

ОПРЕДЕЛЕНИЕ  
РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ  
В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ  
ПО СПЕКТРАМ ОТРАЖЕНИЯ  
И ТВЕРДОСТИ

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОЛИРОВАННЫХ ШЛИФАХ ПО СПЕКТРАМ ОТРАЖЕНИЯ И ТВЕРДОСТИ

549.2/3 : 553.1

835



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1973



**Определение** рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. М., «Недра», 1973, 224 с. Авт.: М. С. Безсмертная, Т. Н. Чвилева, Л. С. Агроскин и др.

Приведены результаты изучения 200 рудных минералов (самородных элементов, сульфидов, теллуридов, селенидов, сульфосолей, окислов). 160 минералов исследованы авторами на материале специально подготовленной эталонной коллекции точно диагностированных образцов. При изучении оптических свойств применены новейшие методики и последние модели современной оптической аппаратуры для отраженного света. Для 30 минералов сведения приведены по опубликованным данным зарубежных исследователей.

Для каждого минерала даны качественная визуальная характеристика главных оптических свойств в белом отраженном свете, значения коэффициентов отражения в интервале спектра  $\lambda=420-980$  нм, графики спектров отражения, значения твердости по микровдавливанию, литература. В работе использованы данные Международной минералогической ассоциации по измерениям  $R$  и твердости рудных минералов.

Книга предназначена для геологов, минералогов, геохимиков, специалистов по переработке руд; она может быть использована в качестве лабораторного пособия по определению непрозрачных объектов.

Таблиц 7, иллюстраций 119, список литературы 544 назв.

Авторы: М. С. Безсмертная, Т. Н. Чвилева, Л. С. Агроскин, Л. И. Бочек, С. М. Лебедева, Л. А. Логина.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Коэффициенты отражения в настоящее время во всех лабораториях мира признаны основной диагностической константой рудных минералов. Однако использование этой константы затруднено в связи с отсутствием в литературе количественных данных по спектрам отражения даже для широко распространенных минералов (451).

Сведения по коэффициентам отражения, систематизированные в справочниках прошлых лет (П. Рамдор, И. С. Вольнский, С. А. Юшко, С. А. Вахромеев и др.), были получены в начальный период освоения методики фотоэлектрических измерений на аппаратуре, которая из-за технического несовершенства не могла обеспечить надежных количественных характеристик. В настоящее время эти сведения в большинстве случаев могут быть использованы лишь для приближенной оценки уровня отражательной способности. За последние годы в области методических исследований рудных минералов в отраженном свете достигнуты значительные успехи. Появление современных приборов высокой точности, строгая стандартизация условий измерения  $R$  обеспечили получение хорошо совпадающих результатов.

Авторами в течение многих лет проводилось систематическое изучение рудных минералов; в последние годы основное внимание было направлено на исследование спектров отражения. Измерения  $R$  проводились на трех микроспектрофотометрах: ПООС, ФМЭ, «Блеск»; некоторые минералы (теллуриды, селениды, сульфоантимониты свинца) измерялись также на опытной установке ПИОР (ИГЕМ).

Выбор образцов, использовавшихся для измерений, оказался в значительной мере случайным, однако, располагая в общем большим количеством измеренных минералов и имея в виду острую потребность минералогов в надежных данных по значениям коэффициентов отражения, авторы сочли целесообразным опубликовать эти материалы.

Определитель составлен группой сотрудников кабинета минералогии Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), лаборатории физико-минералогических исследований Центрального научно-исследовательского горноразведочного института цветных, редких и благородных металлов (ЦНИГРИ) и лаборатории микроскопии Государственного оптического института (ГОИ).

Большая часть приведенных в определителе минералов являлась объектом детальных исследований авторов — теллуриды, халькогениды свинца, серебра, меди, группы сульфидов железа, кобальта, никеля, мышьяка, блеклых руд, сульфоантимонитов свинца, минералы германия, галлия. Значительную часть составляют образцы, точно диагностированные другими исследователями и переданные авторам для изучения оптических свойств и спектров отражения. Много образцов передано сотрудниками ИМГРЭ: из ртутно-сурьмяных месторождений В. С. Груздевым, В. И. Степановым, В. П. Федорчуком; теллуриды, селениды — Н. Д. Синдеевой; тетрадимит, купроаурид, штроейерит, герсдорфит, моусонит Р. Д. Куличихиной; джекказганит — Е. М. Поплавко; жозент — Э. Ф. Минцером; джерфишерит — Р. П. Тихоненковой. Серебряные сульфосоли были получены от О. Л. Свешниковой (Музей АН СССР), от сотрудников ЦНИГРИ — Ю. С. Бермана золото, серебро, кюстелит, от А. В. Касьянова пирротины, виоларит, от А. П. Лихачева талнахит, от М. Г. Андреевой стефанит, полибазит. Рокезит, станноидит, сульванит, арсеносульванит, колусит, пирсеит получены от В. М. Качаловской (ГИНЦВЕТМЕТ); лёллингит от Т. Н. Шадлун (ИГЕМ); штроейерит, макинстриит от В. Атанасова (Болгария), глаукопирит от А. П. Осипова (Магадан); герсдорфит, сурьма, теллуриды из месторождения Быньги — от Р. О. Берзона (Свердловск). Часть редких новых минералов описаны по литературным источникам.

