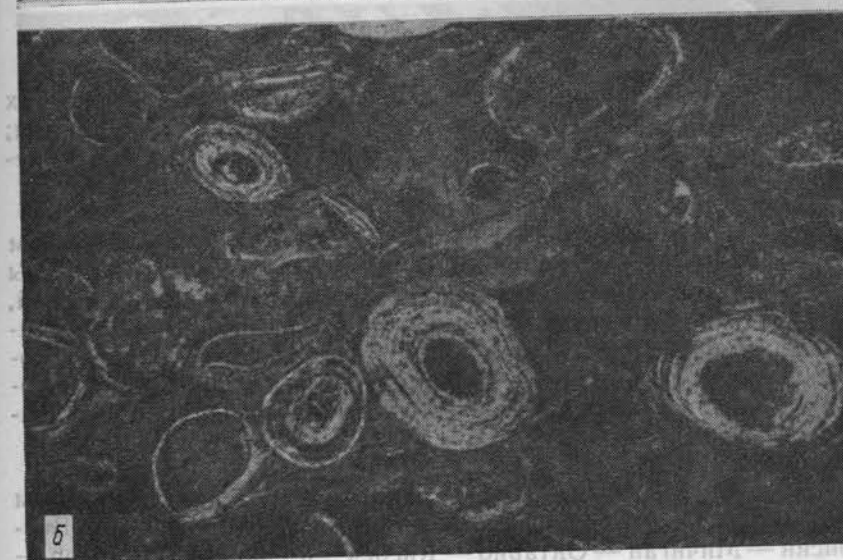


Рис. 10.1. Структуры, наблюдаемые в типичных бурых железняках: а — деформированные оолиты, состоящие из тонкозернистых шамозита, гематита и гётита. Формация Ред-Маунтин, Алабама; б — оолиты шамозита и гётита. Роздейл, Северная Англия (ширина поля зрения на обоих снимках 2000 мкм).

тарингии и других областях Франции, ФРГ, Бельгии и Люксембурга: в юрских отложениях Англии и в силуре (слой Клинтон) США; в вулканических осадках, Лан-Диль, ФРГ.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Макроскопически бурые железняки выглядят как матово-красные землистые песчаники или оолитовые и пеллетовые агрегаты, которые могут быть отчетливо зелеными или красновато-бурыми. Под микроскопом они представлены оолитами, пизолитами и пеллетами, которые могут быть полностью или частично замещены переслаивающимися лимонитом и гематитом (рис. 10.1). Как и в современных осадках, большая часть ооидов и пеллет образовались вокруг песчинок и обломков ископаемых или минералов. Обычно присутствующие микро- и макроископаемые могут быть также замещены минералами железа. Сидерит может находиться главным образом в виде цементирующего материала, а силикаты, окислы и карбонаты могут встречаться в самых разных количественных и структурных соотношениях. В песчаных фациях минералы железа встречаются в основном в виде концентрических оболочек вокруг зерен кварца и выполнений промежутков между ними.

### 10.2.3. Полосчатые железорудные формации

#### Минералогия

Главные минералы: гематит и магнетит, в некоторых случаях могут иметь важное значение карбонаты железа и силикаты; пирит обычно второстепенный минерал. Главный жильный минерал — кварц.

#### Условия нахождения

Отчетливо слоистые, вытянутые тела, часто с чередованием прослоев кремнистого состава (chert) и минералов железа. Руды встречаются в докембрийских породах всего мира в виде серий, имеющих значительную протяженность в латеральном и вертикальном направлениях. В некоторых случаях условия осадкообразования, по-видимому, были морскими, в других — дельтовыми или пресноводными, иногда очевидна ассоциация с вулканическими породами.

#### Примеры

Широко распространены в докембрийских сериях; к главным примерам относятся районы озера Верхнего и Миннесота — Висконсин — Мичиган — Онтарио — Квебек и пояс Лабрадор — Квебек в Северной Америке, а также бассейн Хамерсли в Западной Австралии и месторождения в Бразилии, Индии и Южной Африке.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Руды характеризуются полосчатостью, обусловленной переслаиванием окислов железа и кремнезема как в крупном, так и в очень мелком масштабе (рис. 10.2); по форме это могут быть скорее линзы, не-

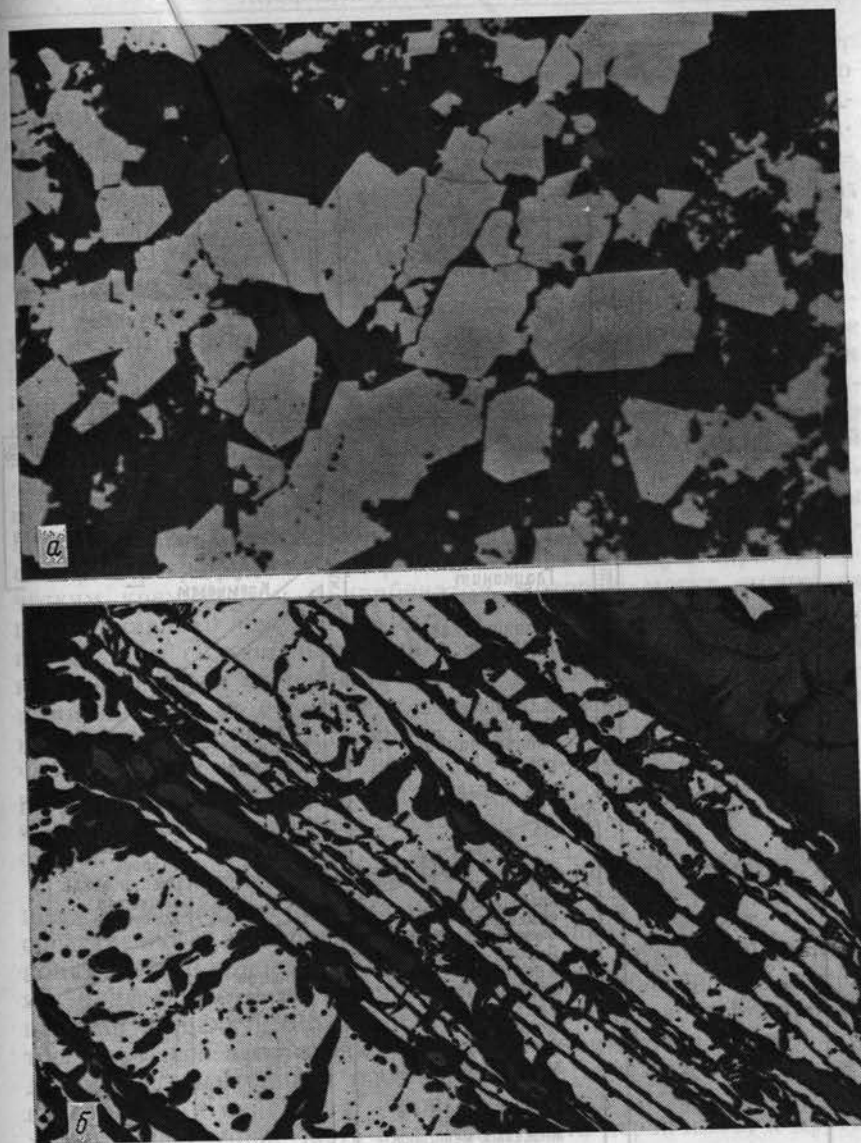


Рис. 10.2. Типичные ассоциации и структуры формации полосчатых железных руд: *a* — гипидиоморфный магнетит, располагающийся в виде слоев. Восточный Гогибик-Рейндж, Мичиган (ширина поля зрения 300 мкм); *б* — пластинчатый гематит и однородный магнетит. Рудники Рана-Грубер, Норвегия (ширина поля зрения 2000 мкм).

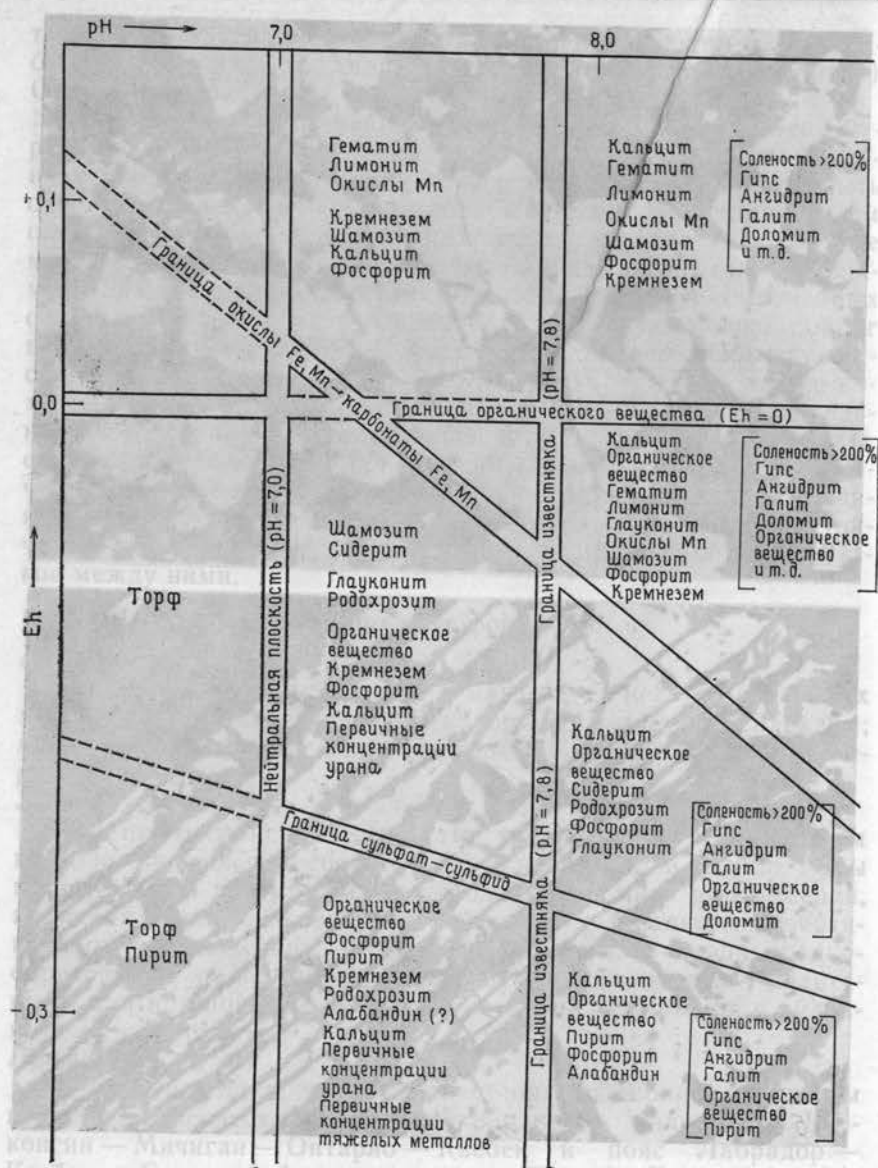


Рис. 10.3. Граничная диаграмма, показывающая Eh-pH-поля, в которых при нормальных морских условиях образуются конечные ассоциации минералов, важных для осадочных руд железа и других химических осадков. Под шамозитом здесь подразумеваются осадочные силикаты железа. Ассоциации, взятые в прямые скобки, относятся к растворам повышенной солености (соленость >200‰) ([7], воспроизведено с разрешения издательства Чикагского университета).

железа, что придает слоистости «волнистый» вид. Гематит и магнетит представляют главные рудные минералы, но железно находится также в карбонате, силикатах (гриналит, миннесотит, стильпноелан) и сульфидах (пирит и весьма малые количества пирротина). В классической работе Джеймса [5, 6] нахождение руд преимущественно в виде окислов, карбоната, силиката или сульфида связывается с химическими «фациями» осаджения, зависящими от соотношений Eh и pH, как это указано на рис. 10.3.

В окисных фациях выделяются две разновидности: полосчатые гематит-кремнистые и полосчатые магнетит-кремнистые руды. В первой гематит может встречаться в виде оолитов или пизолитов, тонкокристаллических пластинок или пластинок, ориентированных субпараллельно полосчатости (рис. 10.2, б). Во второй разновидности наблюдается больше вариаций, и в ней часто присутствуют карбонатные и силикатные минералы. Магнетит образует вкрапленность в полосах и сплошные полосы гипидноморфных и идиоморфных зерен (рис. 10.2, а). Карбонатные фации представлены переслаивающимися скрытокристаллическим кремнеземом и карбонатом, которые могут сменяться переслаиванием силикат — магнетит — кварц или карбонат — пирит. Для сульфидных фаций характерна ассоциация не с кремнистыми, а с черными углеродистыми глинистыми сланцами, в которых сульфид обычно представлен очень мелкими идиоморфными зернами пирита. Пирротин в небольших количествах наблюдается обычно в виде тонких пластинок, ориентированных длинной осью параллельно полосчатости. Силикатные фации могут встречаться совместно со всеми другими типами фаций.

**10.2.4. Происхождение осадков, обогащенных железом.** Процесс образования болотных железных руд доступен для непосредственного наблюдения, так что их происхождение вполне понятно. В тундровых областях в бессточных речных системах эти руды образуются в результате приповерхностного выветривания и выщелачивания с переносом железа в виде бикарбонатов и гуматов в грунтовых водах с низкими pH и Eh и последующей концентрацией и отложением в озерах и болотах при потере CO<sub>2</sub> и окислении. Происхождение углистых железняков менее определено; часть руд может быть первичного, а другие диагенетического происхождения.

При выяснении происхождения месторождений *бурого железняка* возникает проблема источника железа и способа его концентрации (см. [10] для получения дополнительной информации). В отдельных случаях первичным источником железа могут быть континентальная эрозия, субмаринные вулканические очаги или восходящие океанические течения (апвеллинги). Место конечного отложения — обычно мелководная морская об-



становка, но поскольку это обстановка относительно высокой энергии и окислительная, образование шамозита в ней маловероятно. Возможно, в начале могло иметь место образование шамозита в восстановительной обстановке под поверхностью осадка с последующим переносом к месту накопления. Образование ооидов могло происходить диагенетически в начальный период или в процессе переноса и конечного отложения. Понимание происхождения этих руд затрудняется их сложной диагенетической историей, которая часто включает полное или частичное замещение оолитов и обломков ископаемых. Эти признаки замещения привели к предположению, что руды возникли путем массового замещения оолитовых известняков минералами железа, но детальное изучение структур и геологического положения выявляет много слабых мест в этой модели.

Полосчатые железорудные формации значительно отличаются от бурых железняков тем, что содержат очень мало  $Al_2O_3$  и  $P_2O_5$  и много кремнезема (в виде кремнистых прослоев). Их приуроченность к докембрию (и кембрию) также считается существенной в некоторых теориях и требует объяснения, как и закономерное переслаивание железной руды с кремнистой скрытокристаллической породой. Различные теории для объяснения происхождения железа и последующего отложения его в морской или озерной среде предполагали циклическую континентальную эрозию, прибрежный и субмаринный вулканизм или выщелачивание морского дна. Многие исследователи считают, что отсутствие свободного кислорода в атмосфере раннего и среднего докембрия явилось важным фактором в переносе и отложении железа. Единое мнение о механизме формирования отсутствует. Аргументы за и против этих противоречивых теорий читатель может найти в учебниках по рудной геологии, в журнале *Economic Geology* [3] или других оригинальных статьях.

#### Марганец

Во всех осадочных породах обнаруживается присутствие марганца, хотя обычно его содержания на порядок ниже концентраций железа; как и в случае обогащенных железом осадочных пород, имеется полный ряд от незначительно обогащенных разновидностей до марганцевых руд. Главные классы месторождений осадочных марганцевых руд следующие: болотные и озерные залежи, месторождения кварцит-глауконит-глинистой ассоциации и вулканического происхождения, современные морские месторождения (включая *морские марганцевые конкреции*). Болотные и озерные залежи не имеют промышленного значения и, несомненно, являются аналогами болотных железных руд, образуясь при тех же процессах. Марганец встречается

в виде плохо раскристаллизованных гидроокислов. Другие классы осадочных марганцевых месторождений кратко описаны ниже.

#### 10.2.5. Марганцевые месторождения кварцит-глауконит-глинистой ассоциации

##### Минералогия

Пиролюзит, псиломелан, манганит, манганокальцит и родохрозит  $MnCO_3$ .

##### Условия нахождения

Тонкие линзовидные слои, согласно залегающие в толщах осадочных пород, сформировавшихся обычно в стабильных платформенных областях и представленных осадками от эстуариевого типа до мелководно-морских (песчаники, алевриты, глины, глауконитовые слои, известняки и даже углистые пласты).

##### Примеры

Месторождения юга СССР (Никополь, Чиатура и др.); область Тимма в южном Израиле; районы Турции и Болгарии и другие участки Северного Средиземноморья (все в третичных слоях); районы Северной Австралии (поздне меловые слои Грут-Эйландт).

**Минеральные ассоциации и структуры.** Минеральные ассоциации и их пространственные соотношения, очевидно, отражают различные фации химической седиментации, как это предполагается для некоторых железорудных месторождений; в этом случае последовательность окисных, окисно-карбонатных и карбонатных руд свидетельствует, очевидно, о все увеличивающемся расстоянии от палеобереговой линии. Руды обычно состоят из неправильных конкреций и нодулей, а также землистых масс окислов и карбонатов в алевритовой или глинистой массе (см. рис. 10.4, а).

#### 10.2.6. Марганцевые месторождения известняково-доломитовой ассоциации

##### Минералогия

Преобладают либо окислы марганца (пиролюзит, гаусманит, биксбит, псиломелан и т. д.) в месторождениях типа 1 (см. ниже), либо карбонаты (родохрозит и т. д.) в рудах типа 2.

##### Условия нахождения

Месторождения подразделяются Варенцовым [11] на:

1. Марганценозные известняково-доломитовые формации, развивающиеся на стабильных платформах («марокканский тип»).
  2. Марганценозные известняково-доломитовые формации в геосинклинальных зонах («аппалачский тип» и «усинский тип»).
- Залежи типа 1 представлены последовательностью марганцо-

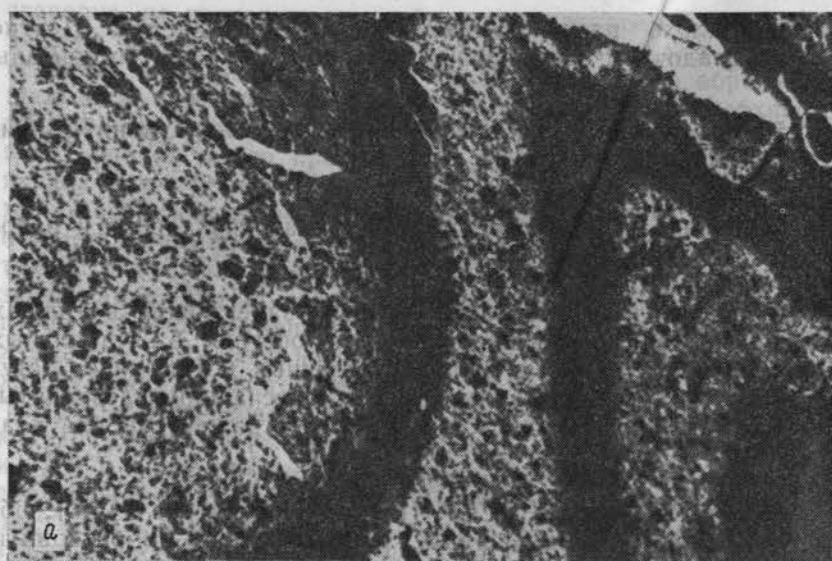


Рис. 10.4. Марганцевые руды: *a* — псиломелан с характерной структурой роста (ширина поля зрения 2000 мкм); *b* — текстура характерной марганцевой конкреции. Плато Блейк, Атлантический океан (ширина поля зрения 520 мкм).

воокисных руд, переслаивающихся с доломитами, известняками и иногда гипсом, подстилаемой и перекрываемой красноцветными терригенными осадками и отложенной на эродированной поверхности стабильной платформы.

Залежи типа 2 сложены либо только марганценосными известняками, либо более сложными марганцевыми карбонатными рудами в известняково-доломитовых сериях, ассоциирующихся с вулканическими отложениями.

#### Примеры

Марокко, Северная Африка; область Аппалачей, США; Усинское месторождение, Юго-Западная Сибирь, СССР.

**Минеральные ассоциации и структуры.** В обоих типах месторождений рудные зоны варьируют от небольших линз до протяженных пластов осадков, богатых марганцем. Ассоциации первого типа почти полностью сложены окислами и обладают низкими содержаниями железа, алюминия и фосфора, для них характерны также примеси тяжелых металлов ( $\text{BaO} < 7\%$ ,  $\text{PbO} < 6,5\%$ ). В рудах второго типа преобладают кальциевый и железистый родохрозиты, составляющие  $> 8\%$  породы. Карбонаты встречаются в виде оолитов и очень тонких пластинок, переслаивающихся с марганцовистым стильномеланом. Обычно встречающиеся остатки водорослей и губок могут быть замещены карбонатом Mn. Руды второго типа, бедные Ba и Pb, могут содержать  $> 15\%$  окислов железа и подчиненные количества фосфора.

#### 10.2.7. Марганцевые месторождения вулканического происхождения

##### Минералогия

Преобладают окислы марганца (гаусманит, якобит и т. д.), развиты также браунит, окислы железа (гематит, магнетит) и второстепенные сульфиды (пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит), кварц и халцедон.

##### Условия нахождения

Очень широко распространены в вулканогенно-осадочных сериях в виде согласных линз руды (обычно небольших).

##### Примеры

В палеозойских пирокластических сериях на западе Северной Америки, на Урале, СССР и в Восточной Австралии; в третичных вулканических толщах в Японии, Индонезии и на островах Карибского бассейна.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Марганцевые руды представлены слоистыми и колломорфными до гроздевидных массами сростаний пиролюзита, псиломелана, тодорокита и якобсита. Самые мелкие зерна имеют размеры в пределах микрометра, а длина волокон в лучисто-волокнистых агрегатах достигает 1 см.

### 10.2.8. Современные морские месторождения («марганцовые конкреции»)

#### Минералогия

В марганцовых конкрециях и железомарганцовых корках главными минералами являются окислы  $Mn^{4+}$ , близкие к наземным минералам тодорокиту,  $\delta$ - $MnO_2$  (иногда называемому вернадитом) или реже бёрнесситу. Хотя большая часть конкреций содержит значительные концентрации железа, железосодержащие минералы в большинстве конкреций плохо раскристаллизованы; недавно было показано, что минерал феррооксигит ( $\delta$ - $FeOOH$ ) встречается в качестве предшественника гётита ( $\alpha$ - $FeOOH$ ). К обычным, второстепенным минералам относятся гётит, кварц, полевой шпат, глинистые минералы и цеолиты. Богатые марганцем осадки и илы изучены значительно хуже, но и в них преобладают тонкозернистые окислы и гидроокислы.

#### Условия нахождения

Марганцовые конкреции широко распространены на дне главных океанов и обычно имеют сферическую форму и размеры от 1 до 30 см в диаметре. Их значение как полезных ископаемых связано не только с содержащимися в них марганцем и железом, но и с присутствием значительных количеств кобальта, никеля и меди, входящих в структуры марганцовых минералов (см. разд. 11.4.5). Богатые марганцем осадки и илы встречаются также в океанических областях в некоторых случаях в прямой связи с субмаринным вулканизмом и в замкнутых морях арктических областей.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Внутреннее строение марганцовых конкреций пористое, концентрическое, часто коллоидное, зональное со слоями различной ширины, четко различимыми под микроскопом (см. рис. 10.4, б). Строение зон пластинчатое, массивное, шестоватое, плотное или пятнистое с простой, дугообразной или неправильной слоистостью [9]. Зоны с высоким отражением богаты  $Mn$  и содержат  $Ni$  и  $Co$ ; более темные полосы богаты  $Fe$ . Из-за пористости, трещин, неправильной слоистости и включений органического вещества образцы перед приготовлением полированных шлифов необходимо пропитывать.

### 10.2.9. Происхождение богатых марганцем осадков.

Марганцовые месторождения вулканического типа почти определенно обязаны своим происхождением непосредственному выделению марганца из субмаринных вулканов или горячих источников и последующей его концентрации в химических осадках наряду с другим осадочным и вулканическим обломочным материалом. Аналогичное происхождение могут иметь некоторые концентрации марганца в современных морских обстановках.

В противоположность этому марганцовые руды в известняково-доломитовой и кварцит-глауконит-глинистой ассоциации не несут в себе четких указаний на вулканическое происхождение марганца, хотя некоторые авторы и предлагали такое объяснение. Источник марганца и механизм его отложения в данном случае более проблематичны.

Происхождение концентраций марганца и других металлов в конкрециях и илах может быть связано с вулканическими и частично терригенными источниками. Рост конкреций, очевидно, происходит путем высвобождения ионов в восстановительной обстановке под поверхностью осадка, их мобилизации и миграции кверху с последующей фиксацией после окисления на поверхности осадка и закрепления в виде слоя на обломочной частице [4, 2].

### 10.2.10. Железные шляпы.

Железные шляпы развиваются на многих типах месторождений, содержащих сульфиды железа, в результате поверхностного или близповерхностного выветривания и окисления.

#### Минералогия

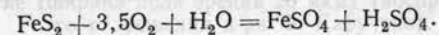
Гётит, лимонит, лепидокрокит, гематит в различных соотношениях, иногда с подчиненными количествами окислов марганца и остаточных сульфидов цветных металлов.

#### Примеры

Развиты повсеместно в обнажающихся на поверхности месторождениях, содержащих сульфиды.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Железные шляпы состоят обычно из агрегатов пористых незакономерно расположенных пластинок и коллоидных полосок различных окислов железа и меняющихся количеств остаточных сульфидов. Реликтовые структуры, или первичные формы зерен, спайности или трещиноватость обычно сохраняются в окислах железа. Размер зерен обычно очень мелкий ( $< 10$  мкм), но местами могут развиваться лучистые пучки волокнистых кристаллов (таких, как на рис. 7.13) длиной до 1 мм.

**Происхождение железных шляп.** Железные шляпы развиваются при разложении сульфидов железа в процессах поверхностного и близповерхностного окисления с образованием серной кислоты и сульфата закиси железа при таких реакциях, как



Кислота растворяет сульфиды цветных металлов, а сульфат закиси железа окисляется с образованием смеси окислов железа. В конце концов возникают пористые сетчатые массы слоистых и концентрических агрегатов окислов железа. Детальное описание природы и происхождения железных шляп было недавно представлено Блейном и Андрию [1].

## ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Blain C. F., Andrew R. L., Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration, *Mineral. Sci. Eng.*, 9, 119—150, 1977.
2. Burns R. G., ed., *Marine Minerals*, Mineral. Soc. Am. Short Course Notes, 6, 1979.
3. *Economic Geology*, 68, No. 7, Precambrian Iron-Formations of the World, 1973.
4. Glasby G. P., ed., *Marine Manganese Deposits*, Elsevier Oceanography Series (15), Elsevier, Amsterdam (note particularly articles by Cronan, Sorem and Fewkes, Burns and Burns), 1977.
5. James H. L., Sedimentary facies of iron formation, *Econ. Geol.*, 49, 235—253, 1954.
6. James H. L., Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440, 1966.
7. Krumbein W. C., Garrels R. M., Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials, *J. Geol.*, 60, 1—33, 1952.
8. Roy S., Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits, *Econ. Geol.*, 63, 760—786, 1968.
9. Sorem R. K., Foster A. R., Internal structure of manganese nodules and implications in beneficiation, *In* D. R. Horn, ed., *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor*, NSF, Washington, D. C., 1967—179, 1972.
10. Turner P., Ironstones, *Brit. Assoc. Adv. Sci. Ann. Mtg. Aston. Univ.*, Sept. 1977.
11. Varentsov I. M., *Sedimentary Manganese Ores*, Elsevier, Amsterdam, 1964.

## 10.3. Рудные минералы в углях

## Минералогия

Главные минералы: пирит, марказит.

Редкие минералы: арсенопирит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, миллерит, линнеит, рутил, пирротин.

Ассоциирующиеся минералы: кварц, кальцит, доломит, сидерит, каолинит, иллит, гипс и разнообразные вторичные сульфаты и окислы железа.

## Условия нахождения

Сульфиды обычно присутствуют в углях в виде: 1) тонких нитевидных прожилков по вертикальным трещинам отдельно; 2) линз размером от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике; 3) желваков или шаровидных стяжений, в которых сульфиды находятся в срастании с различными количествами карбонатов и глинистых минералов; 4) рассеянных кристаллов и глобулей, замещающих органическое вещество.

## Примеры

Фактически все известные месторождения угля содержат сульфиды, хотя в весьма изменчивых количествах. Работы на некоторых угольных полях показали связь нахождения сульфидов с близостью перекрывающих морских слоев, что свидетельствует о возможности возникновения серы при бактериальном восстановлении сульфатов морской воды.

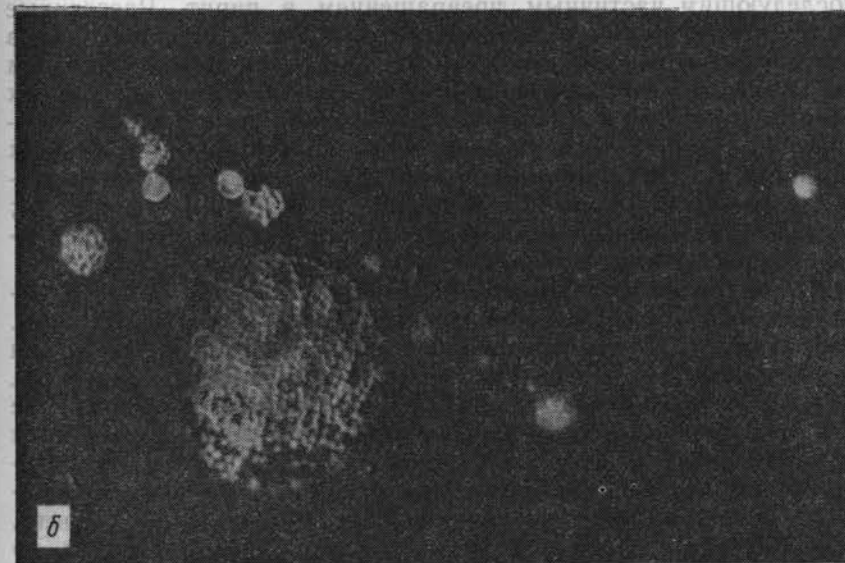
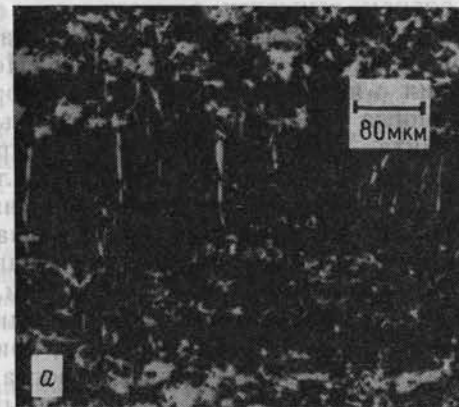


Рис. 10.5. Рудные минералы в угле: а — ксеноморфные зерна пирита и пирит, выполняющий трещинки. Рудник Миннегага, Иллинойс [5] (воспроизведено с разрешения авторов и издательства); б — типичный фрамбоидальный пирит в аппалачском угле (ширина поля зрения 25 мкм) (воспроизведено с любезного разрешения д-ра Ф. Каруччио).

**Минеральные ассоциации и структуры.** Сульфидные минералы лучше всех других известны как загрязнители углей, поскольку они вносят основной вклад в суммарное содержание серы в угле и часто различимы макроскопически. В угольной промышленности существует явная тенденция рассматривать все

сульфиды как пирит, но, хотя пирит является главным сульфидным минералом, он часто не единственный. Нередко присутствует в сростании с пиритом марказит, полиморфная модификация пирита; иногда сообщается о подчиненных количествах сфалерита, галенита, арсенопирита, халькопирита, борнита, миллерита и линнеита. Пирит в типичных жилках, линзах и желваках обычно тонкозернистый и ксеноморфный, что можно видеть на рис. 10.5, а. Отдельные слои в линзах и желваках обычно сложены грубоизометричными, как правило, мелкими ксеноморфными зернами. Местами по трещинкам, особенно там, где сульфиды представлены мелкими рассеянными выделениями, пирит встречается в сростании с марказитом, причем выявляется плохо развитая структура радиального роста. Марказит во многих случаях, по-видимому, является первичным минералом с последующим частичным превращением в пирит. Рассеянные выделения пирита могут располагаться вдоль трещинок или в реликтовых образованиях органического вещества. В последнем случае пирит часто встречается в виде фрамбондов, мельчайших сферических агрегатов идиоморфных зерен пирита, как это показано на рис. 10.5, б. Сфалерит интенсивно изучался в углях Иллинойса, США, где он встречается в виде выделений трещинок [4]. Сфалерит содержит до 2,5 вес. % Fe и 1,3 вес. % Cd; цвет его аномальный — наблюдаются серовато-белые и пурпурные разновидности; причина окраски неизвестна.

**Происхождение рудных минералов в углях.** Сульфиды в углях дают приблизительно половину общего содержания серы. Полагают, что они образовались большей частью благодаря деятельности сульфатредуцирующих бактерий при диагенезе. Изучение изотопов серы подтверждает такое ее происхождение [5]. Первоначальное содержание серы в растениях сохраняется в органических веществах, слагающих уголь, однако оно, очевидно, недостаточно для объяснения всей массы сульфидов, присутствующих во многих углях. Хотя часть рассеянного пирита, особенно представленного фрамбондами, могла возникнуть во время захоронения, большая часть сульфидов, очевидно, образовалась в процессе более позднего диагенеза и метаморфизма.

**Петрография углей.** Уголь сам по себе легко поддается исследованию с помощью микроскопии отраженного света. Он представляет собой гетерогенный некристаллический материал, компоненты которого называются мацералами. Существуют три главные петрографические группы углей: витринит, экзинит и инертинит, внутри которых в свою очередь выделяются самостоятельные микрокомпоненты, различающиеся природой и формой слагающего их материала (например, коллинит, кутинит, фузинит). Международная Комиссия по петрологии углей установила эталоны для угольной микроскопии и определила характеристики каждого мацерала по морфологии и отражению. Для

обстоятельного рассмотрения угольных мацералов и техники, применяемой при их исследовании, следует обратиться к работе Штахта [6].

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Boctor N. Z., Kullerud G., Sweany J. L., Sulfide minerals in Seelyville Coal III, Chinook Mine, Indiana, Mineral. Deposita 11, 249—266, 1976.
2. Gluskoter H. J., Mineral matter and trace elements in coal, In Trace Elements in Fuel, Advances in Chemistry Series No. 141, pp. 1—22, 1975.
3. Gluskoter H. J., Inorganic sulfur in coal, Energy Sources, 3, 125—131, 1977.
4. Hatch J. R., Gluskoter H. J., Lindahl P. C., Sphalerite in Coals from the Illinois Basin, Econ. Geol., 71, 613—624, 1976.
5. Price F. T., Shieh Y. N., The distribution and isotopic composition of sulfur in coals from the Illinois Basin, Econ. Geol., 74, 1445—1461, 1979.
6. Stach E. et al., Coal Petrology, 2nd. ed., Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1975.

#### 10.4. Уран-ванадий-медные руды, ассоциирующиеся с песчаниками

##### Минералогия

В различных месторождениях наблюдаются переменные количественные соотношения минералов трех этих металлов, часто с присутствием или значительным преобладанием лишь одного или двух из них. Главные минералы каждого металла следующие:

Уран: уранинит (или его крипстокристаллический аналог — смолка), коффинит  $[U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}]$ , различные типы битумного органического вещества, содержащего уран.

Ванадий: раскоелит (ванадиевая слюда), монтрозеит  $[VO(OH)]$  и ванадийсодержащие смешанослойные глинистые минералы.

Медь: халькозин (или родственные минералы состава  $\sim Cu_2S$ ), борнит, халькопирит, ковеллин, самородная медь.

Другие (обычно второстепенные) минералы представлены большим числом сульфидов, особенно пиритом, галенитом, сфалеритом, герсдорфитом, молибденитом, самородным золотом и серебром, сульфидами серебра. Вторичные минералы представлены разнообразными окислами, гидроокислами, сульфатами и карбонатами, образовавшимися из первичных ассоциаций.

##### Условия нахождения

В конгломератах, песчаниках и аргиллитах (особенно в зонах восстановления в красноцветных пластах) в виде неправильных рудных масс, заполняющих поровые пространства, прожилки и замещающих органическое вещество, особенно ископаемые растения. Также в виде жил и прожилков, тесно ассоциирующихся с главным несогласием, отмечающим период континентального выветривания.

##### Примеры

Область плато Колорадо, штаты Аризона, Юта и Нью-Мексико; Вайоминг; Техас; песчаники Атабаска в северном Саскачеве.

ване; район Дарвин в Австралии (наиболее важные примеры урансодержащих руд). Богатые медные месторождения широко распространены, например Корокоро в Боливии, Удокан в Сибири. Известно также много примеров месторождений, имеющих ограниченное экономическое значение (например, в штатах Пенсильвания, США; Олдерли-Эдж, Чешир, Англия).

**Минеральные ассоциации и структуры.** Месторождения этой группы обычно встречаются в континентальных и окраинно-морских кластических осадках, которые считаются отложившимися в аллювиально-дельтовых условиях. Основная масса этих осадочных пород имеет отчетливую красную окраску в связи с присутствием тонкозернистого гематита и железистых оксигидроксидов, что привело к термину «красный лежень» (red beds). Однако в противоположность окружающим красным осадочным породам минерализованные зоны часто серовато-зеленые, содержат в основном закисное железо и относительно высокие концентрации серы и углерода. Минерализация представлена линзами, слоями, вогнутыми «роллами», которые в основном согласны с окружающими осадочными породами, хотя наблюдаются и секущие соотношения. В большинстве случаев проявления минерализации связаны с органическими обломками, а некоторые значительные урановые месторождения возникли при замещении ископаемых деревьев.

Объем урановой, ванадиевой и медной минерализации чрезвычайно сильно меняется в пределах как одного, так и разных месторождений. Медные руды могут содержать также значительные концентрации серебра. Рудные минералы встречаются в виде прожилков и выполнений поровых пространств в осадочных породах и в виде замещения ископаемого растительного вещества. Часто сохраняется ячеистая текстура дерева, несмотря на полное замещение урановыми минералами и сульфидами меди и железа (рис. 10.6). Хотя главным сульфидом меди, описанным в этих месторождениях, является «халькозин», последние описания сложных фазовых соотношений в системе  $\text{Cu-S}$  (и системе  $\text{Cu-Fe-S}$ ) показывают, что детальная минералогия этих руд и роль таких минералов, как дигенит, джарлеит, анилит, еще подлежат изучению (см. рис. 10.7). Во многих месторождениях, связанных с красноцветами, обычен богатый серой борнит, встречающийся в интерстициях песчаника или селективно замещающий органическое вещество. В фазовых соотношениях в системе  $\text{Cu-Fe-S}$  условия устойчивости и способ образования борнита этого типа еще остаются невыясненными. Пирит обычен в участках руд, находившихся в восстановительных условиях, но в участках, находившихся в более окислительных условиях, он в основном замещен вторичным гематитом и гидроокислами железа.

В месторождении Реббит-Лейк, северный Саскачеван, мине-

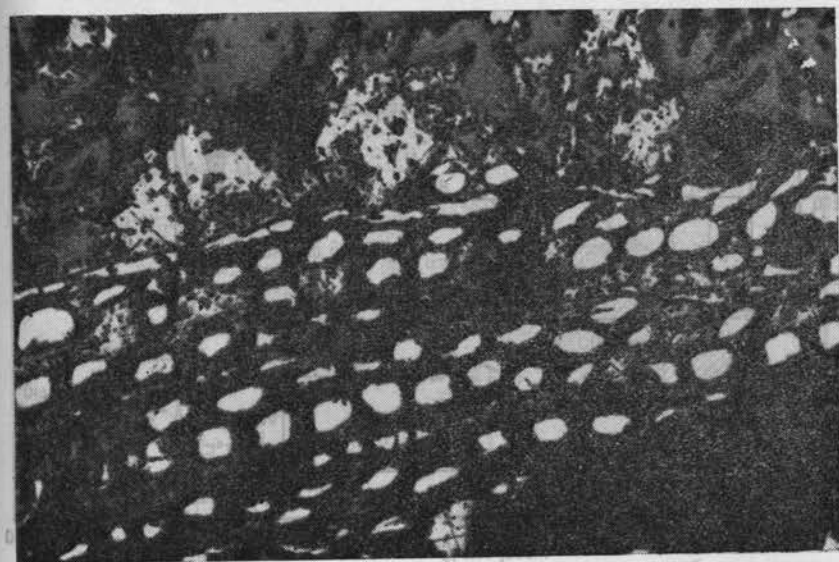


Рис. 10.6. Пирит, замещающий ячеистую структуру дерева в ассоциации с халькозином. Мерисвейл, Юта (ширина поля зрения 520 мкм).

ризация пространственно связана с несогласием под формацией Атабаска, аллювиально-осадочной серией, включающей красноцветные осадочные породы с зонами восстановления и углеродистым веществом. Минерализация детально изучалась (Хеве и Зиббальд в работе Кимберли [3]), и были выявлены несколько стадий, связанных с чередованием эпизодов окисления и восстановления. Самая ранняя минерализация встречается в виде выполнения трещин и брекчий с колломорфными корочками урановой смолки и более поздними массивными выделениями со сложным парагенезисом, включающим идиоморфный кварц, карбонаты, урановую смолку, коффинит, сульфиды, арсениды и самородную медь. Конечная стадия включает импрегнацию сажиистой урановой смолки и коффинита вдоль трещин и отдельности, очевидно, как результат переработки ранее существовавшей минерализации.

**Происхождение руд и структур.** В связи с очень большим числом доказательств принято считать, что рудные минералы этой группы привнесены позже отложения вмещающих осадочных пород и образовались в результате отложения из растворов, проходивших через эти породы. Проблемы происхождения касаются природы и источника растворов, способа их переноса и отложения из них. Были высказаны три главных предположения об источнике растворов.

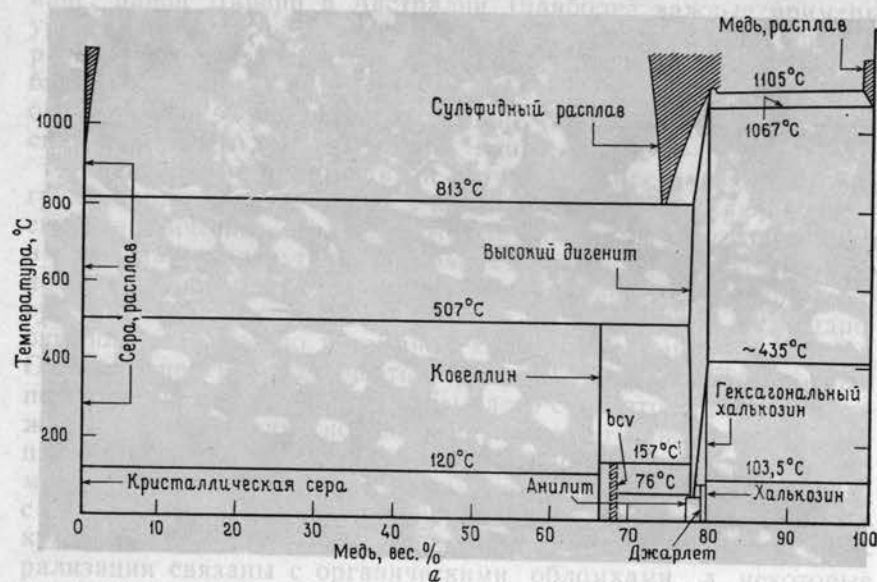
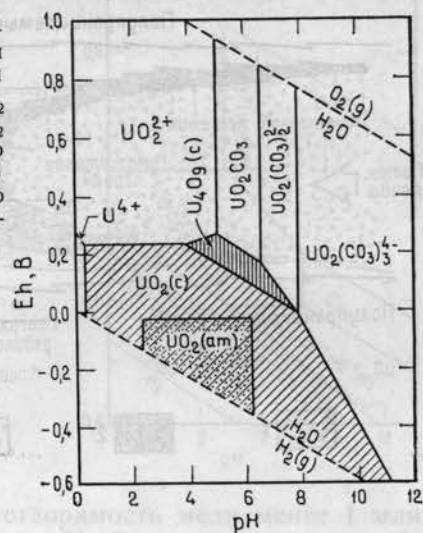


Рис. 10.7. Фазовые взаимоотношения в системе Cu-S: а — диаграмма температура — состав конденсированных фаз; б — диаграмма температура — состав конденсированных фаз в центральной части системы. Сокращения: dg-cc — дигенит-халькозин; cv — ковеллин; ал — анилит; dj — джарлеит; со — медь (по Д. Вогану и Дж. Крейгу, 1978).

Рис. 10.8. Диаграмма Eh—pH в системе U—O<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O при 25 °C и  $P_{\text{CO}_2} = 10^{-2}$  атм, показывающая поля устойчивости аморфного UO<sub>2</sub> (UO<sub>2</sub> (ат)), идеального уранинита [UO<sub>2</sub> (с)] и U<sub>4</sub>O<sub>9</sub> (с). Границы твердого раствора при  $10^{-6}$  М (0,24 млн<sup>-1</sup>) растворенных соединений урана (по Д. Лангмюру, см. [3]; с разрешения автора).



Широко распространено мнение, что растворы были грунтовыми водами, выщелачивавшими ионы металлов и ионы SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> из ассоциирующихся слоев при низкой температуре и что рудные минералы отлагались при попадании в локальные восстановительные обстановки. Устанавливаемые в поле соотношения главных ураноносных месторождений допускают широкомаштабное выщелачивание залегающих ниже гранитов, аркозовых пород и включений вулканического пепла, которые могли поставлять необходимые металлы. В окислительных растворах уран мог переноситься в виде относительно растворимого уранил-иона (U<sup>6+</sup>O<sub>2</sub>)<sup>2+</sup> или карбонатного комплекса, такого, как UO<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>3</sub><sup>4-</sup> или UO<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub><sup>2-</sup>. Относительно нерастворимый ион U<sup>4+</sup> устойчив в восстановительных условиях, в которых он может отлагаться с образованием уранинита UO<sub>2</sub>, как показано на рис. 10.8. Поскольку минерализованные зоны представляют собой обычно серовато-зеленые (богатые Fe<sup>2+</sup>) участки пород с восстановительными условиями, концепция об отложении руд при прохождении растворов через такие участки кажется логичной. Образование таких локальных восстановительных условий обычно связывается с присутствием органического вещества. Бактериальная деятельность в таких участках может вызвать восстановление сульфата в поровых водах, которые могут реагировать с привнесенной в растворах медью с отложением нерастворимых сульфидов меди. Ванадий может переноситься в виде иона V<sup>4+</sup> и отлагаться при восстановлении в минерализованной зоне. Гипотеза, предусматривающая важность органического восстановления при образовании сульфидных руд этой ассоциации, подтверждается данными изучения изотопов серы.