В процессе подготовки пособия работа между авторами распределялась следующим образом. Л. С. Агроскин конструировал и изготовлял опытную модель абсолютного регистрирующего микроспектрорефлектометра «Блеск», проводил методические консультации в процессе исследования спектров отражения минералов. М. С. Безсмертной изучены и описаны теллуриды, селениды, минералы таллия, халькогениды серебра, свинца, меди, брейтгауптит, бурнонит, зелигманнит, индит, кёстерит, купростибит, лаутит, миллерит, никелин, синнерит, станнин, халькоталлит, штроейерит, макинстриит. Л. И. Бочек написаны первый раздел «Общие сведения по методике» и текст к табл. 2 по частным дисперсиям, а также произведены измерения  $R$  минералов на ФМЭ и «Блеске», изучены и описаны минералы: самородные золото, медь, серебро, висмут, мышьяк, сурьма, алмаз, графит; борнит, виоларит, грейгит, канфильдит, кубанит, маухерит, молибденит, пентландит, полибазит, пирротин, стефанит, сфалерит, талнахит, тунгстенит, штернбергит. С. И. Лебедевой измерена твердость по микровдавливанию изученных минералов на приборе ПМТ-3. Л. А. Логиновой измерены на ПООС ақантит, алабандин, бетехтинит, галенит, галлит, гетчелит, гринокит, идаит, клаусталит, ковеллин, люционит, моусонит, реньерит, халькопирит, энаргит. Т. Н. Чвилевой выполнены измерения коэффициентов отражения на ПООС и «Блеске»; изучены и описаны блеклые руды, сульфоантимониты свинца, минералы урана, халькогениды ртути, железа, акташит, антимонит, арсенопирит, аурипигмент, бертьерит, вакабаяшит, валлериит, галхаит, гематит, герсдорфит, глаукопирит, гудмундит, джерфишерит, кобальтин, лёллингит, ливингстонит макинавит, овихиит, пираргирит, пирит, пирсеит, прустит, реальгар, сульванит, ульманит, халькостибит. Структура книги разработана М. С. Безсмертной и Т. Н. Чвилевой.

П. С. Бернштейн модернизировал насадку ФМЭ-1, отъюстировал прибор ПООС-1 и переоборудовал в нем осветительный узел. При обсуждении приемов работы с приборами и общих методических вопросов

авторы систематически пользовались консультациями В. Е. Клейнбока (ЛОМО) и В. М. Муратова (АН КазССР). В процессе подготовки рукописи к печати большая помощь была оказана научным редактором книги В. И. Степановым; на основе разрабатываемой им общей классификации минеральных видов составлен вариант систематики изученных минералов.

Авторы глубоко признательны всем исследователям, помогавшим в работе и предоставившим образцы для изучения.

## ВВЕДЕНИЕ

Работами М. Берека, Ж. Орсея, П. Рамдора, И. С. Вольнского, С. Бови и К. Тейлора обоснована большая перспективность для диагностики светопоглощающих (непрозрачных) объектов приемов количественной оценки оптических констант и твердости. Вместе с тем практика исследования руд показывает, что количественные характеристики свойств минералов в полированных шлифах как в СССР, так и за рубежом используются все еще в очень незначительной степени. Основой диагностики в массовой практике продолжают оставаться химические средства и качественная оценка оптических свойств, которые не обеспечивают уверенного определения даже многих распространенных минералов. Причиной медленного внедрения количественных приемов являются особенности современного состояния рудной микроскопии. Если для петрографических объектов методы и аппаратура измерений оптических констант представляют давно пройденный этап, константы определены и содержатся во многих справочниках, то исследования в области минераграфии находятся еще в стадии поисков наиболее эффективных средств диагностики.

Насколько эта проблема является сейчас актуальной и волнует геологическую общественность, показывают ежегодные совещания специальной рудной комиссии, созданной в апреле 1962 г. при Международной минералогической ассоциации. Главным предметом обсуждения комиссии является возможность использования для определения рудных минералов физических свойств. В качестве основного средства диагностики микровключений на современном этапе комиссия рекомендует измерения коэффициентов отражения в пределах спектра  $\lambda$  — 450—700 нм и твердости по микровдавливанию на новых моделях приборов, обеспечивающих современные требования точности. Приложение разрабатываемых методик к изучению широкого круга минералов даже в коллекциях фундаментальных музеев обнаружило отсутствие надежно диагностируемых эталонных образцов не только редких, но и многих достаточно широко распространенных минералов, а подчас и неясности в обоснованности выделения того или другого вида в качестве самостоятельного минерала (Берри (Berry), 1945; Вольнский, Безсмертная, 1965; Безсмертная, Чвилева, 1967).

Таким образом, исследователи рудных минералов оказались перед необходимостью одновременного решения ряда взаимосвязанных проблем — поисков более совершенных конструктивных решений в системах имеющихся моделей приборов, разработок методических приемов и

унификации условий измерений, точного эталонирования исследуемых минералов.