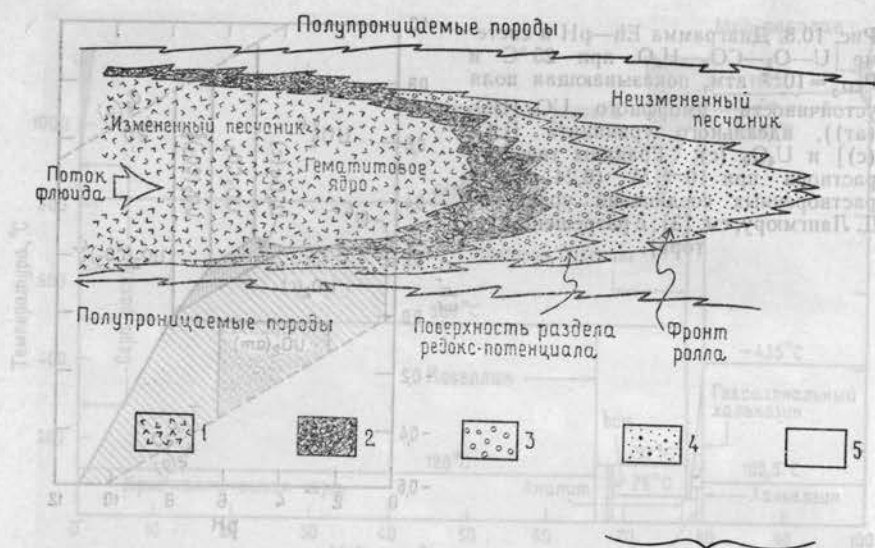


Рис. 10.9. Идеализированный разрез уранового месторождения «роллового типа» [2]. 1 — гематитовое ядро: сидерит, сера, ферросилит; 2 — оболочка изменения: гематит, магнетит; 3 — уран рудной стадии: уранинит, пирит, FeS, селен; 4 — пирит рудной стадии, пирит, FeS; 5 — неизменный песчаник, пирит; 4, 5 — иордизит, кальцит.

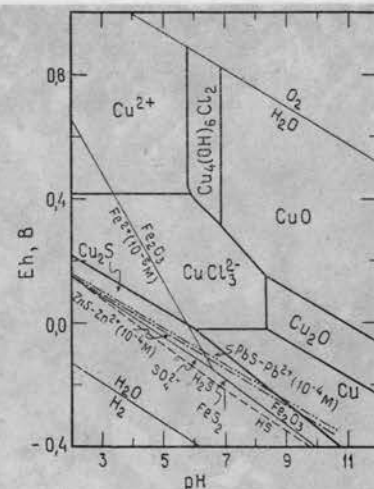
Движение растворов через пористые песчаники часто приводит к развитию месторождений «роллового типа», в которых растворение уран-ванадиевых минералов осуществляется вдоль поверхности окисления, следующей за фронтом восстановления, где происходит отложение (рис. 10.9).

Согласно другой гипотезе, происхождение минерализующих растворов связывается непосредственно с изверженными породами на глубине (т. е. магматогенно-гидротермальное происхождение). Такие растворы должны подниматься по трещинам во вмещающие осадочные породы, где может происходить отложение благодаря уже описанным процессам. Главными аргументами против этой теории можно считать отсутствие больших питающих каналов, обширную латеральную протяженность месторождений типа плато Колорадо и повсеместное отсутствие ассоциации с магматическими источниками.

Третья точка зрения объединяет две первые гипотезы, считая, что рудообразование происходило при смешении гидротермальных растворов и метеорных вод.

Исследования Розе [4], касающиеся медных месторождений этой ассоциации, привлекли внимание к их геологической связи с эвапоритами, которые могли поставлять богатые хлоридами грунтовые воды. В большинстве грунтовых вод с нормальными

Рис. 10.10. Диаграмма Eh—pH системы Cu—O—H—S—Cl при 25 °C ( $\Sigma M=10^{-4}$  M,  $Cl^- = 0,5$  M, в виде NaCl; границы видов меди при 10 M). Показаны также границы для некоторых минеральных видов, содержащих Fe и S; показана лишь устойчивость халькозина (по Розе [4], использовано с разрешения автора).



окислительными условиями растворимость меди менее  $1 \text{ млн}^{-1}$  при соответствующих значениях pH. Однако в растворах, содержащих хлориды, ионы меди образуют комплексы  $\text{CuCl}_2^-$  и  $\text{CuCl}_3^{2-}$ , которые допускают растворимость меди  $100 \text{ млн}^{-1}$  в  $0,5 \text{ M Cl}^-$  при pH 7,0 и средних значениях Eh. Как показано на рис. 10.10, комплекс  $\text{CuCl}_3^{2-}$  устойчив при pH/Eh-условиях, совместимых с присутствием гематита. Растворы, переносившие медь, считаются находившимися в равновесии с гематитом, кварцем, полевым шпатом и слюдой при температурах ниже  $\sim 75$  °C. Общие соотношения, приведенные на рис. 10.10 (при 25 °C), показывают, таким образом, что восстановление приведет к отложению меди и сульфидов меди.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Fischer R. P., The uranium and vanadium deposits of the Colorado Plateau region, In J. D. Ridge, ed., Ore Deposits of the United States 1933/67, A.I.M.E., New York, pp. 735—746, 1968.
2. Granger H. C., Warren C. G., Zoning in the altered tongue associated with roll-type uranium deposits, In Formation of Uranium Ore Deposits, Proceedings of the Symposium on the Formation of Uranium Ore Deposits, International Atomic Energy Agency, Vienna, International Atomic Energy Agency, pp. 185—200, 1974.
3. Kimberley M. M., ed., Uranium Deposits, Their Mineralogy and Origin, Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook, 3, 1978.
4. Rose A. W., The effect of cuprous chloride complexes in the origin of Red-bed copper and related deposits, Econ. Geol., 71, 1036—1044, 1976.
5. Woodward L. A., Kaufman W. H., Schumacher O. L., Talbot L. W., Strata-bound copper deposits in Triassic sandstone of Sierra Nacimiento, New Mexico, Econ. Geol., 69, 108—120, 1974.



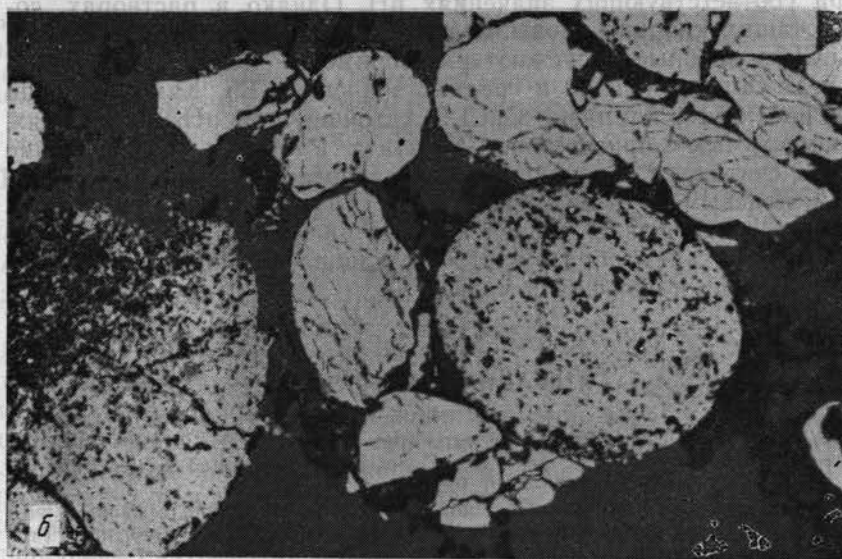
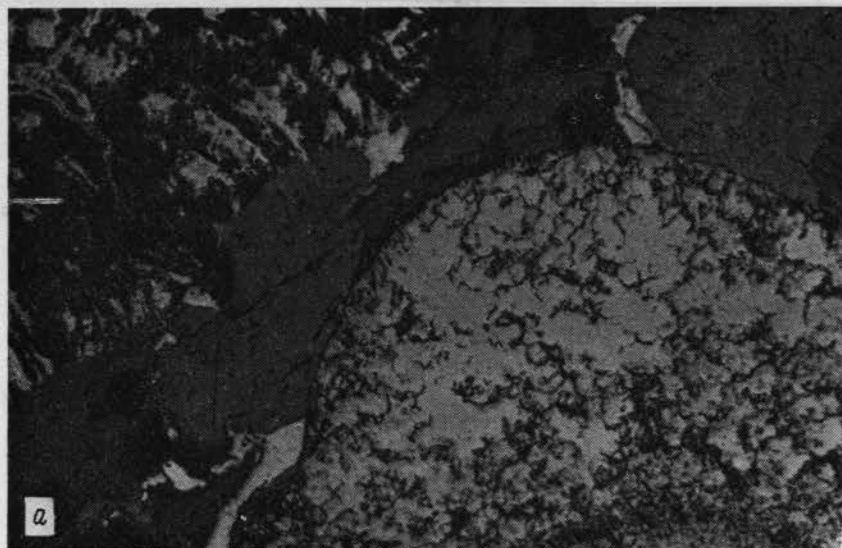
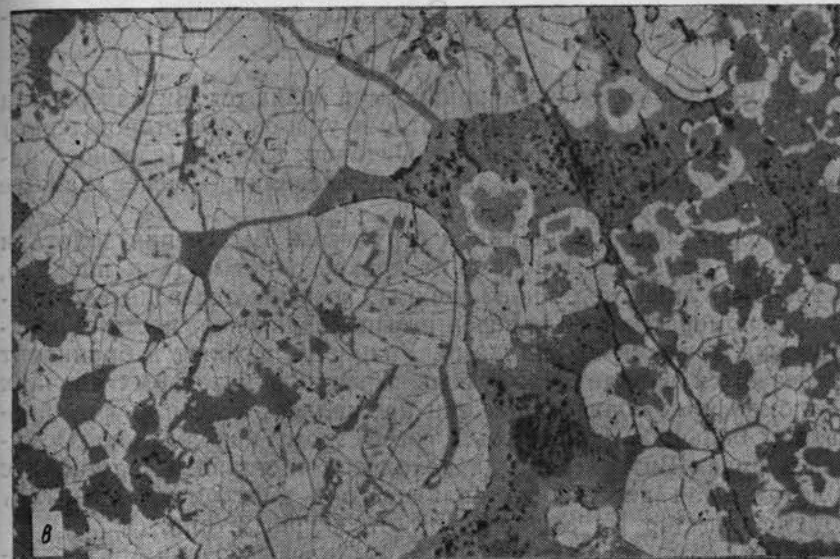


Рис. 10.11. *a* — самородное золото (светло-серое), расположенное по краям зерен кварца и агрегатов пирита. Витватерсранд, Южная Африка; *б* — пирит аллогенного и конкреционного аутигенного структурных типов. Витватерсранд, Южная Африка; *в* — колломорфный уранинит и ассоциирующийся с ним тонкозернистый пирит (ширина поля зрения на всех трех рисунках 2000 мкм).



### 10.5. Золото-урановые руды в конгломератах

#### Минералогия

Главный минерал — пирит; золото (в виде самородного с некоторым количеством серебра) может быть главным рудным минералом; уранинит, «тухолит» (ураноносный углеводород) или браннерит (сложный урансодержащий силикат) также могут быть главными по своему значению. Второстепенное промышленное значение может иметь осмирид OsIr.

Ассоциирующиеся сульфиды, не имеющие экономического значения, могут включать марказит, пирротин, сфалерит, галенит, молибденит; встречаются также арсениды и сульфоарсениды, содержащие Co и Ni.

Обломочные тяжелые минералы могут быть представлены хромитом и цирконом, ильменитом, магнетитом, рутилом и различными темновыми силикатами. Остальная часть руд сложена в основном кварцем и значительными количествами полевого шпата, серицита, хлорита и хлоритоида.

#### Условия нахождения

Золотые и урановые руды встречаются в виде вкрапленности в пластах и линзах грубозернистых конгломератов, являющихся частью песчаных серий. Обычно конгломераты представлены кварцевой галькой и имеют, очевидно, аллювиально-мелковод-

но-дельтовое происхождение. Основные проявления имеют докембрийский возраст.

#### Примеры

Двумя очень важными примерами являются Витватерсранд в Южной Африке (главное золотое и урановое месторождение) и Эллиот-Лейк (Блайнд-Ривер), Онтарио, Канада (главное урановое месторождение); Жакобина, Бразилия, — менее важное золоторудное месторождение.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Выделения золота и минералы урана, обычно весьма тонкозернистые (как правило, различимы лишь под микроскопом), встречаются в интерстициях конгломератов в виде зерен и выполнения пор, местами представлены тонкими прожилками. Уранинит, тухолит и браннерит встречаются в виде обломочных зерен и в некоторых случаях колломорфных образований или прожилков; золото и уран проявляют большую склонность к совместному нахождению. Осмирид в рудах Витватерсранда находится частично в сростании с золотом. Для пирита, составляющего в конгломерате 2—12% объема, Рамдор [7] выделил три структурных типа:

- 1) аллогенный, обладающий округлыми очертаниями и однородным гомогенным внутренним строением;
- 2) конкреционно-аутигенный, обладающий обломочной текстурой.

3) преобразованно-аутигенный.

Обзор минералогии руд Витватерсранда дан Фитером и Коемом [2]. Примеры структурных разновидностей пирита и выделений золота в рудах Витватерсранда приведены на рис. 10.11, а, б. Более крупные рудные концентрации обычны там, где конгломераты имеют наибольшую мощность. В рудах Витватерсранда содержание серебра в золоте характеризуется систематическими вариациями (от ~5 до 16 вес. %), уменьшаясь с глубиной в каждой рудной линзе («риффе»). Высокие концентрации золота встречаются также в очень тонких углеродистых прослоях, причем возможно, что значительная часть золота в конгломератах представляет результат переработки такого материала.

**Происхождение руд.** Относительно происхождения этих руд известны три главные гипотезы:

1. Гипотеза россыпей. Рудные минералы извлекались при эрозии соседних областей, переносились и отлагались речными потоками совместно с конгломератами.

2. Гидротермальная гипотеза. Золото, уран и некоторые другие металлы привносились горячими водными растворами, поступающими из внешнего источника, такого, как интрузии изверженных пород.

3. Модифицированная гипотеза россыпей. Рудные минералы, отложившись в виде россыпей, в отдельных рудных телах местами были перераспределены.

Поскольку нахождение золота и минералов урана в виде прожилков свидетельствует о некотором изменении первичных структур руд, главные разногласия в трактовке происхождения руд существуют между модифицированной россыпной и гидротермальной гипотезами. Основная масса имеющихся в настоящее время доказательств свидетельствует в пользу модифицированной россыпной гипотезы происхождения этих месторождений.

Некоторые дополнительные данные, касающиеся происхождения месторождений Эллиот-Лейк и Витватерсранд, рассмотрены Дерри [1] и Преториусом [5, 6].

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Derry D. R., Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits, *Econ. Geol.*, 55, 906—927, 1960.
2. Feather C. E., Koen G. M., The mineralogy of the Witwatersrand reefs, *Mineral. Sci. Eng.*, 7, 189—224, 1975.
3. Hallbauer D. K., Utter T., Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent river deposits and the fossil placers of the Witwatersrand, *Mineral. Deposita* 12, 293—306, 1977.
4. Minetr W. E. L., A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in Proterozoic Witwatersrand sediments, *In* A. D. Maill, ed., *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 801—829, 1978.
5. Pretorius D. A., The depositional environment of the Witwatersrand goldfields: a chronological review of speculations and observations, *Mineral. Sci. Eng.*, 7, 18—47, 1975.
6. Pretorius D. A., The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits, *In* K. H. Wolf, ed., *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 7, pp. 29—88, 1976.
7. Ramdohr P., New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 61, 1—50, 1958.

#### 10.6. Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных и других осадочных породах

##### Минералогия

Главные минералы: галенит и сфалерит являются металлоносными рудными минералами. Барит и флюорит местами имеют промышленное значение. Пирит и марказит широко распространены, так же как и халькопирит, который иногда может иметь значение как источник меди.

Второстепенные минералы: сульфиды, которые могут встречаться в подчиненных количествах, включают вюртцит, гринокит, миллерит, бравоит, дигенит, борнит, ковеллин, энаргит, люцит. Различные окислы — гематит, куприт, лимонит; карбонаты — смитсонит, церуссит, малахит; сульфаты — англезит, ярозит  $[KFe_3(SO_4)_2(OH)_6]$  возникают в основном путем изменения главных сульфидов.

Жильные минералы: преобладают кальцит, доломит, арагонит и кварц. Могут встречаться также сидерит, анкерит и колломорфный кремнезем.

#### Условия нахождения

Руды почти всегда приурочены к осадочным карбонатным вмещающим породам, особенно к доломитам, а также к известнякам и магнезиальным известнякам. Они могут быть также найдены в ассоциирующихся песчаниках, сланцах или конгломератах. Многие более крупные рудные тела залегают в виде стратиформных масс (т. е. параллельно или почти параллельно слоистости), другие представлены жильными выполнениями (или иногда замещениями) вдоль трещин (обычно разломов или отдельности), которые могут пересекать слоистость. Часто вмещающая карбонатная порода является частью рифа (биогермы), и руды приурочены к определенным рифовым фациям. В других случаях руды могут встречаться в ассоциации с брекчиями обрушения, возникающими в результате растворения, в связи с карстом и с развитием водонесных палеогоризонтов.

#### Примеры

Наиболее важные примеры приурочены к палеозойским и мезозойским карбонатным осадочным породам, особенно в Северной Америке, Европе, СССР и Северной Африке. Главные области ранних разработок находились в триасовых осадочных породах Восточных Альп (отсюда название «альпийский тип») и в палеозойских осадочных породах верхней и средней частей долины Миссисипи в США (отсюда название «тип долины Миссисипи»). Среди месторождений долины Миссисипи ранее важную роль играло рудное поле «Три-Стейт» (на границе штатов Миссури — Канзас — Оклахома), затем оно уступило свое первенство Старому и Новому свинцовым поясам (Вирбернам-Тренд) юго-восточного Миссури. Другие главные североамериканские месторождения расположены в Южных Аппалачах, особенно в Теннесси, и в области Пайн-Пойнт, Северо-Западные территории, Канада. Месторождения Пеннин в Англии, хотя теперь разрабатываются ограниченно, были предметом многих научных исследований. Другие значительные европейские месторождения известны в центральной Ирландии и Силезии. Подобные свинцово-цинковые руды (например, Лайсвалль) находятся в нижнекембрийских и верхнедокембрийских песчаниках вдоль западной границы Балтийского щита в Норвегии и Швеции.

**Минеральный состав, структуры и последовательность образования.** Простые минеральные ассоциации, характерные для этих месторождений, сложены несколькими хорошо окристаллизованными минералами простого состава. Для галенита характерно низкое содержание серебра по сравнению с галенитом некоторых других руд (см. разд. 9.6); сфалерит обычно светлый с весьма изменчивыми, но, как правило, небольшими содер-

жаниями железа и марганца, замещающими цинк, и относительно высокими содержаниями кадмия (в некоторых случаях акцессорным минералом является гринокит  $CdS$ ).

Структуры руд, проявляющиеся в полированных шлифах и в более крупном масштабе, хотя и меняются от месторождения к месторождению, все-таки относительно простые. В более крупных рудных телах минералы встречаются в виде крупных неправильной формы поликристаллических агрегатов во вмещающей породе. Когда сульфиды образуют жилы или цемент брекчий, они могут быть сплошными или давать прекрасные примеры крустификации с развитием тонких симметричных или асимметричных полосок, параллельных зальбандам жил (см. рис. 8.4, а). В этих рудах чередующиеся полоски очень тонкозернистых сфалерита и вюртцита получили название скорлуповатой обманки (schalenblende). Колломорфные текстуры также обычны и в жильных, и в брекчиевых рудах, связанных с брекчированием при обрушении в результате растворения. Эти текстуры могут включать слоистое чередование сфалерита и вюртцита, галенита, пирита и марказита, других сульфидов и нерудных минералов. Свободный рост минералов на стенках полостей растворения может привести также к образованию крупных, хорошо образованных кристаллов. Значительная часть руд в этих месторождениях состоит поэтому из кристаллов, отложившихся в свободном пространстве один на другом. Примеры характерных текстур и структур показаны на рис. 10.12.

Последовательность образования минералов для этих месторождений может быть проиллюстрирована рядом примеров. На рис. 10.13 приведена диаграмма последовательности для месторождений Три-Стейт, основанная на исследованиях Хагни и Граве [5]. Хотя последовательность является обобщенной и некоторые положения противоречивы, она иллюстрирует повторяющийся характер этого типа минерализации (несколько периодов отложения сфалерита, в частности). Другой пример — Магмонт-Майн в юго-восточном Миссури, где Хагни и Трансингер [6] выделили три стадии минерализации: раннюю рассеянную минерализацию, стадию колломорфных сульфидов и стадию кристаллических сульфидов, кварца и кальцита в трещинах и пустотах. Перекрывание и повторное отложение сульфидов происходят в течение всего минералообразования с отложением галенита и халькопирита в течение шести интервалов, марказита и пирита — в течение четырех, доломита и кварца — в течение трех интервалов. В Южно-Пеннинском рудном поле, Англия, первичная сульфидная минералогия удивительно однообразна, и в ней проявляется устойчивая последовательность бравонит — богатый и бедный никелем пирит и марказит — халькопирит — галенит — сфалерит [8], сходная с последовательностью, обсуждавшейся и детально иллюстрированной в разд. 8.3.3; в то

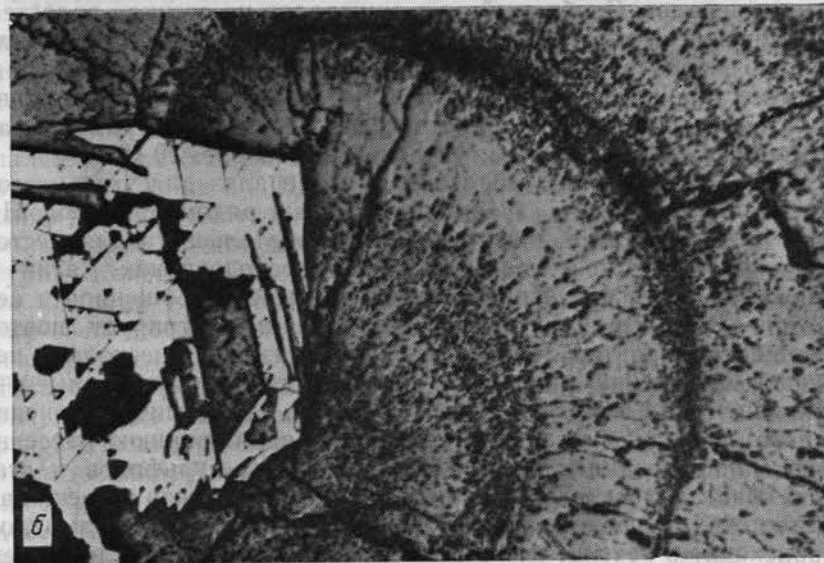
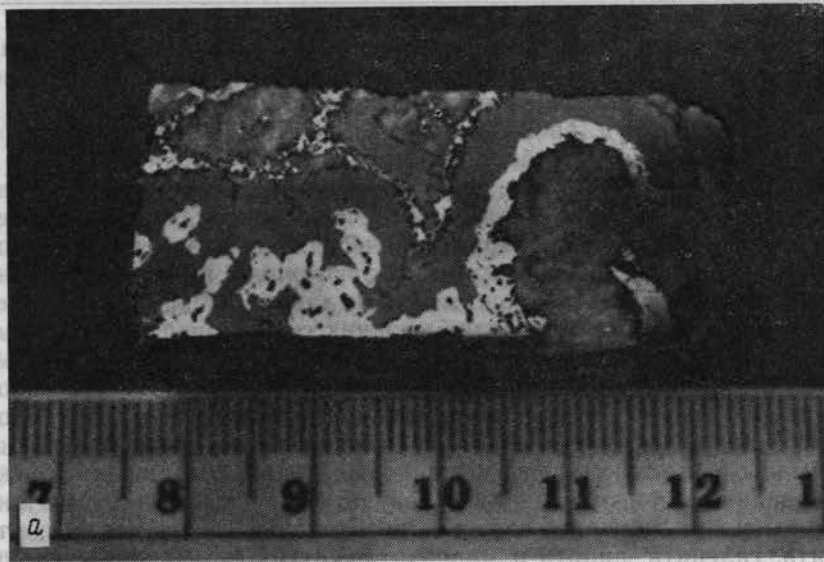


Рис. 10.12. Характерные текстуры свинцово-цинковых руд в карбонатных породах: *а* — кристификационный пирит (белое), обрастаемый сфалеритом и более поздней генерацией пирита с расположенным по краям дорудным и послерудным доломитом. Остинвилл, Виргиния (масштаб в сантиметрах); *б* — скелетный кристалл галенита (белое), обросший концентрически-полосчатым агрегатом сфалерита. Пайн-Пойнт, Северо-Западные территории (ширина поля зрения 2000 мкм); *в* — ксеноморфные выделения раннего пирита, ассоциирующиеся с поздним прожилком галенита в доломите. Остинвилл, Виргиния (ширина поля зрения 2000 мкм).

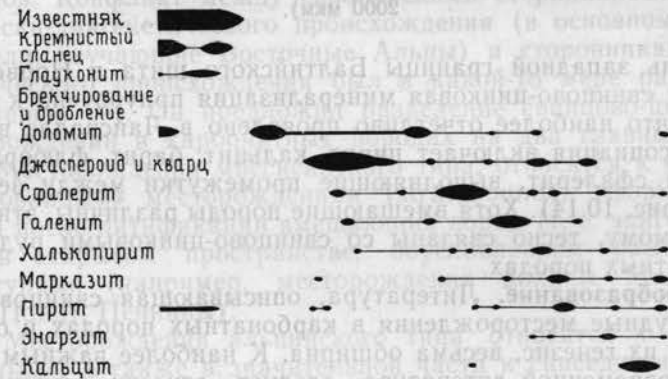
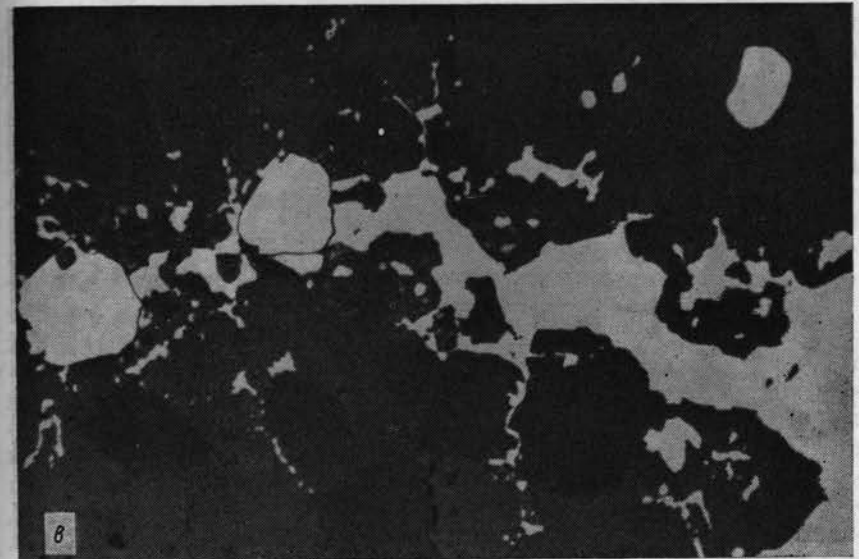


Рис. 10.13. Диаграмма последовательности минералообразования для рудных месторождений Три-Стейт (по R. Hagni и O. Grawe, Econ. Geol., 59, 455, 1964; с разрешения издательства).

же время в Северо-Пеннинском рудном поле [10] выявляются большие различия. Исследователи [8, 10] придают также большое значение никелю как второстепенному элементу минерализации «типа долины Миссисипи». Хотя главные минеральные ассоциации в этих рудных месторождениях простые и однообразные, обычно имеются доказательства зонального распределения второстепенных элементов.

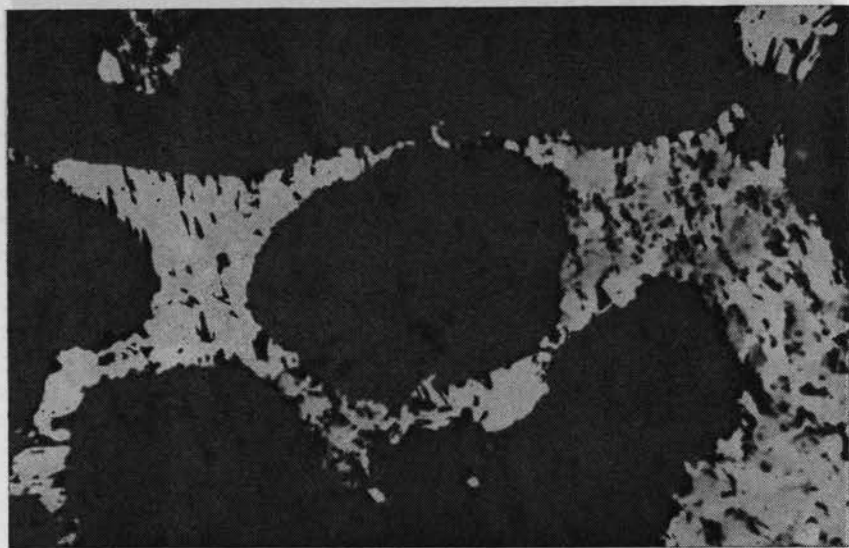


Рис. 10.14. Галенит (светло-серое) и сфалерит (серое), заполняющие промежутки между зернами кварца. Лайсвалль, Швеция (ширина поля зрения 2000 мкм).

Вдоль западной границы Балтийского щита в Норвегии и Швеции свинцово-цинковая минерализация приурочена к песчанникам, что наиболее отчетливо проявлено в Лайсвалле в Швеции. Ассоциация включает пирит, кальцит, барит, флюорит, галенит и сфалерит, выполняющие промежутки между зернами песка (рис. 10.14). Хотя вмещающие породы различны, эти руды, по-видимому, тесно связаны со свинцово-цинковыми рудами в карбонатных породах.

**Рудообразование.** Литература, описывающая свинцово-цинковые рудные месторождения в карбонатных породах и обсуждающая их генезис, весьма обширна. К наиболее важным работам в современной литературе следует отнести монографию Брауна [3] и исследования Билса и Джексона [2], Хейла [7], Брауна [4], Андерсона [1] и Сангстера [9]. Несмотря на достаточно широкое изучение этих руд, в вопросе об их происхождении остается много противоречий.

Характерная простая минералогия и локализация руд в карбонатной вмещающей породе (иногда в особых фациях, иногда в специфических тектонических или карстовых структурах) уже подчеркивались. Ясно, что руды жильного типа во многих случаях образовались в результате последовательного отложения из привносимых (преимущественно водных) растворов. Изучение газовой-жидких включений показало, что это были соленые рас-

творы, которые отлагали минералы при температурах ниже  $\sim 200^\circ\text{C}$ , часто ниже  $\sim 100^\circ\text{C}$ , но происхождение этих флюидов остается неясным. Что касается происхождения «стратиформных» рудных тел, то были предложены гипотезы от сингенетических до полностью эпигенетических. В 1970 г. Браун утверждал, что, по мнению североамериканских ученых, в генезисе руд «превалирующее значение имеет погребенный морской, но эпигенетический рудный флюид, вероятно, с небольшим привнесом из более глубоких источников» и что европейские геологи «почти поровну делятся на сторонников сингенетически-диагенетического и сторонников магматического эпигенетического происхождения».

С 1970 г. особое значение придавалось проблемам переноса и отложения сульфидов металлов. Многие считали, что погребенные рассолы могли переносить металлы (в виде хлоридных комплексов) и что смешение с богатым  $\text{H}_2\text{S}$  флюидом в среде известняков вызвало отложение сульфидов [2, 1]. Угледороды в известняках и сульфатредуцирующие бактерии упоминались как важные факторы превращения растворенных сульфатов в сульфиды, подчеркивалась также пространственная связь месторождений долины Миссисипи с источниками нефтеносных рассолов. Конфликт между европейскими сторонниками сингенетически-диагенетического происхождения (в основном исследователи, изучающие Восточные Альпы) и сторонниками эпигенетического происхождения был в какой-то мере разъясен Сангстером [9]. Он предложил разделение свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах на два главных типа:

1. Месторождения миссисипского типа, относятся к «стратифицированным» месторождениям (stratabound), сформировавшимся после литификации вмещающих пород (т. е. эпигенетически) в открытом пространстве, обусловленном различными структурами (например, месторождения долины Миссисипи, Пайн-Пойнт, Пеннины).

2. Месторождения альпийского типа относятся к «стратиформным», а также в значительной части к синседиментационным. Здесь первоначальный источник руд рассматривается как одновременный с вмещающими породами и связанный с субмаринным вулканизмом. Ремобилизация могла привести к концентрации этих руд и появлению эпигенетических признаков (например, Восточные Альпы, центральная Ирландия).

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Anderson G. M., Precipitation of Mississippi Valley-type ores, *Econ. Geol.*, 70, 937—942, 1975.
2. Beales F. W., Jackson S. A., Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point orefield, *Trans. Inst. Min. Metall.*, B75, 278—285, 1966.

3. *Brown J. S.*, ed., Genesis of Stratiform Lead-Zinc-Barite-Fluorite Deposits: A Symposium, Econ. Geol. Monograph 3, 1967.
4. *Brown J. S.*, Mississippi Valley-type lead-zinc ores, Mineral. Deposita, 5, 103—119, 1970.
5. *Hagni R. D.*, Tri-state ore deposits: the character of their host rocks and their genesis, In *K. H. Wolf*, ed., Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits, 6, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, pp. 457—494, 1976.
6. *Hagni R. D.*, *Trancynger T. C.*, Sequence of deposition of the ore minerals at the Magmont Mine, Viburnum Trend, Southeast Missouri, Econ. Geol., 72, 451—463, 1977.
7. *Heyl A. V.*, Some aspects of genesis of zinc-lead barite-fluorite deposits in the Mississippi Valley, U.S.A., Trans. Am. Inst. Min. Metall. Eng., 78, B148—B160, 1969.
8. *Ixer R. A.*, *Townley R.*, The sulphide mineralogy and paragenesis of the South Pennine Orefield, England, Mercian. Geol., 7, 51—63, 1979.
9. *Sangster D. F.*, Carbonate hosted lead-zinc deposits, In *K. H. Wolf*, ed., Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 6, 447—465, 1976.
10. *Vaughan D. J.*, *Ixer R. A.*, Studies of the sulphide mineralogy of North Pennine ores and its contribution to genetic models, Trans. Inst. Min. Metall., 89, B99—B109, 1980.

### 10.7. Стратиформные полиметаллические сульфидные руды в осадочных породах

#### Минералогия

Главные минералы: пирит; халькопирит или галенит и сфалерит; в некоторых рудах главными минералами могут быть пирротин, борнит, халькозин (также дигенит, джарлеит) или даже самородная медь, а сульфиды (карролит) или сульфоарсенид кобальта могут иметь промышленное значение. Кобальт как изоморфный элемент содержится также в пирите.

Второстепенные минералы: арсенопирит, тетраэдрит, самородный висмут, висмутин, аргентит, никелин; могут встречаться молибденит, ковеллин и другие сульфиды.

Жильные минералы: карбонаты, барит, флюорит.

#### Условия нахождения

Руды представлены вкрапленными до сплошных стратиформными сульфидными разновидностями, залегающими обычно согласно с осадочными сериями, в которых они находятся; постепенно переходят в руды, рассматриваемые в разд. 10.8. Вмещающей породой может быть черный сланец, доломит или реже песчанистые образования (кварциты); могут обладать значительной латеральной протяженностью. Вмещающие осадочные породы или не нарушены или претерпели умеренные складчатость и метаморфизм.

#### Примеры

Месторождения медистых сланцев: Марл-Слейт в Северной Европе; Медный пояс Замбии и Заира; Уайт-Пайн в Мичигане,

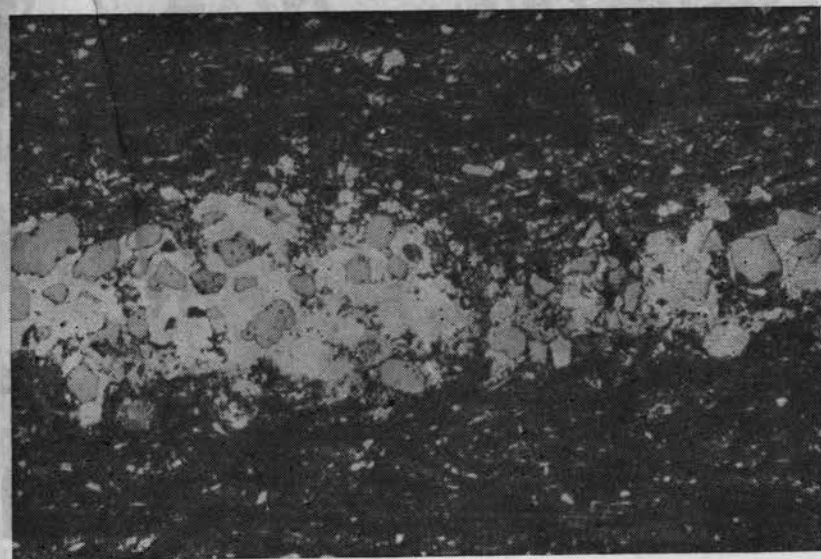


Рис. 10.15. Линза тонкозернистого пирита с подчиненным халькопиритом; светло-серые гипидиоморфные зерна — кварц. Марл-Слейт, Северная Англия (ширина поля зрения 300 мкм).

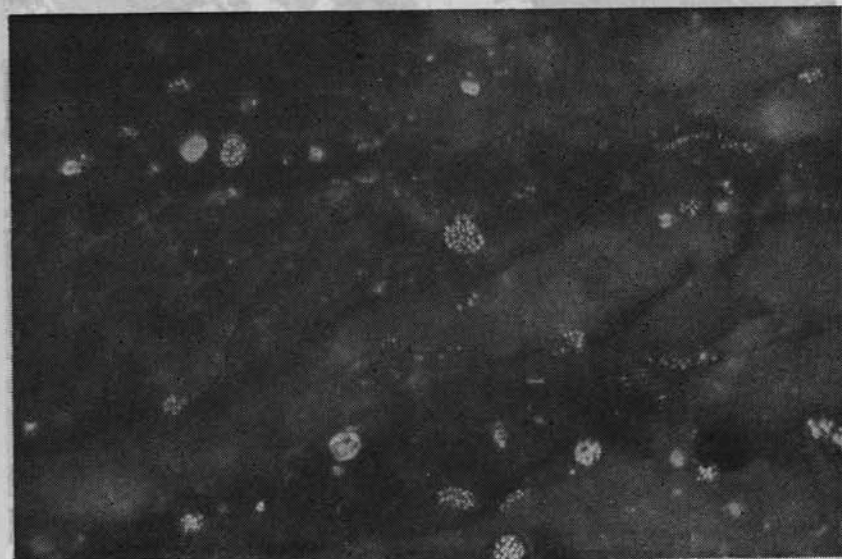


Рис. 10.16. Рассеянная вкрапленность фрамбондов пирита в доломите. Марл-Слейт, Северная Англия (ширина поля зрения 300 мкм).

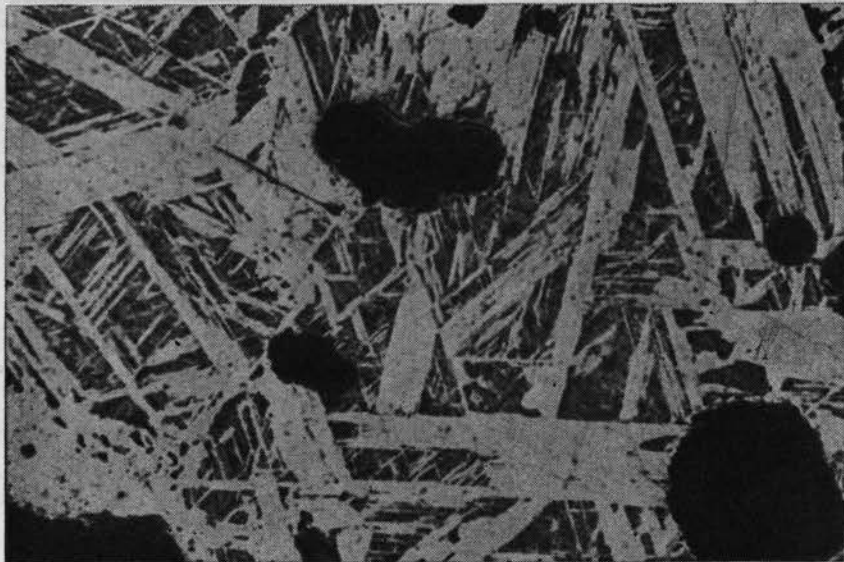


Рис. 10.17. Срастания борнита (темно-серое) и халькозина (светло-серое), образовавшиеся в результате распада первоначально гомогенного твердого раствора. Колвези, Шаба, Заир (ширина поля зрения 300 мкм).

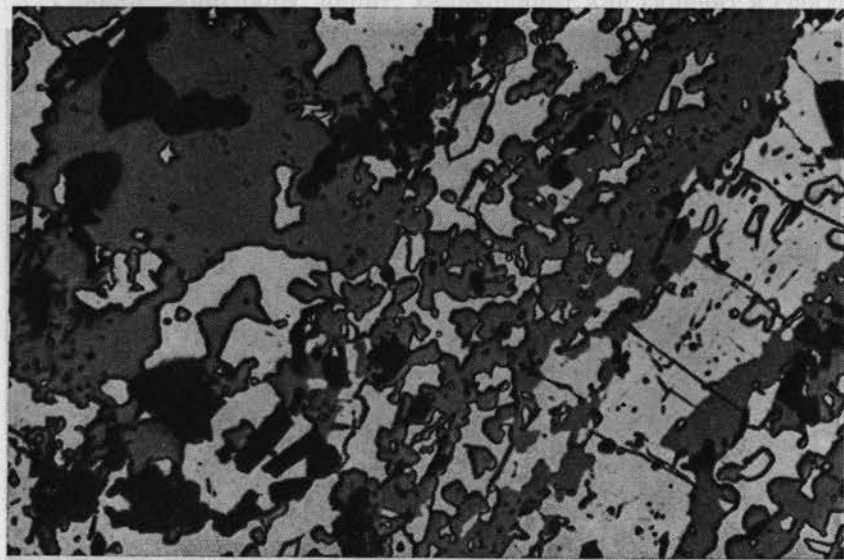


Рис. 10.18. Первичная полосчатость отложения, сохранившаяся при метаморфизме. Перекристаллизация в рудах, при которой первичные галенит с подчиненным пирротинном и сфалерит сопровождаются в полоске ростом слюды (темные пластинки). Салливан, Британская Колумбия (ширина поля зрения 2000 мкм).

США; Селвин-Бейсин, Юкон, Канада; Маунт-Айза и Брокен-Хилл в Австралии.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Для рудных минералов этой ассоциации характерна тонкозернистая структура и рассеянное распределение во вмещающей породе, часто в виде линзочек, согласных со слоистостью (рис. 10.15). Типичной структурой, наблюдаемой в сульфидах, особенно пирите, являются фрамбоиды (рис. 10.16). Обычны также колломорфные структуры в пирите, галените и сфалерите. Большинство сульфидов встречаются в виде ксеноморфных зерен, но пирит один из немногих сульфидов, которые могут быть идиоморфными. Рудные минералы обычно встречаются в виде беспорядочных агрегатов, хотя среди сульфидов меди, а также железа и меди встречаются структуры тесных сростаний, включающих пластинки, пересекающиеся веретенца или мирмекиты. Срастания борнита и халькопирита, несомненно, возникают при распаде твердых растворов; срастания такого же типа характерны для борнита с халькозином или другими сульфидами меди (рис. 10.17) (точная диагностика многих сульфидов меди в этих рудах никогда не контролировалась). Некоторые руды этого типа, подвергшиеся наибольшему деформациям, содержат очень мелкие минерализованные прожилки.

Важной особенностью этих руд является зональное распределение металлов как в региональном, так и в более локальном масштабе. Например, в месторождении Уайт-Пайн в рудах, залегающих во вмещающих глинистых сланцах, стратиграфически вверх по разрезу наблюдается определенная последовательность: медь — халькозин — борнит — халькопирит — пирит [2]. В некоторых месторождениях Замбии последовательность борнит — халькопирит — пирит связана с концентрацией сингенетических сульфидов в глинистых сланцах, отлагавшихся во все более глубоководных условиях [3].

Метаморфизм стратифицированных осадочных руд часто приводит к их перекристаллизации с сохранением их внутренней стратифицированной природы. Об этом свидетельствуют развитие в сульфидах более равномерно-крупнозернистых структур и появление слюды (рис. 10.18). В результате интенсивного метаморфизма происходит нарушение тонкослоистой текстуры и развитие структур, описанных в разд. 10.9.

**Происхождение руд.** Генезис рудных месторождений этого типа все еще относится к дискуссионным вопросам. Четко выраженный слоистый характер руд привел ряд авторов к предположению, что они представляют собой непосредственно отложенные богатые сульфидами осадки (т. е. являются сингенетическими). Застойные условия в бассейне отложения сочетались с притоком металлов из источника, подвергшегося эрозии, и способствовали образованию руд и их зональному распределению.

нию. Поступление достаточного количества металлов обычно объясняется предположением об участии в процессе субмаринных вулканических источников.

Противоположное мнение о происхождении основано на предположении, что руды были отложены минерализованными растворами после образования осадков (т. е. являются эпигенетическими) с избирательным замещением и образованием псевдоморфоз по характерным осадочным структурам. Обычно в этом случае считается, что металлы выщелачивались из вмещающих пород солеными растворами, связанными с соседними эвапоритовыми толщами. Так, Браун [2] предположил, что медная минерализация в сланцах Нонсач месторождения Уайт-Пойнт возникла благодаря замещению ранее существовавших сульфидов железа богатыми медью растворами, мигрировавшими кверху из подстилающих конгломератов Колпер-Харбор. Детальная аргументация за и против различных гипотез, включающих почти все представления, промежуточные по отношению к двум крайним взглядам, может быть получена из рекомендуемой литературы (например, [3, 1, 4, 2]). Мало оснований предполагать, что все месторождения этой группы имеют одинаковое происхождение, хотя стоит отметить, что при объяснении происхождения большинства ненарушенных руд этого типа большое значение придается роли химического превращения и замещения в процессе диагенеза (например, [5]).

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Bartholomé P., ed., Gisements Stratiformes et Provinces Cuprifères, Société Géologique de Belgique, Liège, 1974.
2. Brown A., Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan, *Econ. Geol.*, **66**, 543—573, 1971.
3. Fleischer V. D., Garlick W. G., Haldane R., Geology of the Zambian Copperbelt, In W. H. Wolf, ed., *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam, **6**, 223—352, 1976.
4. Jung W., Knitzschle G., Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer Deposit in the Southeast Harz Foreland, In K. H. Wolf, ed., *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam, **6**, 353—406, 1976.
5. Turner P., Vaughan D. J., Whitehouse K. J., Dolomitization and the mineralization of the Marl Slate (N. E. England), *Mineral. Deposita*, **13**, 245—258, 1978.

#### 10.8. Медно-железо-цинковые ассоциации<sup>1</sup> в вулканических обстановках

##### Минералогия

Главные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит; в некоторых рудах пирротин или галенит.

<sup>1</sup> В советской литературе принято название «колчеданные» и «медно-цинково-колчеданные» месторождения. — *Прим. ред.*

Второстепенные минералы: борнит, тетраэдрит, электрум, арсенопирит, марказит, кубанит, висмут, медно-свинцово-висмут-серебряные сульфосоли, касситерит и многие другие в виде примеси.