Многообразие задач, сопряженных в едином комплексе, и явилось главной причиной медленного освоения количественных приемов в рудной микроскопии. Однако несомненные преимущества этого направления побуждают в последнее время многих исследователей переходить на количественные методики, хотя они еще и недостаточно разработаны. Особенно целеустремленные исследования проводятся во Франции учениками Ж. Орсея — Леви (С. Lèvy), Пико (Р. Picot), Пирро (R. Pierrot), Прево (M. Prevot), Кэ (R. Caye), Верне (J. Vernet), Сенфельд (P. Sainfeld), — в Германии — Пиллер (H. Piller), Гелен (K. Gehlen), в Англии — Боуи (S. Bowie), в Нидерландах — Бурке (E. Burke), в Испании — Лопес Солер (A. Lopez Soler). Группа исследователей в США главное внимание уделяет изучению минералов в сходящемся свете, Кэмерон (E. Cameron). Сведения о твердости по микровдавливанию значительного количества минералов сообщаются в работах Накла (F. Nakhla), Янга (B. Young), Миллмана (A. Millman), Килпади (Kilpady), Боуи (S. Bowie), Тубо (G. Toubeau).

Определенные успехи в самые последние годы достигнуты в СССР; заметно оживилась работа конструкторских организаций, создающих приборы для количественных измерений, в печати появляются работы методического направления (Л. С. Агроскин, В. Е. Клейнбок, Э. М. Муратов, Л. Н. Вяльсов, Н. В. Королев, П. С. Бернштейн, А. Д. Ракчеев, С. И. Лебедева, М. С. Безсмертная, Л. А. Логинова), а также по результатам измерений отдельных минералов (А. Д. Генкин, Л. Н. Вяльсов, М. С. Безсмертная, Л. Н. Логинова, Т. Н. Чвилева, Л. Н. Соболева, П. С. Бернштейн, Э. М. Муратов, А. Д. Ракчеев, Т. Н. Шадлун, Н. Н. Мозгова, Ю. С. Бородаев, С. И. Лебедева и др.). Сравнение материалов последних публикаций в периодических изданиях показывает, что в большинстве случаев по спектрам отражения и твердости по микровдавливанию стали получаться согласующиеся результаты.

В настоящей работе систематизированы результаты исследований спектров отражения и твердости 160 рудных минералов. Все минералы были надежно диагностированы комплексом методов. Для всех образцов были получены дебаэграммы (часто из микропроб, заключенных в шарик из полимера) и выполнены полуколичественные исследования химического состава способом локального спектрального анализа. Полные химические анализы получены для сурьмы, сплавов золота — серебра, блеклых руд, сульфоантимонитов свинца, купростибита, галенитов с разными содержаниями примесей, сфалерита, тиманнита, акташита, прустита, пираргирита, бертьерита, антимонита, магнетита, вольфрамитов, гетчелита, галхаита, джерфишерита, кобальтина, герсдорфита. Исследования на рентгеновском микроанализаторе проведены для нагиагита, волинскита, купростибита, халькоталлита, крукесита, вулканита, риккардита, галлита, рокезита, моусонита, станноидита, нисбита, джезказганита, пирсеита, зелигманнита, синнерита, лорандита, купроаурида, штромейерита, сульванита, арсеносульванита, колусита.

Поскольку для большинства исследованных минералов справочные сведения по количественным константам отсутствуют, для удобства практического использования полученные материалы систематизированы нами в работе по типу справочных изданий.

Книга состоит из четырех разделов. В первом разделе приведены краткие сведения по методике изучения спектров отражения рудных

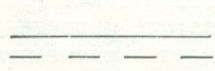

минералов. Во втором разделе в табличной форме сведены главные диагностические свойства минералов; минералы расположены в последовательности убывающих значений коэффициентов отражения при  $\lambda=590$  нм; помимо коэффициентов отражения используются частные дисперсии  $R$  для интервалов 460—540 нм и 590—660 нм; они количественно характеризуют форму спектра отражения в видимой области и очень показательны для минералов, не различимых по абсолютным значениям  $R$ . Кроме того, по знаку и величине двух частных дисперсий можно судить о насыщенности цвета и цветных оттенках минерала. В третьем разделе (главном в работе) содержится описание минералов и приведены кривые дисперсии  $R$ . Четвертый раздел составляют сводные таблицы, обобщающие материалы по измерениям  $R$ .

В конце книги помещены указатели описанных минералов в алфавитном порядке и по главным элементам.

### ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- $R_g, R_m, R_p$  — коэффициенты отражения минералов в воздухе (штрихом обозначены коэффициенты, значения которых меняются в зависимости от сечения)
- $n_o, n_e$  — показатели преломления одноосных минералов
- $n_g, n_m, n_p$  — показатели преломления двуосных минералов
- $\chi_g, \chi_m, \chi_p$  — показатели поглощения минералов
- $N_g, N_m, N_p$  — оси индикатрисы двуосных минералов
- $2V$  — угол оптических осей
- $H$  — твердость по микровдавливанию, относительный рельеф
- $P$  — нагрузка
- $\lambda$  — длина волны света
- $a, b, c$  — кристаллографические оси
- $a_0, b_0, c_0$  — постоянные решетки в метрических ангстремах
- $Z$  — число химических формульных единиц в элементарной ячейке
- гексаг. с. — гексагональная сингония
- куб. с. — кубическая сингония
- монокл. с. — моноклиническая сингония
- ромб. с. — ромбическая сингония
- тетраг. с. — тетрагональная сингония
- триг. с. — тригональная сингония
- трикл. с. — триклиническая сингония
- хим. (теор.) состав — химический состав, теоретический, в весовых %
- н. о. — нерастворимый остаток

### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ НА РИСУНКАХ

- 
 } Кривые, построенные по результатам измерений авторов книги (жирной линией выделены кривые, принятые в качестве эталонных)
- 1, 2, 3, 4 — цифры при кривых обозначают приборы, на которых проводились измерения: 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ, 4 — ПИОР
- 
 } кривые, построенные по данным других исследователей
- A, D, K — буквами на кривых обозначен литературный источник (начальная буква фамилии автора).

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ПО МЕТОДИКЕ

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СПЕКТРАХ ОТРАЖЕНИЯ

При падении электромагнитного излучения (света) на кристалл происходит взаимодействие энергии излучения с твердым телом, также характеризующимся определенным внутренним энергетическим состоянием. Так как величина энергии падающего излучения может быть выражена его частотой, или иначе длиной волны, то и результат этого взаимодействия, а следовательно, и коэффициент отражения, меняются по спектру.

На базе квантомеханической теории была создана зонная модель строения твердого тела (Брюллюэн), объясняющая оптические явления в металлах, полупроводниках и диэлектриках.

Было установлено, что внутренняя энергия, которая может быть выражена в электронвольтах, обусловлена соответствующими энергетическими уровнями в кристалле. При этом выделяются целиком заполненные электронные уровни, называемые валентной зоной, и пустые или частично заполненные, — являющиеся зоной проводимости. Валентная зона и зона проводимости отделены друг от друга промежутком запрещенных энергий (запрещенная зона), существование которого обусловлено волновой природой электрона. Минимальная величина энергии, достаточная для перевода электрона из самой верхней части валентной зоны в самую нижнюю часть зоны проводимости, называется шириной запрещенной зоны. Строение валентной зоны и зоны проводимости с определенными положениями электронных уровней и их заселенностью, а также ширина запрещенной зоны значительно изменяются у различных веществ. Фундаментальные работы Вавилова, Киттеля, Шубина, Сергеева, Кордона, Соколова, Мосса (160), Тауц, Филлипса (234) и др. показали, что детали зонного строения твердого тела зависят: от валентности элементов, входящих в соединение, их атомных номеров, формы связей (металлической, ковалентной, ионной), наличия примесей, структуры кристаллической решетки и многих факторов.

Электронные переходы в твердом теле с одного уровня на другой и из валентной зоны в зону проводимости происходят при поглощении энергии падающей волны. При действии больших энергий в 3—15 эв (длины волн — 410—83 нм) совершаются электронные переходы между экстремальными уровнями валентной зоны и зоны проводимости. При этом поглощается значительная энергия, что в свою очередь сказывается на увеличении коэффициента отражения. Кривая коэффициента отражения (спектр отражения) в этой коротковолновой области имеет

сложную форму с максимумами и минимумами, положения которых характеризуют межзонную структуру, строение валентной зоны и зоны проводимости. Для кристаллического вещества коротковолновый спектр отражения настолько индивидуален, что мог бы быть использован для надежной диагностики минерала, как впервые отметил Э. М. Муратов (164). Падающая волна при малых энергиях, порядка 0,08—0,03 эв (1500—40 000 нм), взаимодействует с дипольным моментом колебаний атомов кристаллической решетки. Существенной чертой колебательных спектров кристаллической решетки является наличие в них полос поглощения, зависящих главным образом от структуры решетки и характера химических связей элементов. В пределах средних энергий, совпадающих с участком спектра (3—1,8 эв), т. е. между краем собственного поглощения и областью колебательных спектров, спектры отражения минералов имеют пологую мало выразительную форму.

К сожалению, инструментальные возможности изучения рудных минералов в настоящее время не соответствуют требованиям теоретической оптики. Имеющиеся приборы не рассчитаны на работу в оптимальных областях спектра: ультрафиолетовой и далекой инфракрасной. Выпускаемые промышленностью на базе рудных микроскопов микроспектрофотометры применимы только для видимой или ближней инфракрасной областей спектра (до 1100 нм). Однако, как показывает опыт, спектры отражения минералов даже в очень узкой видимой области все же могут быть использованы для диагностических целей, так как на их форму влияют соседние максимумы и минимумы. Кроме того, расположенные в ближней ультрафиолетовой области наиболее длинноволновые максимумы отражения в полосе поглощения у многих соединений находятся в видимой или ближней инфракрасной области.

Для некоторых минералов, например галенита, отчетливый длинноволновый максимум отражения находится в ближней ультрафиолетовой области (350 нм) и кривая отражения от больших значений при  $\lambda=400$  нм постепенно опускается в красную сторону (нормальная дисперсия). Когда имеется хорошо выраженный максимум отражения в ближней инфракрасной или красной области, спектр отражения представляет собой кривую, приподнятую при  $\lambda=700$  нм, постепенно опускающуюся к  $\lambda=400$  нм (аномальная дисперсия). Если отчетливый максимум располагается в видимой области, как например у алтаита, то спектр отражения имеет выпуклую, обычно асимметричную форму.