##### Условия нахождения

Сплошные или вкрапленные стратиформные сульфидные руды в вулканогенно-осадочных сериях, изменяющихся от офиолитовых комплексов (месторождения массива Троодос на Кипре) фельзитовых туфов, лав и интрузий под морским дном (месторождения типа Куроко) до аргиллитов и сланцев с небольшим количеством непосредственно ассоциирующегося вулканического материала (месторождения типа Бесси).

##### Примеры

Месторождения типа Куроко и Бесси в Японии; Тимминс, Онтарио; Батерст, Нью-Брансуик; Салливан, Британская Колумбия; Флин-Флон, Манитоба — Саскачеван; Норанда, Квебек; Маунт-Лайелл, Австралия; Рио-Тинто, Испания; Скандинавские каледониды; Авока, Ирландия; Парис-Маунтин, Уэльс; месторождения массива Троодос, Кипр; Беттс-Кав, Ньюфаундленд; современные месторождения Красного моря и Восточно-Тихоокеанского поднятия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Месторождения варьируют от залежей в мощных вулканических сериях, таких, как руды Куроко в Японии и руды, непосредственно связанные с вулканическими жерлами (Вануа-Леву, Фиджи), до оруденения, связанного с офиолитовыми комплексами (Кипр; Беттс-Кав, Ньюфаундленд), и до руд, отложенных в основном в осадочных сериях (месторождения Бесси в Японии) и сериях, не содержащих явных вулканитов (Салливан, Британская Колумбия). Они переходят, таким образом, в руды, описанные в разд. 10.7. Несмотря на различные геологические позиции, в которых находятся эти руды, между наблюдаемыми типами руд проявляется сходство. Во многих месторождениях выявляется зональность и различаются три главных типа руд. Распределение первичных минералов в рудах Куроко показано на рис. 10.19 и 10.20. И хотя далее описаны обычные характерные руды месторождений Куроко, в большинстве или даже во всех месторождениях этого класса развиты руды такого типа лишь с небольшими вариациями. Эти руды, переходящие, по-видимому, в описанные в разд. 10.7, часто рассматриваются по соотношению в них Cu, Pb и Zn, как это показано на рис. 10.21. Плимер [9] считал, что изменения от преобладания Cu до преобладания Zn и Pb соответствуют последовательности отложения во времени и расстоянию от вулканического источника, т. е. указывают на принадлежность руд к проксимальным приближенным или дистальным (отдаленным). Джамбор [5] развил эту тему и предложил классификацию месторождений района Батерст, Канада, осно-



ванную на их установленном или предполагаемом удалении от питающих каналов и позиции сульфидной кристаллизации (автохтонная или аллохтонная).

Хотя руды вулканических месторождений являются членами одной группы, обычно наблюдается несколько специфических типов руд; ниже приведено краткое описание этих типов.

**Пиритовый (кипрский) тип.** Эти руды, связанные с офиолитовыми комплексами, сложены пиритом, образующим массивные полосчатые и обломочные текстуры, а также небольшими количествами интерстициального халькопирита и других сульфидов полиметаллов. Пирит представлен агрегатами ксеноморфных до идиоморфных, обычно зональных зерен, колломорфно полосчатыми массами или фрамбоидами. Марказит присутствует совместно с пиритом и часто, по-видимому, замещает пирит. Халькопирит встречается в виде ксеноморфных интерстициальных

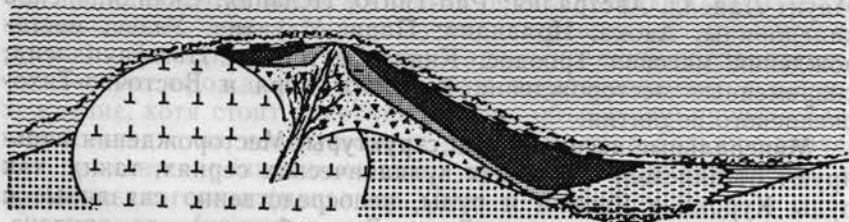


Рис. 10.19. Схематический разрез типичного месторождения Куроко (по Т. Sato, Geology of Kuroko Deposits, Soc. Mining Geol. Japan, 1974, p. 2; использовано с разрешения издательства). Стратиформные руды (1—3): 1 — баритовая руда; 2 — галенит-сфалерит-барит (халькопирит-пиритовая) руда (черная руда); 3 — пирит-халькопиритовая руда (желтая руда); 4 — пирит-халькопирит-кварцевая руда; 5 — штокверковая руда (кремнистая руда); 6 — гипсовая руда; 7 — глина; 8 — кислый туф; 9 — купол «белого риолита»; 10 — пирит-халькопирит-кварцевые прожилки; 11 — железисто-кремнистая зона; 12 — брекчия кислого туфа.

	Кремнистая руда	Желтая руда	Черная руда
Пирит	■	■	■
Халькопирит	■	■	■
Сфалерит	---	---	■
Галенит			■
Минералы группы тетраэдрита			■
Аргентит			---
Электрум			---
Гематит			■
Кварц	■		
Барит			■
Апатит			■
Серицит	---	---	---
Mg-хлорит	---	---	---
Fe-хлорит	---	---	---
Колломорфная структура			
Реликтовая структура			
пирокластов			
	Нижне ←		→ Выше

Рис. 10.20. Распределение главных рудных и жильных минералов в месторождениях типа Куроко.

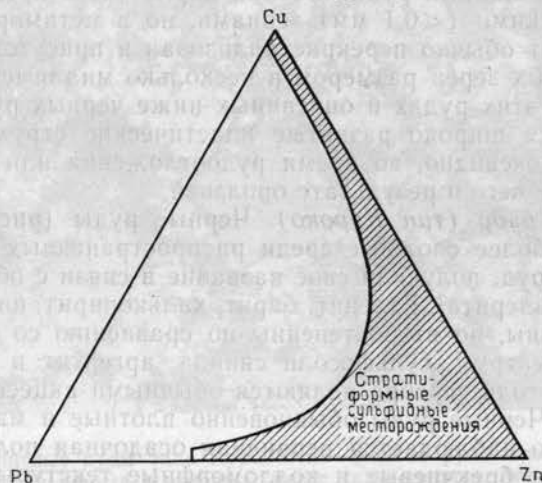


Рис. 10.21. Диаграмма отношений медь—свинец—цинк, наблюдаемых в стратиформных месторождениях сульфидных руд. Намечается тенденция от преобладания в рудах меди к преобладанию в них цинка и свинца и цинка по мере удаления от вулканического источника.

зерен и включений в пирите; сфалерит характеризуется аналогичными формами проявления, но развит в меньших количествах. Вторичные ковеллин, дигенит, халькозин и борнит встречаются в виде кайм на пирите и халькопирите и вдоль трещин в этих минералах.

**Кремнистая руда (тип Кейко месторождений Куроко).** Эти руды являются корневыми частями, представлены жилами и штокверками и состоят главным образом из пирита, халькопирита и кварца с незначительным количеством сфалерита, галенита и тетраэдрита. Пирит встречается в виде идиоморфных зерен, гипидиоморфнозернистых прожилков и колломорфных масс. Остальные минералы являются второстепенными и встречаются в виде ксеноморфных интерстициальных зерен в агрегатах пирита и жильных минералах. Скотт (личное сообщение, 1980) заметил, что в месторождениях Куроко присутствует также черная кремнистая руда, сложенная сфалеритом и галенитом.

**Желтая руда (тип Око месторождений Куроко).** Этот тип характеризуется в штуфах и полированных шлифах ярким желтым цветом, обусловленным присутствием халькопирита в интерстициях преобладающих идиоморфных и ксеноморфных зерен пирита (рис. 10,22, а). Подчиненные количества сфалерита, галенита, тетраэдрита и сульфосолей свинца и незначительные количества электрума рассеяны среди главных сульфидов. В неметаморфизованных рудных телах пирит часто представлен довольно мелкими ( $<0,1$  мм) зернами, но в метаморфизованных рудах пирит обычно перекристаллизован и присутствует в виде идиоморфных зерен размером в несколько миллиметров в поперечнике. В этих рудах и описанных ниже черных рудах обычно проявляются широко развитые кластические структуры, образующиеся, очевидно, во время рудоотложения или непосредственно после него в результате оползней.

**Черная руда (тип Куроко).** Черные руды (рис. 10,22, б и 7.4, в), наиболее сложные среди распространенных вулканогенных типов руд, получили свое название в связи с обилием в них черного сфалерита<sup>1</sup>. Галенит, барит, халькопирит, пирит и тетраэдрит обычны, но второстепенны по сравнению со сфалеритом. Борнит, электрум, сульфосоли свинца, аргентит и разнообразные сульфосоли серебра являются обычными акцессорными минералами. Черные руды обыкновенно плотные и массивные, но в них часто наблюдается первичная осадочная полосчатость и встречаются брекчиевые и колломорфные текстуры. В неметаморфизованных рудах пирит встречается в виде фрамбоидов,

<sup>1</sup> Здесь, очевидно, вкралась ошибка — цвет руд обусловлен тонкозернистым срастанием сфалерита с галенитом и баритом. Сфалерит не может быть черным, так как содержание в нем  $FeS < 1\%$  (см. *Urabe, Sato, Econ. Geol.*, 1978, No. 2). — *Прим. ред.*

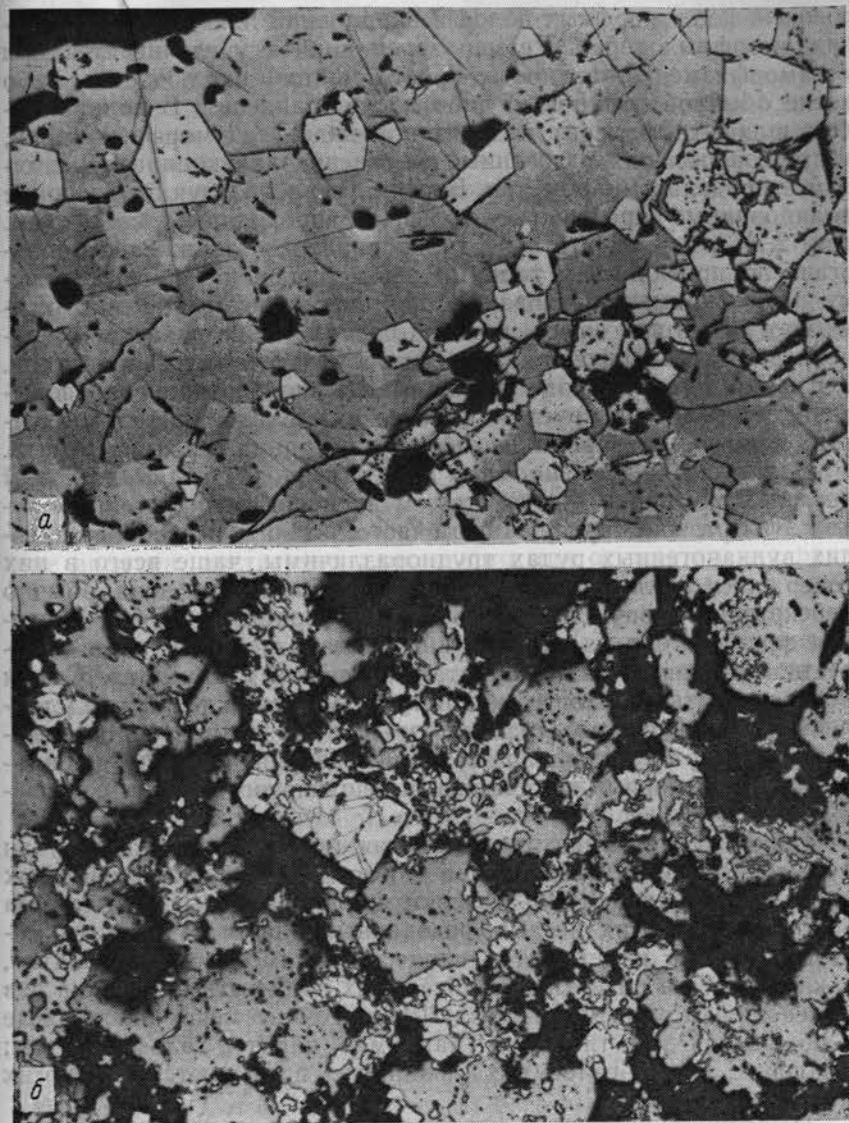


Рис. 10.22. Типичные руды типа Куроко: а — желтая руда, сложенная идиоморфными зернами пирита в основной массе халькопирита. Айнаи-Майн, Япония; б — черная руда, сложенная сфалеритом и галенитом, образующими не-закономерные срастания, с находящимися среди них идиоморфными и ксеноморфными зернами пирита. Фурутобе-Майн, Япония (ширина поля зрения на обоих рисунках 2000 мкм).

розочек, колломорфных полос и вкрапленных идиоморфных и гипидиоморфных зерен. Размер зерен пирита увеличивается при метаморфизме, зональность роста часто наблюдается либо после обычной полировки, либо после травления. В полированных шлифах сфалерит находится в виде ксеноморфных зерен, часто содержащих рассеянные включения халькопирита размером в пределах микрометра. Бартон [1], используя двусторонне полированные прозрачные шлифы в проходящем свете (см. рис. 2.7), показал, что это «халькопиритовое заражение» представлено прутиками и тонкими червеобразными, мирмекитовыми выделениями, образовавшимися, возможно, путем эпитактического роста или замещения. Он описал также развитие в сфалерите и тетраэдрите зональности роста и структур нарастания. Во время метаморфизма сфалерит обычно перекристаллизовывается и гомогенизируется, а рассеянный халькопирит концентрируется в виде зерен или кайм вдоль границ зерен сфалерита.

**Баритовая руда, гипсовая руда (секкоко) и железистый кремнистый сланец (тетсусеки).** В японских вулканогенных рудах эти три зоны присутствуют часто, но во многих более древних вулканогенных рудах трудноразличимы, чаще всего в них содержится мало рудных минералов. Баритовая зона обычно перекрывает черную руду и состоит из слоистого барита. Гипсовая зона состоит из гипса и ангидрита с подчиненными количествами пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Самая верхняя часть многих вулканогенных месторождений представлена сложной смесью туфового материала и криптокристаллического кварца, содержащей хлорит, серицит и пирит и окрашенной небольшими количествами чешуйчатого гематита в красный цвет.

Используемая выше терминология (кремнистая руда, черная руда и т. д.) была разработана для описания слабо измененных японских руд типа Куроко и поэтому не может быть приложена без изменений к их метаморфизованным аналогам в других местах. Главные изменения в процессе метаморфизма, вероятно, заключаются в развитии значительных количеств пирротина и в изменении структур (см. разд. 10.9). Тем не менее одинаковые и общие для всех типы руд (например, пирит с халькопиритом; сфалерит, пирит, галенит, халькопирит) встречаются во многих месторождениях.

Изучение газово-жидких включений [10] показало, что рудообразующие флюиды обычно не были очень концентрированными (менее 5 вес. % NaCl-эквивалента), а температуры их не превышали 300 °C.

**Происхождение руд.** Руды, рассматриваемые в этом разделе, описывались как массивные пиритовые отложения, связанные с вулканизмом, стратифицированные массивные пиритовые сульфидные отложения и стратиформные сульфиды морской и вул-

каногенно-морской ассоциации [12]. Хотя степень связи с вулканическими процессами изменяется от руд в вулканических жерлах (Вануа-Леву, Фиджи) к переслаиванию руд с вулканическими кластическими образованиями и потоками (руды Куроко, Япония) и до нахождения руд в преобладающих терригенных осадочных породах (месторождения типа Бесси, Япония; Салливан, Британская Колумбия), происхождение руд, видимо, связано с субмаринной эксгальационной или гидротермальной деятельностью, сопряженной с вулканизмом трещинных зон морского дна. Согласно ранним взглядам, все или большая часть руд накапливались в результате «снегопада» весьма тонкозернистых сульфидов, образовавшихся при излиянии горячих растворов на морское дно, как это наблюдается при современном сульфидообразовании на острове Вулькано и вдоль гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия [3]. Текстуры рудных брекчий толковались как результат эксплозии пара и оползания мягких осадков. Бартон [1] указал, что трудно себе представить сохранение на морском дне температур 200—300 °C (по данным изучения газово-жидких включений) на больших площадях в течение времени, достаточно длительного для осуществления роста грубозернистых зональных сфалеритов. Он предположил, что по крайней мере часть сульфидов образовалась ниже морского дна либо при перекристаллизации ранних первичных сингенетических сульфидов, либо путем привноса горячего соленого гидротермального флюида в массу тонкозернистых сульфидов. Трещинообразование, залечивание трещинок, нарастания и брекчиевые текстуры показывают, что рост кристаллов продолжался эпизодически и чередовался с периодами оползнеобразования, кипения или эксплозивной деятельности. Более глубоко расположенные кремнистые пирит-халькопиритовые руды, выполняющие трещины, по-видимому, образовались путем отложения из гидротермальных растворов в зонах питающих каналов.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Barton P. B., Some ore textures involving sphalerite from the Furutobe Mine, Akita Prefecture, Japan, *Min. Geol. (Jap.)*, 28, 293—300, 1978.
2. Constantinou G., Govett G. J. S., Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits, *Econ. Geol.*, 68, 843—858, 1973.
3. Francheteau J. et al., Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise, *Nature*, 277, 523—528, 1979.
4. Ishihara S., ed., Geology of Kuroko Deposits, Special Issue No. 6, *Soc. Min. Geol. Japan*, 1974.
5. Jambor J. L., Mineralogical evaluation of proximal-distal features in New Brunswick massive-sulfide deposits, *Can. Mineral.*, 17, 649—664, 1979.
6. Lambert I. B., Sato T., The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features and metallogenesis, *Econ. Geol.*, 69, 1215—1236, 1974.
7. *Mining Geology (Japan)*, Vol. 28, No. 4 and 5 are devoted to studies of Kuroko-type ores, 1978.

8. Ohmoto H., Rye R. O., Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan, *Econ. Geol.*, 69, 947—953, 1974.
9. Plimer I. R., Proximal and distal stratabound ore deposits, *Mineral. Deposita*, 13, 345—353, 1978.
10. Roedder E., Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks, *In* K. H. Wolf, ed., *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 2, 67—110, 1976.
11. Shimazaki Y., Ore minerals in the Kuroko-type deposits, *in* S. Ishihara, ed., *Geology of Kuroko Deposits*, Special Issue No. 6, *Soc. Min. Geol. Japan*, 311—322, 1974.
12. Stanton R. L., *Ore Petrology*, McGraw-Hill, New York, 1972.
13. Tatsumi T., ed., *Volcanism and Ore Genesis*, University of Tokyo Press, 1970.

### 10.9. Рудные минералы массивных сульфидных руд в метаморфизованных породах<sup>1</sup>

#### Минералогия

Главные минералы: пирит, пирротин (гексагональная и моноклинная модификации), сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит.

Второстепенные минералы: кубанит, марказит, арсенопирит, магнетит, ильменит, макинавит.

#### Условия нахождения

В регионально метаморфизованных породах, особенно в вулканических сериях при умеренных и высоких ступенях метаморфизма.

#### Примеры

Дактаун, Теннесси; Оре-Ноб, Северная Каролина; Грейт-Госсан-Лид, Виргиния; Флин-Флон, Манитоба; Салливан, Британская Колумбия; Маунт-Айза, Брокен-Хилл, Австралия; Шеллфете, Швеция; Сулихельма и Рёрус, Норвегия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Немногие руды металлов обязаны своим происхождением региональному метаморфизму, но очень многие массивные сульфидные руды существенно изменены при метаморфизме. Минеральные ассоциации в этих рудах в основном зависят от первоначального (дометаморфического) минерального состава, а структуры зависят от первоначального строения и степени проявления термального и динамического метаморфизма. Наблюдаемые макроскопически эффекты регионального метаморфизма включают общее укрупнение размера зерен, развитие сланцеватости, складок волочения, изоклиальной складчатости с утонением крыльев складок и утолщением шарниров, разрыв складок, брекчирование и будинаж. Все эти характерные признаки деформации можно наблюдать в более мелком масштабе и под микроскопом (рис. 10.23, а), но, кроме того, в шлифах выявляются некоторые структурные

<sup>1</sup> Автор имеет в виду в основном колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. — *Прим. ред.*

детали и минералогические изменения. Часто в результате динамометаморфизма пластинчатые силикаты местами дробятся, а более вязкие сульфиды, особенно галенит, халькопирит, пирротин и сфалерит, выдавливаются в возникающие участки пониженного давления (рис. 10.23, б). В рудах, содержащих слюдистые минералы, сульфиды могут быть выжаты вдоль плоскостей спайности кристаллов слюды (рис. 10.23, в). В отличие от более вязких сульфидов более хрупкие сульфиды, такие, как пирит и арсенопирит, раскалываются при деформациях, поэтому можно наблюдать раздробленные кристаллические зерна, сцементированные более вязкими сульфидами, или даже обжатые линзовидные поликристаллические агрегаты. Воздействие давления выражается в развитии двойникования (если двойники уже были, то они деформируются), искривления плоскостей выкрашивания по спайности (особенно наблюдаемых в галените), полосчатости изгиба (kink-banding), волнистого погасания (рис. 7.17, 7.18 и 7.19), а также в искривлении рядов кристаллографически ориентированных включений (например, халькопирит в сфалерите). В пирите микромозаичные структуры развившиеся под действием умеренной деформации, невидимые после обычного полирования, могут быть выявлены с помощью травления (конц.  $\text{HNO}_3$ , с последующим кратким травлением 6М  $\text{HCl}$ )<sup>1</sup>.

Термальный метаморфизм в уже интенсивно деформированных рудах или происходящий одновременно с динамометаморфизмом обычно выражается в увеличении размера зерен и развитии в мономинеральных массах тройных сочленений зерен под углами  $120^\circ$ . Если присутствуют небольшие количества других минералов, перекристаллизация может проявляться в захвате небольших линзовидных зерен, которые располагаются по границам первоначальных зерен (рис. 10.23, г). В гетерогенных рудах, содержащих сульфиды железа, пирит перекристаллизуется до идиоморфных кубических порфиобластов, в то время как халькопирит, пирротин и сфалерит образуют изометричные ксеноморфные зерна. Если в зернах неметаморфизованного пирита обычно выявляется четкая зональность роста, то в метаморфизованном пирите обычно наблюдаются неправильной формы обрастания и лишь неполная зональность [11]. В рудах с преобладанием сульфида железа порфиобласты пирита имеют обычно  $1 \text{ см}^2$  в поперечнике, но в крайних случаях могут достигать 10—20 см в поперечнике (например, месторождение Дактаун, Теннесси).

Минералогические изменения в сульфидных рудах зависят от степени метаморфизма. При низкой степени метаморфизма

<sup>1</sup> Значительно эффективнее травление пирита насыщенным раствором конц.  $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$ . — *Прим. ред.*

<sup>2</sup> В книге явная опечатка — не сантиметров, а миллиметров. — *Прим. ред.*

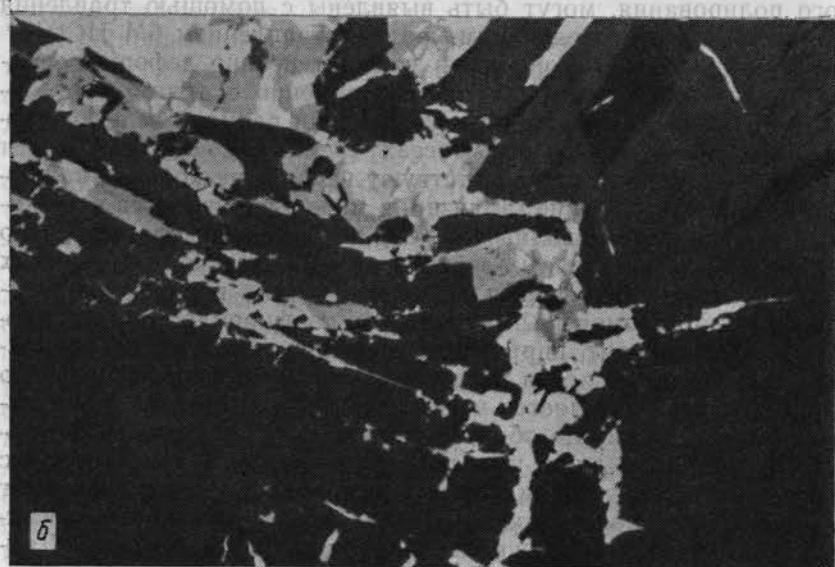
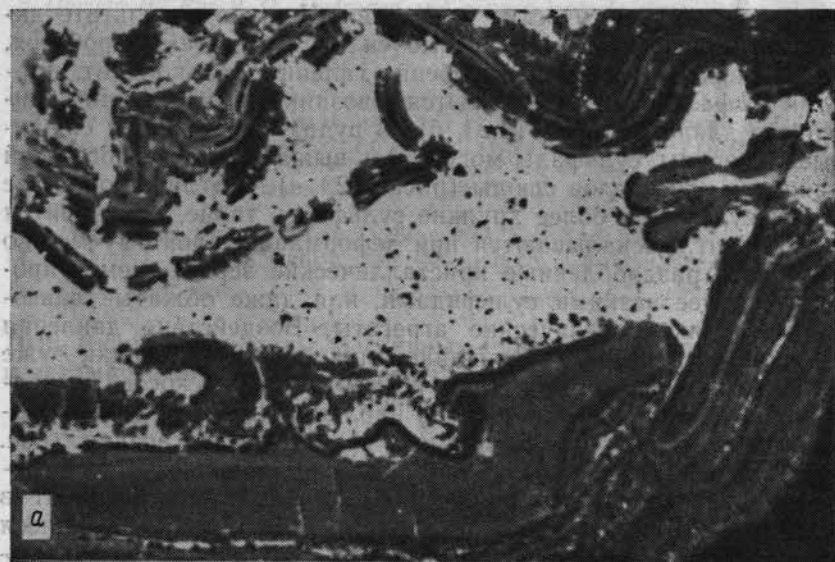
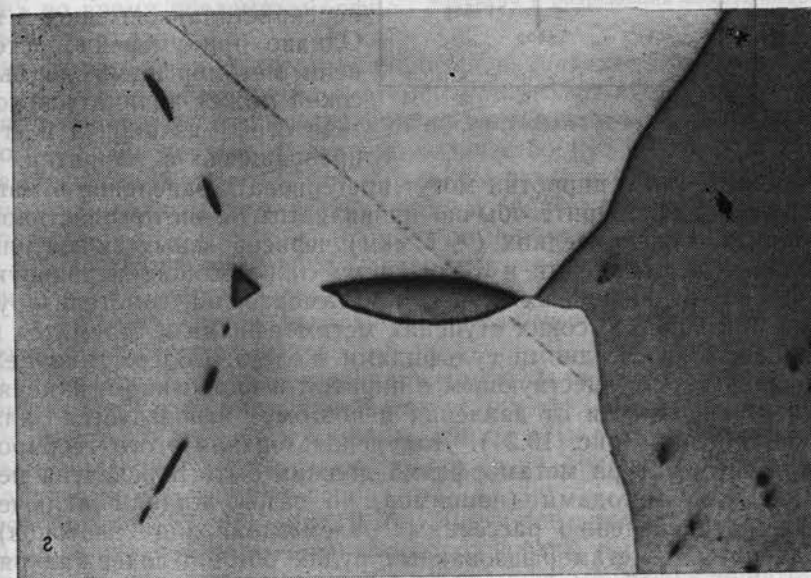


Рис. 10.23. Текстуры, наблюдаемые в метаморфизованных массивных сульфидах: *a* — сильная деформация и нарушение первичной полосчатости в переслаивающихся сфалерите (серое) и галените (белое). Маунт-Айза, Австралия (ширина поля зрения 8 см); *b* — халькопирит (белое) и сфалерит (светло-серое), внедрившиеся в раздробленные амфиболы. Грейт-Госсан-Лид, Виргиния (ширина поля зрения 700 мкм) (из Henry et al., *Econ. Geol.*, 74, 651, 1979; использовано с разрешения); *в* — пирротин, инъецированный вдоль спайности в де-



формированном биотите. Грейт-Госсан-Лид, Виргиния (ширина поля зрения 400 мкм); *z* — линзовидные включения галенита, определяющие границы зерен перекристаллизованного пирита, Минерал-Дистрикт, Виргиния (ширина поля зрения 520 мкм).

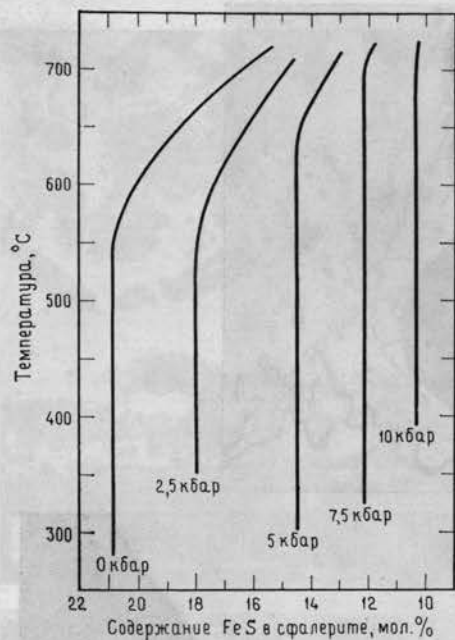


Рис. 10.24. Диаграмма содержания FeS в сфалерите, сосуществующем с пиритом и гексагональным пирротинном при давлениях 0; 2,5; 5; 7,5 и 10 кбар и температурах от 300 до 700 °C (по S. Scott, Amer. Mineral., 61, 662, 1976; использована с разрешения автора).

более устойчивые к последующим изменениям сульфиды (пирит, сфалерит, арсенопирит) стремятся сохранять свои первоначальные составы и структуры<sup>1</sup>, в то время как более мягкие сульфиды (халькопирит, пирротин и галенит) легко перекристаллизуются. Однако при умеренной степени метаморфизма до высокой может начинаться потеря серы из пирита и его превращение в пирротин, и

как пирит, так и пирротин могут претерпевать окисление в магнетит. В халькопирите обычно проявляется развитие пластинок кубанита и очень мелких (~1 мкм) червеобразных включений макинавита. Сфалерит и тетраэдрит, сохраняющие первичную зональность при низких ступенях метаморфизма, гомогенизируются при более высоких ступенях метаморфизма и стремятся к равновесию с соседними сульфидами железа. Содержание FeS в сфалерите, сосуществующем с пиритом и пирротинном, изменяется в зависимости от давления и поэтому используется для геобарометрии (рис. 10.24). Для использования этого геобарометра температура метаморфизма должна быть определена независимыми методами (например, по газовой-жидким включениям, распределению рассеянных элементов или изотопов). Сфалериты в метаморфизованных рудах обычно содержат ряды мелких (<5 мкм) включений халькопирита, являющихся, по-видимому, остатками «халькопиритового заражения» в первичных сростаниях. Во время перекристаллизации небольшие халькопиритовые включения стремятся концентрироваться и соединяться вдоль границ зерен. Экспериментальные исследования [2] показали, что ниже 500 °C растворимость CuS в сфалерите очень мала, поэтому халькопирит не оказывает влияния

<sup>1</sup> В отношении сфалерита это неверно, так как он претерпевает перекристаллизацию даже при зеленосланцевой фации метаморфизма. — Прим. ред.

на использование сфалеритового геобарометра. И все-таки сфалериты, содержащие халькопирит, часто дают аномальные оценки давления, возможно, в связи с тем, что присутствие меди способствует достижению нового состояния равновесия при низкой температуре, поэтому при геобарометрических исследованиях следует избегать таких сфалеритов.

Кроме того, Бартон и Скиннер [1] предположили, что достижение сфалеритом нового состояния равновесия путем направленной наружу диффузии FeS во время послеметаморфического охлаждения происходит легче, когда сфалерит находится в контакте с пирротинном, а не с более устойчивым в отношении последующих изменений пиритом. В результате сфалериты, сосуществующие с пирротинном, обычно теряют некоторое количество FeS после пика метаморфизма и показывают более высокие давления метаморфизма по сравнению с истинными. В связи с этим при использовании сфалеритового геобарометра необходимо:

1. Использовать только сфалерит в парагенезисе с пирритом и пирротинном (чем более крупнозернистый, тем лучше).
2. Избегать зерен, которые содержат халькопирит или находятся в контакте с ним.
3. Выбирать в качестве индикаторов давления при метаморфизме сфалериты, наиболее богатые FeS.

Арсенопирит, хотя и не столь обильный в этих рудах, может быть полезным показателем температуры, если он находится в равновесном состоянии с пирритом или другой ассоциацией, буферизирующей  $a_{S_2}$  [4] (рис. 8.16). Как и все другие геотермометры, его следует применять с осторожностью и, если возможно, использовать другие независимые контрольные определения температуры.

**Происхождение структур.** Структуры метаморфизованных руд возникают в основном в результате динамических воздействий и нагрева, сопровождающих региональный метаморфизм (см. разд. 7.6 и 7.7). На некоторых участках деформация может быть минимальной и преобладающим изменением является перекристаллизация. В зонах интенсивной деформации минеральный состав руд может быть фактором, определяющим уничтожение дометаморфических особенностей и развитие беспорядочных

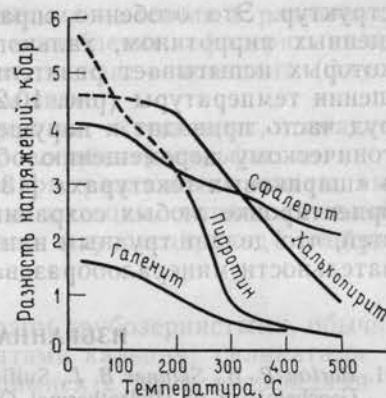


Рис. 10.25. Сопротивление сдвигу некоторых обычных сульфидов в зависимости от температуры ([3], воспроизведено с разрешения издательства).

структур. Это особенно справедливо в отношении руд, обогащенных пирротинном, халькопиритом и галенитом, каждый из которых испытывает разительные потери прочности при повышении температуры (рис. 10.25). Чрезвычайная текучесть таких руд часто приводит к нарушению первичной полосчатости, тектоническому перемещению обломков боковых пород, например в «шариковых текстурах» [13], и полной деформации или переориентировке любых сохранившихся первоначальных особенностей, что делает трудным или невозможным выяснение последовательности минералообразования.

### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Barton P. B., Skinner B. J., Sulfide mineral stabilities, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 278—403, 1979.
2. Hutchison M. N., Scott S. D., Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system, *Econ. Geol.*, 1980.
3. Kelly W. C., Clark B. R., Sulfide deformation studies: III Experimental deformation of chalcopyrite to 2000 bars and 500 °C, *Econ. Geol.*, 70, 431—453, 1975.
4. Kretschmar U., Scott S. D., Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application, *Can. Mineral.*, 14, 364—386, 1976.
5. Lawrence L. J., Polymetamorphism of the sulphide ores of Broken Hill, N. S. W. Australia, *Mineral. Deposita*, 8, 211—236, 1973.
6. McDonald J. A., Metamorphism and its effects on sulphide assemblages, *Mineral. Deposita* 2, 200—220, 1967.
7. Mookherjee A., Ores and metamorphism: Temporal and genetic relationships, In K. H. Wolf, ed., *Handbook of Stratiform and Stratiform Ore Deposits*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 4, 203—260, 1976.
8. Rickard D. T., Zweifel H., Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte District, Sweden, *Econ. Geol.*, 70, 255—274, 1975.
9. Scott S. D., Experimental calibration of the sphalerite geobarometer, *Econ. Geol.*, 68, 466—474, 1973.
10. Scott S. D., Both R. A., Kissin S. A., Sulfide petrology of the Broken Hill region, New South Wales, *Econ. Geol.*, 72, 1410—1425, 1977.
11. Shadlun T. N., Metamorphic textures and structures of sulphide ores, in Y. Takeuchi, ed., *Proc. IMA-IAGOD Meeting 70*, Soc. Min. Geol. Jap. Special Issue, No. 3, 241—250, 1971.
12. Vokes F. M., A review of the metamorphism of sulphide deposits, *Earth Sci. Rev.*, 5, 99—143, 1969.
13. Vokes F. M., «Ball texture» in sulphide ores, *Geol. Foren. Stockholm Forth.*, 195, 403—406, 1973.

## 10.10. Скарновые месторождения

### Минералогия

Минеральный состав скарновых месторождений изменяется в широких пределах, поэтому к его обобщению следует подходить с осторожностью. Приводимое ниже описание ограничивается скарнами, имеющими значение как источники железа, молибдена, вольфрама, меди, свинца, цинка и олова, и не затрагивает менее обычные их проявления.

Главные минералы (набор их весьма изменчив в различных месторождениях): магнетит, молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит, вольфрамит, шеелит — повеллит (флуоресцирует в ультрафиолетовом свете).

Второстепенные минералы: пирротин, касситерит, гематит, золото, серебровисмутовые (-селеновые) сульфосоли.

Ассоциирующиеся минералы: кварц, различные гранаты, амфиболы, пироксены, силикаты кальция, оливины, тальк, ангидрит (некоторые минералы флуоресцируют в ультрафиолетовом свете).

### Условия нахождения

Скарны сложены главным образом грубозернистыми, обычно зонально распределенными силикатами кальция, силикатами и алюмосиликатами и ассоциирующимися с ними сульфидами и окислами железа. Они образуются в высокотемпературных контактово-метаморфических ореолах на границе интрузий с карбонатными или реже алюмосиликатными породами. Рудные минералы в скарнах представлены сплошными окислами железа и сульфидами в одних месторождениях и до вкрапленных зерен и прожилков сульфидов, молибдатов и вольфрамов в других. Реакционные скарны представлены узкими каймами, часто богатыми силикатами марганца и карбонатами, образующимися между интрузивом и карбонатной вмещающей породой. Метасоматические скарны (рудные скарны) — это большие участки замещения карбонатных пород силикатами, возникающие при прохождении минерализующих растворов, часто содержащих значительные количества Fe, Cu, Zn, W и Mo.

### Примеры

Игл-Маунтин (Fe), Даруин (Pb+Zn+Ag) и Бишоп (W+Mo+Cu), Калифорния; Туин-Бьютс (Cu) и Кристмас (Cu), Аризона; Гановер (Pb+Zn) и Магдалена (Pb+Zn), Нью-Мексико; Котопакси (Cu+Pb+Zn), Колорадо; Корнуолл и Моргантаун (Fe), Пенсильвания; Айрон-Спрингс (Fe), Юта; Лост-Крик (W), Монтана; Гаспе-Коппер (Cu), Мердоквилл (Cu), Квебек; Камиока (Zn), Накатаца (Zn), Камаиси (Fe+Cu), Титибу (Fe+Cu+Zn), Митате (Sn), Япония; Ренисон-Белл (Sn), Тасмания; Кинг-Айленд, Австралия.

**Минеральные ассоциации и структуры.** Для скарнов типична обусловленная различным составом полосчатость, обилие гранатов и силикатов кальция и широкие вариации в размерах зерен. Гранаты и силикаты кальция часто пойкилобластовые с включениями пироксенов и рудных минералов. Мощность полос различного состава и размер минерализованных участков изменяются от нескольких миллиметров до сотен метров в зависимости от особенностей интрузии, содержания в ней флюидов и типа вмещающих пород. В вольфрамоносных скарнах, таких, как Бишоп в Калифорнии, рудные минералы встречаются в виде

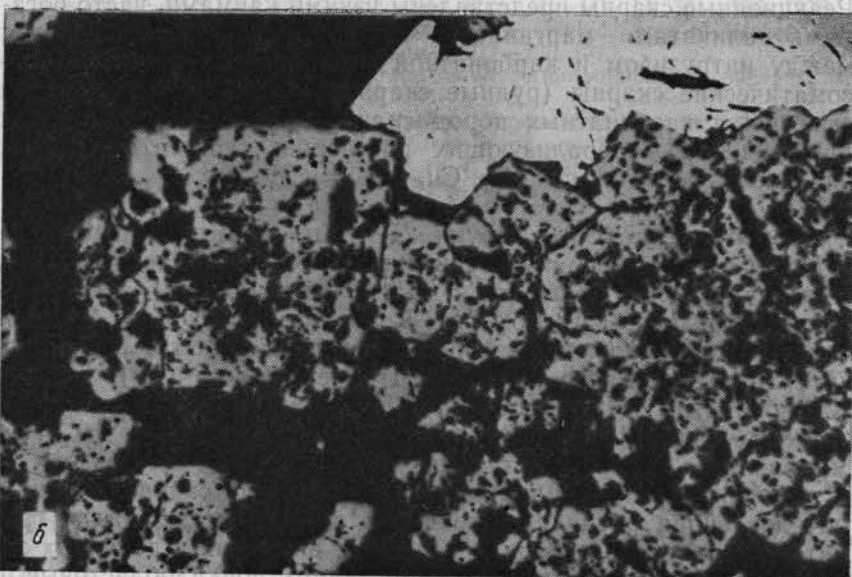
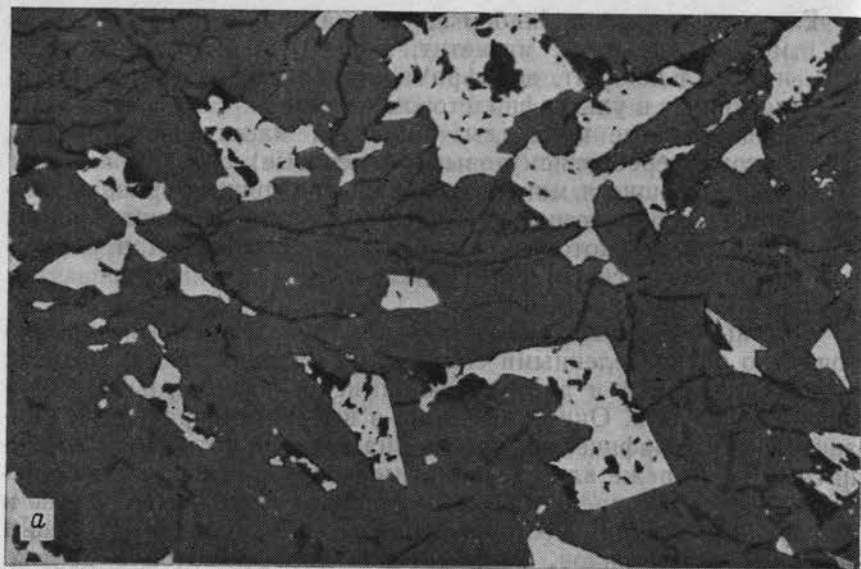


Рис. 10.26. Типичные скарновые руды: *а* — галенит, халькопирит и сфалерит, тонкорассеянные в скарновой руде. Котопакси, Колорадо (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — крупнозернистый гипидiomорфный магнетит с пиритом в метасоматических рудах, Моргантаун, Пенсильвания (ширина поля зрения 2000 мкм).

мельчайших включений, оболочек вокруг зерен, тонких прожилков и иногда неправильных поликристаллических агрегатов до 10 см в поперечнике. Сульфиды, встречающиеся в виде вкрапленных зерен (рис. 10.26, *а*) и выполняющие прожилки, являются, очевидно, поздними в последовательности образования и в них часто наблюдаются структуры замещения.

В массивных магнетитовых метасоматических телах (рис. 10.26, *б*), таких, как Корнуолл и Моргантаун в Пенсильвании и Айрон-Спрингс в Юте, обычно развиты тонкополосчатые текстуры из чередующихся полосок, от тонко- до крупнозернистых, ксеноморфного магнетита и зеленоватых полосок хлорита и карбоната, наблюдаемые даже под микроскопом. Пирит, обычно никель- и кобальтсодержащий, присутствует в виде неправильных линзочек и идиоморфных кристаллов. В неправильных поликристаллических агрегатах халькопирита часто наблюдаются каймы вторичных минералов, таких, как борнит, дигенит и ковеллин.

Метасоматические свинцово-цинковые руды Гановера в Нью-Мексико и Даруина в Калифорнии состоят из тонко- и крупнозернистых агрегатов ксеноморфных сфалерита, галенита, пирита и меньших количеств других сульфидов, перемежающихся с силикатами кальция, гранатами и полевыми шпатами. Розе и Барт [6] отметили, что руды часто приурочены к особым зонам в скарне, что, вероятно, обусловлено: 1) соответствующей подготовкой таких зон; 2) использованием скарно- и рудообразующими растворами одних и тех же питающих трещинных систем («plumbing»); 3) совместным отложением некоторых скарновых и рудных минералов.

**Формирование.** Скарны образуются в виде зональных комплексов по контакту кислых интрузивов с карбонатными или реже алюмосиликатными породами (сланцы, гнейсы) благодаря диффузии горячих реагирующих флюидов. Барт [3] отмечал, что минеральная зональность во многих скарнах может быть объяснена простыми моделями диффузии, допускающими одновременное развитие всех главных зон в результате установления градиента химического потенциала между различающимися вмещающими породами. Несколько типов диаграмм, таких, как представленная на рис. 10.27, использовались для определения физико-химических условий, при которых развивались различные зоны. Изучение газово-жидких включений и изотопные исследования, включающие изучение скарновых руд, ассоциирующих с месторождениями порфирирового типа, указывают на температуры образования от 225 до  $>600^{\circ}\text{C}$  и существенное взаимодействие сверхсоленых магматических флюидов с конвективными грунтовыми водами. Розе и Барт [6] определяют основные этапы генезиса типичного скарнового месторождения следующим образом:



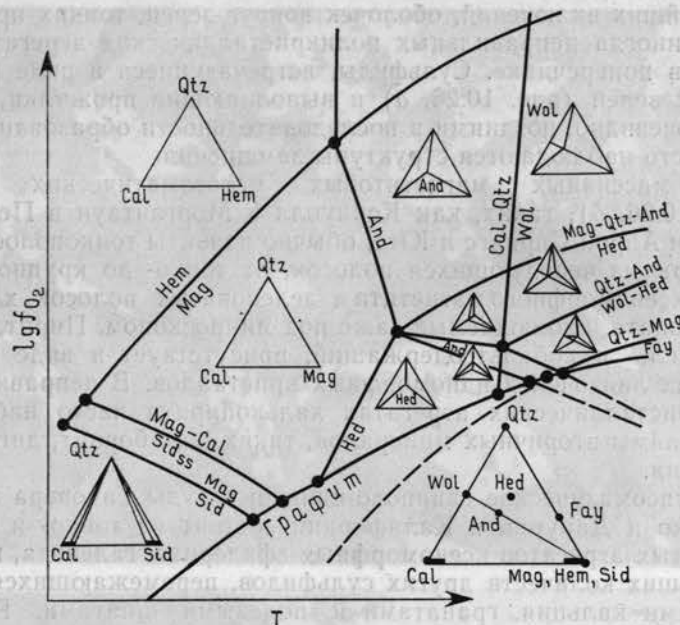


Рис. 10.27. Схематическая изобарическая (для низкого давления) диаграмма  $\log fO_2-T$ , на которой изображены фазы системы Ca-Fe-Si-C-O, находящиеся в равновесии с фазой пара. cal — кальцит; qtz — кварц; hem — гематит; sid — сидерит; wol — волластонит; and — андрадит; hed — геденбергит; fay — фаялит; mag — магнетит (из «Some phase equilibria in the system Ca-Fe-Si-C-O», Ann. Rept. Geophysical Lab., по D. Burt, Carnegie Institute Washington Yearbook, 70, 1971, 181, воспроизведено с разрешения автора).

1. Близповерхностная интрузия гранитной магмы внедряется в карбонатные породы при 900—700 °С.

2. Контактный метаморфизм происходит при 700—500 °С и выражается в образовании силикатов кальция по карбонатам и в перекристаллизации карбонатов.