Особенно характерны спектры отражения в видимой области у металлов и некоторых полупроводников (сульфидов и арсенидов, богатых металлом), обладающих металлической или смешанной металлической и ковалентной связью.

Металлы имеют высокую отражательную способность, достигающую 95%, но большие значения  $R$  вблизи края собственного поглощения у них располагаются в широком диапазоне длин волн. У одновалентных металлов — золота, меди и серебра максимум  $R$  находится в интервале 550—650 нм. Интерметаллические соединения (сплавы) обладают промежуточным значением положения этого максимума, что используется в частности для определения пробы золота (33). У поливалентных металлов, например железа, свинца, длинноволновый максимум отражения в полосе собственного поглощения сдвигается в ближнюю инфракрасную область и значения  $R$  уменьшаются по сравнению с одновалентными до 60—65%.

В сульфиды и арсениды по мере возрастания значения ковалентной связи за счет металлической и появления ионной связи уменьшается поглощение и отражательная способность падает до 65—40%.

Для сходных по структуре соединений одного металла с S, Se, Te наблюдается увеличение отражательной способности по мере повышения их молекулярного веса. При этом происходит смещение наиболее длинноволнового максимума отражения в полосу собственного поглощения в сторону длинноволновой области от 350 до 600 нм (халькогениды свинца, ртути).

При дальнейшем возрастании значения ионных связей над ковалентными коэффициенты отражения падают, и в сульфиды, бедных металлом, и сульфосолях обычно находятся в пределах 25—45%. В этих соединениях поглощение уменьшается настолько, что некоторые из них становятся полупрозрачными, что обуславливает появление внутренних рефлексов.

Ионные кристаллы, к которым относятся главным образом некоторые окислы, ортосоли, силикаты, характеризуются низкими коэффициентами отражения (8—15%), значительным пропусканием в видимой области и почти горизонтальной формой кривой отражения для спектрального интервала 400—700 нм. Для них более существенны абсолютные значения  $R$ , зависящие практически только от показателя преломления, так как коэффициент поглощения даже слабо просвечивающих практически близок к нулю.

### **ПРИБОРЫ, ИСПОЛЬЗОВАВШИЕСЯ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ, И ПРИЕМЫ ИХ ЮСТИРОВКИ И ПРОВЕРКИ**

В последние 10—15 лет на базе рудных микроскопов создано много фотозлектрических микроспектрофотометров различных конструкций. Некоторые из этих микрофотометров серийно выпускаются нашей промышленностью и иностранными фирмами, другие находятся в стадии макетов и опытных образцов.

По особенностям оптических схем микроспектрофотометрические приборы делятся на одно- и двухлучевые. Первые позволяют определять относительные значения отраженного светового потока, а вторые дают возможность сравнивать отраженный поток и падающий. Нашей оптической промышленностью освоен серийный выпуск однолучевых установок ПООС и ФМЭ. Двухлучевой абсолютный спектрофотометр «Блеск» имеется только в опытном образце.

Описания различных приборов с их оптическими и электрическими схемами приведены Н. В. Ивановой, И. А. Дружининой и В. А. Ожиговой (93), Г. Н. Буре и В. Е. Клейнбоком (44), Н. И. Шумской, В. Е. Клейнбоком, Н. П. Александровым (268), Л. С. Агроскиным, Г. В. Папаян, Л. П. Раутиан (1) и др.

### **ПРИБОРЫ, ПРИМЕНЯВШИЕСЯ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЙ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ ИЗУЧЕННЫХ МИНЕРАЛОВ**

В ИМГРЭ спектры отражения исследовались на микроспектрофотометрическом приборе ПООС-1, хорошо отъюстированном и жестко смонтированном на микроскопе МИН-8 с поляризованным opak-иллюминатором ОИ-12 и сторонним осветителем ОИ-9 м.

В ЦНИГРИ все измерения были проведены с помощью спектрофотометрической насадки ФМЭ-1. Для расширения спектрального диапазона этой насадки до 1100 нм, был использован зеркально-призмный монохроматор ЗРМ-3, вместо интерференционных светофильтров и фотоумножитель ФЭУ-28, чувствительный к ближней инфракрасной области. Для стабилизации напряжений, питающих лампу и фотоумножитель, были установлены выпрямители стабилизаторы ВС-26 и ВС-22. Сигнал от фотоумножителя, после усилителя постоянного тока марки УИ-2, измерялся теневым микроамперметром М 193. Изменение величины сигнала осуществлялось введением сопротивлений с аттенюацией кратной двум (5 ступеней).

Для всех изученных минералов были также исследованы отражения на двухлучевом микроспектрофотометре «Блеск» в ГОИ. К эксплуатационным достоинствам этого прибора, помимо высокой точности, следует отнести скорость получения результатов: полный измерительный цикл занимает одну минуту. Преимуществом этого прибора является стабильность, позволяющая ограничиваться двумя-тремя контрольными измерениями эталона за день.