3. Метасоматоз и формирование богатого железом скарна осуществляются при 600—400 °С в результате привноса магматических и метеорных вод. Свойства флюида изменяются со временем, он все более обогащается серой и металлами. Образование скарна происходит в карбонатных боковых породах по направлению от интрузива (экзоскарны), а также в затвердевшей интрузивной породе при реакции с кальцием, привнесённым флюидом (эндоскарн). Градиенты диффузии обуславливают образование серии скарновых зон изменения, но по мере падения температуры могут начаться преобразование скарна и формирование тел замещения, состоящих из магнетита, сидерита, кремнезема или сульфидов.

4. При температуре 500—300 °С происходит наложение окислов и сульфидов; образование шеелита и магнетита обычно предшествует образованию сульфидов.

5. Позднее гидротермальное изменение при 400—200 °С вызывает разрушение скарна и разложение граната (на кальцит, кварц, гематит, пирит, эпидот, хлорит), клинопироксена (на кальцит, флюорит, кварц, окислы, сульфиды и т. д.) и волластонита (на кальцит, кварц, флюорит).

Скарновые месторождения часто связаны с месторождениями порфирирового типа (разд. 9.5) и встречаются в карбонатных породах, примыкающих к интрузивам. Иногда скарны также пространственно и генетически связаны с минерализацией грейзенового типа (олово-вольфрам-молибден-бериллий-висмут-литий-фтор), которая может проявляться около кислых интрузивов.

#### ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Atkinson W. W., Einaudi M. T., Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah, *Econ. Geol.*, 73, 1326—1365, 1978.
2. Burt D. M., Metasomatic Zoning in Ca-Fe-Si Exoskarms, *Geochemical Transport and Kinetics*, Carnegie Institute Wash. Pub., 634, 287—293, 1974.
3. Burt D. M., Skarns in the United States — A review of recent research, IAGOD Working Group on Skarns, 1974 Meeting, Varna, Bulgaria, 1974.
4. Collins B. I., Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns at Lost Creek, Pioneer Mountain, Montana, *Econ. Geol.*, 72, 1505—1523, 1977.
5. Perry D. V., Skarn genesis at the Christmas Mine, Gila County, Arizona, *Econ. Geol.*, 64, 255—270, 1969.
6. Rose A. W., Burt D. M., Hydrothermal alteration, In H. L. Barnes, ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd. ed., Wiley-Interscience, New York, pp. 173—235, 1979.
7. Shimazaki H., Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan, *Econ. Geol.*, 75, 173—183, 1980.
8. Shoji T., Role of temperature and CO<sub>2</sub> pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization, *Econ. Geol.*, 70, 739—749, 1975.
9. Zharikov V. A., Skarns, *Int. Geol. Rev.*, 12, 541—559, 619—647, 760—775, 1970.

#### 10.11. Внесемное вещество: метеориты и лунные породы

##### Минералогия

Главные минералы: троилит, камасит, тенит, медь, шрейберзит, ильменит, хромит, кубанит.

Второстепенные минералы: графит, когенит, макинавит, пентландит, магнетит, добреелит, алабандин, сфалерит, рутил, армалколит (Fe, Mg)Ti<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (найден только на Луне).

Вторичные минералы: гётит, лепидокрокит, маггемит, магнетит, пентландит, пирит.

**Условия нахождения**

Рудные минералы присутствуют почти во всех метеоритах, но их количество изменяется от 100% в некоторых железных метеоритах до нескольких процентов в хондритах и ахондритах, где рудные минералы расположены в промежутках между зернами оливина, ортопироксена и второстепенного плагиоклаза. Лунные породы и реголит содержат те же минералы, что и метеориты; правда, считается, что около 75% рудных минералов реголита имеют метеоритное происхождение.

**Примеры**

Метеориты подразделяются на четыре главные группы в порядке уменьшающейся распространенности: хондриты (главным образом силикаты с видимыми хондрами), железные (почти целиком рудные минералы), ахондриты (главным образом силикаты без хондр) и железокремниевые метеориты (примерно равные содержания силикатов и рудных минералов). Большое число изученных образцов, по-видимому, дает довольно полное представление о метеоритном веществе Солнечной системы. В какой степени наши лунные пробы отражают состав поверх-

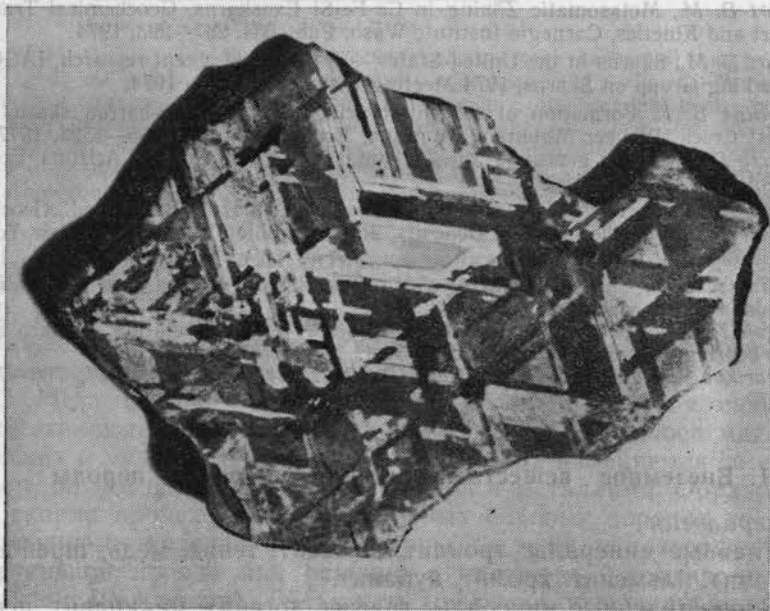


Рис. 10.28. Видманштеттова структура в одном из метеоритов Хенбери, Австралия, проявившаяся после травления (Photograph courtesy of American Meteorite Laboratory, Denver, Colorado).

ности Луны — неясно; сходство образцов из отдаленных участков обнадеживает, но число образцов весьма незначительно.

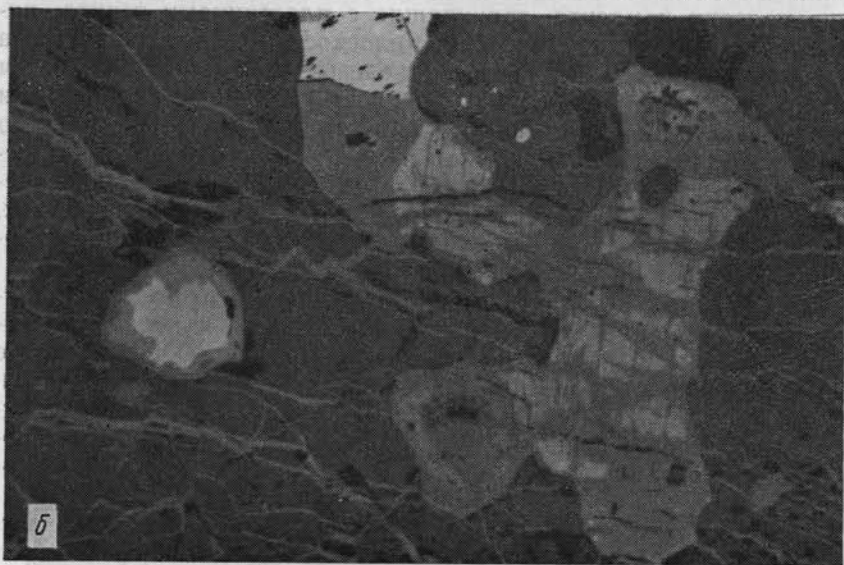
**Рудные минералы в метеоритах.** Хотя относительные количества рудных минералов в метеоритах изменяются от почти 100% в железных метеоритах до нескольких процентов в некоторых хондритах и ахондритах, рудными минералами, встречающимися в наибольших количествах почти во всех метеоритах, являются камасит, тенит, «плессит» (тонкое срастание камасита и тенита) и троилит. Камасит представляет собой  $\alpha$ -железо, содержащее максимум 6% никеля, тенит —  $\gamma$ -железо, содержащее обычно от 27 до 60% никеля. Железные метеориты, гексаэдриты, с содержанием никеля менее 6%, обычно состоят из крупных кубических кристаллов (гексаэдров) камасита. Спайность и двойникование проявляются в виде тонких линий (линии или полосы Нейманна) при травлении полированных поверхностей. К акцессорным минералам относятся зерна шрейберзита, троилита, добреелита и графита. При увеличении содержания никеля (6—14%) гексаэдриты переходят в октаэдриты, наиболее обычные железные метеориты. Октаэдриты получили свое название в связи с тем, что в них наблюдаются широкие полоски камасита, граничащие с пластинками тенита, параллельными октаэдрическим плоскостям, — видманштеттова структура (рис. 10.28). Железоникелевые минералы выявляются по их высокому отражению, твердости, хорошей полировке и изотропности; камасит обычно светлый голубовато-серый, в то время как тенит белый со слабым желтоватым оттенком. Плессит слагает угловатые промежутки между полосками, а акцессорные минералы, присутствующие в небольших количествах, включают шрейберзит, троилит, медь, когенит, макинавит, графит, хромит, добреелит, сфалерит и алабандин.

В каменных метеоритах троилит, выявляемый по его розовато-коричневому цвету, умеренной анизотропии и по низким отражению и твердости по сравнению со сплавами, часто так же широко распространен, как и минералы железа (рис. 10.29, а). Обычно он встречается как отдельный минерал и местами представлен сдвойникованными ксеноморфными зернами, но распространены также срастания с пентландитом, добреелитом и макинавитом.

Хромит относительно распространен в небольших количествах, формы выделения его изменяются от идиоморфных кристаллов до мирмекитовых срастаний с силикатами; ильменит местами наблюдается в виде пластинок распада твердого раствора. К другим второстепенным минералам, обычно ассоциирующимся с минералами железа, относятся медь, шрейберзит, олдгамит (Ca, Mn)S, когенит и графит (как продукт разложения когенита). Второстепенные минералы, связанные с троилитом, включают добреелит (в виде пластинок в троилите), пент-

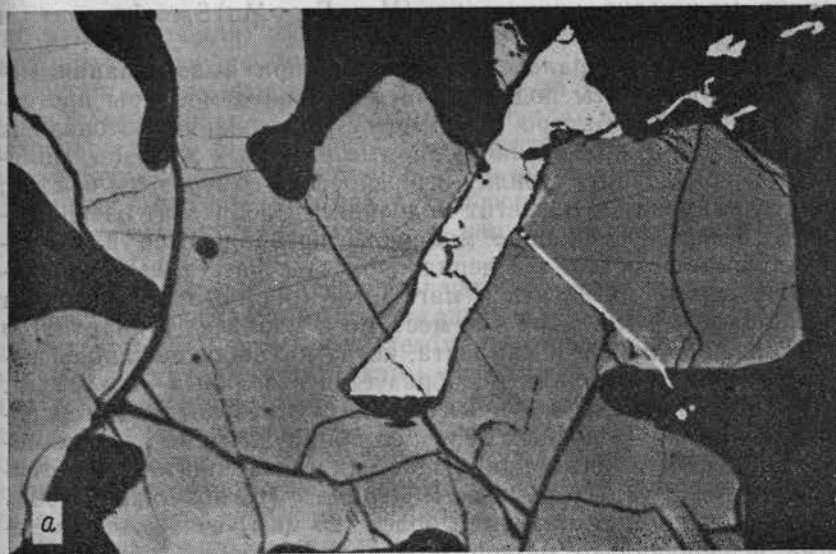


a

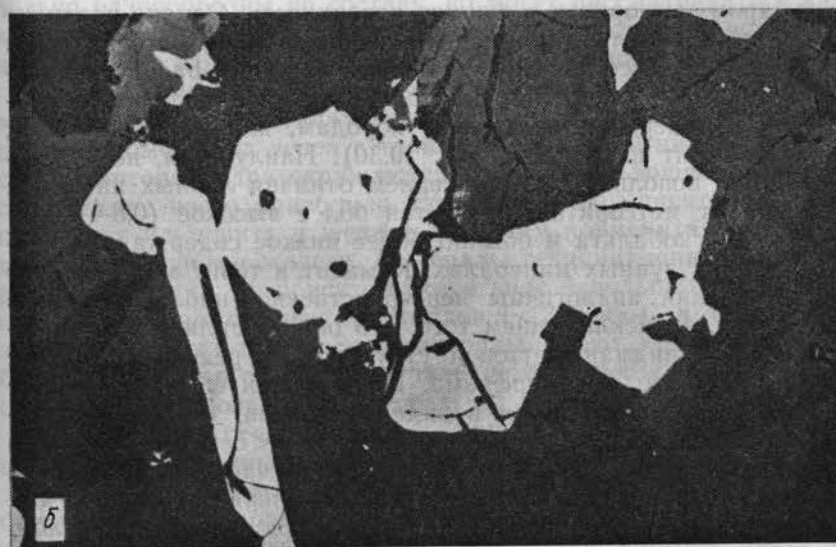


б

Рис. 10.29. *a* — троилит (светло-серое) с самородным железом (белое). Метеорит Ашмор, Техас (ширина поля зрения 520 мкм); *б* — гётит (серое), образовавшийся путем изменения троилита (светло-серое). Метеорит Ашмор, Техас (ширина поля зрения 520 мкм).



a



б

Рис. 10.30. Рудные минералы в лунных породах: *a* — самородное железо (белое) в троилите, окруженном ильменитом; *б* — ильменит, окаймляющийся ульвошпинелью в ассоциации с хромитом и самородным железом (ширина поля зрения на обоих рисунках 520 мкм) (образцы NASA, соответственно 224, 12002, 396).

ландит, макинавит, нинингерит (Mg, Fe, Mn)S, сфалерит и халькопирит.

**Вторичные минералы, возникающие при выветривании метеоритов.** Метеориты под действием земной атмосферы претерпевают довольно быстро окисление с образованием вторичных минералов, похожих на наблюдаемые в земных железных шляхах. Камасит, тенит, троилит и шрейберзит окисляются быстро; хромит, ильменит и магнетит медленнее, а добреелит очень медленно. Железосодержащие минералы превращаются в «климонит» (фактически гётит и лепидокрокит) с рассеянными тонкими линзочками магнетита и магемита (рис. 10.29, б). Троилит превращается в магнетит или местами в марказит и пирит. При выветривании тенита и камасита, когда высвобождающийся никель реагирует с троилитом, образуется вторичный пентландит.

**Рудные минералы в лунных породах.** В результате интенсивного исследования лунных образцов обнаружен ряд рудных минералов, очень сходных с наблюдаемыми в метеоритах. Действительно, 75% лунных рудных минералов (и, возможно, 100% имеющих выделения размером более 125 мкм) считаются имеющими первоначально метеоритное происхождение, обусловленное ударом метеоритов о лунную поверхность. Однако различие между первоначально лунными и первоначально метеоритными минералами не всегда ясно. Четырьмя наиболее распространенными рудными минералами, которые, как предполагается, принадлежат к первичным лунным породам, являются ильменит, камасит, тенит и троилит (рис. 10.30). Наилучшим, но с осторожностью используемым критерием отличия лунных камасита и тенита от метеоритных является более высокое (0,8—3,0%) содержание кобальта и обычно более низкое содержание никеля (<4%) в лунных минералах. Камасит и тенит метеоритного происхождения аналогичны непосредственно наблюдаемым в метеоритах, за исключением того, что они лишились своей первоначальной видманштеттовой структуры в результате удара или термального метаморфизма. Предположительно первичное лунное железо встречается в виде дендритов, тонких прожилков, игольчатых выделений и мельчайших (<5 мкм) глобул на силикатах или на троилите. Значительная часть этого железа считается образовавшейся в восстановительных условиях как продукт разложения оливинов, богатых фаялитовой молекулой, или первичных железосодержащих окислов.

Троилит рассеян повсеместно в кристаллических лунных породах в виде полуокруглых интерстициальных зерен, обычно меньше 50 мкм в поперечнике. Он встречается также в виде тонких прожилков в ильмените и в виде шариков на стенках больших пустот. Его тесная ассоциация с железом свидетельствует о том, что он мог образоваться при кристаллизации расплава Fe—FeS, несмесимого с силикатной жидкостью. Оптиче-

ски лунный троилит идентичен метеоритному, но первый содержит обычно меньше никеля и фосфора.

Некоторые лунные породы относительно обогащены титаном, присутствующим в разнообразных шпинелях, но в основном он встречается в виде ильменита, наиболее обильного лунного рудного минерала, составляющего до 20% объема некоторых пород. Ильменит присутствует в различных формах:

1. Блочные идиоморфные до гипидиоморфных кристаллы (<100 мкм, рис. 10.30).

2. Тонкие, ромбоэдрические пластинки, параллельные (0001).

3. Крупные скелетные кристаллы (<0,5 мм) в сростании с пироксеном, троилитом и железом. В крупных зернах в центральной части или в виде кайм находятся иногда армалколит или хромовая ульвошпинель (рис. 10.30). Лунный ильменит, подобно земному, желтовато-коричневого цвета, отчетливо анизотропен, местами сдвойникован и может просвечивать. Местами в ильмените могут присутствовать включения и пластинки рутила.

В лунных породах представлены окисные шпинели. Они довольно разнообразны по составу, но могут рассматриваться как члены двух групп: 1) алюминиевые члены хромит-ульвошпинелевых серий; 2) хромовые члены герцинит-шпинелевых серий.

Первые более многочисленны по сравнению со вторыми и встречаются во всех типах лунных пород в виде идиоморфных до гипидиоморфных зерен в троилите, оливине и пироксене. Часто хромитовые ядра окружаются каймами ульвошпинели. Восстановление часто приводило к образованию ориентированных пластинок ильменита и железа или кайм ильменита с игольчатыми выделениями железа. Минералы герцинит-шпинелевой серии более редки, но присутствуют в виде небольших идиоморфных до гипидиоморфных кристаллов (<200 мкм) в лунных базальтах и перидотитах. Эти минералы имеют красноватый до бледно-коричневого цвет в отраженном свете, но красный до оранжевого в прозрачных шлифах.

Армалколит (Fe, Mg)Ti<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — минерал, близкий к земному псевдобрукиту и названный в честь трех астронавтов, впервые доставивших на Землю лунные образцы. Встречается в виде небольших гипидиоморфных до тонкозернистых выделений, сосуществующих с железом в тонкозернистых базальтах. Часто он окружен каймой ильменита или замещается им.

К другим рудным минералам, встречающимся редко в лунных образцах и обычно ассоциирующимся с троилитом в виде кайм вдоль трещинок и пластинок распада твердых растворов, относятся медь, макинавит, пентландит, борнит, халькопирит, кубанит, сфалерит (15—25% Fe) и нинингерит. Были диагностированы также шрейберзит и когенит, но они, вероятно, имеют метеоритное происхождение.

## ИЗБРАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. El Goresy A., Oxide minerals in lunar rocks, *In* D. Rumble, ed., Oxide Minerals, Mineral. Soc. Am. Short Course Notes, 3, p. EG—1—46, 1976.
2. El Goresy A., Oxide minerals in meteorites, *In* D. Rumble, ed., Oxide Minerals, Mineral Soc. Am. Short Course Notes, 3, p. EG—47—72, 1976.
3. Frondel J. W., Lunar Mineralogy, Wiley, New York, 1975.
4. Levinson A. A., Taylor S. R., Moon Rocks and Minerals, Pergamon, New York, 1971.
5. Mason B. H., Meteorites, Wiley, New York, 1962.
6. Mason B. H., Melson W. G., The Lunar Rocks, Wiley, New York, 1970.
7. Ramdohr P., The Opaque Minerals in Stony Meteorites, Elsevier, Amsterdam, 1973.

## РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ И ПЕРЕРАБОТКА РУД

## 11.1. Введение

Извлечение особенно ценных минералов из природных руд получило название «обогащение руд» или «обогащение минералов». Для большинства добываемых металлосодержащих руд процесс извлечения есть важная промежуточная ступень в превращении природной руды в чистый металл. Лишь немногие из добываемых руд содержат достаточные концентрации металлов, чтобы обойтись без обогащения (например, некоторые железные руды), для большей же их части характерны относительно небольшие количества ценного металла, от нескольких процентов в случае цветных металлов до нескольких граммов на тонну в случае благородных металлов. Как показывают многочисленные иллюстрации, приведенные в гл. 7, 9 и 10, минералы, содержащие ценные металлы, обычно образуют тонкие сростания с не имеющими промышленного значения (жильными) минералами.

Большинство операций обогащения состоят из двух главных стадий. На первой из них достигается уменьшение размера кусков добываемой руды (которые первоначально могут быть блоками диаметром в несколько метров) до размера, возможно, более близкого размеру отдельных частиц металлосодержащего минерала. Этот процесс *размельчения* приводит к *высвобождению* ценных минералов из жильной массы, а в случае сложных руд — к отделению их друг от друга. Для высвобождения минералов размер их частиц должен быть доведен обычно до нескольких сотен микрон или даже меньше (в диаметре), поэтому за экстенсивным дроблением всегда следует мелкое дробление (или *измельчение*) руд. Вторая стадия обогащения заключается в *разделении минералов*, при котором ценные минералы выделяются в *концентрат* (или *концентраты*), а остающиеся минералы, обычно не имеющие ценности (*хвосты*), выбрасываются. Такое разделение достигается благодаря различиям в физических, химических или поверхностных свойствах рудных и жильных минералов. Например, тот факт, что многие металлосодержащие рудные минералы обладают большим удельным весом, чем жильные минералы, может быть использован для разделения их в тяжелых жидкостях или с помощью других методов гравитационной концентрации (отсадочные машины или

концентрационные столы). Сильное притяжение некоторых рудных минералов в магнитном поле (например, магнетита, моноклинного пирротина) и проявление ими электрических свойств как металлов или полупроводников может быть использовано в некоторых магнитных и электрических методах сепарации. Однако самым распространенным методом разделения минералов является *пенная флотация*, при которой химическое состояние поверхности очень мелких рудных частичек, находящихся в виде суспензии в водном растворе, изменяется путем добавления поверхностно-активных веществ для селективного прилипания частиц к мельчайшим пузырькам воздуха, проходящим через эту суспензию или *пульпу*. Пузырьки воздуха с прилипшими к ним частицами минерала образуют пену, которая возникает на поверхности пульпы и таким образом осуществляется разделение.

Технические детали различных методов измельчения и разделения минералов не рассматриваются в этой книге; информация о них можно найти в работах Прайора [16], Годена [9] и Уиллса [20]. Однако при изучении руд и продуктов различных стадий их измельчения и разделения рудная микроскопия имеет очень большое значение. Она содействует определению ценных минералов и минералов, присутствие которых может создавать трудности при обогащении или на более поздних стадиях извлечения. Она позволяет также получать информацию о размере частиц, природе их сростаний и характере границ между ними («locking»). Эффективность процесса измельчения или разделения может контролироваться на любой стадии путем изучения монтированных и полированных продуктов под рудным микроскопом. Таким образом, начиная с первой оценки экономической возможности будущей добычи руды, проекта обогатительной фабрики, монтажа опытной установки и первой эффективной операции по полной схеме обогащения, рудная микроскопия играет важную роль.

Из некоторых руд ценные металлы могут быть извлечены скорее путем их химического растворения, чем с помощью описанного выше полного процесса измельчения и физического разделения частиц. Например, золото может быть растворено цианистыми растворами, а медь, присутствующая в виде сульфидов, может быть растворена (*выщелочена*) кислыми растворами. Если дробление и измельчение руд необходимы для того, чтобы подвергнуть минералы растворению, то рудная микроскопия важна для оценки и контроля эффективности цианирования или кислотного выщелачивания. Технология таких процессов относится скорее к области металлургии, а не обогащения, хотя термин «минеральная технология» (*mineral technology*) может охватывать оба процесса. В этой главе рассматривается применение рудной микроскопии в минеральной технологии. Хотя про-

Таблица 11.1. Информация, полученная в результате минералогических исследований

Данные о составе или минералогии

Позволяющие выделить

- Металлические рудные минералы (и/или)
- Неметаллические рудные минералы
- Металлические непромышленные минералы (пирит и др.)
- Жильные минералы

Со специальным упоминанием (выборка примеров)

- Удельного веса
- Растворимости
- Радиоактивности
- Магнитных свойств
- Расщепляемости (свойства гибкости, листоватости; наличие оболочек у таких минералов, как серицит, глинистые минералы, тальк, ковеллин и т. д.)
- Новых фаз в искусственных продуктах (шлаках, роштейнах, штейнах)
- Состояния окисления
- Нежелательных минералов (содержащих P, S, As в некоторых железных рудах или Bi в свинцовых рудах и т. д.)
- Химического состава минералов (и элементов, содержащихся в твердом растворе, подобно Fe в сфалерите, Ag в тетраэдрите и т. д.)
- На основании приведенной выше информации может быть выбран наиболее эффективный способ концентрации
- Изменений состава, ожидаемых в боковой породе в примыкающих зонах (окисление, обогащение, выщелачивание и т. д.) или на глубине, что имеет значение для операций измельчения по мере продолжения добычи

Геометрические данные (структуры и текстуры)

Для

- Металлических рудных минералов (и/или)
- Неметаллических рудных минералов
- Непромышленных рудных минералов
- Жильных минералов

Со специальной информацией о

- Типах прорастаний (включая такие данные, как побежалость, пленки, прожилки и т. д.), пористости и ямчатости

Количественные данные

- Количество металлических рудных минералов (и/или)
- Количество неметаллических рудных минералов (и/или)
- Количество непромышленных рудных минералов (и/или)
- Количество жильных минералов

С количественными сведениями о перечисленных выше качественных и геометрических свойствах, например

- Относительный размер зерен или частиц
- Относительный размер сростаний
- Относительное количество сростаний (в целом)
- Относительные количества отдельных минералов в частицах, представленных прорастаниями (пропродукты)
- Процентное содержание металла в рудных минералах
- Химические анализы проб (хвостов, руд, концентратов и т. д.), оцененные или подсчитанные на основании данных подсчета частиц

дукты обжига и плавки руд, следующих за обогащением, иногда представляют собой вещества, не имеющие природных (минеральных) эквивалентов, методика рудной микроскопии эффективна и для их изучения.

Дополнительную информацию по вопросам, рассматриваемым в этой главе, можно найти в работах Шварца [19], Эдвардса [6], Годена [9], Амштутца [1], Ревальда [18], Рамдора [17] и Хагни [11]. Объем структурной информации, необходимой при обогащении руд и получаемой главным образом с помощью рудной микроскопии, представлен в табл. 11.1.

## 11.2. Диагностика минералов при обогащении

Техника диагностики, описанная в более ранних разделах книги (гл. 3, 5 и 6), может быть, конечно, применима для рудных минералов как в необработанных рудах, так и в продуктах различных стадий измельчения и разделения. Приступая к изучению необработанной руды, необходимо прежде всего определить минералы, являющиеся носителями ценных металлов, поскольку имеющаяся информация ограничивается обычно валовым химическим анализом руды. Такой анализ не представляет данных ни о присутствующих минералах, ни об их размерах и структурных соотношениях; различные минеральные ассоциации могут дать очень сходные валовые анализы руд.

Как отмечалось Шварцем [19] и Рамдором [17], точная диагностика и характеристика рудных минералов могут сэкономить усилия, направленные на разработку эффективной системы обогащения. Изучение необработанной руды позволяет оценить возможности использования удельного веса, магнитных или электрических свойств минералов для их разделения, так как эти свойства служат отличительными признаками для большинства минералов. Однако тонкие сростания рудных минералов, обладающих большим удельным весом, с жильными минералами могут привести к вариациям в удельном весе и потере ценных металлов или разбавлению концентрата<sup>1</sup>. Аналогичные проблемы могут возникать в случае тонких сростаний «магнитных» и «немагнитных» минералов (например, отделение ферритмагнитных магнетита и пирротина от никельсодержащего пентландита в рудах Садбери может привести к потерям никеля в связи с присутствием тонких пламевидных включений пентландита в пирротине). Широко изучались также флотационные свойства рудных минералов, поэтому их диагностика является первым важным шагом на пути применения этого метода разделения.

<sup>1</sup> При использовании некоторых методов разделения такой материал может оказаться в третьей промежуточной фракции, находящейся по составу между концентратом и хвостами и называемой «промпродуктом» («middings»).

Однако на поведение при флотации могут неблагоприятно влиять окисные пленки или побежалость на зернах рудных минералов; такие пленки можно обнаружить под микроскопом и либо удалить их с помощью кислот перед флотацией, либо воспользоваться другими реагентами при флотации. Неэффективное разделение этим способом имеет место также тогда, когда частицы состоят из зерен нескольких минералов с очень неровными общими границами («locked»); в результате происходит потеря рудного минерала или загрязнение зернами, находящимися с ним в сростании. Особые проблемы могут также возникнуть в случае руд, содержащих сложные минералы (например, минералы группы тетраэдрита, хотя и являются в основном сульфосолями меди, могут содержать большие количества цинка, ртути или серебра, фиксируемые в концентрате). Так же как и определение схемы разделения минералов после их диагностики, эффективность разделения может контролироваться исследованием продуктов, получаемых на различных стадиях обогащения. Поэтому необходимо тщательно изучать как хвосты, так и концентраты. Диагностика и характеристика рудных минералов важны также для последующей металлургической переработки концентратов, например титан труднее извлекать из ильменита, чем из рутила.

Диагностика и характеристика жильных минералов, которые могут включать не имеющие ценности рудные минералы, также очень важны. Эти минералы могут представлять экономический интерес, и их поведение в процессе переработки руд должно быть установлено. Особенно важна диагностика (и последующее удаление в некоторых случаях) загрязнений, которые могут неблагоприятно влиять на эффективность последующей концентрации и процессов рафинирования или снижать качество конечного продукта. Примером такого рода может быть присутствие сульфидов железа, антимонита или сульфидов меди в рудах золота, обрабатываемых цианистым раствором; такие минералы также реагируют с цианистым раствором, что приводит к его расходу и загрязнению. Примером ухудшения качества конечного продукта может служить присутствие фосфорсодержащих минералов в железных рудах, снижающих качество последних ниже уровня, необходимого для производства стали. Серьезные проблемы могут возникать и в связи с присутствием слоистых силикатов, таких, как каолин, тальк или серицит, когда флотация используется для концентрации рудных минералов. Эти минералы также склонны флотироваться и поэтому понижают содержание металлов в концентратах. Даже присутствие инертных жильных минералов, таких, как кварц, может иметь значение для оценки эффективного измельчения. Когда такой твердый минерал находится совместно с мягкими сульфидами (например, галенитом), жильный минерал истирается до опре-

деленного размера более медленно, что создает опасность переизмельчения галенита и появления тонкого порошка (*шлама*), затрудняющего его извлечение. Большое значение имеет также диагностика состава пустой породы, могущей оказывать неблагоприятное воздействие на окружающую среду, если допустить ее рассеивание в воздухе или реках (например, асбестовые минералы).

Вслед за диагностикой рудных и жильных минералов необходимо определить их количественные соотношения в переработанных рудах как после их измельчения, так и на различных стадиях разделения минералов. Такие определения должны быть статистически надежными, и весьма важно изучить достаточное количество проб руд и продуктов измельчения для того, чтобы обеспечить представительность исследуемого материала. Количественное определение соотношений минералов в полированных шлифах может быть выполнено с помощью точечного подсчета или различных методов анализа изображений (*image analysis*) с использованием электронного сканирующего оборудования. Применение этих методов и их достоверность рассматривались Петруком [15] и Джонсом [13].

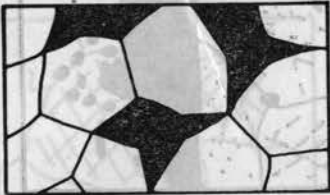

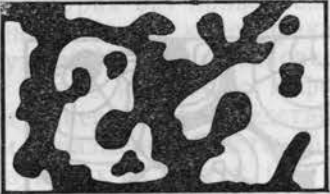

Сочетание различных методов количественно-минералогического анализа с валовыми химическими анализами и химическими анализами различных фракций минералов (а где возможно, и отдельных их зерен) позволяет производить определение относительных количеств рудных и жильных минералов, а также процентного содержания и среднего состава каждого рудного минерала. Для руд, не подвергшихся переработке, очень важно также знать размеры различных рудных минералов и распределение этих размеров, а также контролировать распределение рудных минералов в различных фракциях во время измельчения. Измерение может производиться под микроскопом (например, с использованием микрометра или окуляра-микрометра) или с помощью различных электронных устройств (см. работы Петрука [16] и Джонса [13]).

Вопрос о размерах рудных (и жильных) частиц и о распределении этих размеров тесно связан с изучением структур руд в связи с проблемами обогащения последних, которые обсуждаются ниже.

### 11.3. Структуры руд и обогащение

Поскольку первой стадией обогащения руд является их измельчение в целях освобождения частиц ценных минералов друг от друга и от жильной массы, то большое значение имеет знание размеров и соотношений зерен рудных минералов в их срастаниях. Только путем тщательного исследования руд в полированных шлифах можно определить оптимальный размер зерен для

### Геометрическая классификация структур руд и особенности высвобождения минералов

Структура и особенности срастания	Графическое изображение	Особенности высвобождения относительно крупных частиц. Примеры
<p>Равномернозернистая. Ровные, прямые, молинейные зубчатые границы. Простое срастание</p>		<p>Довольно легкое высвобождение зерен. Особенно широко распространена в ортомагматических и сильнометаморфизованных и перекристаллизованных рудах. Отмечается также в рудах с последовательным отложением минералов</p>
<p>Взаимно искривленные границы зерен. Незначительное проникновение одних зерен в другие. Простое срастание</p>		<p>Довольно легкое высвобождение зерен. Обычно встречаются в рудах с одновременно кристаллизовавшимися минералами в условиях равных свободных энергий поверхностей раздела</p>
<p>Пятнистая, карнозная, с частичным проникновением зерен друг в друга. Относительно простое срастание</p>		<p>Довольно легкое высвобождение зерен. Наблюдается обычно в рудах, в которых происходили процессы взаимного замещения</p>
<p>Графическое, мirmekитовое срастание. Глубокое микропроникновение одних зерен в другие</p>		<p>Полное высвобождение зерен затруднено или невозможно. Не характерна в качестве главной структуры в рудах. Возникает при распаде твердых растворов и замещении. Примеры: галенит/сфалерит и халькозин/борнит</p>



Структура и особенности срастания	Графическое изображение	Особенности высвобождения относительно крупных частиц. Примеры
<p>Рассеянное, каплевидное, эмульсионное, эвтектоидное прорастание. Тонкодисперсные минералы</p>		<p>Полное высвобождение зерен затруднено или невозможно; необходима нередко химическая обработка. Часто встречается при распаде твердого раствора (слева) (Au/арсенопирит, халькопирит/сфалерит), а также при замещении (справа) (пирит/сфалерит)</p>
<p>Межзерновая каемка; атолл-видное прорастание в виде пленок и оболочек</p>		<p>Высвобождение может быть затруднено, если свободные зерна покрыты непрерывной пленкой. Не является необычной; часто образуется в результате замещения. Пленки гематита на золоте, халькозин или ковеллин на пирите, галените или сфалерите</p>
<p>Концентрическое, сферолитовое, фестончатое, коллоидно-слоистое строение</p>		<p>Высвобождение зерен весьма затруднено; обычно встречается в рудах Fe, Mn и Al. Отмечается также U (урановая смолка) в срастании с сульфидами. Обычно связана с коллоидным отложением</p>
<p>Плоскостное, пластинчатое, многослойное срастание. Размер пластинок варьирует</p>		<p>Высвобождение зерен не вызывает трудностей. Возникает при распаде твердого раствора (кубанит/халькопирит, ильменит/магнетит), а также замещении (магнетит и гематит)</p>

Структура и особенности срастания	Графическое изображение	Особенности высвобождения относительно крупных частиц. Примеры
<p>Сетчатая структура. Тонкое взаимопроницающее срастание</p>		<p>Высвобождение зерен от легкого до трудного. Встречается обычно при замещении (борнит/халькопирит, англезит/ковеллин/галенит), а также при распаде твердого раствора (гематит/ильменит/магнетит)</p>

эффективного высвобождения. Недостаточное дробление может приводить к потере ценных минералов в хвостах; в случае переизмельчения расходуется лишняя энергия и производится шлама, трудно перерабатываемые в дальнейшем. Эффективность способов дробления, используемых на опытной стадии, должна также контролироваться изучением зерен продуктов дробления в специально приготовленных полированных препаратах.

Большое разнообразие срастаний рудных и жильных минералов и различных рудных минералов, для которых может требоваться разделение, было уже показано (см. гл. 7, 9 и 10). При рассмотрении проблем высвобождения рудных минералов полезна простая классификация, основывающаяся на геометрии срастаний и их структурах без привлечения каких-либо генетических представлений. Такая классификация структур была предложена Амштутцем [1]. На ее основе составлен и рис. 11.1, который содержит также некоторую информацию о возможности высвобождения минералов из представленных типов руд.

Наряду с типом и размером срастаний важны также особенности границ образующих их частиц. Они показывают, происходит ли во время дробления разрыв более крупных частиц по границам зерен. По этим же причинам важны получаемые при исследовании под микроскопом данные относительно разрывов и трещинок в рудных минералах, а также пористости материала. Такие структурные особенности влияют не только на процесс измельчения, но имеют значение и при обработке руд с помощью методов флотации и выщелачивания.

Достигнутая на каждой стадии дробления степень высвобождения минералов, конечно, может быть оценена количественно под рудным микроскопом, что можно видеть на микрофотографиях дробленых руд, приведенных на рис. 11.2. Результаты такого исследования представлены в табл. 11.2 (по Го-

Таблица 11.2. Микроскопическое определение высвобождения минералов в сложной свинцово-цинковой руде\*, отмученной после дробления

	Фракции по размеру					
	А	Б	В	Г	Д	Е
Размер, мкм						
Галенит	105/75	75/52	52/37	37/26	26/18	—18
Сфалерит	150/105	105/75	75/52	52/37	37/26	—26
Жильный минерал	210/150	150/105	105/75	75/52	52/37	—37
Весовой процент (по количественному определению под микроскопом)	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Свободный галенит	7,1	8,6	8,6	8,4	8,1	9,3**
Свободный сфалерит	10,3	11,6	11,3	10,7	10,3	10,4**
Свободный жильный минерал	59,2	68,0	75,6	79,9	81,5	80,3
Смесь галенита и сфалерита (в среднем 1/2 каждого)	16,3	8,3	3,2	0,9	0,1	
Смесь галенита и жильного минерала (в среднем 1/4 галенита)	3,7	1,9	0,7	0,1	0,0	
Смесь сфалерита и жильного минерала (в среднем 1/4 сфалерита)	2,4	1,2	0,5	0,0	0,0	
Смесь галенита, сфалерита и жильного минерала (в среднем 1/5 каждого сульфида)	1,0	0,4	0,1	0,0	0,0	
Процент каждой фракции относительно общего веса	1,5	7,3	14,6	16,2	9,7	50,7
Процент высвобождения каждой фракции						
Галенит	43	65	83	94	99	100**
Сфалерит	53	71	87	96	99	100**
Жильный минерал	92	97	99	100	100	100**
Среднее высвобождение для всей пульпы: галенит 91,3%, сфалерит 92,8%, жильный минерал 99%						

\* Руда содержит 8,4% свинца и 7,7% цинка.  
 \*\* Вычислено.

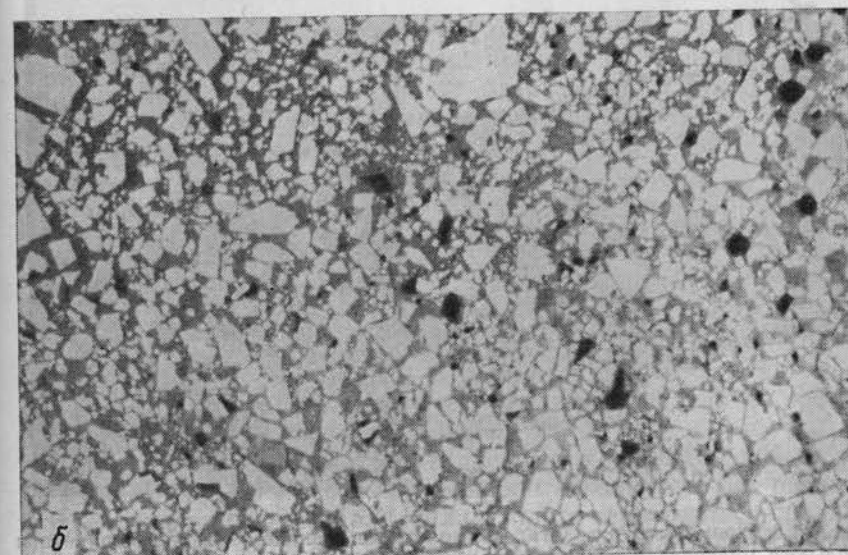
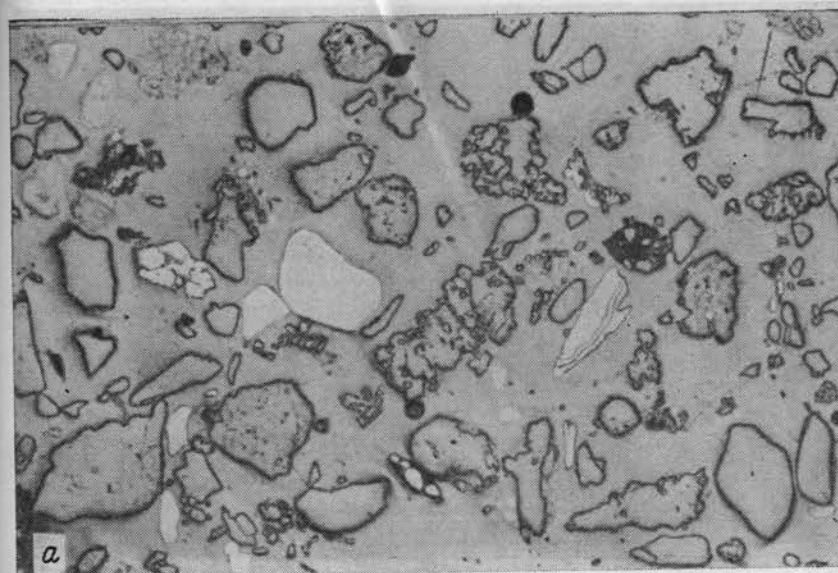


Рис. 11.2. Микрофотографии монтировок зерен дробленных руд: а — дробленая руда до концентрации (ширина поля зрения 520 мкм); б — свинцовый концентрат из Вибернем-Тренд, юго-восточное Миссури, преимущественно обломки галенита с небольшим количеством сфалерита (более темное) (ширина поля зрения 520 мкм).

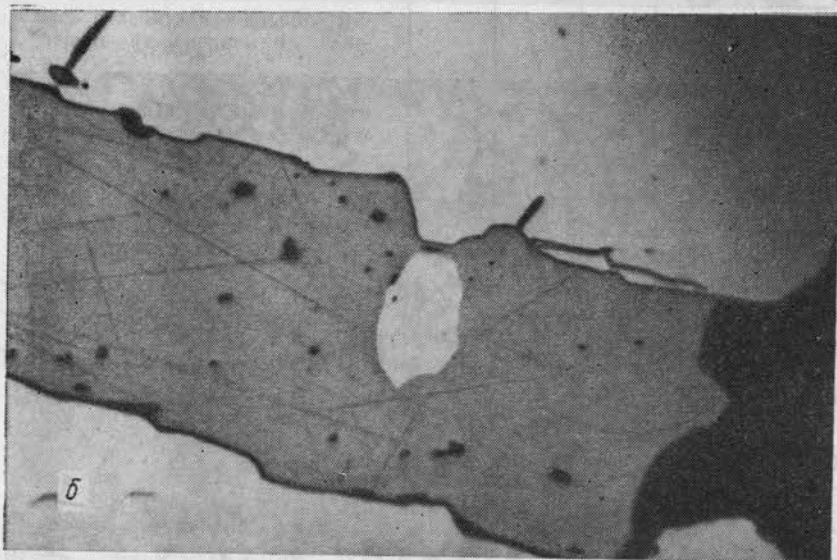
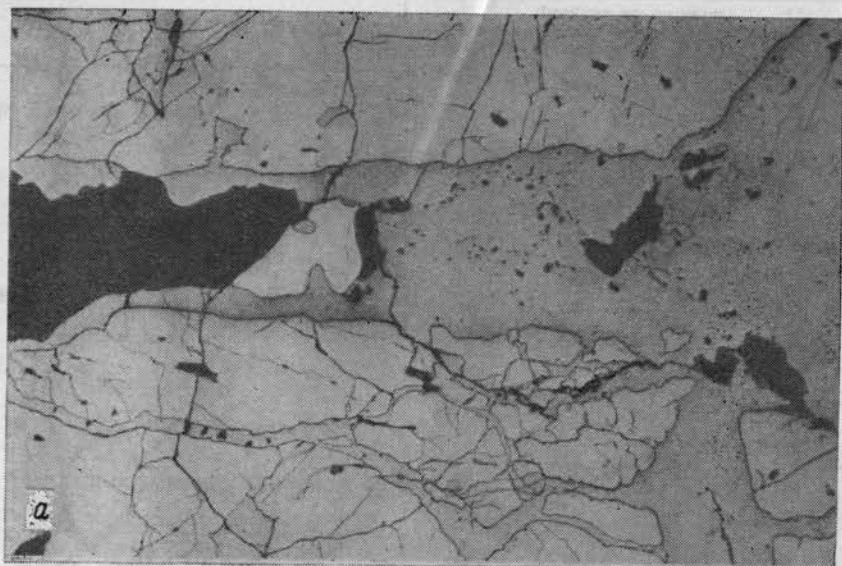


Рис. 11.3. Примеры руд золота: *а* — золото по границе зерен халькопирита и жильного минерала в раздробленном пирите, Витватерсранд, Южная Африка (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — золото в халькопирите, Витватерсранд, Южная Африка (ширина поля зрения 210 мкм); *в* — зерно золота, покрытое оболочкой магнетита и гётита, Аляска (ширина поля зрения 2000 мкм).



дену [9]). Свинцово-цинковая рудная пульпа была здесь разделена последовательным отмучиванием на шесть фракций более тонкого размера (метод зависит от размера и удельного веса частиц, поэтому в шести фракциях и присутствуют зерна главных минералов различных размеров). Исследование каждой фракции под микроскопом позволяет оценить количество свободных и сросшихся зерен галенита, сфалерита и жильного минерала и установить процент высвобождения каждого минерала для каждой фракции.

#### 11.4. Примеры применения рудной микроскопии при обогащении

Можно привести ряд контрастных примеров для иллюстрации этого положения

**11.4.1. Руды золота.** Промышленные месторождения золота обычно представлены очень небольшими количествами рассеянного самородного металла или золото-серебряных сплавов. Даже в известных рудах Витватерсранда, Южная Африка, среднее содержание золота составляет всего 16 г/т. Руды, содержащие самородное золото, могут быть сложены: большими количествами кварца и не имеющими промышленного значения сульфидов; небольшим количеством кварца, но большими количествами не представляющих ценности сульфидов (пирита,

пирротина, арсенопирита); ценными сульфидами цветных металлов — меди, свинца или цинка, а также сульфидами сурьмы и мышьяка. Хотя более крупные частицы золота можно отделить от жильной массы, используя его большой удельный вес (ср. с «промывкой» его старателями), значительная часть золота выделяется из руд путем растворения в цианистом растворе (цианирование) или в амальгаме ртути. Для разделения по удельному весу частицы золота необходимо освободить от жильных минералов; для цианирования и амальгамации золото должно быть в достаточной степени обнажено, чтобы обеспечить воздействие цианистого раствора (или ртути). Это показано на двух примерах руд золота (рис. 11.3, а, б). В первом случае золото наблюдается вдоль границ зерен и трещин, а во втором — в виде мельчайшей частицы внутри сульфида. Одинаковая степень дробления создает значительно более «эффективное высвобождение» золота в первой руде благодаря его тенденции раскалываться вдоль трещин и границ зерен. Такая руда может подвергаться цианированию после (или во время) дробления, в то время как для второй руды может понадобиться обжиг, чтобы освободить золото для успешного цианирования. Во многих рудах присутствуют определенные количества обоих типов сростаний; относительные количества и вариации размера зерен золота могут быть определены путем исследования под микроскопом. Если частицы золота встречаются преимущественно в виде включений в определенном минерале (например, пирите), то можно сконцентрировать этот минерал путем флотации и только его подвергнуть тонкому измельчению или обжигу для высвобождения золота.