### ЮСТИРОВКА МИКРОСПЕКТРОФОТОМЕТРОВ

Микроспектрофотометрические приборы ФМЭ-1, ПООС-1, имеющиеся в ряде минераграфических кабинетов территориальных геологических управлений, научно-исследовательских и учебных институтов, могут быть использованы для диагностики минералов по спектрам отражения.

Несмотря на простоту приборов и приемов измерений возникает большое количество источников систематических и случайных погрешностей, которые могут настолько сильно исказить результаты, что они потеряют практическое значение. Погрешности могут быть обусловлены дефектами юстировки прибора, большой апертурой оптической системы, неверной аттестацией средних значений длин волн интерференционных светофильтров или монохроматора, утомляемостью фотокатода, нелинейностью регистрирующей системы и другими факторами, а также дефектами полировки образца и ошибками аттестации эталонов.

При юстировке микроспектрофотометра в первую очередь необходимо строго согласовать соответствующие плоскости в оптической системе осветителя, opak-иллюминатора и микроскопа. Прикрытая полевая диафрагма должна изображаться на объекте и ее края должны быть четки в резком поле изображения препарата. Это особенно существенно, так как фокусировка поверхности хорошо отполированного эталона, без контуров и дефектов, возможна только по четкому краю прикрытой полевой диафрагмы. Получение резкого изображения краев полевой диафрагмы и изображения объекта достигается осевым перемещением ахроматической линзы opak-иллюминатора, расположенной между полевой диафрагмой и поворотной призмой. Для этого в opak-аллюминаторе ОИ-12 освобождают стопорный винт, закрепляющий ахроматическую линзу, перемещают его в прорези тубуса вместе с линзой до получения резкого изображения и закрепляют этот винт.

Полевая диафрагма должна иметь возможно меньшее отверстие для уменьшения влияния рассеянного света на результаты измерения. Желательно, чтобы ее изображение было бы не более чем в 2—3 раза больше изображения отверстия в алюминированном зеркале. При этом полевая диафрагма должна быть точно отцентрирована относительно

отверстия в алюминированном зеркале. Центрирование диафрагмы в opak-иллюминаторе ОИ-12 производить очень неудобно, так как приходится с помощью часовой отвертки отпускать и затягивать стопорные винты, расположенные под углом  $120^\circ$  друг к другу.

Апертурная диафрагма должна быть отцентрирована таким образом, чтобы ее изображение в зрачке объектива, наблюдаемое без окуляра, попадало в центр тяжести полукруглого поля, так как вторая половина поля закрыта призмой opak-иллюминатора.

При хорошем согласовании резкого изображения объекта с положением вогнутого зеркала и с видимым изображением в окуляре максимальный фототок при перемещении тубуса микроскопа соответствует точной фокусировке изображения. При рассогласовании указанных плоскостей наибольший отсчет не совпадает с резким изображением объекта и ничтожная расфокусировка изображений, всегда возможная при работе, вызывает значительные отклонения величины фототока, а следовательно, приводит к ошибке. В насадке ФМЭ совпадение плоскости резкого изображения с положением алюминированного зеркала предусмотрено расчетом длины тубуса для соответствующих объективов. В ПООС эти плоскости совпадают неточно и поэтому их согласование следует производить, изменяя длину переходника от микроскопа до насадки и длину окулярного тубуса.

Для повышения воспроизводимости результатов измерений следует улучшить жесткость системы микроскоп — opak-иллюминатор — осветитель. Чтобы разгрузить слабый узел крепления opak-иллюминатора к тубусу микроскопа, надо снять осветитель с тубуса opak-иллюминатора и пользоваться сторонним осветителем типа ОИ-9м или ОИ-19 с лампочкой 8 в 20 вт (СЦ-61). В этом случае должен быть использован микроскоп МИН-8 с подъемным предметным столиком. Для придания жесткости конструкции микроскоп МИН-8 и осветитель ОИ-9м следует установить на стальную плиту и прикрепить болтами.

Перед измерениями необходимо проверить уровень рассеянного света. Для этого следует на столик микроскопа вместо объекта положить черный бархат и опустить столик возможно ниже. Если при включении света (при закрытой апертурной и полевой диафрагмах) стрелка микроамперметра остается на нуле, уровень рассеянного света ничтожно мал и его не нужно учитывать. Если стрелка отклонится, следует заменить объектив, а если это не поможет проверить остальные элементы оптической системы (на линзах может быть грязь).

Обычно используемый при измерении объектив  $21\times$  имеет апертуру 0,40 и поэтому крайние лучи светового конуса, падающие на образец, наклонены к оси микроскопа на  $24^\circ$ . Пользуясь формулой Френеля для поглощающих сред при наклонном падении света, легко показать, что при полной апертуре объектива измеренное  $R$  будет отличаться от  $R$  при нормальном падении. Для того чтобы приблизиться к условиям нормального падения, следует уменьшить апертурную диафрагму, а полевую приблизить к диаметру измерительного зонда. Тогда на образец будет падать очень узкий световой конус с углами падения крайних лучей, не превышающих  $6-7^\circ$ . Так как образец представляет собой зеркало, то и отраженный пучок будет таким же узким конусом, несмотря на большую апертуру объектива. Такой способ освещения объекта узким коническим пучком позволяет производить измерение коэффициента отражения с объективом большой апертуры с достаточной для практики точностью.

## СТАБИЛЬНОСТЬ РАБОТЫ УСТАНОВКИ

Стабильность работы установки имеет большое значение и непосредственно влияет на точность измерений. Для питания лампы накаливания в осветителе микроскопа вполне достаточен коэффициент стабилизации 0,05%, а для питания фотоумножителя высоковольтный выпрямитель, стабилизатор должен иметь коэффициент стабилизации не менее 0,01%. Электрометрический усилитель должен работать линейно в пределах точности измерений в 1% и иметь небольшой дрейф нуля порядка 1 деления шкалы микроамперметра (при максимальной рабочей чувствительности) за 10—30 мин. Улучшение качества работы усилителя может быть достигнуто подбором усилительной лампы (миниатюрный двойной тетрод ЭМ-6).

Серийные фотоумножители обладают чувствительностью, величиной темнового тока, уровнем шумов. Для повышения чувствительности и стабильности прибора желательнее иметь возможность выбрать лучший из десятка стандартных фотоумножителей. Под воздействием света постоянной интенсивности фототок умножителя постепенно уменьшается, вначале быстро, а затем медленно, достигая по истечении нескольких или десятков минут, практически постоянной величины. Это явление называется утомлением фотокатода. Если на фотокатод не действует свет, то через некоторое время, большее чем время утомления, происходит восстановление прежней чувствительности фотокатода. Поэтому измерения производят только после утомления фотокатода фотоумножителя. Новый фотоумножитель или бывший в бездействии длительное время, необходимо утомлять не менее нескольких часов.

Интегральная кривая чувствительности установки по спектру имеет очень выпуклую асимметричную форму в связи со значительным падением энергии излучения лампы накаливания в коротковолновой области спектра и резко выраженным максимумом фотокатода ФЭУ-27 вблизи 550 нм. Величины фототока для длин волн 400 и 550 нм различаются в 8—15 раз. Для сохранения одинаковой точности измерений по спектру необходимо изменять чувствительность прибора таким образом, чтобы при измерениях фототока отклонение указателя микроамперметра было всегда не менее половины шкалы.

В установке ФМЭ можно увеличивать усиление кратно 5 и плавно изменять чувствительность микроамперметра. При использовании усилителя типа У1-2, У1-6 усиление можно изменять кратно 3, а изменением напряжения на ВС-22 плавно изменять чувствительность. В приборе ПООС повышение чувствительности производится плавно увеличением напряжения, питающего фотоумножитель. Чувствительность можно уменьшить также введением дополнительного сопротивления в цепь осветительной лампы. Указанные приемы плавного изменения чувствительности неудобны, так как не воспроизводимы. Замена входных сопротивлений усилителя или изменение напряжения на фотоумножителе вызывают смещение нуля гальванометра, т. е. требуют дополнительной установки нуля.

Дополнительные погрешности вносятся многократными заменами образца эталоном при каждой измеряемой длине волны, так как невозможно каждый раз устанавливать образец и эталон точно на одно и то же место.

Очень простое приспособление, сохраняющее положение образца во время измерения неизменным, предложено Г. Н. Буре и В. Е. Клейн-

боком (44). Оно представляет собой металлический мостик, на который пластилином с помощью пресса крепится эталон. При замене образца эталоном образец останется жестко закрепленным на столике микроскопа, столик опускается кремальерой, и на него над образцом ставят мостик с эталоном. Существуют механические приспособления для быстрой замены образца эталоном, представляющие собой или эксцентричные столики, поворачивающиеся до упоров, или салазки с поступательным перемещением.

Значительно удобнее и быстрее выполнять весь цикл измерений спектра сначала с образцом, потом с эталоном. Для этого необходимо сделать специальное приспособление — переключатель с шунтами для загробления микроамперметра кратно двум, соответственно в 2, 4, 8 и 16 раз. Таким образом можно, не меняя усиления и места нуля прибора, измерять фототок сначала образца по всему спектру, а затем эталона, компенсируя изменение чувствительности приемника соответствующими шунтами, одинаковыми для образца и эталона. При этом измерения следует проводить в строго определенной последовательности с постоянным временем утомления фотоумножителя для каждой длины волны с оптимальным временем утомления. Режим измерений необходимо приспосабливать к индивидуальным особенностям используемого экземпляра фотоумножителя. Измерение спектра отражения минерала для 9—10 длин волн указанным приемом, без замены образца эталоном при каждой измеряемой длине волны, не считая времени, затрачиваемого на поиски подходящей площадки, вычислений и построения графика, занимает 10—15 мин. Такое приспособление изготовлено и используется в ЦНИГРИ для установок ФМЭ и ПООС.