Там, где для извлечения золота необходимо применять цианирование, особенно важно производить микроскопические исследования для выявления вредных минералов. Процесс растворения зависит от соответствующей подачи кислорода; пирротин, марказит и некоторые пириты потребляют кислород, задерживая таким образом процесс. Другие минералы, особенно антимонит, сульфиды меди и некоторые арсенопириты и пириты, могут растворяться в цианистом растворе, что приводит к избыточному расходу цианида, а в некоторых крайних случаях даже к повторному осаждению золота. В тех случаях, когда концентрация вредных минералов серьезно влияет на эффективность процесса, может оказаться необходимым их удаление путем флотации перед цианированием. Как и при цианировании, некоторые минералы могут неблагоприятно воздействовать на амальгамацию (например, антимонит, энаргит, реальгар, тетраэдрит, пирротин, арсенопирит и пирит реагируют с амальгамой) и по возможности должны быть удалены.

Другие проблемы при переработке руд золота могут возникнуть в связи с присутствием пленок на поверхности его частиц

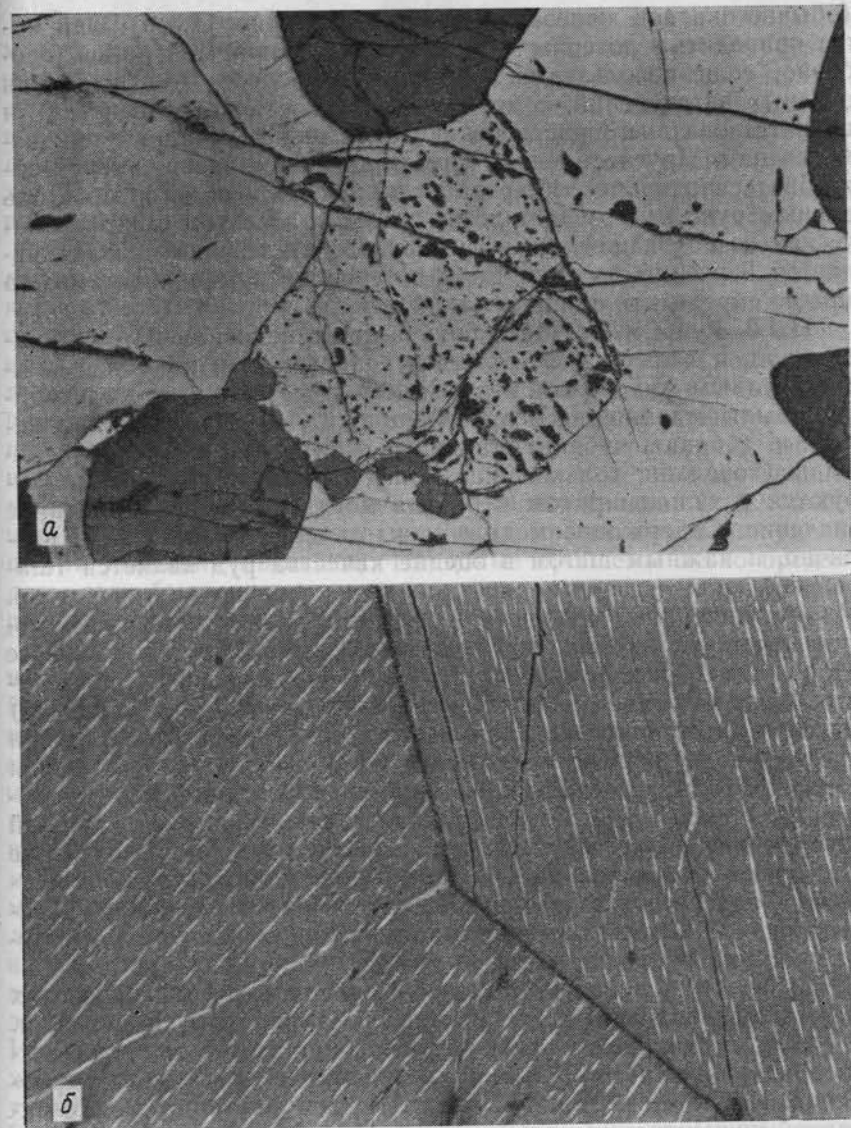


Рис. 11.4. Примеры железо-титановых окисных руд: а — крупное зерно магнетита (темно-серое с выбоинами), окруженное крупными зернами ильменита, Сторганген, Норвегия (ширина поля зрения 2000 мкм); б — тонкие пластинки гематита в ильмените; Блофель, Норвегия (ширина поля зрения 520 мкм).

(обычно окислов железа, как показано на рис. 11.3, в). Они могут приводить к потерям золота при разделении минералов (особенно, если используется магнитный процесс для удаления окисных загрязнений, с которыми золото может уноситься) и препятствовать его растворению, если они не удалены при измельчении. Другие пленки, тормозящие растворение, могут образоваться в процессе переработки руд. При обогащении столь ценных руд, как руды золота, важным аспектом микроскопических исследований для эффективного извлечения металла является изучение хвостов. Если потери связаны с хвостами, то можно определить причины таких потерь.

**11.4.2. Руды меди.** Медь получается в основном из сульфидных руд, и халькопирит является единственным наиболее важным рудным минералом меди. Химия и металлургия халькопирита были недавно рассмотрены Хабаши [10]. Другие медно-железные (борнит, кубанит, талнахит, моихукит) и медные сульфиды (ковеллин, халькозин, дигенит, джарлеит) часто ассоциируются с халькопиритом и иногда могут иметь промышленное значение. Содержание меди в каждом из этих минералов различно, и важным шагом в оценке качества руд является тщательное количественное определение их минерального состава. Многие минералы (особенно борнит, халькозин и ковеллин) могут возникать путем изменения халькопирита в процессе вторичного обогащения (см. рис. 7.10). Примерами главных месторождений меди являются *меднопорфиновые* (см. разд. 9.5) крупные месторождения, которые часто разрабатываются при средних содержаниях меди менее 0,5%. Такие месторождения содержат большие количества пирита и халькопирита; некоторое количество меди может присутствовать в виде сульфосолей (тетраэдрит, энаргит), серебро и золото могут быть также представлены небольшими, но промышленно важными количествами. Главными жильными минералами являются кварц, полевые шпаты, биотит, хлорит, серицит, ангидрит, глинистые минералы и другие слоистые силикаты.

Годен [9] показал, что для обогащения сульфидных медных руд особенно эффективны методы флотационного извлечения. В рудах, в основном сложенных халькопиритом и пиритом, высвобождение халькопирита обычно достигается методами дробления. После этого может осуществляться флотация для селективной концентрации халькопирита. Получение медного концентрата может оказаться более трудным, если халькопирит, пирит и другие сульфиды меди находятся в тесном срастании. Еще одна проблема может возникнуть в связи с извлечением золота и серебра, которые могут оказаться вместе с пиритом во фракции хвостов. Для решения всех этих проблем необходимо тщательное изучение добываемых руд и продуктов их дробления с помощью рудной микроскопии.

В частично окисленных рудах некоторое количество меди может присутствовать в виде легкорастворимых окислов, основных сульфатов или карбонатов, из которых медь легко извлекается кислотным выщелачиванием. Такой метод также широко используется для извлечения меди из сульфидов при *выщелачивании отвалов* медных руд с очень низким содержанием металла [7]. Здесь снова необходимо исследование структур под микроскопом для оценки эффективности процесса выщелачивания.

Другим важным источником меди являются вулканогенные месторождения массивных сульфидных руд (разд. 10.8). Халькопирит в этих рудах встречается в виде ксеноморфных интерстициальных зерен и очень мелких (<5 мкм) округлых включений и прожилков в сфалерите (рис. 7.15), причем количества последних весьма значительны, хотя и непостоянны. Этот тонко рассеянный халькопирит может создать проблемы при разделении минералов и привести к заметным содержаниям меди в цинковом концентрате. При обогащении может также возникнуть необходимость в удалении некоторых минералов, вызывающих трудности при плавке (например, арсенопирита для уменьшения эманаии мышьяка). Подобные проблемы легко предвидеть, если было проведено предварительное детальное изучение руд под микроскопом.

**11.4.3. Руды хрома.** Единственным имеющим значение рудным минералом хрома является хромит (идеальный состав  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ), который встречается в ультраосновных и основных изверженных породах (см. разд. 9.2). Хотя хромит часто присутствует в силикатной основной массе (см. рис. 9.1 и 9.2) в виде мономинеральных идиоморфно-гипидиоморфных зерен, которые могут быть легко отделены в процессе дробления и гравитационной концентрации, недостаточное содержание его в концентрате может быть вызвано тесным срастанием с нерудными минералами или вариациями в составе. Первое часто обусловлено дроблением хромита и выполнением в нем трещинок серпентином; второе возникает при замещении  $\text{Cr}^{3+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Al}^{3+}$  в хромите, состав которого может изменяться даже в пределах отдельного зерна, приводя к зональному распределению содержания хрома. Изменение магнитных свойств хромита в зависимости от содержания железа позволяет проводить в некоторых случаях селективную магнитную концентрацию богатых хромом фракций. Эффективная гравитационная концентрация низкокачественных хромитовых руд с Кипра, описанная Мусулосом и Пападопулосом [14], достигается в результате комбинации тяжелых сред, отсадочных машин и концентрационных столов.

**11.4.4. Железо-титановые окисные руды.** При обогащении некоторых железо-титановых окисных руд возникают проблемы измельчения в связи с тесной ассоциацией минералов. На рис. 11.4 показаны два примера руд, для которых разделение

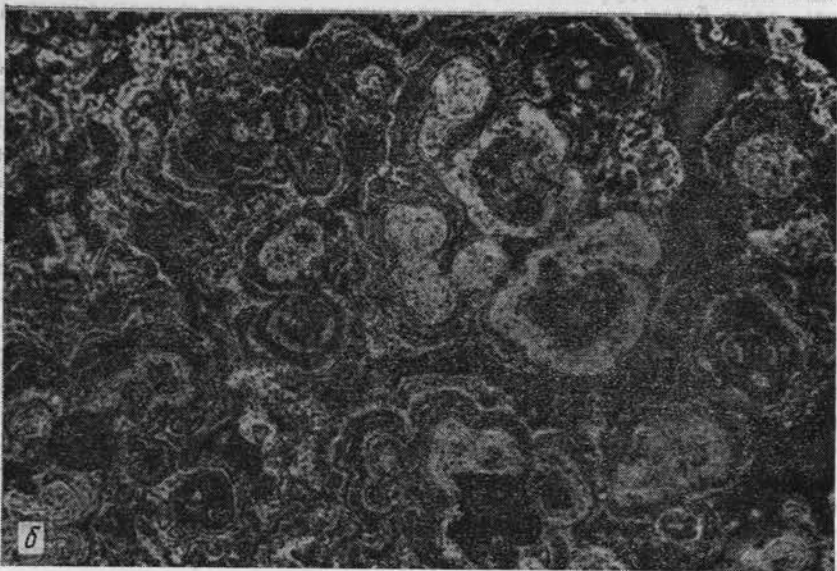


Рис. 11.5. Структурные соотношения минералов в марганцевых конкрециях с различной ориентировкой плоскости среза: *а* — плато Блейк, Атлантический океан (ширина поля зрения 2000 мкм); *б* — Тихий океан (ширина поля зрения 520 мкм).

легко достижимо (*а*) и когда разделения достичь трудно (*б*). В первом случае ильменит и магнетит сосуществуют в крупно- и равномернозернистом агрегате и могут быть легко разделены магнитным способом после дробления. Однако во втором случае тесное срастание ильменита с гематитом (вплоть до субмикроскопического) делает невозможным чисто механическое разделение этих минералов.

**11.4.5. Марганцевые конкреции.** Марганцевые конкреции глубоководного океанического дна являются важным потенциальным источником не только марганца, но и некоторых цветных металлов; в конкрециях, образующих промышленные скопления, согласно опробованию, содержится 2,3% Cu, 1,9% Ni, 0,2% Co и 36% Mn (в пересчете на сухой вес) [8]. Изучение особенностей и распределения минералов, содержащих эти полезные металлы в конкрециях, является важным шагом в направлении их промышленной эксплуатации. Хотя минеральный состав конкреций сложен, главными минералами их являются окислы марганца ( $Mn^{+4}$ ), близкие тодорокиту, бирнесситу и  $\delta$ - $MnO_2$ , встречающимся на суше; присутствует также кристаллографически слабо упорядоченный гётит («начальный гётит») [4, 5]. Никель, медь и кобальт захватываются тодорокитом во время процессов, происходящих после отложения. Структурные соотношения минералов в конкреции показаны на рис. 11.5, *а, б*.

Брук и Проссер [3] изучали минеральный состав и пористость нескольких таких конкреций и исследовали проблему селективной экстракции меди и никеля. Испытания показали, что селективное выщелачивание меди и никеля возможно с помощью разбавленной серной кислоты. Весь ряд возможных методов извлечения (кислотное выщелачивание, аммиачное выщелачивание, плавка, хлорирование и сегрегационный обжиг) был также рассмотрен Фюрстенау и Ханом [8].

### 11.5. Изучение продуктов агломерации и плавки

Состав и структурные соотношения в продуктах агломерации и плавки (штейнах, шлаках и т. д.) могут быть изучены с помощью техники, рассмотренной в гл. 1—6. Хотя эти продукты не являются минералами, многие из них очень похожи на рудные минералы по составу, а иногда по структуре и оптическим свойствам. История их кристаллизации может быть прослежена путем интерпретации структур, сходной с описанной для руд. Рассмотрим вкратце несколько примеров, иллюстрирующих эти образования.

Баста и др. [2] изучали минеральный состав агломерата из мелочи железной руды Асуана. Эти оолитовые руды сложены в основном гематитом с некоторым количеством гётита, кварца,

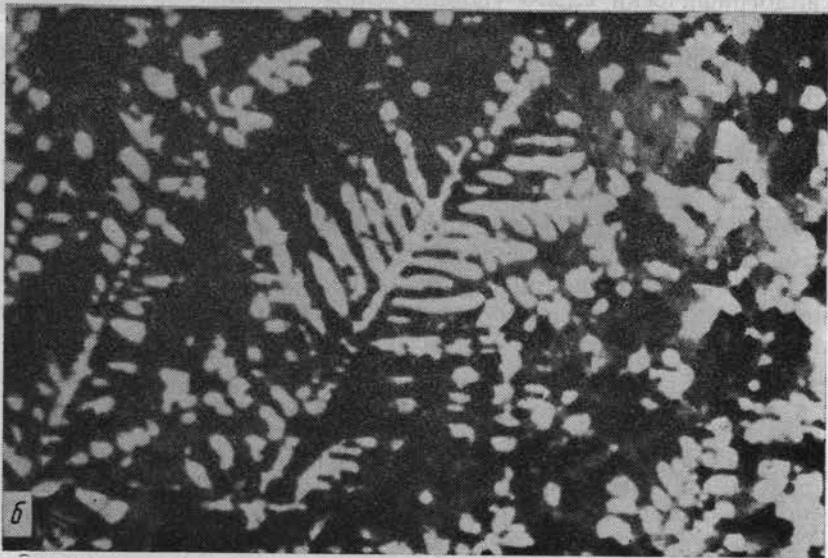
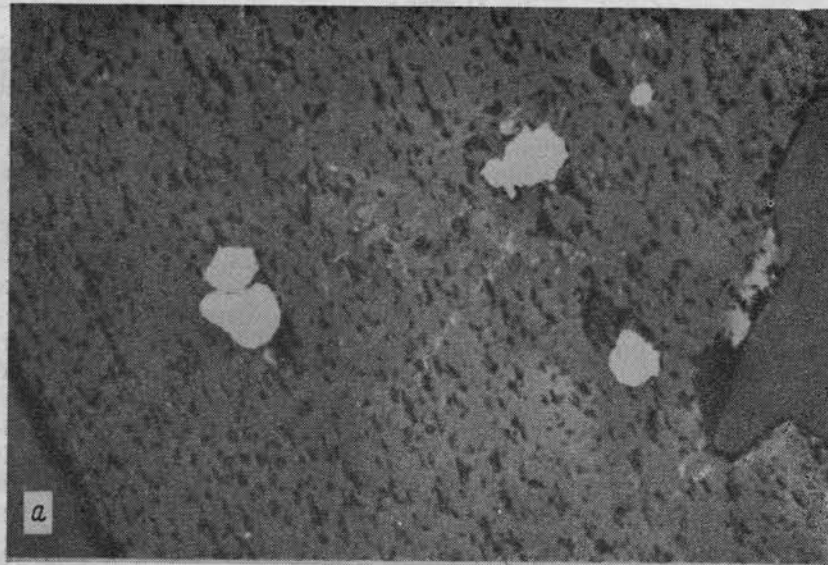


Рис. 11.6. *a* — сферические выделения железа в шлаке сталелитейного производства (ширина поля зрения 520 мкм) (образец получен благодаря любезности Бетлехемской стальной корпорации); *б* — дендритовые кристаллы магнетита в основной массе стекла; агломерат железной руды Асуана (ширина поля зрения 200 мкм) (по Баста и др. [2], с разрешения авторов); *в* — медно-никелевый штейн с мелкими идиоморфными кристалликами дисульфида железа и никеля в основной массе  $\text{Cu}_2\text{S}$  (темно-серое) и  $\text{NiS}$  (светло-серое). В верхнем левом углу видно крупное гипидноморфное зерно металлического никеля (ширина поля зрения 2000 мкм).



карбоната, хлорита; присутствуют также в подчиненных количествах сера, фосфор и марганец. Агломерация осуществлялась при  $\sim 1200^\circ\text{C}$  с известняком, пириловыми огарками и коксом в качестве горючего. Изучение таких агломератов показывает присутствие железа, окислов железа (магнетит, гематит, вюстит) и ферритов кальция в виде шариков, дендритов и кристаллов в основной массе силикатов — кристаллических (геленит, оливин, волластонит) и стекловатых (рис. 11.6, *a* и *б*). Могут присутствовать второстепенные сульфиды (пирротин, халькопирит). Влияние различных количеств известняка связано с вариациями минерального состава, которые в свою очередь связаны с такими свойствами, как прочность и способность агломератов к восстановлению.

Восстановление ильменита изучалось Джонсом [12]. При температурах менее  $1000^\circ\text{C}$  природные ильмениты восстанавливаются окисью углерода до металлического железа и восстановленных рутилов ( $\text{Ti}_n\text{O}_{2n-1}$ ,  $n \geq 4$ ), но небольшие количества магния и марганца препятствуют доведению реакции до конца. При более высоких температурах их действие не столь существенно, и при температуре  $1200^\circ\text{C}$  продуктами восстановления являются металлическое железо и аносвитовый ( $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_5$ ) твердый раствор. Эти продукты реакции были охарактеризованы на различных стадиях восстановления с помощью рудной микроскопии (и электронного микрозонда).

Штейны, получаемые в результате медных плавков, значительно изменяются по составу, но включают многие фазы, знакомые по минералогическим исследованиям в системах Cu—Fe—S и Cu—Ni—S. Рис. 11.6, в иллюстрирует особенности медно-никелевого штейна, содержащего 40% Cu и 40% Ni. Штейн содержит раннюю фазу железоникелевого сплава, рассеянные мелкие зерна Fe-Ni-дисульфида и в качестве основной массы NiS (миллерит) и твердый раствор сульфида меди. Последняя фаза распадается при охлаждении с образованием тканеподобной структуры двух сульфидов меди.

### 11.6. Заключительные замечания

Этот краткий обзор применения рудной микроскопии в минеральной технологии служит лишь для иллюстрации ее большого значения в данной области. Возрастающее потребление металлов в мире вынуждает производить промышленное их извлечение из руд со все более низким содержанием полезных компонентов, что требует весьма эффективного и искусного обогащения. Поэтому необходимо тщательное изучение руд и продуктов различных процессов дробления и разделения под микроскопом в отраженном свете. Если после открытия месторождения разведочным бурением определены его размеры, качество руд и геологическое положение, с помощью минералогического анализа установлены возможности извлечения металла и опытного проведения процессов извлечения и принимается решение приступить к разработке месторождения, то специалисту по рудной микроскопии необходимо проконтролировать вариации минерального состава руд и их влияние на переработку последних. Вариации в рудном теле в горизонтальном или вертикальном направлении могут потребовать изменений в процессе обогащения или смешивания руд, добываемых на различных участках; микроскопическое изучение руд может быть также очень ценным для рудничной разведки и дальнейшего развития рудника. Во всех случаях рудная минералогия должна быть связана с геологическими и инженерными проблемами добычи руд, с одной стороны, и проблемами их обогащения и металлургической переработки — с другой.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Amstutz G. C., Microscopy applied to mineral dressing, Colo. School Mines, 56, 443—484, 1961.
2. Basta E. Z., El Sharkowi M. A., Salem M. W., Mineralogy of some fluxed sinters produced from the Aswan iron ore, Trans. Inst. Min. Metall., 78, C1—C13, 1969.
3. Brooke J. N., Prosser A. P., Manganese nodules as a source of copper and nickel-mineralogical assessment and extraction, Trans. Inst. Min. Metall., 78, C64—C73, 1969.

4. Burns R. G., Burns V. M., Mineralogy, In G. P. Glasby, ed., Marine Manganese Deposits, Elsevier Oceanography Series, 15, Elsevier, Amsterdam, 1977.
5. Burns R. G., Burns V. M., Manganese oxides, In Marine Minerals, Min. Soc. Am. Short Course Notes, 6, 1—46, 1979.
6. Edwards A. B., Textures of the Ore Minerals and Their Significance, Aust. Inst. Min. Metall., Melbourne, 1954.
7. Fletcher A. W., Metal winning from low grade ore by bacterial leaching, Trans. Inst. Min. Metall., 79, C247—C252, 1970.
8. Fuerstenau D. W., Han K. N., Extractive metallurgy, In G. P. Glasby, ed., Marine Manganese Deposits, Elsevier Oceanography Series, 15, Elsevier, Amsterdam, 1977.
9. Gaudin A. M., Flotation, McGraw-Hill, New York, 1957.
10. Habashi F., Chalcopyrite: Its Chemistry and Metallurgy, McGraw-Hill, New York, 1978.
11. Hagni R. D., Ore microscopy applied to beneficiation, Min. Eng., 30, 1137—1147, 1978.
12. Jones D. G., Optical microscopy and electron-probe microanalysis study of ilmenite reduction, Trans. Inst. Min. Metall., 83, C1—C9, 1974.
13. Jones M. P., Automatic image analysis, In J. Zussman, ed., Physical Methods in Determinative Mineralogy, Academic, London—New York, 1977.
14. Mousoulos L., Papadopoulos M. Z., Gravity concentration of Troodos chromites, Cyprus, Trans. Inst. Min. Metall., 85, C73—C77, 1976.
15. Petruk W., The application of quantitative mineralogic analysis of ores to ore dressing, Can. Min. Metall. Bull., 1976.
16. Pryor E. J., Mineral Processing, Applied Science, London, 1965.
17. Ramdohr P., The Ore Minerals and Their Intergrowths, Pergamon, Oxford, 1968. (Имеется перевод: Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. — М.: ИЛ, 1962.)
18. Rehwald G., The application of ore microscopy in beneficiation of ores of the precious metals and of the nonferrous metals, In H. Freund, ed., Applied Ore Microscopy, Macmillan, New York, 1965.
19. Schwartz G. M., Review of the application of microscopic study to metallurgical problems, Econ. Geol., 33, 440—453, 1938.
20. Wills B. A., Mineral Processing Technology, Pergamon, Oxford, 1980.



## ТАБЛИЦА ДИАГНОСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РАСПРОСТРАНЕННЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

В этом приложении содержатся данные, способствующие микроскопическому определению наиболее распространенных непрозрачных минералов (включено примерно 100 минеральных видов):

1. Название минерала.
2. Химическая формула; дается ее наиболее простая форма (т. е. формула конечного члена ряда твердых растворов), приведены также главные случаи замещения.
3. Сингония.
4. Описание цвета минерала. Обозначение «→галенит, голубоватый» показывает, что описываемый минерал в контакте с галенитом обнаруживает голубоватый оттенок.
5. Описание проявлений двуотражения и плеохроизма отражения.
6. Описание интенсивности и характера анизотропии.
7. Описание характера наблюдаемых внутренних рефлексов.
8. Количественные значения отражения  $R$  (%) в воздухе при  $\lambda$  546 и 589 нм. Эти данные согласуются с данными картотеки КРМ [4]. Однако последние приводятся для конкретного образца и не обязательно отражают пределы колебаний значений, которые сообщаются в нашей таблице для многих минералов.
9. Количественные характеристики цвета, выраженные в системе С.И.Е. и включающие хроматические координаты  $x$  и  $y$  и световой поток  $Y$  (%) относительно стандартного источника света  $S^1$ .
10. Количественные данные по микротвердости вдавливания (число твердости по Виккерсу) при нагрузке 100 г ( $VHN_{100}$ ), если не указана другая нагрузка. Для некоторых минералов приведена характеристика отпечатков с использованием следующих сокращений: с — совершенный, т — с трещинами, ст — со слабо развитыми трещинами, вог — вогнутый, вып — выпуклый.
11. Твердость полировки дана в сравнении с твердостью других распространенных минералов: «меньше чем...», «примерно равна...» или «больше чем...».

<sup>1</sup> Более подробные объяснения см. в книге Чвилева Т. Н., Клейнбок В. Е., Бессмертная М. С. Цвет рудных минералов в отраженном свете. — М.: Недра, 1977. — Прим. ред.

12. Характер выделения и другие характерные свойства; здесь приводится основная информация о морфологии кристаллов, спайности, двойниковании, характерных процессах изменения и обычно ассоциирующихся минералах.

Приведенные в таблицах данные в основном заимствованы из следующих источников, которые могут быть использованы для получения более детальных сведений, а также информации о других минералах:

1. *Uytenbogaardt W., Burke E. A. J.*, Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals, Elsevier, Amsterdam, 1971.
2. *Ramdohr P.*, The Ore Minerals and Their Intergrowths, Pergamon, Oxford, 1969. (Имеется перевод: *Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. — М.: ИЛ, 1962.)
3. *Schouten C.*, Determinative Tables for Ore Microscopy, Elsevier, Amsterdam, 1962.
4. *Henry N. F. M., ed.*, Commission on Ore Microscopy: IMA/COM Quantitative Data File (first issue), Applied Mineralogy Group, Mineralogical Society, London, 1977.

Помещенная перед основной частью приложения «Схема идентификации» призвана помочь в определении неизвестного минерала. Однако эта простейшая схема должна рассматриваться лишь как указатель возможного варианта определения минерала.

### Схема идентификации\*

#### Отчетливо окрашенный

Синий	Изотропный (или слабо анизотропный)	Халькозин, дигенит
	Анизотропный	Ковеллин
Желтый	Изотропный (или слабо анизотропный)	Золото, халькопирит
	Анизотропный	Халькопирит, миллерит, делафоссит, кубанит, макинавит, валлерит
Красно-коричневый	Изотропный (или слабо анизотропный)	Борнит, медь, бравонт
	Анизотропный	Идаит, валлерит, делафоссит, моусонит
Розовый, пурпурный, фиолетовый	Изотропный (или слабо анизотропный)	Борнит, медь, бравонт, виоларит
	Анизотропный	Брейтгауптит

#### Отчетливо окрашенные внутренние рефлексы (в минералах, которые не обладают отчетливой окраской)

Синие	Анализ	Анализ
Желтые	Анализ	Анализ
Красные до коричневых	Анализ	Анализ



## Алфавитный перечень рудных минералов с диагностическими признаками

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотраженности/плекрохромизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лорки	Характер выделения; другие характерные признаки
Акантит $Ag_2S$ Моноклинный	Ц — серый с зеленоватым оттенком → галенит, темнее, зеленовато-серый → серенбро, темно-зеленовато-серый Д/П — очень слабые А — отчетливая, если хорошо полирован ВР — отсутствуют	R — 30,3—31,3 29,0—29,8	VHN — 23—26 (с) ТП — меньше, чем у большинства минералов	В виде эвгедральных кубических кристаллов, псевдоморфных по аргентиту (стабильному при $T > 176^\circ C$ ) и в виде ангедральных поликристаллических агрегатов. Полируется с трудом, обычно остаются шарпаны из-за мягкости минерала, но при хорошей полировке часто видны двойники. Образуется неправильные включения в галените; часто ассоциируется с пиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, ковеллитом, пруститом, пираргиритом. Высокотемпературный полиморфный аргентит при охлаждении всегда превращается в акантит, но о его прежнем существовании может свидетельствовать кубическая морфология
Алабадин $MnS$ Кубический	Ц — серый → сфалерит, отчетливо светлее Д/П — отсутствуют А — изотропный, иногда со слабой аномальной анизотропией	R — 22,8 22,3 КЦ — 0,301 0,305 22,8	VHN — 240—251 (с) ТП ~ сфалериту	В виде эвгедральных кристаллов и ангедральных агрегатов; похож на сфалерит. Могут наблюдаться спайность, пластинчатые двойники и зоннальное строение. Встречается совместно с пиритом, халькопиритом, пирротином, пиrolюзитом, Мп-сфалеритом, Мп-карбонатом

Аларгентум $Ag_{1-x}Sb_x$ Гексагональный	ВР — обычные, темно-зеленые до коричневых  Ц — белый, слегка сероватый Д/П — отсутствуют А — слабая ВР — отсутствуют	R — ~70	VHN — ТП > серебра	Встречается в виде пластинчатых сростков в серебре, в частности на месторождении Кобальт, Онтарио. Первоначально был определен как дискразит, который очень на него похож, но имеет состав $Ag_3Sb$
Алломонтит Смесь As или Sb с AsSb	Ц — белый Д/П — слабые А — отчетливая ВР — отсутствуют	R — 50—70	VHN — 85—100 ТП ~ сурьме	В виде миркеитовых сростков, которые могут быть настолько тонкими, что их двухфазовое строение различимо только при большом увеличении. Обе фазы лучше видны после незначительного окисления или травления. Встречается вместе с агитмонитом в Co-Ni-Ag-Bi-As-рудах и в песчаниках
Антимонит $Sb_2S_3$ Ромбический	Ц — белый до серовато-белого → висмутин, темнее → сурьма, более серый Д/П — сильное; серовато-белый до белого А — очень сильная, часто волнистая; синий, серый, коричневый, розовато-коричневый ВР — отсутствуют	R — 31,1—48,1 30,6—45,2 КЦ — a 0,301 0,309 41,8 b 0,306 0,317 c 0,294 0,305 47,3	VHN — 42—153 71— 86 на сечении (010) (ст) ТП > аурипигмента < халькопирита	В виде зернистых агрегатов и пластинчатых кристаллов, которые часто обнаруживают деформационные структуры, двойники давления и волнистое погасание. Ассоциируется с пиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом и минералами Sn, As и Hg
Аргентит см. акантит				

		Продолжение	
1. Название	Ц — цвет	R — отражение при λ, 546 и 589 нм в воздухе	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г
2. Формула	Д/П — двуотражение/плекроизм	КЦ — количественные цветные координаты	ТП — твердость по Ровки
3. Сингония	А — анизотропия		полн-ровки
	ВР — внутренние рефлексы		
Арсенопирит FeAsS Моноклинный	Ц — белый → пирит, белый → лёллингит, сафлорит, кремво-белый → сурьма, серовато-белый → галенит, сфалерит, белый с бледно-желтым оттенком Д/П — слабое; синий А — сильная; синий, зеленый ВР — отсутствуют	R — 51,85—52,2 51,8—53,2 КЦ — a 0,315 0,320 52,5 b 0,318 0,325 51,8 c 0,310 0,316 51,8	VHN — 715—1354 1081 на (001) (ст) ТП > скуттерудита, магнетита < пирита, кобальтина
Аурипигмент As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> Моноклинный	Ц — серый → реальгар, несколько светлее → сфалерит, светлее Д/П — сильное; в воздухе:   а белый,   б тусклый розоватый,   с тусклый серо-белый; в масле:   а серо-белый;   б темно-серый,   с серо-белый А — сильная; в масле маскируется внутренними рефлексами ВР — сильные и интенсивные; белые до желтых	R — 27,5—23,0 26,7—22,1 КЦ — 0,294 0,296 27,6	VHN 22—58 ТП > реальгара

Бертьерит  
FeSb<sub>2</sub>S<sub>4</sub>  
Ромбический

Виксбит  
(Mn, Fe)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  
Кубический

Борнит  
Cu<sub>5</sub>FeS<sub>4</sub>  
Тетрагональный

Ц — серо-белый с розовым или коричневым оттенком  
Д/П — сильное; характерный: ||а коричневато-розовый, ||б серовато-белый, ||с белый  
А — очень сильная; синий, серо-белый, коричневый, розовый  
ВР — отсутствуют  
Ц — серый с кремовым до желтого оттенком  
→ браунит, якобит, гаусманит, светлее, желтоватый  
Д/П — обычно отсутствуют; иногда очень слабые в масле  
А — изотропен; иногда со слабой аномальной анизотропией  
ВР — отсутствуют  
Ц — розовато-коричневый до оранжевого; тусклый, лиловатый, фиолетовая или радужная побежалость  
Д/П — по краям зерен может быть видно слабое двуотражение  
А — очень слабая  
ВР — отсутствуют

R — 42,0—36,6  
41,0—36,5  
КЦ — 0,301 0,308  
41,9

R — 22,2  
22,0  
КЦ — 0,308 0,316  
22,1

R — 21,3  
24,5  
КЦ — 0,350—0,338  
22,0

VHN — 102—213  
ТП ~ антимониту  
< сфалерита

VHN — 946—1402 (с)  
ТП > гаусманита  
~ брауниту

VHN — 95—105 (с)  
ТП > галенита, халькозина  
< халькопирита

В виде эвгедральных игольчатых кристаллов и субэвгедральных агрегатов совместно с антимонитом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, пирротином, гудмундитом, сфалеритом, галенитом

В виде эвгедральных кристаллов и зернистых агрегатов. Можно видеть спайность по (111), пластинчатые двойники и зональность роста. Встречается совместно с гематитом, браунитом, пирролитом, гаусманитом

В виде неправильных поликристаллических агрегатов, а также в виде каевок вокруг халькопирита или пластинчатых сростаний с ним. Можно наблюдать спайность; двойники редки и различаются с трудом. Обычны пластинчатые структуры распада и замещения совместно с халькопиритом, энаргитом, дигенитом; по границам зерен в трещинах превращается в ковеллин. Встречается совместно с пиритом, халькопиритом, энаргитом, дигенитом, ковеллином, линнеитом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, тетраэдритом, гематитом

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плекроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Рокви	Характер выделения; другие характерные признаки
Бравонит (Fe, Ni, Co)S <sub>2</sub> Кубический	Ц — зависит от состава; богатый Fe; кремовый до розового; богатый Со и Ni: розоватый до коричневатого и фиолетового Д/П — отсутствуют А — отсутствует ВР — отсутствуют	R — 31,0—53,9 (наименьшее у богатых Со и Ni)	VHN — 668—1535 ТП < пирита > сфалерита	Очень характерна зональная структура, при этом более темные зоны богаче Ni и Со. Обычно в виде изолированных кубических и октаэдрических кристаллов, но может ассоциироваться с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, линнеитом, дигенитом, тетраэдритом, маухеритом, сафлоритом, висмутом, никелином
Браннерит (U, Ca, Ce) (Ti, Fe) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> Моноклинный (метамиктный)	Ц — серый Д/П — отсутствуют А — отсутствует ВР — в крупных кристаллах коричневатого-серые; в тонкозернистом материале голубовато-серые до голубоватобелых, темно-коричневые до желтоватых	R — 15,0—15,1 14,7—14,8	VHN — 690 (с)	В виде эвгедральных призматических до игольчатых кристаллов и субгедральных агрегатов. Часто замещает (иногда псевдоморфно) уранинит и рутил. Нередко содержит включения пластинок пирротина и анатаза и может быть «запылен» мелкими кристаллами радиогенного галенита. Встречается совместно с уранинитом, рутилом, урановой обманкой, пиритом, коффеинитом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, анатазом, магнетитом

Браунит  
(Mn, Fe, Si)<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  
Тетрагональный

Ц — серый с коричневым оттенком  
→ магнетит, менее коричневый  
→ пирролизит, псиломелан, темнее  
→ манганит, гаусманит, скоден, но с более слабым двуотражением  
→ биксбит, якобит, более серый  
Д/П — слабое, но отчетливое; серый  
А — слабая, но отчетливая; серый до голубого; часто волнистая  
ВР — редки, темно-коричневые до густо-красных

Ц — розовый с фиолетовым оттенком  
→ никелин, темнее, фиолетовый оттенок  
Д/П — сильное; розоватый до розовато-фиолетового  
А — очень сильная; голубовато-зеленый, голубовато-серый, фиолетово-красный  
ВР — отсутствуют

R — 18,6—19,5  
18,1—18,9  
КЦ — 0,299 0,304  
18,6

VHN — 1027—1225  
(при 15 г)  
ТН > магнетита  
< биксбитита

В виде ангедральных зернистых масс и субгедральных и эвгедральных кристаллов. Сообщается о зональном строении. Ассоциируется с якобитом, биксбитом, гематитом, пирролизитом, магнетитом

R — 36,9—48,2  
43,7—53,0

VHN — 412—584  
ТП < никелина, раммельсбергита,  
сафлорита

В виде субгедральных и эвгедральных зерен, часто с зональным строением. Встречается совместно с никелином, серебром, сафлоритом, галенитом, хромитом, пентландитом, пирротином, Ag-сульфосолями. Диагностическое значение имеют цвет и очень сильная анизотропия; единственным сходным минералом является никелин. Похожим кажется виоларит, но он не имеет зонального строения

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двоятображение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при λ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Викерсу при на- грузке 100 г ТП — твердость поли- ровки	Характер выделения; другие харак- терные признаки
Булажерит $Pb_2Sb_4S_{11}$ Моноклинный	Ц — белый с голубовато-серым оттенком → галенит, более темный, зе- лено-серый → антимонит, несколько свет- лее → джемсонит, темнее Д/П — отчетливое; серо-белый до зелено-серого А — отчетливая; рыжевато-ко- ричневый, коричневый, голу- бовато-серый ВР — редки, красные	R — 41,8—37,4 40,7—36,5 КЦ — 0,303 0,312 41,4	VHN — 92—125 (ст) ТП < галенита	Обычно в виде зернистых или волокнистых агрегатов с га- ленитом, сфалеритом, халь- копиритом, тетраэдритом или другими Pb-Sb-сульфо- лами
Валлерит (Fe, Cu) $S_2$ (Mg, Al) (OH) $_2$ Гексагональный	Ц, Д/П — очень сильные дву- отражение и плеохроизм; бронзовый до серого А — исключительно сильная; белый до серо-бронзового с шелковистой структурой ВР — отсутствуют	R — 14,2—22,0	VHN — ТП > халькопирита ~ кубаниту < пирротина	В виде прожилков, интерес- нейших включений и мель- чайших включений внутри и вокруг халькопирита, пирро- тина, пентландита, магнети- та. Полируется плохо; обла- дает характерными двуотра- жением и плеохроизмом. Анизотропия с бронзовым цветным эффектом имеет шелковистый, волнистый ха- рактер. Очень легко спутать с макинитом, который име- ет более резкое погасание и в скрещенных николях в меньшей мере окрашен в оранжевый цвет и не облада-

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двоятображение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при λ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Викерсу при на- грузке 100 г ТП — твердость поли- ровки	Характер выделения; другие харак- терные признаки
Виоларит $FeNi_2S_4$ Кубический	Ц — коричневатый-серый с фио- летовым оттенком → пентландит, темнее, фиоле- товый оттенок → пирротин, светлее → миллерит, коричневатого-фио- летовый Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — отсутствуют	R — 46,6	VHN — 241—373 ТП > халькопирита, > сфалерита А — > пентландиту < пирротина	ет столь ярко выраженной шелковистой структурой Чаще всего в виде пористых продуктов изменения вдоль границ зерен и по трещинам в пентландите, пирротине и миллерите. Гигрогенный вио- ларит представлен равномер- ными ангедральными зерна- ми совместно с пирритом, миллеритом, пирротиниом. Иногда в виде тонких пла- стинчатых сростаний с мил- леритом и халькопиритом
Висмутин $Bi_2S_3$ Ромбический	Ц — белый; в масле с розова- то-серым оттенком → висмут, темнее, голубовато- серый → халькопирит, голубовато- серый → галенит, светлее, кремове- белый Д/П — слабое до отчетливого;   а розовато-серо-белый,   б серо-белый,   с кремове- белый А — очень сильная, особенно в масле; серый, желтый, фио- летовый, прямое погасание; большие кристаллы часто изогнуты ВР — отсутствуют	R — 38,5—45,4 38,1—45,0	VHN — 110—136 (ст) ТП > висмута А — < халькопирита	В виде субэдральных лейсто- видных кристаллов; менее обычны зернистые массы Обычна спайность   (010). Часто наблюдаются двойни- ки, обусловленные сжатием, и волнистое погасание. Встречается совместно с вис- мутом, пирритом, пирротиниом, арсенопирритом, халькопиритом, сфалеритом, станным, касситеритом, вольфрамитом, молибденитом

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плюсхромизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda = 546$ и 589 нм в воздухе КЦ — количественные центные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г. ТП — твердость по Лорна	Характер выделения; другие характерные признаки
Висмут Bi Тригональный	Ц — белый до кремово-белого; розовато-кремовый → серебро, кремовый → мышьяк, розовато-кремовый → сульфосоли, розовато-кремовый Д/П — слабое, но отчетливое; кремовый до розоватого А — отчетливая до сильной ВР — отсутствуют	R — 66,7 68,8	VHN — 15—18 (с) ТП < всех ассоциирующихся минералов	В виде неправильных масс или включений антедральных зерен. Обычно двойники, которые могут быть вызваны шлифовой или царапаньем. Встречается совместно с сульфосолями, пиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом, висмутитом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, арсенидами Co и Ni, серебром, галенитом
Вольфрамит (Fe, Mn)WO <sub>4</sub> Моноклинный	Ц — в воздухе серый до беловым или желтым оттенком → сфалерит, схилен → магнетит, темнее Д/П — слабые А — слабая до отчетливой; желтый до серого ВР — густо-красные, особенно в масле	R — 15,0—16,2 14,7—15,9	VHN — 312—342 (ст) ТП > магнетита, шешелита < пирита, арсенопирита	В виде эвгедральных пластин и масс взаимопроникающих пластинчатых выделений. Отчетливая спайность, обычно двойники. Часто ассоциируется с шешелитом, арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом, висмутитом, висмутином, золотом и касситеритом
Галенит PbS Кубический	Ц — белый, иногда с розовым оттенком → сфалерит, белый → теннантит, розоватый Д/П — отсутствуют А — изотропен, но может обнаруживаться	R — 43,1 41,9 КЦ — 0,300 0,304 Б — 43,0	VHN — 59—65 (с) ТП > прустита ~ халькопириту < тетраэдрита	В виде антедральных масс и эвгедральных кубических кристаллов. Обычно видны совершенная спайность по (100) и треугольные выкрашивания.

Очень распространены и встре-

Гематит $\alpha$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Тетрагональный	руживать слабую аномальную анизотропию ВР — отсутствуют	R — 19,6—17,6 18,9—17,5	VHN — 536—566 (с) ТП > манганита, пирролюзита < якобитса, биксбиита, браунита	частая с широким спектром обычных минералов. Часто содержит включения тетраэдрита, Pb-Bi- и Pb-Sb-сульфосей, серебра, халькопирита, сфалерита. Может присутствовать в виде включений в халькопирите, сфалерите
Гаусманит Mn <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Тетрагональный	Ц — от голубовато- до коричневатого-серого → якобитс, серое → биксбит, темнее → браунит, менее коричневым Д/П — очень отчетливые в масле; голубовато-серый до коричневатого-серого А — сильная; желто-коричневый до синевато-серого ВР — кроваво-красные, особенно в масле	R — 30,2—26,1 29,15—25,1 КЦ — 0,299 0,309 29,8	VHN — 1038 ТП > магнетита < пирита	В виде грубо- и равномерно-зернистых антедральных кристаллов, часто в прожилках. Обычно двойникован. Встречается совместно с другими окислами Mn и изменяется до пиролюзита и пелломена
Гематит $\alpha$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Тетрагональный	Ц — серо-белый с голубоватым оттенком → ильменит, магнетит, белый пирит, толуовато-серый → гётит, лепидокрокит, белый Д/П — слабые А — отчетливая; серо-синий, серо-желтый ВР — густо-красные, обычные	R — 30,2—26,1 29,15—25,1 КЦ — 0,299 0,309 29,8	VHN — 1038 ТП > магнетита < пирита	Обычно в виде уплощенных или игольчатых субпараллельных или радиальных агрегатов. Обычны пластинчатые двойники. Части также образующиеся в результате распада линзы и пластинки гематита в ильмените или магнетите или обратные соотношения, когда гематит играет роль минерала-хозяина. Встречается совместно с магнетитом, ильменитом, пиритом, халькопиритом, борнитом, рутилом, касситеритом, сфалеритом

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плекроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость полинровки	Характер выделений; другие характерные признаки
Герсдорфит NiAsS Кубический	Ц — белый с желтым или розовым оттенком → скуттерудит, более желтый → линнит, менее розовый Д/П — отсутствуют А — изотропен; некоторая степень аномальной анизотропии ВР — отсутствуют	R — 54,2 54,3 КЦ — 0,311 0,317 54,2	VHN — 782—835 (ст) ТП > линнита < лёллингиту < пирита	В виде эвгдральных кристаллов, которые могут обнаруживать зональный рост. Обычно спайность по (100). Встречается совместно с пиритом, халькопиритом, серребром, висмутом, скуттерудитом, никелитом, кобальтитом, борнитом, уранинитом. Иногда в виде псевдоэтеклических сростаний с никелином, маухеритом, пирротином, халькопиритом
Гётит FeO·OH Ромбический	Ц — серый с голубоватым оттенком → сфалерит, более голубоватый → гематит, темнее Д/П — слабые в воздухе, отчетливые в масле, но часто маскируются внутренними рефлексами А — отчетливая; серо-синий, серо-желтый, коричневатый ВР — коричневато-желтые до красновато-коричневых	R — 17,5—15,5 16,6—15,0 КЦ — 0,291 0,296 17,5	VHN — 667 ТП ~ лепидокрокиту < магнетита, гематита	Обычно пористые колломорфные прослойки с радиальной волнистой структурой или в виде пористых псевдоморфоз по пириту. Почти всегда вторичен, в виде жил третичного выполнения или почковидных оторочек. Встречается совместно с гематитом, пиритом, лепидокрокитом, пирротином, оксидами марганца, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Коричневатые до желтоватых внутренние рефлексы могут отличать его от лепидокрокита

Глаукодол  
(Co, Fe)AsS  
Ромбический

Ц — белый до светло-коричневого  
→ арсенопирит, более голубовато-белый  
Д/П — слабые; слабее, чем у арсенопирита  
А — отчетливая; менее, чем у арсенопирита  
ВР — отсутствуют

R — 50,0—50,6  
50,4—50,7

VHN — 1097—1115 (ст)  
ТП < арсенопирита, кобальтина

Обычно в виде субэдральных и эвгдральных кристаллов, часто с включениями. Ассоциируется с кобальтином, пиритом, арсенопиритом, сфалоритом, скуттерудитом, никелином, галенитом, раммельсбергом. Полируется очень хорошо

Графит  
С  
Гексагональный

Ц, Д/П — очень сильное, двуотражение от коричневатосерого до серовато-черного  
→ молибденит, темнее  
А — очень сильная; соломенно-желтый до коричнево- или фиолетово-серого  
ВР — отсутствуют

R — 17,4—6,8  
18,1—7,0

VHN — 12—16 (т)  
(при 50 г)  
ТП < почти всех минералов

В виде мелких табличек, лейт и скопленный пластики. Видна базальная спайность; обычно волнистое погасание. Присутствует в виде изолированных лейт во многих изверженных и метаморфических породах, а также как включения в сфалерите, пирите, магнетите, пирротине. Намного шире распространен, чем молибденит

Делафоссит  
CuFeO<sub>2</sub>  
Тригональный

Ц, Д/П — отчетливое двуотражение. В воздухе желто-розово-коричневый до розово-коричневого; в масле розовато-серый до коричнево-серого

R — 20—25

ТП < куприта, гётита

В виде масс субэдральных кристаллов и сноповидных скоплений или мелких включений в гётите. Обычны концентрические и почковидные структуры. Встречается совместно с гётитом, лимонитом, купритом, теноритом, медью, пиритом, борнитом, халькозинном, ковеллитом, галенитом, теннантитом



1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двустражажение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при λ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лоренцу	Характер выделения; другие характерные признаки
Джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$ Моноклинный	Ц — белый → галенит, сходен или слегка зеленоват → антимонит, светлее Д/П — сильный; белый до желто-зеленого А — сильная; серый, рыжеватый-коричневый, коричневый, синий ВР — красноватые у Виджемонита	R — 37,4—42,9 36,7—41,5 КЦ — 0,311 0,317 54,3 5—30—32	VHN — 113—117 (с) ТП < галенита	В виде игольчатых или пластичных кристаллов или сростков. Обычно спайность по удлинению; часто сдвоенникован. Встречается совместно с галенитом, пиритом, пираргиритом, буданджеритом, халькопиритом, сфалеритом, тетраэдритом, арсенопиритом
Дигенит $Cu_9S_8$ Кубический	Ц — серовато-синий → галенит, борнит, синий → халькозин, более темно-синий Д/П — отсутствуют А — изотропен; иногда со слабой аномальной анизотропией ВР — отсутствуют	R — 23,1 21,0 КЦ — 0,282 0,292 22,6	VHN — 67—76 (с) ТП ~ халькозину, галениту	В виде неправильных агрегатов андгральных зерен, которые содержат пластинчатые сростания с другими сульфидами железа или борнитом. Встречается также с халькопиритом, пиритом, тетраэдритом, энаргитом; изменяется до ковеллина
Дискразит $Ag_2Sb$ Ромбический	Ц — белый → галенит, кремново-белый → серебро, слегка более серый Д/П — слабое; белый до кремново-белого А — слабая до отчетливой ВР — отсутствуют	R — 62,1—63,2 62,8—64,0 КЦ — 0,311 0,317 54,3 5—30—32	VHN — 146—160 (ст) ТП > галенита, серебра < халькопирита	В виде эвгедральных табличатых и квадратных кристаллов и агрегатов андгральных кристаллов с мышьяком, галенитом, кобальтином, пиритом. («Дискразит» из месторождения Кобальт, Онтарио, в действительности алларгентум.)
Железо Fe	Ц — белый, слегка голубоватый или желтоватый	R — 57,7—60,1 58,0—60,0	VHN — 103A—111B	

Кубический $\alpha$ -Fe-камасит γ-Fe-фенит	Ц — пентландит, намного блее → когениит, слегка голубоватый Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — отсутствуют	КЦ — 0,311 0,316 5—57,9	VHN — 158 (средн.) ТП < тронилита, магнетита, когениита	Обычно в виде пятен и каплевидных зерен в каменных метеоритах и как главная фаза в железных метеоритах; исключительно редок в земных условиях. α-Fe содержит $\leq 6\%$ Ni и слегка голубоват; γ-Fe содержит ~27—60% Ni и слегка желтоват. Сростания по (111) γ-Fe и α-Fe образуют видманштеттовы структуры, которые выявляются травлением. Тонкие структуры распада когениита встречаются в α-Fe. Среди других ассоциирующихся минералов — тровилит, медь, шрейберзит, ильменит, хромит. Окисляется до гематита, гётита, лепидокрокита
Зигенит (Co, Ni) $_{2-4}$ Кубический	Ц — кремново-белый со слабым розовым оттенком → каттерит, менее розоватый Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — отсутствуют	R — 45,4 47,2 КЦ — 0,321 0,323 46,0	VHN — 503—525 (ст) ТП ~ линнеиту	В виде эвгедральных и андгральных поликристаллических агрегатов. Ассоциируется с Cu- и Fe-Su-сульфидами, пиритом, вазнитом, каттеритом, уранинитом
Золото Au Кубический	Ц — яркий золотисто-желтый → халькопирит, без зеленоватого оттенка Д/П — отсутствуют А — изотропен, но погасает не полностью ВР — отсутствуют	R — 71,5 83,4 КЦ — 0,384 0,391 72,7	VHN — 53—58 (с) ТП > галенита АНР < тетраэдрита, халькопирита	В виде изолированных зерен и прожилков во многих сульфидных породах, особенно в пирите, арсенопирите, халькопирите. Узнается по своему «золотому» цвету и очень высокому отражению; примесь серебра ведет к образованию электрума, изменяет цвет до беловатого и увеличивает R(%)

1. Название 2. Формула 3. Сигнония	Ц — цвет Д/П — двоятображение/плюсохронизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость долинки	Продолжение
Идлант $\text{Cu}_3\text{FeS}_4 \rightarrow \text{Cu}_3\text{FeS}_4$ Тетрагональный	Ц, Д/П — сильное двоятображение; от красно-оранжевого до красно-коричневого до желтовато-серого; А — исключительно сильная; ВР — отсутствуют	R — 27—33,6	VHN — 176—260 ТП > ковеллина	В виде гипогенных таблитчатых кристаллов, которые встречаются совместно с ковеллином, пиритом, борнитом, а также в супергенных породах изменения борнита, где он образует пластинки и прожилки. Узнается по оранжевому цвету и сильной анизотропии в зеленых тонах. (Новый минерал, близкий по составу к идланту, назван нукундамитом.)
Ильменит $\text{FeTiO}_3$ Тригональный	Ц — коричневатый с розовым или фиолетовым оттенком — магнетит, темнее, коричневый Д/П — отчетливое; розовато-коричневый, темно-коричневый А — сильная; зеленовато-серый до коричневого-серого ВР — редки; темно-коричневые	R — 20,1—17,0 20,2—17,4	VHN — 659—703 (вып) ТП > магнетита < гематита	В виде субгидральных и ангидральных зерен и пластинок или линз, образовавшихся в результате распада. Частицы пластинчатые двойники. Обычный аксессуар в изверженных и метаморфических породах. Встречается совместно с магнетитом, гематитом, рутилом, пиритом, пирротином, хромитом, пентландитом, танталитом
Камасит см. железозинкит Карролит $\text{CuCo}_2\text{S}_4$ Кубический	Ц — кремово-белый, иногда со слабым розоватым оттенком Д/П — отсутствуют	R — 45	VHN — 525—542 ТП > халькопирита < пирита	В виде ангидральных зернистых масс и субгидральных и эвгидральных октаэдров.

1. Название 2. Формула 3. Сигнония	Ц — цвет Д/П — двоятображение/плюсохронизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость долинки	Продолжение
Касситерит $\text{SnO}_2$ Тетрагональный	А — отсутствует ВР — отсутствуют Ц — коричнево-серый сплюснутый, рутил, магнетит, коричневато-серый Д/П — отчетливое; серый до коричневого-серого А — отчетливая; серый; в масле маскируется внутренними рефлексами ВР — обильны, желтые до желто-коричневых	R — 11,5—12,4 11,3—12,2	VHN — 1168—1332 (с) ТП очень высокая, > пирита	Обычно ассоциируется с минералами меди, халькопиритом, борнитом, халькозином, дигенитом, кобальт-пиритом, пирротином, зигенитом В виде плотных ангидральных масс и субгидральных и эвгидральных кристаллов, которые часто отчетливо зональны. Обычно сдвойникованы; иногда наблюдается спайность. Встречается совместно с пиритом, арсенопиритом, станнином, вольфрамитом, сфалеритом, галенитом, рутилом, гематитом, магнетитом, висмутом, висмутином, пирротином. Похож на сфалерит, но анизотропен и обычно обнаруживает более светлые внутренние рефлексы
Киноварь HgS Тригональный	Ц — белый с голубовато-серым оттенком — галенит, темнее, голубоватый Д/П — отчетливые в масле А — отчетливая; в масле часто маскируется внутренними рефлексами ВР — интенсивные и обильные, красные	R — 24,6—29,6 23,8—28,2 КЦ — 0,297 0,302 24,5	VHN — 82—156 ТП > сурьмы < галенита, пирита	В виде субгидральных и эвгидральных кристаллов и поликристаллических агрегатов эвгидральных зерен. Ассоциируется с метациннабаритом (изотропная полиморфная разновидность), пиритом, марказитом, антимонитом, халькопиритом, тетраэдритом, борнитом, золотом, реальгаром, аурипигментом, галенитом, энгеритом, касситеритом. В полированных шлифах похож на прустит и пираргирит

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плекрохронизм А — анизотропия ВР — внутреннее рефлексы	R — отражение при λ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при на- грузке 100 г ТП — твердость поли- ровки	Продолжение
Кобальтин (Co, Fe)AsS Ромбический	Ц — белый с розовым или фио- летовым оттенком → арсенирит, розоватый → пирит, более белый Д/П — слабее; белый до розо- ватого А — слабая до отчетливой в масле; голубовато-серый до коричневого ВР — отсутствуют	R — 50,5 51,9 КЦ — 0,320 0,326 50,7 КП — 0,30А 0,30Б 33,8 — 38,3 35 — 34,9 — 36,9	VHN — 935—1131 ТП > скуттерудита, арсенирита < пирита	Обычно в виде эвгедральных кристаллов и поликристал- лических агрегатов. Можно наблюдать двойники, зональ- ность и спайники. Встреча- ется совместно с никелином, серебром, золотом, халькопи- ритом, арсениритом, висму- том, уранинитом, арсенида- ми Ni и Co. Слабая анизотро- пия отличает его от ни- келина и брейтгаунгита
Кобеллит Pb <sub>2</sub> (Bi, Sb) <sub>2</sub> S <sub>5</sub> Ромбический	Ц — белый Д/П — отчетливое, слегка темнее белый до фиолетово-серого А — отчетливая; серый до серо- коричневого ВР — отсутствуют	R — 40,0—46,1 39,1—45,7 КЦ — 0,302—0,309 47,1	VHN — 100—117 (ст) ТП > висмута < галенита	В виде зернистых масс и агре- гатов таблитчатых кристал- лов с хорошо развитой спай- ностью по (010). Обычно сдвойникован. Встречается совместно с арсениритом, пиритом, пирротином, халь- копиритом, висмутом, висму- тином и образует сростания с тетраэдритом
Ковеллин CuS Гексагональный	Ц — индигово-синий с фиолето- вым оттенком до синевато- белого в воздухе Д/П — пурпурный до фиолето- во-красного, в масле до сине- серого А — исключительно сильная;	R — 7,2—23,7 4,2—21,2 КЦ — 0,224 0,226 6,8	VHN — 128—138 (ст) ТП < халькопирита	В виде субэдриальных и эвге- дральных масс, лейт и пла- стиноподобных кристаллов. Яркий синий цвет, сильные плекрохронизм и анизотропия узнаются безошибочно, даже когда они проявляются в

Козалит Pb <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>5</sub> Ромбический	красно-оранжевый до корич- неватого ВР — отсутствуют	R — 30,6 24,6 КЦ — 0,267 0,300 26,3	VHN — 133—207 (ст) ТП > халькопирита, масле, висмуте	мельчайших измененных уча- стках в таких сульфидных ме- ди и железа, как пирит, халькопирит и борнит; встре- чается также совместно с энаргитом, дигенитом, тен- нантитом, сфалеритом. «Ко- веллин, остающийся синим», сходен по свойствам с ковел- лином, за исключением того, что он в масле остается си- ним; изредка встречается совместно с ковеллином
Когенит Fe <sub>3</sub> C Ромбический	Ц — кремово-белый → пирротин, более светло-кре- мовый → железо, сходен Д/П — слабые, но отчетливые ВР — отсутствуют	R — 52,4—54,1 51,2—53,2	ТП > железа	Минерал метеоритов, на земле исключительно редок. В виде неправильных зерен совме- стно с камаситом, шрейнберзи- том, графитом и троилитом. В метеоритах содержится в количестве 6—8 вес. %. Там, где есть Ni, наблюдается ос- таточная метастабильная фа- за. В более крупных зернах обычны двойники
Козалит Pb <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>5</sub> Ромбический	Ц — белый с розовым или се- рым оттенком → галенит, желтоватый до зе- леного оттенка Д/П — слабые до отчетливых А — слабая до средней; розо- вато-желтый, голубоватый, фиолетово-серый ВР — отсутствуют	R — 45,7—41,4 45,3—40,65 КЦ — 0,304 0,308 45,8	VHN — 74—161 ТП > галенита	В виде зернистых масс, стяже- ний субэдриальных удлинен- ных лейт и волокончатых кристаллов. Двойникование отсутствует. Встречается сов- местно с другими сульфосо- лями Bi и Sb, пиритом, пир- ротином, халькопиритом, зо- лотом, висмутом, сфалери- том, арсениритом, тетра- эдритом, вольфрамитом, глаукогодотом

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda = 546$ и $589$ нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Ровки	Характер выделения; другие характерные признаки
Колумбит-тангалит (Fe, Mn) · (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> Ромбический	Ц — серо-белый с коричневым оттенком → магнетит, немного менее коричневый Д/П — слабые А — отчетливая, прямое погасание ВР — у богатых Fe разностей густо-красные	R — 15,3—17,3	VHN — 240—1021	В виде эвгедральных кристаллов и ангедральных агрегатов. Может быть зональным и обладать видной спайностью по (100). Может содержать включения касситерита, галенита, гематита, ильменита, рутила, уранинита, вольфрамита и сам быть включенным в касситерит. Встречается в виде ориентированных сростаний с уранинитом
Коффинит U(SiO <sub>4</sub> ) <sub>1-x</sub> (OH) <sub>4x</sub> Тетрагональный	Ц — серый Д/П — очень слабые А — очень слабая вплоть до отсутствия ВР — в воздухе редкие и слабые; в масле резко выражены, коричневые	R — 7,9—8,0 7,8—7,9	VHN — 230—302 (с) ТП ~ урановой обманке	В виде эвгедральных тетрагональных кристаллов, тонких агрегатов и колломорфных слюев. Обычны почковидные инкрустации и межзерновые пленки, особенно вблизи органического вещества. Ассоциируется с пиритом, сфалеритом, уранинитом, урановой обманкой, висмутом, лёллингитом, раммельсбергитом
Кубанит CuFeS <sub>2</sub> Ромбический	Ц — кремово-серый до желтовато-коричневого → пирротин, более желтый, менее розовый → халькопирит, более серо-	R — 39,4—35,4 40,7—37,65 КЦ — 0,331 0,341 39,4	VHN — 247—287 (ст) ТП > халькопирита < пирротина	Чаще всего в виде резко очерченных пластинок внутри грубозернистого халькопирита, а также неправильных зернистых агрегатов. Узнается

Куприт Cu <sub>2</sub> O Кубический	коричневый Д/П — отчетливое; сероватый до коричневатого А — сильная; коричневатый до голубого ВР — отсутствуют	R — 26,6 24,6 КЦ — 0,287 0,300 26,3	VHN — 193—207 (ст) ТП > халькопирита, меди, тенорита	ся по отчетливому двуотражению и анизотропии. Встречается также совместно с пирротином, сфалеритом, галенитом, макинавитом, пентландитом, магнетитом, арсениопиритом
Лёллингит FeAs <sub>2</sub> Ромбический	Ц — в воздухе светло-коричневато-серый; в масле темнее, более голубой → халькопирит, гематит, темнее и зеленоватый Д/П — очень слабые А — сильная аномальная анизотропия; серо-синий до оливково-зеленого ВР — густо-красные, характерны	R — 52,4—54,1 51,2—55,2	VHN — 446—560 (с) ТП > халькопирита, сфалерита < арсениопирита	В виде эвгедральных октаэдров и тонкозернистых «землистых» масс. Замещает сульфиды меди и медь. Встречается также совместно с гётитом, теноритом, делавозитом, пиритом, марказитом
Лепидокрокит γ-FeO · OH Ромбический	Ц — белый, с желтоватым оттенком → арсениопирит, менее желтый → раммельсбергит, сафлорит, сходен Д/П — слабое, но отчетливое; голубовато-белый до желтовато-белого А — очень сильная; оранжево-желтый, красно-коричневый, синий, зеленый ВР — отсутствуют	R — 18,4—11,6 17,4—11,1 КЦ — 0,291 0,297 18,3	VHN — 402 ТП < гётита	Обычно в виде перелетающих и радиальных агрегатов эвгедральных кристаллов, иногда в виде скелетных кристаллов. Обычно сдвойникован. Как правило, ассоциируется с другими арсенидами, дискразитом, мышьяком, арсениопиритом, уранинитом, сурьмой, халькопиритом, галенитом
	Ц — серовато-белый → гётит, светлее и белее → гематит, зеленоватый оттенок Д/П — слабые до отчетливых А — сильная; серый ВР — красноватые, обычные			В виде продукта выветривания окислов железа и сульфидов совместно с гётитом (но менее обычен, чем последний). Образует корки, прожилки и даже пористые псевдоморфы

		Продолжение		
1. Название	Ц — цвет порошка Д/П — двустороннее/плексиром А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Роквеллу	Характер выделения; другие характерные признаки
Линнеит $\text{Co}_3\text{S}_4$ Кубический	Ц — кремово-желтый → скуттерудит, серовато-белый → ульманит, герсдорфит, кремовый или желтоватый Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — отсутствуют	R — 49,5 49,6	VHN — 450—613 ТП > халькопирита, сфалерита < пирита	В виде эвгедральных кристаллов и субэвгедральных агрегатов. Может давать пластинчатые сростания с миллеритом, халькопиритом, борнитом, пирротином, пиритом, висмутом, ковеллином, сафлоритом, никелином
Магнетит $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ Кубический	Ц — голубовато-серый → гематит, серый, светлее → магнетит, голубоватый Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — редки, коричнево-красные	R — 24,4 28,8 КЦ — 0,293 0,304 0,241	VHN — 412 (при 50 г) ТП > магнетита < гематита АНИ — 416—260 (с)	Образует редкие продукты окисления магнетита. Присутствует в окисляющемся магнетите в виде неравномерно распределенных пластинок и пористых гнезд
Магнетит $\text{Fe}_3\text{O}_4$ Кубический	Ц — серый с коричневатым оттенком → гематит, более темно-коричневый → ильменит, менее розовый → сфалерит, светлее Д/П — отсутствуют А — изотропен, слабая аномальная анизотропия ВР — отсутствуют	R — 20,0 20,3 КЦ — 0,311 0,314 0,300 0,341	VHN — 592 (с) (среднее) ТП > пирротина < ильменита, гематита АНИ — 153—304 (с)	В виде эвгедральных, субэвгедральных и даже скелетных кристаллов и ангедральных поликристаллических агрегатов. Часто содержит пластинки гематита, образовавшиеся в результате распада или окисления; обычно также пластинки ильменита и ульвошиннеи. Ассоциируется с пирротинном, пиритом, пентландитом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом

## Макинавит

 $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ 

## Тетрагональный

R — 22—46

Ц — розовато- до красновато-серого  
→ пирротин, сходен  
Д/П — среднее до сильного; розовато-серый до серого  
А — очень сильная; серовато-белый, голубоватый, коричневый  
ВР — отсутствуют

## Манганит

 $\text{MnO}(\text{OH})$ 

## Моноклинный

R — 14,8—20,7  
14,3—19,9

Ц — серый до коричневатого  
→ пиролюзит, более темно-серый  
Д/П — слабое; коричневатосерый  
А — сильная; желтый, голубовато-серый, фиолетово-серый  
ВР — кроваво-красные, обычные

## Марказит

 $\text{FeS}_2$ 

## Ромбический

R — 48,2—55,8  
48,4—54,6

Ц — желтовато-белый со слабым розоватым или зеленоватым оттенком  
→ пирит, белое  
→ арсенопирит, зеленоватожелтый  
Д/П — сильное; коричневатый, желтовато-зеленый  
А — сильная; синий, зелено-желтый, пурпурно-серый  
ВР — отсутствуют

VHN — 52—58

ТП ~ пирротину

В виде небольших червобразных зерен и пластинок (более редки мелкие таблички) в пирротине, халькопирите, кубаните, пентландите. Возможно спутать с валлеритом, который имеет более резко выраженный оранжевый оттенок анизотропии. Проще всего его обнаружить при не полностью скрещенных николях по повышенной «яркости» зерен

VHN — 698—772 (с)

ТП < гаусманнита,  
якобсита

В виде агрегатов призматических до пластинчатых кристаллов, часто в сростаниях с пиролюзитом и псидомеланом. Можно наблюдать спайность по (010) и (110). Обычно двойникован. Встречается также совместно с гаусманитом, браунитом, гетитом

VHN — 1228—1681

ТП ~ пириту

В виде субэвгедральных и табличатых сростков и эвгедральных кристаллов. Встречается также в виде радиальных колломорфных полюсов. Обычно двойникован. Образуется как гипогенные кристаллы, так и супергенные прожилки в пирротине и окислах железа. Встречается совместно с пиритом, но также и с большим количеством других обычных сульфидов. Диагностическое значение имеют синие и желтые цвета анизотропии

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плексоризм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при λ, 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лоренцу	Характер выделения; другие характерные признаки
Маурерит Ni <sub>11</sub> As <sub>8</sub> Тетрагональный	Ц — белый → кобальтин, сходен с рэй → брейтгаунтит, голубовато-серый Д/П — не наблюдаются А — слабая до отчетливой в масле; серый ВР — отсутствуют	R — 47,8—48,5 50,0—50,7	VHN — 715—743 (с) ТП > халькопирита, сфалерита < сафлорита, лёллингита	Обычно в виде эвгдральных зерен и ангдральных агрегатов; может быть сдвойникован. Возможны сростания с никелином или герсдорфитом. Встречается также с халькопиритом, кубанитом, зигенитом
Медь Cu Кубический	Ц — розовый, но покрывается коричневой побежалостью → серебро, розовый Д/П — отсутствуют А — изотропен, но из-за тонких царапин кажется анизотропным ВР — отсутствуют	R — 60,6 87,0	VHN — 96—104 (с) ТП > халькопирита < куприта	В виде грубо- и мелкозернистых агрегатов, иногда дендритовых или копьевидных кристаллов. После травления проявляются пластинчатые двойники. Нередка зональность, связанная примесями Ag или As. Встречается совместно с купритом, халькозинном, энаргитом, борнитом, пирротинном, железом, магнетитом
Миаргерит Ag <sub>8</sub> Sb <sub>2</sub> Моноклинный	Ц — белый в воздухе; голубоватый оттенок в масле → галенит, темнее с зелено-серым оттенком → фрейбергит, голубоватый → пираргерит, белее Д/П — среднее; белый, голубовато-серый	R — 34,5—31,6 32,8—30,05 КЦ — 0,294 0,302 34,2	VHN — 88—130 ТП > пираргерита < стефанита, галенита	В виде зернистых ангдральных агрегатов (иногда сдвойникован) со сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, пираргеритом, серебром, полибазитом, стефанитом

Миллерит NiS Тригональный	А — сильная; сине-серый до коричневатого, но маскируется внутренними рефлексами ВР — густо-красные Ц — желтый → халькопирит, светлее, не желеноватый → линнент, пентландит, желтец Д/П — отчетливое в масле; желтый до синего или фиолетового ВР — отсутствуют	R — 50,2—56,6 51,9—59,05 КЦ — 0,328 0,339 50,4	VHN — 192—376 ТП > халькопирита < пентландита	В виде радиальных агрегатов и ангдральных зернистых масс. Обычны также ориентированные сростки с линнентом, виоларитом, пирротином. Часто видны двойники и спайность по (101). Обычно ассоциируется с Ni-содержащими сульфидами, часто как замещающая фаза или продукт изменения
Молибденит MoS <sub>2</sub> Тригональный	Ц, Д/П — исключительно сильное двуотражение; белый до серого с голубоватым оттенком; темно-синий при не полностью отраженном свете А — очень сильная; белый с розоватым оттенком; темносиний при не полностью отраженном свете ВР — отсутствуют	R — 38,5—19,5 38,8—19,0 КЦ — 0,298 0,299 39,3	VHN — 8—100 32—33 (т)    спайности ТП < почти всех минералов	Обычно в виде мелких, часто деформированных табличек и неправильных включений; реже образует розетки и коллоидные полосы. Спайность по (0001); очень распространены двойники и волнистое погасание. Часто встречается в жилах совместно с пиритом, халькопиритом, борнитом, касситеритом, вольфрамитом, висмутом, висмутитом, но может ассоциироваться со многими сульфидами. Мягкость, двуотражение и анизотропия позволяют спутать его только с графитом

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуугражение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при λ, 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные двигные координаты	VHN — микротвердость по Викерсу при на- грузке 100 г ТП — твердость поли- ровки	Характер выделения; другие харак- терные признаки
Моусонит $Cu_2Fe_2SnS_6$ Тетрагональный	Ц — коричневато-оранжевый Д/П — сильное; оранжевый до коричневого А — очень сильная; соломенно- желтый до чисто синего ВР — отсутствуют	R — 26,9—29,7 29,1—35,1 КЦ — 0,339 0,340 27,3	VHN — 166—210 ТП > борнита	В виде неправильных включе- ний в борните или в ассо- циации с ним. Ассоциируется также с халькопиритом, халькозинном, тетраэдритом, пиритом, галенитом, энгри- том, станином
Мышьк As Тригональный	Ц — белый, быстро тускнеет — сурьма, более темно-серый — скуттерудит и сафлорит, более темно-серый — галенит, белый с кремовым оттенком Д/П — слабое в воздухе, от- четливое в масле; серовато- белый до желтого или голу- бовато-серого А — отчетливая; серый до жел- товато-серого ВР — отсутствуют	R — 51,3—56,4 50,4—55,8 КЦ — 0,368 0,380 38,8—40,0 35—38,2—40,2	VHN — 83—149 (ст) ТП > висмута, серебра	В виде тонко- до грубозерни- стых агрегатов; обильны кол- ломорфные полосы. Часто видны двойники и базальная спайность. Встречается вме- сте с раммельсбергитом, скуттерудитом, пруститом, арсенопиритом, пиритом, а также со стибаресном в ви- де тонких графических до мирмектитовых сростков, из- вестных как «аллемонит». Способность очень быстро (в течение нескольких часов) тускнеть, имеет диагностиче- ское значение
Никелин $NiAs$ Гексагональный	Ц, Д/П — сильное двууграже- ние; желтовато-розовый до коричневато-розового — маухерит, скуттерудит, вис- мут, мышьяк, более розовый — брейтгаунтит, розово-жел- тый	R — 51,6—47,2 56,0—53,3	VHN — 363—372 ТП > халькопирита ~ брейтгаунтиту < скуттерудита, пирита	В виде изолированных субед- ральных и эвтедральных кри- сталлов, антедральных агре- гатов, концентрических полос и сложных сростаний (с пир- ротином, халькопиритом,

Параммельсбер- гит $NiAs_2$ Ромбический	А — очень сильная; желтый, зе- леновато-фиолетово-синий, синевато-серый ВР — отсутствуют Ц — более, чем ассоцииру- ющиеся с ним Co-Ni-Fe-арсе- ниды Д/П — очень слабое до отчет- ливого; желтовато- до голу- бовато-белого А — сильная, но меньше, чем у раммельсбергита и без си- него цвета осевая ВР — отсутствуют	R — 46,5 49,0 КЦ — 0,332 0,339 46,9	VHN — 762—792 (ст) ТП > никелина < скуттерудита	Обычно сра- стается с арсенидами. Часто сдвойникован и образует ра- диальные агрегаты В виде табличатых кристал- лов с прямоугольными осер- таниями и мозаикой из срост- ков кристаллов. Может быть зонален, но редко сдвойни- кован. Встречается совме- стно с раммельсбергитом, нике- лином, скуттерудитом, герс- дорфитом, кобальтином, се- ребром, пиритом, пруститом Главным образом в виде зер- нистых прожилков или «пла- мевидных» выделений или пластинок в пирротине; ме- нее обычен в халькопирите. К другим ассоциирующимся минералам относятся магне- тит, пирит, кубанит, макина- вит. Изменяется до виолари- та и миллерита вдоль тре- щин и границ зерен
Пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$ Кубический	Ц — светло-кремовый до жел- товатого — пирротин, светлее — линнеит, темнее, не розова- тый Д/П — не видно А — изотропен ВР — отсутствуют	R — 30,3—28,5 28,4—26,5 КЦ — 0,287 0,244 30,2	VHN — 107—144 (при 50 г) 66—87 // спайности ТП > полибазита < галенита	Образует сложные твердые растворы с пруститом. В ви- де неправильных зерен и агрегатов. Может быть сдвойникованным и зональ- ным. Часто встречается вме- сте с галенитом, Sb-сульфо- солями, пиритом, сфалери- том, халькопиритом, тетраэ- дритом, арсенопиритом, Ni-Co- Fe-арсенидами
Пираргирит $Ag_3SbS_3$ Тригональный	Ц — голубовато-серый — прустит, несколько светлее — галенит, серовато-голубой Д/П — отчетливые до сильных А — сильная; серый до темно- серого; в масле маскируется внутренними рефлексами ВР — интенсивно-красные	R — 30,3—28,5 28,4—26,5 КЦ — 0,287 0,244 30,2	VHN — 107—144 (при 50 г) 66—87 // спайности ТП > полибазита < галенита	Образует сложные твердые растворы с пруститом. В ви- де неправильных зерен и агрегатов. Может быть сдвойникованным и зональ- ным. Часто встречается вме- сте с галенитом, Sb-сульфо- солями, пиритом, сфалери- том, халькопиритом, тетраэ- дритом, арсенопиритом, Ni-Co- Fe-арсенидами

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лоркву	Характер выделения; другие характерные признаки
Пирит FeS <sub>2</sub> Кубический	Ц — желтовато-белый → марказит, желтый → арсенопирит, кремово-желтый → халькопирит, светлее Д/П — отсутствуют А — часто слабо анизотропен; синне-зеленый до оранжево-красного ВР — отсутствуют	R — 51,7 53,5 КЦ — 0,327 51,8	VHN — 1505—1620 (т) ТП — арсенопирита, марказита < касситерита	Наиболее распространенный сульфид; в виде эвтедральных кубов и пентагондодекаэдров, антедральных кристаллических масс и коллоидных очень тонкозернистых образований. Могут наблюдаться зональность роста, двойники и анизотропия твердости. Встречается почти во всех типах руд и совместно с большинством обычных минералов. Диагностическое значение имеют твердость, желтовато-белый цвет и распространенность
Пирролизит MnO <sub>2</sub> Тетрагональный	Ц — кремово-белый → магнетит, гематит, желтоватый → манганит, белый Д/П — отчетливое в масле; желтовато-белый до серовато-белого А — очень сильная; желтоватый, коричневатый, синий ВР — отсутствуют	R — 29,0—40,0 28,1—39,3	VHN — 146—243 (т) ТП — очень различна, зависит от размера зерна и ориентировки < скандальита Мон. 273—409 (с) ~ пентландиту < пирита	В виде крупных пластинчатых кристаллов или слоистых агрегатов. Могут проявляться спайность по (110) и двойникование. Очень мелкозернистый материал может находиться в сростании с пирролизитом, гематитом, гидроокислами Fe. Ассоциируется также с манганитом, браунитом, магнетитом, биксбитом
Пирротин Fe <sub>1-x</sub> S	Ц — кремово-розовато-коричневый	R — 34,0— 39,2 35,8— 40,7	VHN — Гекс. 230— 259 (с) (анизотропный)	Обычно в виде антедральных зернистых масс. Нередко

Гексагональный  
(~Fe<sub>9</sub>S<sub>10</sub>)  
Моноклинный FeS  
(~Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>)  
является троилитом

→ пентландит, темнее  
→ кубанит, более розоватый  
Д/П — весьма отчетливое; кремово-коричневый до красновато-коричневого  
А — очень сильная; желтовато-серый, серовато-синий  
ВР — отсутствуют

34,8—  
39,9—  
36,9—  
41,6—  
Мон.  
КЦ — 0,330  
35,3  
(моноклинный)

318 (с) (анизотропные сечения)  
Мон. 273—409 (с)  
ТП — халькопирита  
~ пентландиту  
< пирита

сдвойникован, особенно когда подвергался сжатю. Обычны образовавшиеся в результате распада пластинчатые сростания гексагональных и моноклинных форм. Выветривание гексагонально-пирротина приводит к образованию по краям его моноклинной разности (обычно слегка более светлой). В Ni-рудах обычны в нем пластинчатые и «пламевидные» выделения пентландита, образовавшиеся вследствие распада твердого раствора. Часто также содержит пластинки макинавита. Встречается совместно с большим количеством других обычных сульфидов. Троилит встречается в метеоритах обычно в виде антедральных равномерно-зернистых масс совместно с железом

Пирсмит  
Ag<sub>16</sub>As<sub>2</sub>S<sub>11</sub>  
Моноклинный

Ц — серый  
→ галенит, темнее  
→ пирраргирит, более темный, коричневатый  
→ тетраэдрит, сходен  
Д/П — в воздухе слабое, в масле отчетливое; зеленый до серого с фиолетовым оттенком  
А — в воздухе средняя, в масле сильная; синне-серый, желто-зеленый, коричневатый  
ВР — густо-красные, обычные

R — 31,9  
31,05—31,2

VHN — 180—192 (ст)  
ТП — аргентита  
~ пирраргириту  
< стефанита

Образует сложные твердые растворы с полибазитом. В виде таблитчатых и изометричных зерен совместно с галенитом, тетраэдритом, сфалеритом, пиритом или будучи заключенным в них. Без двойников. Другие ассоциации включают стефанит, пирраргирит, штромейерит, аргентит, халькопирит. Может легко травиться



1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двутражение/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda = 546$ и $589$ нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Роквеллу	Характер выделения; другие характерные признаки
Платина Pt Кубический	Ц — белый Д/П — не наблюдаются А — изотропен, но угасает полностью ВР — отсутствуют	R — 70,3 71,9 КЦ — 0,318 0,324 70,7	VHN — 122—129 (с) ТП > сфалерита < пирротина	В виде изолированных эвгидральных и субгидральных кристаллов, иногда зональных или с включениями пластинок иридия и осмия, выделившихся в результате распада. Могут присутствовать мелкие зерна других платиновых минералов. В ассоциации возможны хромит, пирротин, магнетит, пентландит, халькопирит
Полибазит $Ag_{16}Sb_2Sn$ Моноклинный	Ц — серый → галенит, темнее → пираргирит, более темный, коричневатый → тетраэдрит, сходен Д/П — в воздухе слабое, в масле отчетливое; зеленый до серого с фиолетовым оттенком А — в воздухе средняя, в масле сильная; сине-серый, желто-зеленый, коричневый ВР — густо-красные, обычные	R — 32,5—30,7 31,4—30,0 КЦ — 0,302 0,314 32,2	VHN — ТП > аргентита ~ пираргириту < стефанита	Образует сложные твердые растворы с пирсепитом (см. характеристику пирсепита; проявления полибазита сходны, но он более охотно образуются в среде, богатой Sb)
Прустит $Ag_3AsS_3$ Тригональный	Ц — голубовато-серый → пираргирит, темнее Д/П — отчетливое; желтоватый, голубовато-серый	R — 28,1—27,4 26,4—25,8 КЦ — 0,287 0,291 28,1	VHN — 103—137 (с) (при 50 г) ТП ~ пираргириту	Образует сложные твердые растворы с пираргиритом. Имеет те же характеристики, что и пираргирит, за исклю-

Псиломелан Общее название для массивных окислов марганца	А — сильная, маскируется внутренними рефлексами ВР — имеются всегда, алоркрасные	R — 15—30	VHN — 203—813	чем того, что находится в обстановке, более богатой As
Раммельсберит $NiAs_2$ Ромбический	Ц — голубовато-серый до серо-белого → пиролюзит, темнее → браунит, манганит, якобит, гаусманит, биксбит, светлее Д/П — сильное; белый до голубовато-серого А — сильная; белый до серого ВР — редки, коричневые	R — 53,2—56,3 53,5—56,1	VHN — 585—803 (ст) ТП ~ скуттерудиту < сафлорита, леллингита	Обычно в виде гроздевидных скоплений тонкоугольчатых кристаллов, образующих концентрические слои; часто в сростании с пиролюзитом и крипомеланом. Ассоциируется с другими окислами марганца
Реальгар AsS Моноклинный	Ц — тускло-серый → аурипигмент, темнее → сфалерит, сходен → киноварь, темнее Д/П — слабое, но отчетливое; серый с розоватым до голубоватого оттенком А — сильная; в масле маскируется рефлексами ВР — сильные, желто-красные	R — 22,1 20,9 13,8 5—30,3	VHN — 140—326 ТП > аурипигмента ТП < аурипигмента ПП — 1133—1182	В виде тонкозернистых агрегатов тесно сростшихся кристаллов; части зональные, сферолитовые, радиальные и волночленные структуры. Обычно простое или сложное двойникование. Могут быть сростания с никелином и Co-Ni-Fe-арсендами; иногда нарастает на дендриты севера или висмута. Очень по-хож на сафлорит

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражения/плеохроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	Р — отражение при λ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при на- грузке 100 г поли- ровки ТП — твердость	Продолжение Характер выделения; другие харак- терные признаки
Рутил $TiO_2$	Ц — серый, бледно-голубова- тый оттенок → магнетит, хромит, сходен → ильменит, нет коричневого оттенка → касситерит, светлее Д/П — отчетливые А — сильная, но маскируется внутренними рефлексами ВР — сильные, обильные; бе- лые, желтоватые, краснова- то-коричневые	R—20,3 19,8	VHN — 1132—1187 (с) ТП > ильменита < тематита	В виде эвгедральных и суб- гедральных игольчатых и столбчатых кристаллов; час- то с гематитом. Ассоцииру- ется с Ti-тематитом, Ti-маг- нетитом, ильменитом, танта- литом. Обычен в гидротер- мально измененных породах
Тетрагональный				
Сафлорит (Co, Fe, Ni)As <sub>2</sub> Ромбический	Ц — белый с голубоватым от- тенком → висмут, голубоватый Д/П — серовато-белый А — очень слабее; голубова- тый до серого ВР — отсутствуют	R—94,2 95,0 КЦ—0,314 0,321 94,2	VHN — 285—464 ТП < скуттерудита < меллингита	В виде радиально-лучистых масс ангедральных и суб- гедральных кристаллов в концентрических слоях сов- местно с другими арсенидны- ми минералами. Присутствует также в виде эвгедральных кристаллов и звездчатых тройников. Обычно двояки- кован
Серебро Ag Кубический	Ц — ярко-белый с кремовым оттенком; быстро тускнеет → сурьма, мышьяк, ярче и кремовый Д/П — отсутствуют А — изотропен; из-за тонких царапин часто выглядит ани- зотропным ВР — отсутствуют	R—50,3—59,0 50,8—59,0	VHN — 55—63 (с) ТП > прустита, гале- нита < тетраэдрита	В виде неправильных масс, прожилков, включений, а также в виде дендритов в арсенидах. Неполное погаса- ние, быстрое возникновение побжалости. Пластинчатые сростки с алларгентумом. Встречается также совместно

Сильванит (Au, Ag)Te <sub>2</sub> Моноклинный	Ц — кремово-белый → галенит, светлее Д/П — отчетливое; кремово-бе- лый до коричневатого А — сильная; светло-коричнева- то-серый до темно-коричне- вого ВР — отсутствуют	R—54,5 53,8 КЦ—0,305 0,312 54,3	VHN — 91—104 (ст) ТП > аргентита < пираргирита	с Ag-сульфосолями, висму- том, аргентитом, галенитом, Cu-сульфидами, Co-Fe-Ni-ар- сенидами
Скуттерудит (Co, Ni)As <sub>2-3</sub> Кубический	Ц — кремово-белый до серова- то-белого, часто по зонам → кобальтин, белый → сафлорит, желтоватый Д/П — отсутствуют А — изотропен; иногда слабая аномальная анизотропия ВР — отсутствуют	R—27,3—26,0 27,3—26,1 КЦ—0,316 0,326 27,1	VHN — 792—907 (ст) ТП ~ сафлориту > линенита < арсенопирита, пирита	Обычно в виде характерных радиальных пластинчатых кристаллов с хорошо разви- тыми зонами роста. Встреча- ются также эвгедральные одиночные кристаллы. Могут быть сростания с никелином, висмутом, другими Co-Fe-Ni- арсенидами; часто присутст- вует в Ag-Bi-U-минерализации
Станнин Cu <sub>2</sub> FeSn <sub>4</sub> Тетрагональный	Ц — коричневатато-оливково-зе- леный → тетраэдрит, более темно-ко- ричевато-серый → сфалерит, светлее, желто-ко- ричевый до оливково-зеленого Д/П — отчетливое; светло-ко- ричевый до коричнево-олив- ково-серого А — средняя; желто-коричне- вый, оливково-зеленый, фио- летово-серый ВР — отсутствуют	R—140—326 ТП > халькопирита ~ тетраэдриту < сфалерита	VHN — 140—326 ТП > халькопирита ~ тетраэдриту < сфалерита	В виде ангедральных зерен, зернистых агрегатов и ориен- тированных сростков со сфа- леритом, халькопиритом и тетраэдритом. Можно видеть спайность, обычно сложную двойникование, иногда с микроклинным рисунком. Во многих типах руд в ка- честве примеси, но обычно в ассоциации с минералами висмута и вольфрама

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двупростражение/плекрохромизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лоркву	Продолжение Характер выделения; другие характерные признаки
Стефанит Ag <sub>2</sub> SbS <sub>4</sub> Ромбический	Ц — серый с розовато-фиолетовым оттенком → галенит, темнее, розоватый → полибазит, пираргирит, светлее Д/П — слабое, но отчетливое; серый до розовато-серого А — сильная в масле; фиолетовый до зеленого ВР — отсутствуют Ц — белый → мышьяк, слегка белее → галенит, более ярко-белый → серебро, менее яркий дискразит, сходен Д/П — слабые А — отчетливая; желтовато-серый, коричневатый, голубовато-серый ВР — отсутствуют	R — 30,4—28,1 29,7—27,5 КЦ — 0,300 0,307 30,5	VHN — 26—124 ТП > тетраэдрита < полибазита, пираргирита	В виде ангедральных агрегатов и эвгедральных столбчатых кристаллов. Обычно сложное двойникование. Встречается совместно с серебранными сульфосолями, Ni-Co-Fe-арсенидами и обычными Si-Fe-сульфидами
Сурьма Sb Тригональный	Ц — серый, иногда с коричневатым оттенком → магнетит, темнее Д/П — отсутствуют А — изотропен; иногда со слабой аномальной анизотропией	R — 71,1—73,0 70,0—72,1	VHN — 84—98 (с) ТП > антимонита < мышьяка	В виде тонко- до грубозернистых агрегатов, редко эвгедральный. Обычно видны спайность и двойники (часто полисинтетические). Встречается совместно с антимонитом, пиритом, арсениопиритом, арсендами Co и Ni, а также со стибарсеном в виде тонких графитских и миркеитовых сростков, известных под названием «кал-лехонит»
Сфалерит (Zn, Fe)S Кубический	Ц — серый, иногда с коричневатым оттенком → магнетит, темнее Д/П — отсутствуют А — изотропен; иногда со слабой аномальной анизотропией	R — 16,7 16,4 КЦ — 0,303 0,309 16,6	VHN — 218—227 (с) ТП > халькопирита, тетраэдрита < пирротина, магнетита	Очень распространен во многих типах руд. В виде неправильных ангедральных масс с пиритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном. Полируется хорошо и часто ли-

Тенит см. железо	Ц — серый, иногда с зеленоватым или голубоватым оттенком → галенит, халькозин, зеленоватый → пирсент, сходен Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — обычные, красноватые	R — 30,0 29,8 КЦ — 0,304 0,310 30,0	VHN — 297—354 (с) ТП > галенита ~ халькопириту < сфалерита	Образует сложный твердый раствор с тетраэдритом. Местонахождения такие же, как и у тетраэдрита, за исключением того, что образуется в обстановке, более богатой As
Теннантит Cu <sub>2</sub> As <sub>2</sub> S <sub>4</sub> Кубический (может содержать Fe, Zn, Sb и т. д.)	Ц — серый, иногда с зеленоватым или голубоватым оттенком → галенит, халькозин, зеленоватый → пирсент, сходен Д/П — отсутствуют А — изотропен ВР — обычные, красноватые	R — 20,9—25,2 20,8—21,1 20,9	VHN — 304—339 ТП > халькозина < гетита, куприта	В виде агрегатов игольчатых кристаллов и концентрических агрегатов роста. Может иметь пластинчатые двойники. Обычно встречается совместно с другими окислами Cu и Fe в зоне окисления

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/платхронизм А — анизотропия ВР — внутреннее отражение	R — отражение при λ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Роквеллу	Характер выделения; другие характерные признаки
Тетрадимит $V_2Te_2S$ Тригональный	Ц — белый с кремовым оттенком → халькопирит, светлее → галенит, желтоватый Д/П — слабые А — отчетливая; синевато-серый до желто-серого ВР — отсутствуют	R — 57,1—50,9 56,9—51,1 КЦ — 0,311 0,318 56,9 0,312 0,319 50,8	VHN — 25—76 ТП > висмута < галенита	В виде табличчатых пластинок и зернистых агрегатов. Обычно базальная спайность; двойники редки. Срастания с теллуридовым, висмутом. Обычно также встречается совместно с Cu-Fe- и Fe-сульфидами, галенитом, золотом и Pb-Bi-сульфосолями
Тетраэдрит $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ Кубический (может также содержать также Fe, Zn, Ag, As, Hg и т. д.)	Ц — серый с оливковым или коричневым оттенком → галенит, коричневатый или зеленоватый → халькозин, голубовато-серый → сфалерит, светлее Д/П — отсутствуют ВР — не характерны, усиливаются с повышением содержания As, красноватые	R — 30,5 30,0 КЦ — 0,305 0,314 30,2 (заметьте, что R(%) и цвет меняются в зависимости от состава)	VHN — 285—322 (ст) ТП > галенита < халькопириту, < сфалерита (заметьте, что твердость меняется в зависимости от состава)	Образует сложный твердый раствор с теннантитом. Неправильные массы андральных зерен между обычными Cu-Fe- и Fe-сульфидами, сфалеритом, галенитом, арсениритом и сульфосолями. Спайность и двойникование обычно отсутствуют, но зональность роста можно наблюдать в тонком шлифе, особенно в разностях, более богатых As. Встречается также в виде округлых включений в галените и сфалерите
Троилит см. пирротин Ульвошинель $Fe_2TiO_4$	Ц — коричневый до красновато-коричневого → магнетит, более темно-коричневый → ильменит, сходен	R — 15,5 16,35	VHN — ТП > магнетита	Обычно наблюдается в виде очень тонких темных изотропных пластинок распада в Ti-магнетите, образующих сетчатую структуру (cloth-weave).

## Кубический

Д/П — отсутствуют  
А — изотропен  
ВР — отсутствуют

Ульманнит  
 $NiSbS$   
Кубический

Ц — белый с голубоватым оттенком  
→ герсдорфит, менее желтый  
→ скуттерудит, более желтый  
→ линнет, белый  
Д/П — отсутствуют  
А — изотропен  
ВР — отсутствуют

Уранинит  
 $UO_2$ , обычно частично окислен  
Кубический

Ц — коричнево-серый  
→ магнетит, менее розовый  
→ сфалерит, коричневатый  
Д/П — отсутствуют  
А — изотропен  
ВР — коричневые до розово-коричневых

Фаматинит  
 $Cu_4Sb_4S_4$   
Тетрагональный

Ц — бледно-розовато-оранжевый  
→ энаргит, светлее  
Д/П — отчетливое до сильного в масле; оранжево-коричневый до серовато-фиолетового  
А — очень сильная; коричневый до серо-зеленого  
ВР — отсутствуют

В виде рассеянных субэдральных и эвгедральных кристаллов. Можно видеть спайность по (100), а иногда наблюдаются треугольники выкрашивания. Это редкий минерал, встречающийся в разнообразных рудах; обычно ассоциируется с Cu-Fe-сульфидами и Cu-Fe-Ni-антимонами и арсенидами

VHN — 536—592 (ст)  
ТП > линнетита  
~ герсдорфиту  
< пирита

VHN — 499—548 (ст)  
(при 50 г)  
ТП > магнетита  
< пирита

VHN — 205—397  
ТП > борнита, халькопирита  
~ энаргиту  
< сфалерита

В виде зональных кристаллов роста и колломорфных, оолитовых и дендритовых масс. Обычны двойники по (111), спайность по (100) и (111). Часто совместно с пиритом, Cu-Fe-сульфидами и другими урановыми минералами; может содержать включения золота

В виде андральных и эвгедральных зерен. Почти всегда видны полисинтетические двойники, может быть звездчатый рисунок. Встречается совместно с энаргитом, халькоборнитом, тетраэдритом, козинном, пиритом, галенитом, пруститом, пираргиритом

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двуотражение/плекрохризм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость полировки	Характер выделения; другие характерные признаки
Фрейберит Ag-тетраэдрит Кубический	Ц — серый, бледный, желто-коричневый оттенок в масле → прустит, коричневатый → галенит, серовато-коричневый Д/П — отсутствует А — изотропен ВР — коричневато-красные, если видны	R — 29,4	VHN — 252—375 ТП > Ag-сульфоселей, галенита, < сфалерита	В виде неправильных масс и включений ангедральных кристаллов в халькопирите, борните, аргентите, прустите, галените, серебре, Co-Fe-Ni-арсенидах, энаргите, а также совместно с ними
Халькозин Cu <sub>2</sub> S Моноклинный	Ц — голубовато-белый → галенит, пирит, борнит, медь, голубовато-серый до голубовато-белого → ковеллин, белый Д/П — очень слабые А — слабая до отчетливой; изумрудно-зеленый до светло-розового ВР — отсутствуют	R — 33,1—33,4 31,5—31,8 КЦ — a 0,295 0,304 33,2 b 0,295 0,304 33,1 c 0,295 0,303 32,9	VHN — 84—87 (с) на (001) ТП > акантита ~ дигениту < борнита	В виде ангедральных поликристаллических агрегатов и мелких выполюжений совместно с сульфидами железа и меди и железа, такими, как пирит, халькопирит, борнит, дигенит. Ассоциируется также с энаргитом, тетраэдритом-теннантитом, сфалеритом, галенитом, станином. Нередок в структурах распада в сростании с борнитом или низкотемпературными сульфидами меди. Часто проявляет себя изотропным, особенно в гипергенных меднокозернистых агрегатах
Халькопирит CuFeS <sub>2</sub> Тетрагональный	Ц — желтый до медно-желтого → пирит, более желтый → золотого, отчетливый зеленоватый оттенок Д/П — слабые А — слабая, но отчетливая; серо-голубой до желто-зеленого ВР — отсутствуют	R — 44,6—45,0 46,5—47,2 КЦ — 0,349 0,369 44,1	VHN — 187—203 (базальное сечение) 181—192 (вертикальное сечение) ТП ~ галениту < сфалерита	В виде средне- до грубозернистых ангедральных агрегатов, редко как хорошо развитые тетраэдры. Обычно сдвойникован; часто содержит пластинки кубангита, «звездочки» сфалерита и «чрвячки» пирротина или макинавита. Обычны сетчатые структуры распада с борнитом. Ассоциируется с пиритом, пирротинном, борнитом, дигенитом, кубангитом, сфалеритом, галенитом, магнетитом, пентландитом, тетраэдритом, многими другими минералами. Вдоль трещин и по границам зерен часто превращается в ковеллин
Халькостибит CuSbS <sub>2</sub> Ромбический	Ц — белый с розовато-серым оттенком → серебро, галенит, сероватый → сфалерит, розоватый Д/П — отчетливое в масле; кремовый до коричневого А — отчетливая; розоватый до зеленовато- или голубоватого серого ВР — редки, светло-красные	R — 36,9—42,2 35,2—39,6	VHN — 283—309 (ст) ТП > серебра < халькопирита, сфалерита	В виде ангедральных зерен; редко как эвгедральные призматические кристаллы. Могут наблюдаться спайность по (001) и трехосные выкрашивания. Возможны сростания с энаргитом; встречается совместно с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, серебром, галенитом, халькозином, ковеллином, джемсонитом, арсенопиритом, тетраэдритом, киноварью

1. Название 2. Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двутражение/плекроизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при λ, 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лорна	Продолжение
Халькофанит (Zn, Fe, Mn) Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · nH <sub>2</sub> O Триклинный	Ц, Д/П — очень сильное и характерное двутражение, особенно в масле; белый до серого А — очень сильная; белый до серого ВР — отсутствуют; исключение составляет богатая Zn разновидность, внутренние рефлексы которой густо-красные	R — 9,9—24,9 9,7—23,6	VHN — 188—253 (г)   спайности	В виде табличчатых и радиальных кристаллов и коллоидных прослоев во вторичных Мп-рудах. В кристаллах обычно наблюдается совершенная базальная спайность. Нередко в виде жильного выполения в других окислах Мп, таких, как псилоомелан, пиролюзит, гаусманит
Хромит (Fe, Mg) (Cr, Al) <sub>2</sub> O <sub>4</sub> Кубический	Ц — темно-серый до коричневатого-серого → магнетит, сфалерит, темнее → ильменит, менее коричневатого-красный Д/П — отсутствуют А — обычно отсутствует, но часто обнаруживается слабая анизотропия ВР — обычные, красно-коричневые; отсутствуют в образцах, богатых Fe	R — 12,3 12,1 КЦ — 0,304 0,309 12,2	VHN — 1332 (с) ТП > магнетита < тематита	В виде субгедральных (окружных) и звездчатых кристаллов или грубокристаллических агрегатов; частое явление катаклаза. Очень распространена зональная структура с более светлыми (обогащенными Fe) краевыми зонами. Выделения типа «распада» гематита, ильменита, магнетита, рутила, ульвошилинита не столь обычны, но все же встречаются. Ассоциируется с магнетитом, ильменитом, платиной, пегматитом, пирротинном, миллеритом
Цинкит ZnO Гексагональный	Ц — розовато-коричневый Д/П, А — маскируются внутренними рефлексами	R — 11,8 11,4—11,5	VHN — 190—219 (ст) ТП < франклинита, гаусманита	В виде округлых зерен; может наблюдаться спайность по (0001). Образует ориентированные сростки с гаусманитом. Ассоциируется с франклинитом

Шеелит СаWO <sub>4</sub> Тетрагональный	ВР — обильные, красные до желтоватых Ц — серо-белый; темнее в масле → жильные минералы, сходные в воздухе, светлее в масле Д/П — не наблюдаются А — отчетливая, но маскируется внутренними рефлексами ВР — обычные, белые	R — 9,9—10,0 9,7—9,9	VHN — 387—409 (г) ТП < вольфрамита	В виде изометричных и пластинчатых поликристаллических агрегатов, нередко частично замещает вольфрамит. Встречаются также сростания с окислами Fe, юбнеритом, ферберитом, касситеритом. В ультрафиолетовом свете флуоресцирует в бледно-синих до желтоватого тонах
Шрейберзит (Fe, Ni) <sub>3</sub> P Тетрагональный	Ц — белый в воздухе; с коричневатого-розовым оттенком в масле → когенит, светлее → железо, сходен Д/П — в масле отчетливое; розовато-коричневый до желтоватого А — слабая, но отчетливая в масле ВР — отсутствуют	R — 29,7—26,3 28,6—25,4 КЦ — 0,286 0,285 30,1	VHN — ТП > когенита ~ железу	В виде ориентированных игольчатых и табличчатых включений в железе метеоритов
Штрюмейерит AgCuS Ромбический	Ц — серый с фиолетово-розоватым оттенком → халькозин, бледно-лилово-серый Д/П — слабое, но отчетливое в масле; серо-коричневый до светлого-серого с голубым или розовым оттенком А — сильная; светло-фиолетовый, пурпурный, коричневый, оранжево-желтый ВР — отсутствуют	R — 29,7—26,3 28,6—25,4 КЦ — 0,286 0,285 30,1	VHN — 30—32 (ст) ТП < галенита, халькозина	В виде гипогенной фазы в зернистых агрегатах и гипергенной фазы в мелких прожилках. Частые сростания с другими минералами серебра, обычными Cu-Fe- и Fe-сульфидами и сфалеритом

1. Название Формула 3. Сингония	Ц — цвет Д/П — двукратное/плоскохромизм А — анизотропия ВР — внутренние рефлексы	R — отражение при $\lambda$ 546 и 589 нм в воздухе КЦ — количественные цветные координаты	VHN — микротвердость по Виккерсу при нагрузке 100 г ТП — твердость по Лорна	Характер выделения; другие характерные признаки
Энаргит $\text{Si}_2\text{As}_2\text{S}_4$ Ромбический	Ц — розовато-серый до розовато-коричневого в воздухе; темнее в масле → борнит, розовато-белый → халькозин, галенит, розоватый до серовато-коричневого Д/П — отчетливое в масле:   а серовато-розовый,   б розовато-серый,   с серовато-фиолетовый ВР — могут быть густо-красные	R — 24,2—25,2 23,8—25,7 КЦ — 0,310 0,317	VHN — 285—327 ТП > галенита, халькозина, борнита ~ теннантиту < сфалерита	В виде ангедральных и эвгедральных зерен. Часто видна спайность по (110), обычно несвойникован. Встречается совместно с пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, теннантитом, галенитом, халькозином, ковеллитом, арсениопиритом
Якобсит (Mn, Fe, Mg) (Fe, Mn) $_2\text{O}_4$ Кубический	Ц — розово-коричневый до коричнево-серого → магнетит, браунит, оливково-зеленый → гаусманит, менее серый → биксбит, оливково-серый Д/П — отсутствуют А — изотропен, иногда со слабой аномальной анизотропией ВР — густо-красные, особенно когда минерал богат Mn	R — 19,4 19,4 КЦ — 0,310 19,4	VHN — 665—707 (с) ТП ~ магнетиту < браунита	В виде ангедральных зерен и округлых субэдральных кристаллов. Встречается совместно и переходит в результате изменения в другие Fe-Mn-минералы, такие, как гётит, пирролюзит, гематит, псиломелан

## ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПРОСТРАНЕННЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Таблица 2.1. Распространенные рудные минералы в порядке возрастания минимального отражения в воздухе (при  $\lambda$  546 нм)

Минерал	R, %	Минерал	R, %
Отражение между 1 и 10%		Гаусманит	17,6—19,6
Графит	6,8—17,4	Браунит	18,6—19,5
Ковеллин	7,2—23,7	Якобсит	19,4
Ковфинит	7,9—8,0	Молибденит	19,5—38,5
Шеелит	9,9—10,0	Отражение между 20 и 30%	
Халькофанит	9,9—24,9	Ковеллин	7,2—23,7
Отражение между 10 и 20%		Халькофанит	9,9—24,9
Графит	6,8—17,4	Валлеиит	14,2—22,0
Ковеллин	7,2—23,7	Манганит	14,8—20,7
Халькофанит	9,9—24,9	Псиломелан	~15—30
Касситерит	11,5—12,4	Молибденит	19,5—38,5
Лепидокрокит	11,6—18,4	Магнетит	20,0
Цинкит	11,8	Делафоссит	~20—25
Хромит	12,3	Тенорит	~20—25
Уранинит	13,6	Рутил	20,3
Валлеиит	14,2—22,0	Борнит	21,3
Манганит	14,8—20,7	Реальгар	22,1
Браннерит	15,0—15,1	Макинавит	~22—46
Минералы группы вольфрамит	15,0—16,2	Биксбит	22,2
Псиломелан	~15—30	Алабандин	22,8
Колумбит — танталит	15,3—17,3	Аурипигмент	23,0—27,5
Ульвошпинель	15,5	Дигенит	23,1
Гётит	15,5—17,5	Фаматинит	24—27,4
Сфалерит	16,7	Энаргит	24,2—25,2
Ильменит	17,0—20,1	Маггемит	24,4
		Киноварь	24,6—29,6

Продолжение табл. 2.1

Минерал	R. %	Минерал	R. %
Станнин	26,0—27,3	Отражение между 40 и 50%	
Гематит	26,1—30,2		
Штромейерит	26,3—29,7	Макиनावит	~22—46
Куприт	26,6	Пиролозит	29,0—40,0
Моусонит	26,9—29,7	Бравонит	~31—52
Идаит	27—33,6	Антимонит	31,1—48,1
Прустит	27,4—28,1	Бертьерит	36,6—42,0
Стефанит	28,1—30,4	Халькостибит	36,9—42,2
Пираргирит	28,5—30,3	Брейтгауптит	36,9—48,2
Пиролозит	29,0—40,0	Джемсонит	37,4—42,9
Фрейбергит	29,4	Буланжерит	37,4—41,8
Теннантит	30,0	Висмутин	38,5—45,4
Отражение между 30 и 40%		Кобеллит	40,0—46,1
		Козалит	41,4—45,7
Молибденит	19,5—38,5	Галенит	43,1
Макиनावит	~22—46	Халькопирит	44,6—45,0
Гематит	26,1—30,2	Карролит	45
Стефанит	28,1—30,4	Зигенит	45,4
Пираргирит	28,5—30,3	Ульманнит	46,4
Пиролозит	29,0—40,0	Пентландит	46,5
Теннантит	30,0	Виоларит	46,6
Акантит	30,3—31,3	Никелин	47,2—51,6
Тетраэдрит	30,5	Маухерит	47,8—48,5
Полибазит	30,7—32,5	Марказит	48,2—55,8
Бравонит	~31—52	Линнеит	49,6
Антимонит	31,1—48,1	Отражение между 50 и 60%	
Миаргирит	31,6—34,5		
Пирсеит	31,9	Бравонит	~31—52
Халькозин	33,1—33,4	Никелин	47,2—51,6
Пирротин	34,0—39,9	Марказит	48,2—55,8
Кубанит	35,4—39,4	Глаукоdot	50,0—50,6
Бертьерит	36,6—42,0	Миллерит	50,2—56,6
Халькостибит	36,9—42,2	Сильванит	50,3—59,0
Брейтгауптит	36,9—48,2	Кобальтин	50,5
Буланжерит	37,4—41,8	Тетрадимит	50,0—57,1
Джемсонит	37,4—42,9	Мышьяк	51,3—56,4
Висмутин	38,5—45,4	Пирит	51,7
Кобеллит	40,0—46,1	Арсенопирит	51,8—52,2

Продолжение табл. 2.1

Минерал	R. %	Минерал	R. %
Леллингит	52,4—54,1	Отражение выше 60%	
Раммельсбергит	53,2—56,3		Медь
Герсдорфит	54,2	Дискразит	62,1—63,2
Скуттерудит	54,4	Висмут	66,7
Саффорит	~55—60	Алларгентум	~70
Парараммельсбергит	56,3—57,8	Платина	70,3
Железо	57,7	Сурьма	71,1—73,0
		Золото	71,5
		Серебро	94,2

Таблица 2.2. Распространенные рудные минералы в порядке возрастания минимальной микротвердости по Виккерсу (при нагрузке 100 г)

Минерал	VHN	Минерал	VHN
VHN от 1 до 100		Сурьма	84—98
Молибденит	8—100 (35    спайности)	Миаргирит	88—130
Графит	12—16	Сильванит	91—104
Висмут	15—18	Буланжерит	92—125
Аурипигмент	22—58	Борнит	95—105
Акантит	23—26	Медь	96—104
Стефанит	26—124	VHN от 100 до 200	
Штромейерит	30—32		Стефанит
Антимонит	42—153 (71—86 на 010)	Антимонит	42—153
Реальгар	47—60	Козалит	74—161
Золото	53—58	Макиनावит	~74—181
Серебро	55—63	Киноварь	82—156
Галенит	59—65	Мышьяк	83—149
Дигенит	67—76	Миаргирит	88—130
Козалит	74—161	Сильванит	91—104
Макиनावит	~74—181	Буланжерит	92—125
Киноварь	82—156	Борнит	95—105
Мышьяк	83—149	Медь	96—104
Халькозин	84—87	Кобеллит	100—117
		Бертьерит	102—213
		Прустит	103—137



Продолжение табл. 2.2

Минерал	VHN	Минерал	VHN
Пираргирит	107—144	Фрейбергит	252—375
Висмутин	110—136	Пентландит	268—285
Джемсонит	113—117	Халькостибит	283—309
Платина	122—129	Энаргит	285—327
Ковеллин	128—138	Тетраэдрит	285—322
Станнин	140—326	Сафлорит	285—464
Дискразит	146—160	Теннантит	297—354
Пиролозит	146—243	VHN от 300 до 400	
Железо	158 (среднее)	Станнин	140—326
Моусонит	166—210	Миллерит	192—376
Идаит	176—260	Псиломелан	203—813
Пирсеит	180—192	Фаматинит	205—397
Халькопирит	181—203	Коффинит	230—302
Халькофанит	188—253	Пирротин	230—409
Цинкит	190—219	Колумбит — танталит	240—1021
Миллерит	192—376	Виоларит	241—373
Куприт	193—207	Фрейбергит	252—375
VHN от 200 до 300		Халькостибит	283—309
Бертьерит	102—213	Энаргит	285—327
Станнин	140—326	Тетраэдрит	285—322
Пиролозит	146—243	Сафлорит	285—464
Моусонит	166—210	Теннантит	297—354
Идаит	176—260	Минералы группы вольфрамита	312—342
Халькопирит	181—203	Никелин	363—372
Халькофанит	188—253	Шеелит	387—409
Цинкит	190—219	VHN от 400 до 500	
Миллерит	192—376	Псиломелан	203—813
Куприт	193—207	Пирротин	230—409
Псиломелан	203—813	Колумбит — танталит	240—1021
Фаматинит	205—397	Сафлорит	285—464
Сфалерит	218—227	Шеелит	387—409
Коффинит	230—302	Лепидокрокит	402 (среднее)
Пирротин	230—409	Маггемит	412 (среднее)
Алабандин	240—251	Брейтгауптит	412—584
Колумбит — тангалит	240—1021	Лёллингит	446—560
Виоларит	241—373	Линнеит	450—613
Кубанит	247—287	Уранинит	499—548

Продолжение табл. 2.2

Минерал	VHN	Минерал	VHN
VHN от 500 до 600		Маухерит	715—743
Псиломелан	203—813	Парараммельсбергит	762—792
Колумбит — танталит	240—1021	Герсдорфит	782—835
Брейтгауптит	412—584	Скуттерудит	792—907
Лёллингит	446—560	VHN от 800 до 900	
Линнеит	450—613	Псиломелан	203—813
Уранинит	499—548	Колумбит — танталит	240—1021
Зигенит	503—525	Раммельсбергит	585—803
Карролит	525—542	Бравоит	668—1535
Гаусманит	536—566	Герсдорфит	782—835
Ульманнит	536—592	Скуттерудит	792—907
Раммельсбергит	585—803	VHN от 900 до 1000	
Магнетит	592 (среднее)	Колумбит — танталит	240—1021
VHN от 600 до 700		Бравоит	668—1535
Псиломелан	203—813	Арсенопирит	715—1354
Колумбит — танталит	240—1021	Скуттерудит	792—907
Линнеит	450—613	Кобальтин	935—1131
Раммельсбергит	585—803	Биксбиит	946—1402
Ильменит	659—703	VHN выше 1000	
Якобсит	665—707	Колумбит — танталит	240—1021
Гётит	667 (среднее)	Бравоит	668—1535
Бравоит	668—1535	Арсенопирит	715—1354
Браннерит	690 (среднее)	Кобальтин	935—1131
Манганит	698—772	Биксбиит	946—1402
VHN от 700 до 800		Браунит	1027—1225
Псиломелан	203—813	Гематит	1038 (среднее)
Колумбит — танталит	240—1021	Глаукокодот	1097—1115
Раммельсбергит	585—803	Рутил	1132—1187
Ильменит	659—703	Касситерит	1168—1332
Якобсит	665—707	Марказит	1288—1681
Бравоит	668—1535	Хромит	1332
Манганит	698—772	Пирит	1505—1620

## ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Два дополнительных метода — порошковая дифракция рентгеновских лучей и электронно-зондовый микроанализ — особенно часто используются в сочетании с микроскопией отраженного света для получения более детальной диагностической информации и сведений о составе минералов. Обсуждение принципов и конкретного применения этих методов здесь неуместно, однако указанные методы настолько важны, что настоящее приложение включено в текст книги, чтобы привести соответствующую литературу по этому предмету и обратить внимание на некоторые практические проблемы, возникающие в связи с применением данных методов при изучении полированных шлифов.

**Порошковая дифракция рентгеновских лучей.** Теория и использование этого метода описаны в многочисленных книгах и статьях [7, 1, 4]. Все рентгеновские дифракционные методы основаны на дифракции пучка рентгеновских лучей кристаллическим веществом. К точному методу, особенно часто применяемому в сочетании с исследованием в отраженном свете, относится съемка рентгеновских порошкограмм в камере Дебая — Шеррера. В этом случае растертый в порошок образец может быть представлен маленьким «шариком» диаметром всего в доли миллиметра, который насаживается на конец тонкой стеклянной нити. Когда подобный шарик помещают в камеру, его располагают с таким расчетом, чтобы острый пучок рентгеновских лучей, пройдя через коллиматор, попал на образец, подвергся дифракции и запечатлел серию линий на полоске фотографической пленки. Положение этих линий можно затем измерить, и полученную информацию выразить в значениях расстояний между слоями атомов в кристаллической структуре. Рентгеновская порошкограмма во многих случаях помогает идентифицировать материал по принципу «отпечатков пальцев». В отдельных случаях точное измерение порошкограмм может также дать информацию о составе (например, о содержании железа в сфалерите (Zn, Fe)S, об отношении Fe : S в пирротине).

Метод рентгеновских порошкограмм полезен, в частности, в рудной микроскопии в связи с тем, что он требует очень малых количеств вещества. Небольшие зерна можно извлечь непосредственно с полированной поверхности с помощью иглы или

специального «объектива», снабженного алмазным острием, и закатать в шарик с коллодием<sup>1</sup>, который затем закрепляется на кончике стеклянной нити и монтируется в камере.

**Электронно-зондовый микроанализ.** Второй метод также описан в многочисленных книгах и статьях, из которых работы Лонга [3], Рида [5] и Смита [6] являются хорошими руководствами для минералогов. Пучок электронов, возникающий в поле напряжением 10—40 кВ, ударяется в образец в точке диаметром около 1 мкм; эта точка соприкосновения может оставаться неподвижной или быстро сканировать по поверхности образца в несколько тысяч квадратных микрон. Пучок электронов возбуждает рентгеновское излучение, характерное для элементов, присутствующих в образце; это дает возможность определить состав образца с помощью анализа энергий или интенсивностей испускаемых рентгеновских лучей. Количественный анализ минерала производится путем сравнения интенсивности (т. е. скорости счета) характеристических рентгеновских лучей, идущих от образца, с интенсивностью радиации той же энергии, генерируемой эталоном известного состава. Следовательно, полный химический анализ может быть выполнен в точке диаметром лишь несколько микрон. Концентрации главных элементов вплоть до 0,1 вес. % могут быть определены с точностью до одной сотой. Для большинства приборов имеется возможность быстрого сканирования электронного зонда по площади несколько тысяч квадратных микрон; фиксируемые при этом обратнорассеянные электроны можно использовать для получения прекрасного изображения (при увеличении до 100 тыс. раз) поверхности образца. Характеристические рентгеновские лучи, испускаемые этой же поверхностью образца, также можно использовать для картирования распределения элементов внутри минералов и между ними (см. рис. 3.1 приложения 3).

Большое преимущество электронно-зондового микроанализа для рудной микроскопии заключается в том, что для работы на большинстве приборов пригодны полированные и прозрачно-полированные шлифы стандартного размера. Единственное, что обычно следует предусмотреть, это нанесение (с помощью вакуумного напыления) на поверхность образца тонкой (~200 Å) угольной пленки для отвода электрического заряда. Следовательно, образцы следует сначала изучить под рудным микроскопом, а затем зарисовать или сфотографировать интересные участки, которые в дальнейшем могут подвергнуться полному химическому анализу на микрозонде. Электронный зонд революционизировал рудную минералогию, дав возможность проводить полный химический анализ очень мелких зерен, в частности, многих новых минералов (например, минералов группы

<sup>1</sup> Можно использовать обычный резиновый клей. — Прим. перев.

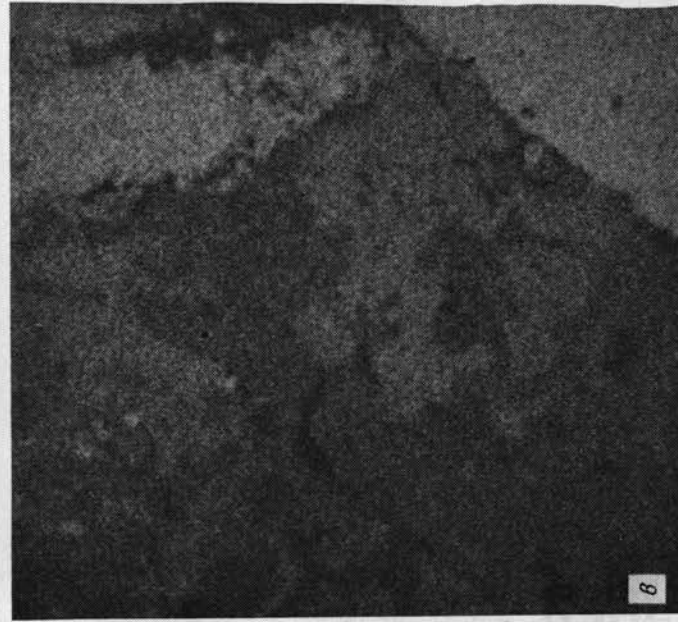
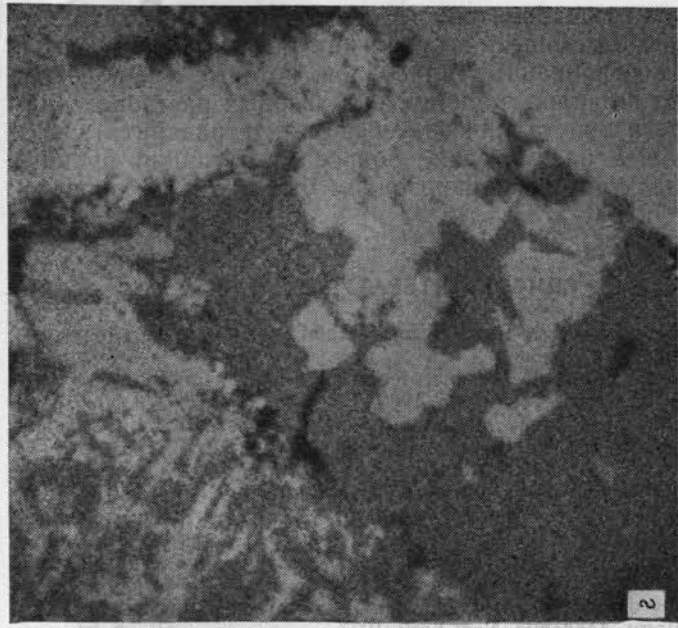
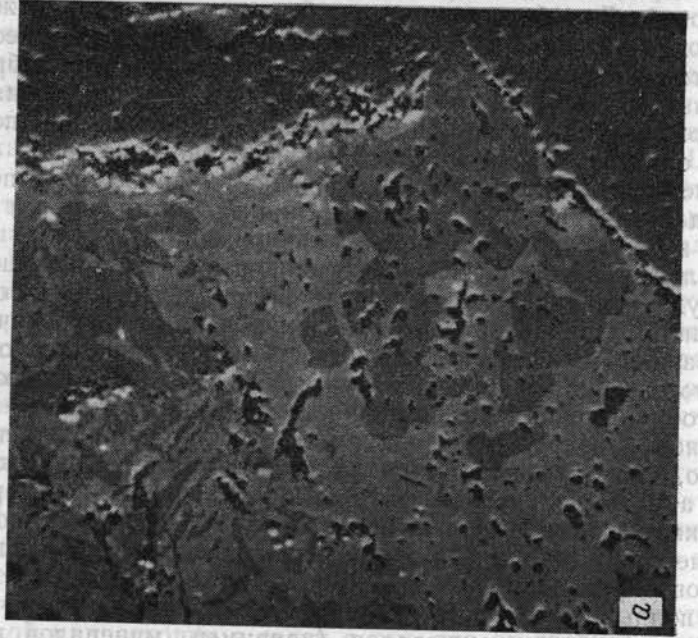
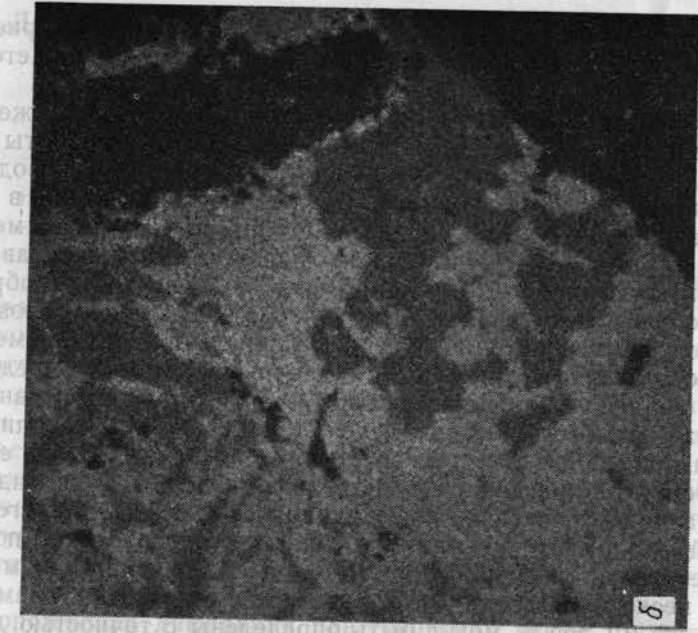


Рис. 3.1. Фотографии специально выбранной площади, демонстрирующие применение электронного микронда при визуальной идентификации минералов в полированных шифрах: *a* — фотография пирита (выше и ниже справа), халькопирита (темно-серое) и борнита (светло-серое) в обратнорассеянных электронах; *b* — картина распределения меди (более светлая окраска указывает на большее присутствие меди); *g* — картина распределения серы (более светлая окраска указывает на большее присутствие серы); *z* — картина распределения железа (более светлая окраска указывает на большее присутствие железа) (ширина поля зрения 1000 мкм) (мы благодарны Тодду Сольбергу за предоставление этих фотографий).

платины), продуктов лабораторного синтеза (что помогает устанавливать фазовые отношения в системах рудных минералов) и оптически диагностированных минералов, которые могут содержать промышленно важные элементы в твердых растворах (например, серебро в кристаллической решетке тетраэдрита).

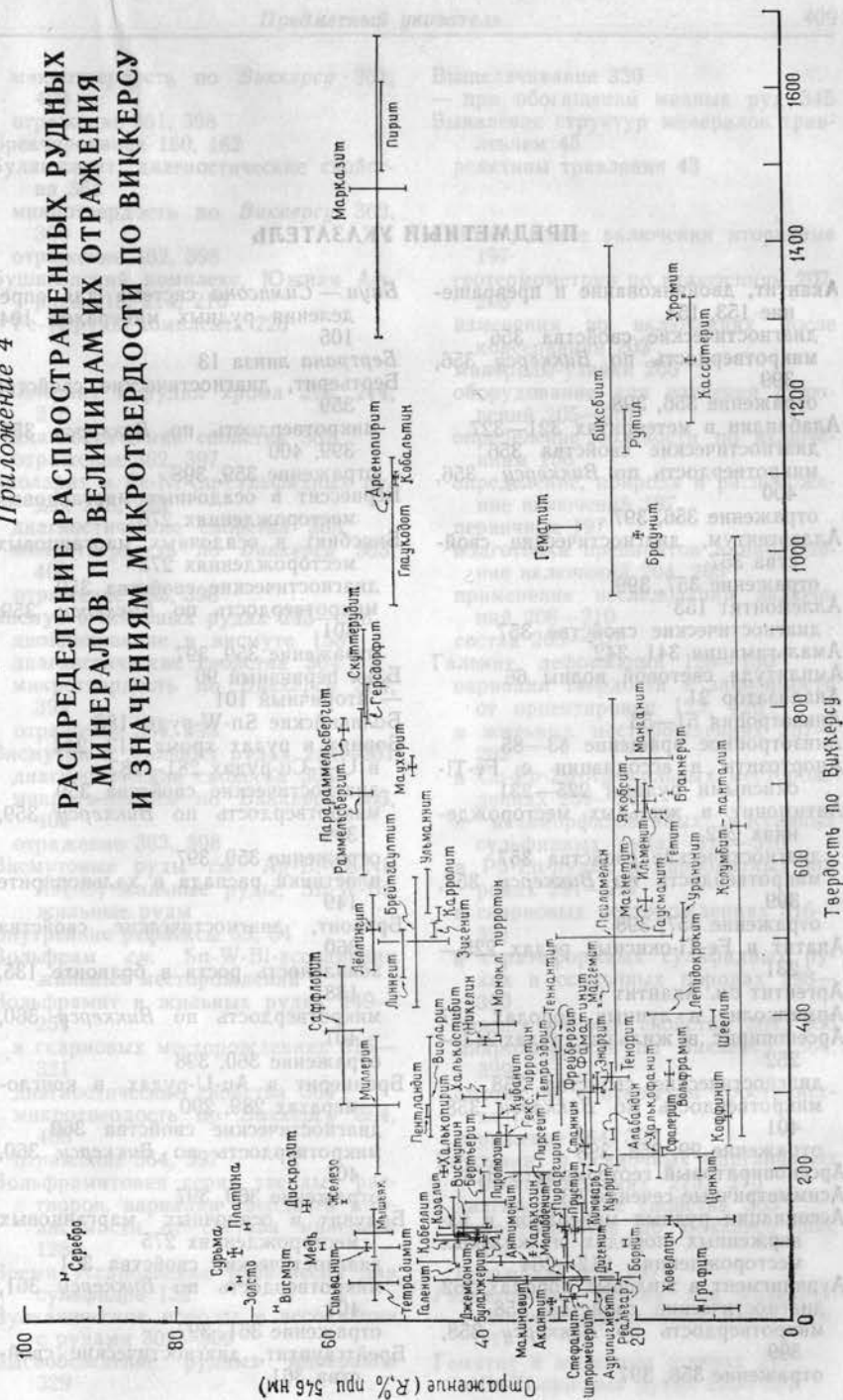
Исчерпывающее рассмотрение вопроса интеграции рудного микроскопа с электронным микронзондом было недавно проведено Гаспаррини [2].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Azaroff L. V., Buerger M. J., The Powder Method in X-ray Crystallography, McGraw-Hill, New York, 1958.
2. Gasparrini C., The role of the ore microscope and electron microprobe in the mining industry, CIM Bull., 73, 73—85, 1980.
3. Long J. V. P., Electron probe microanalysis, In J. Zussman, ed., Physical Methods in Determinative Mineralogy, Academic, New York, 1977.
4. Nuffield E. W., X-ray Diffraction Methods, Wiley, New York, 1966.
5. Reed S. J. B., Electron Microprobe Analysis, Cambridge University Press, Cambridge, England, 1975. (Имеется перевод: Рид С. Электронно-зондовый микроанализ. — М.: Мир, 1979.)
6. Smith D. G. W., ed., Microbeam Techniques, Min. Assoc. Canada Short Course Handbook, 1, 1976.
7. Zussman J., X-ray diffraction, In J. Zussman, ed., Physical Methods in Determinative Mineralogy, Academic, New York, 1977.

### Приложение 4

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ВЕЛИЧИНАМ ИХ ОТРАЖЕНИЯ И ЗНАЧЕНИЯМ МИКРОТВЕРДОСТИ ПО ВИКЕРСУ



## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акантит, двойникование и превращение 153, 154  
 диагностические свойства 356  
 микротвердость по *Виккерсу* 356, 399  
 отражение 356, 398
- Алабандин в метеоритах 321—327  
 диагностические свойства 356  
 микротвердость по *Виккерсу* 356, 400  
 отражение 356, 397
- Аллагентум, диагностические свойства 357  
 отражение 357, 399
- Алломонтит 153  
 диагностические свойства 357
- Амальгамация 341, 342
- Амплитуда световой волны 66
- Анализатор 21
- Анизотропия 51—53
- Анизотропное вращение 83—85
- Анортозиты в ассоциации с Fe-Ti-окисными рудами 225—231
- Антимонит в жильных месторождениях 262  
 диагностические свойства 357  
 микротвердость по *Виккерсу* 357, 399  
 отражение 357, 398
- Апатит в Fe-Ti-окисных рудах 225—231
- Аргентит *см.* Акантит
- Армалколит в лунных породах 327
- Арсенопирит в жильных рудах 243—252  
 диагностические свойства 358  
 микротвердость по *Виккерсу* 358, 401  
 отражение 99, 358, 398
- Арсенопиритовый геотермометр 315
- Асимметричные сечения 83
- Ассоциации рудных минералов в изверженных породах и жильных месторождениях 212—264
- Аурипигмент в жильных породах 262  
 диагностические свойства 358  
 микротвердость по *Виккерсу* 358, 399  
 отражение 358, 397
- Бауи* — *Симпсона* система для определения рудных минералов 104, 105
- Бертрана* линза 13
- Бертьерит, диагностические свойства 359  
 микротвердость по *Виккерсу* 359, 399, 400  
 отражение 359, 398
- Бёрнессит в осадочных марганцовых месторождениях 276
- Биксбит в осадочных марганцовых месторождениях 273  
 диагностические свойства 359  
 микротвердость по *Виккерсу* 359, 401  
 отражение 359, 397
- Блик первичный 96  
 — вторичный 101
- Боливийские Sn-W-руды 188
- Борнит в рудах хрома 213, 214  
 в U-V-Cu-рудах 281—287  
 диагностические свойства 359  
 микротвердость по *Виккерсу* 359, 399  
 отражение 359, 397
- пластинки распада в халькопирите 149
- Бравойт, диагностические свойства 360  
 зональность роста в бравойте 135, 138  
 микротвердость по *Виккерсу* 360, 401  
 отражение 360, 398
- Браннерит в Au-U-рудах в конгломератах 289, 290  
 диагностические свойства 360  
 микротвердость по *Виккерсу* 360, 401  
 отражение 360, 397
- Браунит в осадочных марганцовых месторождениях 275  
 диагностические свойства 361  
 микротвердость по *Виккерсу* 361, 401  
 отражение 361, 397
- Брейтгауптит, диагностические свойства 361

- микротвердость по *Виккерсу* 361, 400  
 отражение 361, 398
- Брекчирование 160, 162
- Буланжерит, диагностические свойства 362  
 микротвердость по *Виккерсу* 362, 399  
 отражение 362, 398
- Бушвелдский комплекс, Южная Африка 213, 214, 216  
 Fe-Ti-руды комплекса 226
- Валлерит в рудах хрома 213, 214, 216  
 диагностические свойства 362  
 отражение 362, 397
- Виоларит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218, 223  
 диагностические свойства 363  
 микротвердость по *Виккерсу* 363, 400  
 отражение 363, 398
- Висмут в жильных рудах 243—248  
 двойникование в висмуте 158  
 диагностические свойства 364  
 микротвердость по *Виккерсу* 364, 399  
 отражение 364, 399
- Висмутин в жильных рудах 249—251  
 диагностические свойства 363  
 микротвердость по *Виккерсу* 363, 400  
 отражение 363, 398
- Висмутовые руды *см.* Ag-Bi-Co-Ni-As(-U)-жильные руды; Sn-W-Bi-жильные руды
- Внутренние рефлексы 53, 54
- Вольфрам *см.* Sn-W-Bi-ассоциации жильных месторождений
- Вольфрамит в жильных рудах 249—251  
 в скарновых месторождениях 316—321  
 диагностические свойства 364  
 микротвердость по *Виккерсу* 364, 400  
 отражение 364, 397
- Вольфрамитовая серия твердых растворов, вариации твердости в зависимости от состава минерала 128
- Время установления равновесия для сульфидов 132
- Вулканические породы в ассоциации с рудами 302—309
- Высвобождение рудных минералов 329
- Выщелачивание 330  
 — при обогащении медных руд 345
- Выявление структур минералов травлением 45  
 реактивы травления 43
- Газово-жидкие включения вторичные 197  
 геотермометрия по включениям 207, 208  
 изменения во включениях после консервации 203  
 минералы-узники 205  
 оборотование для изучения включений 205—207  
 определение солёности по включениям 206  
 определение, природа и расположение включений 197  
 первичные 197  
 подготовка препаратов и наблюдения включений 204, 205  
 применение исследований включений 208—210  
 состав 205—207
- Галенит, деформация 128—130  
 вариации твердости в зависимости от ориентировки 125, 126  
 в жильных месторождениях 257—262  
 в Cu-Pb-Zn-Ag-жильных месторождениях 239—242  
 в метаморфизованных массивных сульфидных рудах 310—316  
 в Pb-Zn-рудах в карбонатных породах 291—297  
 в скарновых месторождениях 316—321  
 в стратиформных сульфидных рудах в осадочных породах 298—300  
 диагностические свойства 364, 365  
 микротвердость по *Виккерсу* 364, 399  
 отложение в открытом пространстве 135  
 отражение 364, 398
- Гаусманит в осадочных марганцовых месторождениях 273, 275  
 диагностические свойства 365  
 микротвердость по *Виккерсу* 365, 401  
 отражение 365, 397
- Гельмгольца* система для количественного определения цвета 110, 111
- Гематит в железных шляпах 277  
 в Fe-Ti-окисных рудах 225—231

- в осадочных железных рудах 266, 268  
 диагностические свойства 365  
 как продукт замещения магнетита 145  
 микротвердость по *Виккерсу* 365, 401  
 отражение 365, 398  
 Геобарометры, примеры исследований рудных минералов 196  
 Геотермометрия по газово-жидким включениям 207, 208  
 Геотермометры, примеры исследований рудных минералов 207, 208  
 скользящей шкалы 193—197  
 фиксированной точки 193, 195, 196  
 Герсдорфит в жильных рудах 243—248  
 в рудах хрома 213, 214  
 диагностические свойства 366  
 микротвердость по *Виккерсу* 366, 401  
 отражение 366, 399  
 Гессит в золоторудных жилах 252—257  
 Гётит в железных шляпах 277  
 в осадочных железных рудах 266  
 в осадочных марганцовых месторождениях 276  
 диагностические свойства 366  
 микротвердость по *Виккерсу* 366, 401  
 отражение 366, 397  
 структуры, обусловленные отложением в открытом пространстве 135  
 Глаукоцит, диагностические свойства 367  
 микротвердость по *Виккерсу* 367, 401  
 отражение 367, 398  
 Граница карбонатная 140  
 Графит в метеоритах 321—327  
 диагностические свойства 367  
 микротвердость по *Виккерсу* 367, 399  
 отражение 367, 397  
 Далафоссит, диагностические свойства 367  
 отражение 367, 397  
 Двойникование 61  
 в результате деформации 156, 158  
 — — превращения 158  
 — — роста 158  
 Двухотражение 48, 73  
 Двупреломление 70  
 Дельфтская схема для диагностики минералов 105
- Держатель образца 24  
 Деформационные нарушения (*Durchbewegung*) 160, 162  
 Джемсонит, диагностические свойства 368  
 микротвердость по *Виккерсу* 368, 400  
 отражение 368, 398  
 Дигенит, диагностические свойства 368  
 микротвердость по *Виккерсу* 368, 399  
 отражение 368, 397  
 температура распада 153  
 Дискразит, диагностические свойства 368  
 микротвердость по *Виккерсу* 368, 400  
 отражение 368, 399  
 Дискриминационный эллипс 111  
 Дислокации 128  
 Добреелит в метеоритах 321—327  
 Доминантная длина волны ( $\lambda_d$ ) 110  
 Дополнительная длина волны ( $\lambda_c$ ) 110
- Железные руды болотные 266  
 бурые железняки 266—268  
 в осадочных обстановках 265—272  
 полосчатые железорудные формации 268—271  
 происхождение 271, 272  
 Железные шляпы 277, 278  
 минералогия 277  
 минеральные ассоциации и структуры руд 277  
 происхождение 277  
 Железо самородное, диагностические свойства 368, 369  
 микротвердость по *Виккерсу* 369, 400  
 отражение 368, 399  
 Железо-никель-медные сульфидные руды в основных и ультраосновных породах, изменение 223, 224  
 минералогия 218  
 минеральные ассоциации и структуры 219, 220  
 последовательность минералообразования 182—187  
 примеры 218  
 происхождение 220—223  
 Железо-титановые окислы, диаграмма  $a_0$ — $T$  и ее объяснение 154  
 фазовые равновесия 228, 229  
 Железо-титановые окисные руды 225—231  
 минералогия 225, 226

- минеральные ассоциации и структуры 226—230  
 обогащение 345—347  
 происхождение 230, 231  
 условия нахождения 226  
 Жильные месторождения сульфидов руды 262—264  
 минералогия 262  
 минеральные ассоциации и структуры руд 264  
 условия нахождения 257, 258
- Зигенит, диагностические свойства 369  
 микротвердость по *Виккерсу* 369, 401  
 отражение 369, 398  
 Золото в жильных рудах 252—257  
 в Au-U-рудах в конгломератах 289—291  
 диагностические свойства 369  
 микротвердость по *Виккерсу* 369, 399  
 отражение 369, 399  
 Золоторудные жилы 252—257  
 минералогия 252  
 минеральные ассоциации и структуры руд 254—256  
 происхождение 256  
 условия нахождения 252  
 Золото-серебряные сплавы, зависимость отражения сплавов от состава 105, 106  
 Золото-урановые руды в конгломератах, минералогия 289  
 минеральные ассоциации и структуры 290  
 происхождение 290, 291  
 условия нахождения 289, 290
- Идант, диагностические свойства 370  
 микротвердость по *Виккерсу* 370, 400  
 отражение 370, 398  
 Измельчение руд 329  
 Измерение отражения в масляной иммерсии 101  
 ошибки измерения и их коррекция 100, 101  
 процедура измерения 95—99  
 техника измерения 94, 95  
 Изогрифы 85  
 Ильменит в Fe-Ti-окисных рудах 225—231  
 в метеоритах и лунных породах 321—327  
 вариации отражения в зависимости от содержания MgO 106
- восстановление ильменита в металлургии 349  
 диагностические свойства 370  
 микротвердость по *Виккерсу* 370, 401  
 отражение 370, 397  
 первичные структуры 132  
 пластинки распада в магнетите 154  
 Индикатриса (оптическая) двусная 69  
 одноосная 67  
 определение 67—69  
 Инсизваит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 220
- Калаверит в золоторудных жилах 252—257  
 Камасит в метеоритах и лунных породах 321—327. *См. также* разд. 10.1  
 Карролит, диагностические свойства 370, 371  
 Касситерит в жильных рудах 249—251  
 диагностические свойства 371  
 микротвердость по *Виккерсу* 371, 401  
 отражение 371, 397  
 Катаклаз 160  
 Катодолюминесценция 175—177  
 Киноварь в жильных месторождениях 262  
 диагностические свойства 371  
 микротвердость по *Виккерсу* 371, 399  
 отражение 371, 397  
 Кнупа индентор 118  
 Кобальтин в жильных рудах 243—248  
 диагностические свойства 372  
 микротвердость по *Виккерсу* 372, 401  
 отражение 372, 398  
 Кобеллит, диагностические свойства 372  
 микротвердость по *Виккерсу* 372, 399  
 отражение 372, 398  
 Ковеллин в U-V-Cu-рудах 281—287  
 диагностические свойства 372, 373  
 микротвердость по *Виккерсу* 372, 400  
 отражение 98, 372, 397  
 Когенит в метеоритах 321—327  
 диагностические свойства 373  
 Козалит, диагностические свойства 373

- микротвердость по *Виккерсу* 373, 399  
отражение 373, 398  
Колумбит — танталит, диагностические свойства 374  
микротвердость по *Виккерсу* 374, 400, 401  
отражение 374, 397  
Комиссия по рудной микроскопии (КРМ), эталоны для измерения отражения 99  
значения микротвердости по *Виккерсу* 121  
Коноскопические наблюдения 13  
Коффинит в U-V-Cu-рудах 281—287  
диагностические свойства 374  
микротвердость по *Виккерсу* 374, 400  
отражение 374, 397  
Коэффициент абсорбции 70  
Креннерит в золоторудных жилах 252—257  
Криптомелан; структуры, обусловленные отложением в открытом пространстве 140  
Кубанит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218—220  
в метеоритах и лунных породах 321—327  
диагностические свойства 374, 375  
микротвердость по *Виккерсу* 374, 400  
Куприт, диагностические свойства 375  
микротвердость по *Виккерсу* 375, 400  
отражение 375, 398
- Ланхама** столбик 99, 100  
Лепидокрокит в железных шляпах 277  
диагностические свойства 375  
микротвердость по *Виккерсу* 375, 400  
отражение 375, 397  
структуры, обусловленные отложением в открытом пространстве 135  
Лёллингит в жильных рудах 243—248  
диагностические свойства 375  
микротвердость по *Виккерсу* 375, 401  
отражение 375, 399  
Лимонит в железных шляпах 277  
в осадочных железных рудах 266  
Линейно поляризованный свет 66
- Линзы объективов, апохроматы 15  
ахроматы 13, 14  
для наблюдений с водной иммерсией 19  
— — с масляной иммерсией 18  
нумерическая апертура 17  
увеличение 16  
флюоритовые 15  
Линзы окуляра 19  
Линия пурпурных цветов 109  
— спектральных цветов 109  
Линнеит, диагностические свойства 376  
микротвердость по *Виккерсу* 376, 400  
отражение 376, 398  
Лунные породы и рудные минералы в них 321—328
- Маггемит в Fe-Ti-окисных рудах 225—231  
диагностические свойства 376  
микротвердость по *Виккерсу* 376, 400  
отражение 376, 397  
Магнетит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218—220  
в Fe-Ti-окисных рудах 225—231  
в осадочных железных рудах 266, 268  
в скарновых месторождениях 316—321  
диагностические свойства 376  
замещение гематитом 145, 146  
микротвердость по *Виккерсу* 376, 401  
отражение 376, 397  
первичные структуры 132  
пластинки распада в ильмените 154  
Майченерит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 220  
Макинавит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218, 220  
в метеоритах и лунных породах 321—327  
диагностические свойства 377  
микротвердость по *Виккерсу* 377, 399  
отражение 377, 399  
Манганит в осадочных марганцовых месторождениях 273  
диагностические свойства 377  
микротвердость по *Виккерсу* 377, 401  
отражение 377, 397  
Марганцовые конкреции 276, 277  
извлечение полезных компонентов 347

- минералогия 276  
минеральные ассоциации и структуры 276  
происхождение богатых марганцем осадков 276, 277  
условия нахождения 276  
Марганцовые руды (в осадочных обстановках) 272—277  
в современных морских обстановках 276, 277  
вулканического происхождения 275  
известняково-доломитовой ассоциации 273—275  
кварцит-глауконит-глинистой ассоциации 273  
происхождение 276, 277  
Марказит в Pb-Zn-рудах в карбонатных породах 291—297  
в углях 278  
диагностические свойства 377  
микротвердость по *Виккерсу* 377, 401  
отражение 377, 398  
Мартитизация 164  
Массивные сульфидные руды в метаморфизованных породах, минералогия 310  
минеральные ассоциации и структуры 310—315  
происхождение структур руд 315, 316  
рудные минералы 310—316  
Матильдит, сростания с галенитом 153  
Маухерит, диагностические свойства 378  
микротвердость по *Виккерсу* 378, 401  
отражение 378, 398  
Меднопорфировые месторождения 232—238  
минералогия 232  
минеральная зональность 232—234  
происхождение руд 237, 238  
структуры агрегатов зерен рудных минералов 235—237  
условия нахождения 232  
Медно-железо-цинковые руды в вулканических обстановках 302—309  
минералогия 302, 303  
минеральные ассоциации и структуры 303—308  
происхождение 308, 309  
условия нахождения 303  
Медно-свинцово-цинково-серебряные жильные месторождения 239—242  
гипергенное изменение руд 242
- минералогия 239  
минеральные ассоциации и структуры руд 135, 239—242  
происхождение руд 242  
условия нахождения 239  
Медно-цинково-мышьяковые жильные руды 258—260  
минералогия 258  
минеральные ассоциации и структуры 258—260  
условия нахождения 257, 258  
Медь самородная в метеоритах и лунных породах 327  
в U-V-Cu-рудах 281—286  
диагностические свойства 378  
микротвердость по *Виккерсу* 378, 399  
отражение 378, 399. *См. также* U-V-Cu-руды  
Метаморфизованные массивные сульфидные руды 310—316  
Метациннабарит в жильных месторождениях 262  
Механическое твердение 128  
Миаргирит, диагностические свойства 378, 379  
Микроотпечатки при определении твердости 122—124  
вариации твердости в зависимости от механических и термальных воздействий на минерал в процессе его истории 128—130  
— — — — нагрузки 124  
— — — — ориентировки минерала 125, 126  
— — — — состава минерала 126—128  
— — — — структуры зерен минералов 125, 124  
формы отпечатков и характер трещиноватости минералов 122—124  
Миллерит, диагностические свойства 379  
микротвердость по *Виккерсу* 379, 400  
отражение 379, 398  
Минералы анизотропные 52  
изотропные 52  
рудные 11  
Минералы платиновой группы в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218, 220  
в рудах хрома 213, 214, 216  
первичные структуры 132  
Молибденит в порфировых молибденовых месторождениях 232—238  
в скарновых месторождениях 316—321

- диагностические свойства 379  
микротвердость по *Виккерсу* 379, 399  
отражение 379, 397, 398  
Моносльфидный твердый раствор (мтр) 222, 223  
в рудах Садбери, Онтарио 182—185  
Монохроматоры 22, 23  
линейного типа 94  
полосового типа 94  
Монцит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 220  
*Мооса* шкала твердости 119  
Морфология кристаллических зерен для установления последовательности минералообразования 170—172  
Моусонит, диагностические свойства 380  
микротвердость по *Виккерсу* 380, 400  
отражение 380, 398  
Мышьяк, диагностические свойства 380  
микротвердость по *Виккерсу* 380, 399  
отражение 380, 398  
Мышьяково-сурьмяные сульфидные руды 262  
минералогия 262  
минеральные ассоциации и структуры 262  
условия нахождения 257
- Насыщенность цвета 108  
Никелевые руды см. Ag-Bi-Co-Ni-As(-U)-жильные руды  
Никелин в жильных рудах 243—248  
диагностические свойства 380, 381  
микротвердость по *Виккерсу* 380, 400  
отражение 380, 398  
Нинингерит в метеоритах и лунных породах 327
- Обогащение руд золота 341, 342  
— — меди 342, 344, 345  
— — хрома 345  
Объект-микрометры 24  
Общие границы кристаллических зерен 170—172  
Окисные минералы — псевдоморфозы по органическому веществу 140  
Окисные шпинели в лунных породах 327
- Олдгамит в метеоритах 323  
Оловянно-вольфрамовые руды Боливии 188  
Оловянно-вольфрамо-висмутовые жильные руды 249—251  
минералогия 249  
минеральные ассоциации и структуры 249—251  
происхождение 251  
условия нахождения 249  
Оптические оси 69  
Оптический знак 69  
Осадочные породы и ассоциирующиеся с ними руды 265—302  
Осветительные системы рудного микроскопа 19—20  
Осмирид в Au-U-рудах в конгломератах 289  
Отражение (R) 70, 90  
R<sub>e</sub>, R<sub>o</sub> 72, 73, 91, 96  
R<sub>g</sub>, R<sub>m</sub>, R<sub>p</sub> 91, 96  
R<sub>1</sub>, R<sub>2</sub> 78, 91  
R<sub>α</sub>, R<sub>β</sub>, R<sub>γ</sub> 60, 61  
Отражение диффузное 71  
зависимость отражения от состава в ильменит-гейкилитовой серии твердых растворов 106  
— — — в группе теннантита — тетраэдрита 107  
— — — в Au-Ag-сплавах 105, 106  
— — — в минералах платины 107  
— — — в пирротинах 107  
— — — в сульфидах и сульфосолях 107  
— — — в сульфосолях серебра 107  
зависимость отражения от электронной структуры 111—115  
зеркальное 70  
качественная оценка 49  
определение 49
- Параморфозы 153  
Парараммельсбергит, диагностические свойства 381  
микротвердость по *Виккерсу* 381, 401  
отражение 381, 399  
Пентландит, аргентопентландит 220  
в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218—224  
в метеоритах и лунных породах 321—327  
в рудах Садбери, Онтарио 182—187  
в рудах хрома 213, 214, 216

- диагностические свойства 381  
микротвердость по *Виккерсу* 381, 400  
отражение 381, 400  
продукт распада пирротина 148  
термическое расширение 154  
Перекристаллизация руд 147  
Петцит в золоторудных жилах 252—257  
Пираргирит, диагностические свойства 381  
микротвердость по *Виккерсу* 381, 400  
отражение 381, 398  
Пирит в Fe-Cu-Zn-рудах в вулканических обстановках 302—309  
в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218—224  
в жильных месторождениях 257—264  
в Au-U-рудах 289—291  
в меднопорфировых месторождениях 232—238  
в Cu-Pb-Zn-Ag-жильных месторождениях 239—242  
в метаморфизованных массивных сульфидных рудах 310—316  
в Pb-Zn-рудах в карбонатных породах 291—297  
в стратиформных сульфидных рудах в осадочных породах 298—302  
в углях 278  
диагностические свойства 382  
микротвердость по *Виккерсу* 382, 401  
структуры в Pb-Zn-рудах в карбонатных породах 135  
Пирролизит в осадочных марганцовых месторождениях 273  
диагностические свойства 382  
микротвердость по *Виккерсу* 382, 400  
отражение 382, 398  
структуры, обусловленные отложением в открытом пространстве 135  
Пирротин в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 218—224  
в метаморфизованных массивных сульфидных рудах 310—316  
в рудах хрома 213, 214, 216  
деформации в пирротине 158  
диагностические свойства 382, 383  
зависимость отражения от состава 107  
микротвердость по *Виккерсу* 382, 400  
отражение 382, 398
- Пирсеит, диагностические свойства 383  
микротвердость по *Виккерсу* 383, 400  
отражение 383, 398  
Пластинчатость давления 156  
Платина, диагностические свойства 384  
микротвердость по *Виккерсу* 384, 400  
отражение 384, 399  
Плеохроизм отражения 48, 80  
Плоскополяризованный свет см. Линейно поляризованный свет  
Плоскость оптических осей 69  
Плоскости оптической симметрии 72  
Поверхности показателей 71  
Показатель преломления непрозрачного вещества 70  
прозрачного вещества 67  
Полибазит, диагностические свойства 384  
отражение 384, 398  
Полированные шлифы, монтирование образцов 29—31  
оборудование для изготовления 26—29  
полировка и шлифовка образцов 31—40  
Полосчатость изгиба 156—160  
— колломорфная 172—175  
Поляризатор 21  
Порошковая дифракция рентгеновских лучей 402  
Последовательное распространение 149  
Последовательность минералообразования 169—182  
в Cu-Ni-рудах Садбери, Онтарио 182—187  
в Sn-W-рудах Боливии 188  
в Pb-Zn-рудах Северных Пеннин 188, 189  
определение 168  
Прозрачно-полированные шлифы, изготовление 40—42  
Прустит, диагностические свойства 384  
микротвердость по *Виккерсу* 384, 399  
отражение 384, 398
- Размельчение руд 329  
Раммельсбергит в жильных рудах 243—248  
диагностические свойства 385  
микротвердость по *Виккерсу* 385, 401  
отражение 385, 399



- Распад твердых растворов восстановительный 154  
кинетика распада 149  
когерентный 148  
механизм 149  
окислительный 154  
определение 147  
примеры 148  
эвтектидный 153
- Реальгар в жильных месторождениях 262  
диагностические свойства 385  
микротвердость по *Виккерсу* 385, 399  
отражение 385, 397
- Рельеф на поверхности шлифа 26
- Рефлектор пластинковый 20, 21  
призматический 20, 21
- Россыпные месторождения золота 256, 257
- Рудная микроскопия, вращающийся столик 23  
оптические части микроскопа II—22
- Рудная микроскопия и переработка руд 329—351  
переработка Fe-Ti-окисных руд 345—347  
— марганцовых конкреций 347  
— руд золота 341, 432  
— — меди 342—345  
— — хрома 345
- Рудные минералы в метеоритах 321—328
- Рудные минералы в углях 278—281  
минералогия 278  
минеральные ассоциации и структуры 279, 280  
петрография углей 280, 281  
происхождение рудных минералов 280  
условия нахождения 278
- Руды хрома альпинотипные 213—218  
в основных и ультраосновных породах 213—218  
линзовидные 213—218  
минералогия 213  
происхождение 216—218  
структуры 213—216
- Рутил в Fe-Ti-окисных рудах 225—231  
диагностические свойства 386  
микротвердость по *Виккерсу* 386, 401  
отражение 386, 397
- Садберит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 220
- Сафлорит в жильных рудах 243—248  
диагностические свойства 386  
микротвердость по *Виккерсу* 386, 400  
отражение 386, 399
- Свет белый 65  
волновая модель света 64—66  
монохроматический 65  
отражение 71—78  
природа 64
- Световая полоска *Кальба* 56
- Свинец см. Cu-Pb-Zn-Ag-жильные месторождения
- Свинцово-цинковые месторождения в осадочных породах 291—298  
минералогия 291, 292  
рудообразование 296, 297  
состав, структуры, последовательность минералообразования 292—296  
структуры руд 135  
условия нахождения 292
- Свинцово-цинково-серебряные жильные руды, содержащие сурьму и мышьяк 260—262  
минералогия 260  
минеральные ассоциации и структуры 260—262  
условия нахождения 257, 258
- Селеновый фотоэлемент 92
- Серебро самородное в жильных рудах 243—248  
диагностические свойства 386, 387  
микротвердость по *Виккерсу* 386, 399  
отражение 386, 399. См. также Cu-Pb-Zn-Ag-жильные месторождения; Pb-Zn-Ag-жильные руды
- Серебро-висмут-кобальт-никель-мышьяковые (-урановые) жильные руды 243—248  
минералогия 243  
минеральные ассоциации, структуры и последовательность образования 245—247  
условия минералообразования 247, 248  
— нахождения 243, 245
- Сильванит в золоторудных жильных месторождениях 252—257  
диагностические свойства 387  
микротвердость по *Виккерсу* 387, 399  
отражение 387, 399
- Симметричные крустификационные жилы 135, 137  
— сечения 81

- Система Au-Ag-Te, фазовые соотношения 255  
— CIE для количественной характеристики цвета 108
- Системы определения рудных минералов 101—105
- Скарновые месторождения 316—321  
минералогия 316, 317  
минеральные ассоциации и структуры руд 317—319  
условия нахождения 317  
формирование 319—321
- Скелетные кристаллы 132
- Скорлуповатая обманка 293
- Скуттерудит в жильных рудах 243—248  
диагностические свойства 387  
микротвердость по *Виккерсу* 387, 401  
отражение 387, 399
- Спайность 59—61
- Спектральная дисперсия 83
- Спектральные кривые дисперсии 79, 80
- Сперрилит в Fe-Ni-Cu-сульфидных рудах 220
- Станнин, диагностические свойства 387  
микротвердость по *Виккерсу* 387, 400  
отражение 387, 398
- Стефанит, диагностические свойства 388  
микротвердость по *Виккерсу* 388, 399  
отражение 388, 398
- Стратиформные сульфидные руды в осадочных породах 298—302  
минералогия 298  
минеральные ассоциации и структуры 301  
происхождение 301, 302  
условия нахождения 298
- Структура атоловая 146, 147  
видманштеттова 322, 323  
колломорфная 140  
обусловленная деформацией 154—162  
— медленным охлаждением 162—164  
оолитовая 164  
«птичьего глаза» 164, 165, 251  
«розетки» 245  
фрамбоидная 164  
шариковая 162  
ячеистая 146, 147
- Структуры распада твердых растворов мирмикитовые 149  
пластинчатые 149
- пограничные 149  
эмульсивидные 149
- Сульфидные минералы — псевдоморфозы по органическому веществу 140
- Сурьма, диагностические свойства 388  
микротвердость по *Виккерсу* 388, 399  
отражение 388, 399. См. также As-Sb-сульфидные жильные руды
- Сфалерит в жильных месторождениях 257—264  
в Cu-Fe-Zn-рудах в вулканических обстановках 302—309  
в Cu-Pb-Zn-Ag-жильных месторождениях 239—242  
в метаморфизованных массивных сульфидных рудах 310—316  
в метеоритах 321—327  
в Pb-Zn-рудах в карбонатных породах 291—297  
в скарновых месторождениях 316—321  
в стратиформных сульфидных рудах 298—302  
в углях штата Иллинойс 278  
деформация в сфалерите 129  
диагностические свойства 388, 389  
зональность роста в сфалерите 135  
микротвердость по *Виккерсу* 128, 388, 400  
отражение 388, 397  
срастания с халькопиритом 149  
структуры в Pb-Zn-рудах в карбонатных породах 135
- Сфалеритовая стратиграфия 174, 175  
Сфалеритовый геобарометр 314, 315
- Твердость рудных минералов, микровдавливания 54  
поливрки 54—58  
царапания 54, 58
- Тенит в метеоритах и лунных породах 321—327
- Теннантит в жильных месторождениях 258  
диагностические свойства 389  
микротвердость по *Виккерсу* 389, 400  
отражение 389, 398
- Тенорит, диагностические свойства 389  
микротвердость по *Виккерсу* 389  
отражение 389, 397
- Теория молекулярных орбиталей и зон 111—115
- Термический стресс 154

- Тетрадимит, диагностические свойства 390  
микротвердость по *Виккерсу* 390  
отражение 390, 398
- Тетраздрит в жильных месторождениях 257—261  
в *Cu-Pb-Zn-Ag*-жильных месторождениях 239—242  
в метаморфизованных массивных сульфидных рудах 310  
диагностические свойства 390  
микротвердость по *Виккерсу* 390, 400
- Титан *см.* *Fe-Ti*-окисные руды
- Тодорокит в осадочных марганцовых месторождениях 276
- Травление химическое 42  
реактивы 43
- Троилит в метеоритах и лунных породах 321—327
- Тухолит в *Au-U*-рудах в конгломератах 289, 290
- Угол оптических осей 69
- Ульвошинель в *Fe-Ti*-окисных рудах 225—231  
диагностические свойства 390, 391  
отражение 390, 397  
продукт распада в магнетите 148
- Ульманнит, диагностические свойства 391  
микротвердость по *Виккерсу* 391, 401  
отражение 391, 398
- Уран-ванадий-медные руды, ассоциирующиеся с песчаниками 281—287  
минералогия 281  
минеральные ассоциации и структуры 282, 283  
происхождение руд и структур 283—287  
условия нахождения 281
- Уранинит в жильных рудах 243—248  
в *Au-U*-рудах в конгломератах 289—291
- в *U-V-Cu*-рудах 281—287  
диагностические свойства 391  
микротвердость по *Виккерсу* 391, 400  
отражение 391, 397
- Урановые руды *см.* *Au-U*-руды в конгломератах; *Ag-Bi-Co-Ni-As(-U)*-руды
- Фаза световой волны 66
- Фазовые равновесия для диагностики рудных минералов 61, 62
- для оценки условий рудообразования, 189, 192—197  
примеры фазовых диаграмм 192
- Фаматинит, диагностические свойства 391  
микротвердость по *Виккерсу* 391, 400  
отражение 391, 397
- Ферроксигит в осадочных марганцовых месторождениях 276
- Фигуры сходящегося света 87, 88
- Флотация 330  
при обогащении медных руд 344, 345
- Формула *Френеля* 70
- Фотометр 23, 24
- Фотоумножитель 92, 93
- Фрейбергит, диагностические свойства 392  
микротвердость по *Виккерсу* 392, 400  
отражение 392, 398
- Фрудит в *Fe-Ni-Cu*-сульфидных рудах 220
- Халькозин в *U-V-Cu*-рудах 281—287  
диагностические свойства 392  
микротвердость по *Виккерсу* 392, 399  
отражение 392, 398
- Халькопирит в жильных месторождениях 257—262  
в *Cu-Fe-Zn*-рудах в вулканических обстановках 302—309  
в *Cu-Pb-Zn-Ag*-жильных месторождениях 239—242  
в меднопорфировых месторождениях 232, 234—237  
в метаморфизованных массивных сульфидных рудах 310—316  
в *Ni-Cu(-Fe)*-сульфидных рудах 218—223  
в рудах хрома 213, 214, 216  
в скарновых месторождениях 316—321  
в стратиформных сульфидных рудах в осадочных породах 298—301  
в *U-V-Cu*-рудах 281—287  
деформация в халькопирите 130  
диагностические свойства 393  
микротвердость по *Виккерсу* 393, 400  
отражение 393, 398  
пластинки распада в борните 149  
срастания со сфалеритом 149

- Халькостибит, диагностические свойства 393  
микротвердость по *Виккерсу* 393, 400  
отражение 393, 398
- Халькофанит, диагностические свойства 394  
микротвердость по *Виккерсу* 394, 400  
отражение 394, 397
- Холлингвортит в *Fe-Ni-Cu*-сульфидных рудах 220
- Хроматические координаты 108
- Хромит в метеоритах и лунных породах 321—327  
диагностические свойства 394  
микротвердость по *Виккерсу* 394, 401  
отражение 394, 397  
первичные структуры 132. *См. также* Руды хрома
- Цвет, качественное наблюдение 48, 49  
количественная характеристика 107—111
- Цветовая температура 19, 92—94
- Цветовой тон 108
- Цветовые составляющие 108
- Цианирование 330, 342
- Цинк *см.* *Cu-Fe-Zn*-руды в вулканических обстановках;  
*Cu-Pb-Zn-Ag*-жильные месторождения; *Pb-Zn*-руды в карбонатных породах; *Pb-Zn-Ag*-жильные руды
- Цинкит, диагностические свойства 394, 395  
микротвердость по *Виккерсу* 394, 400  
отражение 394, 397
- Циркулярно поляризованный свет 73
- Число твердости по *Виккерсу*, источники ошибок измерения 98, 99  
определение 118  
теория 118, 119  
техника инструментального измерения 119—121
- точность измерения 121, 122. *См. также* Твердость микровдавливания
- Чистота типа возбуждения 110
- Шеелит в скарновых месторождениях 316—321  
диагностические свойства 395  
микротвердость по *Виккерсу* 395, 400  
отражение 395, 397
- Шкала твердости по *Талмейджу* 118
- Шламы 334
- Шрейберзит в метеоритах и лунных породах 321—327  
диагностические свойства 395
- Штейны 350
- Штроемейерит, диагностические свойства 395  
микротвердость по *Виккерсу* 395, 399  
отражение 395, 398
- Электролитическая полировка 42—45
- Электромагнитный спектр 64, 65
- Электронно-зондовый микроанализ 403
- Эллиптически поляризованный свет 73
- Энаргит в жильных месторождениях 225  
диагностические свойства 396  
микротвердость по *Виккерсу* 396, 400  
отражение 396, 397
- Эталоны для измерения отражения 99
- Якобит в осадочных марганцовых месторождениях 275  
диагностические свойства 396  
микротвердость по *Виккерсу* 396, 401  
отражение 396, 397
- Яркость цвета 108

Авока, месторождение 303  
 Адирондакс 231  
 Айдахо, штат 257, 260, 261  
 Айяни-Майн, месторождение 136, 307  
 Айрон-Спрингс, месторождение 317, 319  
 Алабама, штат 267  
 Алдерли-Эдж 142  
 Аллард-Лейк, месторождение 226  
 Альмаден, месторождение 257, 262, 263  
 Альтон-Блок 188, 189  
 Аляска, штат 254, 340  
 Амеди-Хот-Спрингс, месторождение 262  
 Амелия, месторождение 175  
 Амната, месторождение 262  
 Андреасберг, месторождение 260  
 Аппалачи, горы 275  
 Арака-Майн, месторождение 187  
 Аризона, штат 144, 232, 258, 281, 317  
 Аскриг-Блок 189  
 Асуан 347, 348  
 Атлантический океан 274, 346  
 Ахо, месторождение 232

Батерст, месторождение 303  
 Бесси, месторождение 303, 309  
 Бетлехем, месторождение 232  
 Беттс-Кав, месторождение 303  
 Бёугсто, месторождение 225  
 Бингем-Каньон, месторождение 232, 236  
 Библи, месторождение 232  
 Бишоп, месторождение 317  
 Блайнд-Ривер, месторождение 290  
 Блейк, плато 274, 346  
 Блофель, месторождение 343  
 Блубелл, месторождение 239  
 Большое Медвежье озеро 245—248  
 Бор, месторождение 258  
 Боулдер-Каунта, месторождение 254  
 Браден, месторождение 232  
 Британская Колумбия, провинция 232, 239, 300, 303, 309, 310  
 Брокен-Хилл, месторождение 129, 301, 310  
 Бушвелд, область 231  
 Бьютт, месторождение 232, 257—259

Вайоминг, штат 281  
 Вануа-Леву, остров 303, 309  
 Верхнее озеро 268  
 Вибернем-Тренд, месторождение 339  
 Виргиния, штат 136, 139, 142, 144, 150, 152, 157, 159, 161, 163, 166, 171, 173, 178, 224, 253, 294, 295, 310, 312, 313  
 Висконсин, штат 175, 268  
 Витватерсранд, район 288, 290, 291, 340, 341  
 Восточное Забайкалье 239  
 Восточно-Тихоокеанское поднятие 303, 309  
 Восточные Альпы, горы 292, 297  
 Вулькано, остров 309

Гавайские острова 133, 183  
 Гановер, месторождение 317, 319  
 Гарц, горы 260  
 Гасне-Коппер, месторождение 317  
 Гендерсон, месторождение 232, 234  
 Гетчелл, месторождение 257, 262  
 Гиганте-Чика 199  
 Гилман, месторождение 239  
 Гоггик-Рейндж, месторождение 269  
 Гоуганда, месторождение 245  
 Грейсон-Каунти 150  
 Грейт-Госсан-Лид, месторождение 142, 144, 152, 157, 161, 310, 312, 313  
 Грейт-Гроссан, мыс 171

Дактаун, месторождение 164, 310  
 Дарвин 282  
 Даруин, месторождение 317, 319

Жакобина, месторождение 290

Западная Австралия, штат 218, 254, 268

Игл-Маунтин, месторождение 317  
 Идрия, месторождение 262  
 Иллинойс, штат 141, 175, 279, 280  
 Ирландия 292, 297, 303

Иеллоунайф, месторождение 254

Кавказ, горы 262  
 Калгурли, месторождение 254  
 Калифорния, штат 254, 262, 263, 317, 319  
 Камаиси, месторождение 317  
 Камбалда, месторождение 218, 220  
 Камиока, месторождение 317  
 Кананеа, месторождение 232  
 Канзас, штат 292  
 Каппик, месторождение 260  
 Касалпака, месторождение 209, 239  
 Квебек, провинция 173, 226, 268, 303, 317  
 Квеста, месторождение 232  
 Кер-д'Ален, месторождение 257, 260—262  
 Кинг-Айленд, месторождение 317  
 Кипр, остров 303, 345  
 Киркленд-Лейк, месторождение 254  
 Клаймакс, месторождение 232, 234, 235, 237  
 Кобальт, месторождение 153, 157, 209, 244—247, 357, 368  
 Колвези 300  
 Колквири-Майн 187  
 Колорадо, плато 281, 286  
 Колорадо, штат 134, 150, 171, 172, 209, 232, 234, 235, 237, 239—241, 254, 317, 318  
 Колча, месторождение 249  
 Конгсберг, месторождение 245  
 Кордеро, месторождение 262  
 Корнуолл, месторождение 317, 319  
 Корокоро, месторождение 282  
 Котопакси, месторождение 317, 318  
 Красное море 303  
 Крид, месторождение 134, 171, 209, 239, 241  
 Кристмас, месторождение 317  
 Курильские острова 266  
 Куроко, месторождение 303—309

Лабрадор, полуостров 227, 268  
 Лайсвалль, месторождение 292, 296  
 Ларамкота-Майн 199  
 Ледвилл, месторождение 150, 239  
 Лик-Форк 224  
 Линн-Лейк, месторождение 218  
 Лост-Крик, месторождение 317  
 Лотарингия, область 266, 268  
 Льяльягуа 199, 249

Магдалена, месторождение 317  
 Магма-Майн, месторождение 258  
 Магма-Майн-Супериор 144  
 Магмонт-Майн, месторождение 293  
 Мазер-Лоуд, месторождение 254  
 Манитоба, провинция 218, 303, 310  
 Марл-Слейт, месторождение 298, 299  
 Маубах 138  
 Маунт-Айза, месторождение 301, 310, 312  
 Маунт-Лайбелл, месторождение 303  
 Мердоквилл, месторождение 317  
 Мерисвейл, месторождение 283  
 Миллуни-Майн 186  
 Минерал-Дистрикт 161, 163, 166, 313  
 Минерал-Ридж, месторождение 253  
 Миниехаха-Майн 141  
 Миннегага, месторождение 279  
 Миннесота, штат 226, 268  
 Миссисипи, долина 170, 174, 292, 295, 297  
 Миссури, штат 292, 293, 339  
 Митате, месторождение 317

Мичиган, штат 268, 269, 298  
 Монтана, штат 213, 232, 257—259, 317  
 Монтезума 172  
 Мончегорск, месторождение 218  
 Моргантаун, месторождение 317—319

Накатаца, месторождение 317  
 Невада, штат 239, 254, 257, 262  
 Никополь, месторождение 273  
 Ниппинг-Майн 157  
 Новая Зеландия 254  
 Новый Южный Уэльс, штат 129  
 Норада, месторождение 303  
 Норильск, месторождение 218  
 Нью-Альмаден, месторождение 262  
 Нью-Брансуик, провинция 303  
 Нью-Йорк 226  
 Нью-Мексико, штат 232, 254, 281, 317, 319  
 Ньюфаундленд, провинция 303

Оклахома, штат 292  
 Ок-Теди, месторождение 232  
 Олдерли-Эдж, месторождение 282  
 Онтарио, провинция 153, 157, 180, 182, 183, 185, 209, 218, 219, 244—246, 268, 290, 303, 357, 368  
 Оре-Ноб, месторождение 310  
 Оруро, месторождение 198, 249  
 Остинвилл 136, 159, 173, 294, 295  
 Отаго, месторождение 254

Пайн-Пойнт, месторождение 136, 292, 294, 297  
 Панашкейра, месторождение 209, 249  
 Парис-Маунтин, месторождение 303  
 Парк-Сити, месторождение 239  
 Пеннины, горы 292, 297  
 Пенсильвания, штат 282, 317—319  
 Печена, месторождение 218  
 Поркьюпайн, месторождение 254  
 Потгитерерус 216  
 Потоси, месторождение 249

Рана-Грубер, месторождение 269  
 Реббит-Лейк, месторождение 283  
 Ред-Браш-Майн 178  
 Ред-Браш-Маунтин 139  
 Рей, месторождение 232  
 Ренисон-Белл, месторождение 317  
 Рейс, месторождение 310  
 Рио-Тинто, месторождение 303  
 Роздейл 267  
 Рудные горы 245

Садбери, месторождение 6, 180, 182—185, 218, 219, 332  
 Садон, месторождение 209  
 Сайакира, месторождение 249, 250  
 Сакатекас, месторождение 239  
 Саксония, область 260  
 Салливан, месторождение 300, 303, 309, 310  
 Салфер-Бенк, месторождение 262  
 Сашайн-Майн, месторождение 261  
 Саскачеван, провинция 281—283, 303  
 Северная Каролина, штат 310  
 Северные Пеннины, горы 6, 141, 142, 188—190, 295  
 Северо-Западные территории 136, 245, 246, 254, 292, 294  
 Селвин-Бейсин, месторождение 301  
 Сибирь 275, 282  
 Силвер-Филдс, месторождение 245

Силезия, область 292  
 Скалистые горы 237  
 Смитбот-Спрингс, месторождение 262  
 Срединно-Атлантический хребет 133  
 Сторганген, месторождение 343  
 Сулихельма, месторождение 162, 310

Тасмания, остров 317  
 Тасна, месторождение 249  
 Тахавус, месторождение 226  
 Теннесси, штат 164, 177, 292, 310  
 Техас, штат 281, 324  
 Тимма, область 273  
 Тимминс, месторождение 303  
 Тинтик, месторождение 239  
 Титибу, месторождение 317  
 Тихий океан 346  
 Томпсон, месторождение 218  
 Троодос, массив 303  
 Трче, месторождение 262  
 Туин-Бьюттс, месторождение 317

Уайт-Пайн, месторождение 298, 301, 302  
 Удокан, месторождение 282  
 Уж-Молдава, месторождение 262  
 Уилсон-Лейк 227  
 Уи-Уистл-Майн, месторождение 240  
 Урад, месторождение 232  
 Уральские горы 213, 254, 275  
 Усинское месторождение 275  
 Уэльс 303

Фиджи, острова 254, 303, 309  
 Филиппины 254  
 Флин-Флон-месторождение 303, 310  
 Фрейберг, месторождение 260  
 Фурутобе-Майн 307

Хамерсли, бассейн 268  
 Хендриксон, месторождение 175  
 Хомстек-Майн, месторождение 253, 254  
 Хуанкавалика, месторождение 262  
 Хуануни, месторождение 249

Цумеб, месторождение 258

Чакальта-Майн, месторождение 250  
 Чешир, графство 142, 282  
 Чиатура, месторождение 273  
 Чукикамата, месторождение 232

Шаба 300  
 Шеллефте, месторождение 310  
 Шеффервилл 173

Эгерсуни, месторождение 226  
 Эко-Бей-Майнс 248  
 Эллиот-Лейк, месторождение 290, 291  
 Эльба 146  
 Эльбрус, гора 262  
 Эльзас, область 266  
 Эль-Сальвадор, месторождение 232  
 Эндако, месторождение 232

Южная Дакота, штат 253, 254  
 Южные Аппалачи, горы 292  
 Южные Пеннины, горы 189, 293  
 Юкон, область 301  
 Юрика, месторождение 239  
 Юта, штат 232, 236, 239, 281, 283, 317, 319

Яхимов, месторождение 245

Азаров (Azaroff) 402  
Айтенбогардт (Uytenbogaardt) 9, 48, 102, 213  
Амштутц (Amstutz) 332, 337  
Андерсон (Anderson) 296, 297  
Андрю (Andrew) 277

Баддингтон (Buddington) 228—230  
Бадхем (Badham) 246—248  
Барнс (Barnes) 132, 196, 242  
Барт (Burt) 242, 319, 320  
Бартоломе (Bartholome) 302  
Бартон (Barton) 10, 41, 152, 174, 192, 196, 308, 309, 315  
Баста (Basta) 347, 348  
Бастин (Bastin) 140, 152  
Бауи (Bowie) 10, 11, 92, 102, 104, 118, 119, 121  
Бейли (Bailey) 107  
Бейтман (Bateman) 231  
Бекке (Becke) 56  
Берек (Berek) 91  
Бернс (Burns) 113, 114, 115, 347  
Бертран (Bertran) 85, 100  
Бессмертная 352  
Бетехтин 5  
Бетке (Bethke) 152  
Билс (Beales) 296, 297  
Блейн (Blaen) 277  
Блосс (Bloss) 11, 18, 74, 75  
Бойл (Boyle) 254  
Браун (Brown) 264, 296, 297, 301, 302  
Бретт (Brett) 149  
Бюргер (Buerger) 402  
Брук (Brooke) 347  
Бурке (Burke) 9, 48, 102, 212

Варенцов (Varentsov) 273  
Вейсбург (Weissburg) 264  
Виккерс (Vickers) 102, 104, 105, 118—120, 125, 127, 129, 130, 352, 399, 407  
Винсент (Vincent) 10  
Воган (Vaughan) 5, 10, 62, 65, 107, 113—115, 120, 125—129, 188, 189, 192—194, 196, 221, 284, 295  
Вокс (Vokes) 10, 162, 316  
Волинский 105  
Вон Гехлен (Von Gehlen) 80

Галопен (Galopin) 9, 69, 83, 92, 93, 95, 100—102, 111  
Гарлик (Garlick) 301, 302  
Гаррелс (Garrels) 270  
Гарсон (Garson) 237  
Гаспаррини (Gasparrini) 406  
Гельмгольц (Heimholtz) 110, 111  
Генри (Henry) 9, 10, 69, 83, 92, 93, 95, 100—102, 111, 157, 312  
Гилберт (Guilbert) 232, 233  
Глускотер (Gluskoter) 280  
Годдард (Goddard) 254  
Годен (Gaudin) 330, 332, 337, 341, 344  
Граве (Grawe) 293, 295  
Гранджер (Granger) 286  
Грей (Gray) 102  
Гровс (Groves) 251

Дебай (Debye) 402  
Дебору (Desborough) 257  
Денойес (Desnoyers) 107  
Дерри (Derry) 291  
Джамбор (Jambor) 248, 303  
Джеймс (James) 271  
Джексон (Jackson) 296, 297

Дженкинс (Jenkins) 70  
Джонс (Jones) 334, 349  
Дики (Dickey) 218  
Диксон (Dickson) 264

Зиббальд (Sibbald) 283  
Зуссман (Zussman) 402

Иксер (Ixer) 10, 188, 189, 293, 295  
Илс (Eales) 105, 106  
Имбри (Embrey) 101  
Иоган (Johan) 212  
Ирвин (Irvine) 217

Кабри (Cabri) 10, 255  
Кафе (Caye) 106, 107  
Кальб (Kaib) 56  
Карпенччио (Carpentier) 107  
Каруччио (Caruccio) 279  
Келли (Kelley) 130, 143, 158, 185, 187, 188, 198, 199, 250, 251, 254, 315  
Кимберли (Kimberley) 283, 285  
Кифф (Kiff) 256  
Кларк (Clark) 130, 158, 315  
Клевцов 208  
Клейншк 352  
Книтцшле (Knitzschle) 302  
Кноп (Knoor) 118  
Коен (Koen) 290  
Кокс (Cox) 44  
Копп (Kopp) 177  
Крамбейн (Krumbein) 270  
Крейг (Craig) 5, 10, 62, 65, 120, 125—129, 152, 153, 184, 192—194, 196, 221, 224, 284  
Кречмар (Kretschmar) 315  
Криддл (Criddle) 101  
Куллеруд (Kullerud) 10, 153, 183, 260  
Кунел (Kuhnel) 105  
Куннингэм (Cunningham) 254  
Кэмерон (Cameron) 11, 89

Лангмюр (Langmuir) 285  
Ланхам (Lanham) 99, 100  
Левин (Levy) 106, 107  
Леммлейн 208  
Линдаль (Lindahl) 280  
Линдсли (Lindsley) 154, 228—230  
Лонг (Long) 403  
Лоуэлл (Lowell) 232, 233, 237

Мак-Каллистер (McCallister) 149  
Мак-Карти (McCarthy) 251  
Мак-Коннелл (McConnell) 149  
Мак-Леод (McLeod) 102  
Мак-Лиманс (McLimans) 174, 175  
Маркхем (Markham) 255  
Мейер (Meuer) 242  
Мейерс (Meyers) 177  
Миллмен (Millman) 10, 102, 119, 122, 124—128  
Мисра (Misra) 184  
Митчелл (Mitchell) 237  
Моос (Mohs) 118—120  
Мортон (Morton) 247, 248  
Мур (Moore) 133, 238

Налдретт (Naldrett) 183  
Наффилд (Nuffield) 402  
Наш (Nash) 254  
Нейманн (Neumann) 323  
Никель (Nickel) 10, 177  
Ньютон (Newton) 65

Орсель (Orcel) 91

Патнис (Putnis) 149  
Петровская 257  
Петрук (Petruk) 153, 245—247, 334  
Пико (Picot) 212  
Пиллер (Piller) 11, 80, 108, 111  
Пинне (Pinet) 107  
Плимер (Plimer) 303  
Поттер (Potter) 206, 208  
Прайор (Pryor) 330  
Прайс (Price) 141, 279, 280  
Преториус (Pretorious) 291  
Принс (Prins) 105  
Проппер (Prosser) 347

Раджамани (Rajamani) 167  
Рамдор (Ramdohr) 9, 18, 48, 140, 147, 156, 162, 212, 290, 332  
Ревальд (Rehwald) 332  
Реддер (Roedder) 10, 140, 174, 200—203, 205, 206, 209, 238, 241, 308  
Рембле (Rumble) 192, 230  
Риббе (Ribbe) 175, 192  
Рид (Reed) 403  
Робинсон (Robinson) 247, 248  
Розе (Rose) 242, 286, 287, 319  
Роскоэ (Roscoe) 130  
Рурда (Roorda) 105

Сангстер (Sangster) 296, 297  
Сато (Sato) 304, 306  
Сервель (Servelle) 106, 107  
Силлитгоэ (Sillitoe) 234, 237  
Симпсон (Simpson) 11, 103, 104, 119, 121  
Скиннер (Skinner) 192, 196, 315  
Скотт (Scott) 10, 152, 195, 196, 247, 248, 306, 314, 315  
Скуэйр (Squair) 105, 106  
Смит (Smith) 175, 403  
Сольберг (Solberg) 405  
Сорем (Sorem) 276  
Стентон (Stanton) 128, 129, 309

Талмейдж (Talmage) 118  
Танелл (Tunell) 264  
Таркян (Tarkian) 102, 107  
Таунли (Townley) 293, 295  
Тейлор (Taylor) 92, 102, 118, 154  
Тернер (Turner) 271  
Тернор (Turneaure) 143, 185, 187, 188, 198, 199, 250, 251  
Трансингер (Trancynger) 293

Уайт (White) 70  
Уиггинс (Wiggins) 152  
Уилли (Willey) 128, 129

Уиллс (Wills) 330  
Уоррен (Warren) 286  
Уорthingтон (Worthington) 256  
Урабе (Urabe) 306

Файф (Fyfe) 256  
Филлиппс (Phillips) 10, 109, 111  
Филлоттс (Philpotts) 231  
Фитер (Feather) 290  
Флейшер (Fleischer) 301, 302  
Флетчер (Fletcher) 345  
Флит (Fleet) 184  
Фостер (Foster) 276  
Франсис (Francis) 184  
Франшето (Francheteau) 309  
Френель (Fresnel) 70, 71, 90, 101  
Фюрстену (Fuerstenau) 347

Хабаша (Habashi) 342  
Хэггерти (Haggerty) 230  
Хагни (Hagni) 293, 295, 332  
Халдане (Haldane) 301, 302  
Халлимонд (Hallimond) 91  
Хан (Han) 347  
Харвей (Harvey) 111, 112  
Хатчисон (Hutchison) 152, 196, 314  
Хеве (Hoeve) 283  
Хейл (Heyl) 296  
Хемли (Hemley) 242  
Хенли (Henley) 256  
Хенрикс (Henriques) 127  
Холл (Hall) 175, 238  
Холл (Halls) 248

Чаманске (Czamanske) 133  
Чвилева 352  
Чемберлен (Chamberlain) 102

Шадлун 311  
Шарла (Charlat) 107  
Шварц (Schwartz) 332  
Шерпер (Scherrer) 402  
Шнех (Shieh) 141, 279, 280  
Шотт (Schott) 103  
Штах (Stach) 281  
Штумпфль (Stumpf) 10, 107, 248

Эберс (Ebers) 177  
Эдвардс (Edwards) 140, 332  
Эткин (Atkin) 111, 112

Юнг (Jung) 302  
Юнд (Yund) 149, 183, 260

Янг (Young) 119, 122, 124, 125, 127, 128

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода . . . . .	5
Предисловие. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	9
Глава 1. Рудная микроскопия. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	11
Глава 2. Изготовление шлифов для рудной микроскопии. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	26
Глава 3. Определение минералов — качественные методы. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	47
Глава 4. Оптика отраженного света. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	64
Глава 5. Количественные методы: измерение отражения. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	90
Глава 6. Количественные методы: твердость микровдавливания. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	118
Глава 7. Структуры агрегатов рудных минералов. <i>Перевод А. Д. Генкина</i> . . . . .	131
Глава 8. Парагенезис, условия образования и геотермометрия руд по данным изучения газовой-жидких включений. <i>Перевод А. Д. Генкина</i> . . . . .	168
Глава 9. Ассоциации рудных минералов, встречающиеся в изверженных породах и жильных месторождениях. <i>Перевод А. Д. Генкина</i> . . . . .	212
Глава 10. Ассоциации рудных минералов, встречающиеся в осадочных, вулканических, метаморфических и внеземных обстановках. <i>Перевод А. Д. Генкина</i> . . . . .	265
Глава 11. Рудная микроскопия и переработка руд. <i>Перевод А. Д. Генкина</i> . . . . .	329
Приложение 1. Таблицы диагностических свойств распространенных рудных минералов. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	352
Приложение 2. Характеристика распространенных рудных минералов. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	397
Приложение 3. Дополнительные методы исследований. <i>Перевод А. Д. Генкина</i> . . . . .	402
Приложение 4. Распределение распространенных рудных минералов по величинам их отражения и значениям микротвердости по Виккерсу. <i>Перевод Ю. С. Бородаева</i> . . . . .	407
Предметный указатель . . . . .	408
Указатель географических названий . . . . .	420
Именной указатель . . . . .	422