#### **ПРОВЕРКА ГРАДУИРОВКИ МОНОХРОМАТОРА И ИНТЕРФЕРЕНЦИОННЫХ СВЕТОФИЛЬТРОВ**

Проверка градуировки монохроматора установки ПООС производится с помощью осветителя ОИ-18 или ОИ-17 с ртутной лампой, который устанавливают вместо ОИ-9м. На столик микроскопа ставят эталон, наводят на резкость по полевой диафрагме и, поворачивая барабан механизма поворота дифракционной решетки монохроматора, добиваются максимального отсчета по гальванометру. Затем уменьшают ширину выходной щели монохроматора, выводят барабан за деление 8 и затем, вращая его по часовой стрелке, устанавливают последовательно четыре яркие линии ртутного спектра:  $\lambda = 404,7$  нм, 435,9 нм, 546,1 нм и 579,9 нм, записывая деления барабана при максимальных отклонениях гальванометра. Подобную процедуру повторяют дважды для проверки воспроизводимости отсчетов. По полученным данным корректируют имеющийся градуировочный график.

Для проверки аттестации интерференционных светофильтров насадки ФМЭ можно использовать в качестве осветителя монохроматор, например ЗРМ-3 со стеклянной оптикой. Свет из выходной щели монохроматора через коллекторную линзу направляют в opak-иллюминатор. Ширину выходной щели монохроматора устанавливают из расчета спектральной полосы пропускания порядка 2—5 нм. Коэффициент пропускания светофильтра при данной длине волны равен отношению интенсивности светового потока, прошедшего через светофильтр, к интен-

сивности потока, упавшего на светофильтр, которое пропорционально отношению соответствующих фототоков:

$$\tau_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}'}{I_{\lambda}}.$$

Измеряя  $I_{\lambda}$  и  $I_{\lambda}'$  через интервалы длин волн в 2—4 нм, вычисляют ряд значений коэффициента пропускания светофильтра. В координатах длин волн и коэффициентов пропускания строят спектральную кривую светофильтра. Положение максимума этой кривой соответствует среднему значению длины волны светофильтра, а полуширина пропускания равна ширине спектрального интервала на уровне  $0,5\tau_{\max}$ .

### ПРОВЕРКА ПЕРПЕНДИКУЛЯРНОСТИ ПЛОСКОСТИ ОБЪЕКТА ОПТИЧЕСКОЙ ОСИ МИКРОСКОПА

Неперпендикулярность полированной поверхности образца оптической оси микроскопа обычно связана с дефектом пресса или механических устройств, предназначенных для быстрой замены образца эталонном. В микроскопах МИН-8 предметный столик установлен перпендикулярно оптической оси микроскопа с достаточной точностью.

Проверка перпендикулярности плоскости шлифа оптической оси микроскопа производится следующим образом. На столик микроскопа помещают эталон или шлиф с крупным зерном изотропного минерала, смонтированный на предметное стекло с помощью пластилина и пресса, и тщательно центрируют объектив. Изменяя чувствительность регистрирующего устройства прибора, устанавливают какой-либо большой отсчет по шкале микроамперметра. Медленно поворачивают столик микроскопа на  $360^{\circ}$  и тщательно следят за показаниями гальванометра. Следует отметить, что такая проверка возможна при установке в поле зрения идеально чистой и однородной поверхности эталона или минерала. Если показания шкалы меняются в пределах не более 0,2—0,3%, установку можно считать удовлетворительной. В противном случае необходимо исправить или заменить пресс.

Измеряемая площадка минерала может быть не перпендикулярна оси микроскопа из-за местного рельефа шлифа. Существование перекоса можно установить, наблюдая положение суженной апертурной диафрагмы в зрачке объектива (при снятом окуляре насадки), при вращении столика микроскопа. В этом случае изображение диафрагмы будет несколько перемещаться по кругу. Желательно оценивать пригодность площадки для измерений величиной отклонения отсчета при вращении столика на  $360^{\circ}$ , как это описано ниже в условиях измерений.

### ПРОВЕРКА ЛИНЕЙНОСТИ ПРИБОРА И СИСТЕМАТИЧЕСКИЕ ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ

Тщательно отъюстированная, стабильная установка должна быть проверена на линейность для четырех-пяти длин волн при различных уровнях фототока. Линейность может быть проверена по нескольким

надежно аттестованным эталонам, например стеклу СТФ-2, приложенному к ПООС-1, и кремнию. Используя один эталон в качестве стандарта, а остальные в виде образцов, можно получить значение коэффициентов отражения ряда эталонов. Различия между паспортными и измеренными значениями образцов (эталонов), превышающие погрешности измерений, обусловлены нелинейностью прибора. Расхождения в пределах 2—3% относительных вполне допустимы при условии, что коэффициент отражения эталона в два раза меньше, чем образца. При обнаружении значительной нелинейности установки необходимо провести специальное исследование причин нелинейности и их устранить.

Систематические погрешности измерений помимо дефектов юстировки прибора могут быть обусловлены фотоэлектронной и измерительной частями, ошибками аттестации эталонов и качеством механической полировки шлифов. Уровень погрешности, связанный с нелинейностью прибора, при его хорошей регулировке, не должен превосходить 2—3% относительных. Аттестация эталонов выполняется в лучшем случае с точностью 0,5%.

Наиболее значительные и непостоянные по уровню ошибки обусловлены различным качеством полировки шлифов. Как показали исследования П. С. Бернштейна (32) для твердых минералов, они могут достигать 2—3%, а для мягких, плохо полирующихся, 5—10%. Следовательно, точность измерений абсолютных значений коэффициента отражения минералов недостаточна для их определения при одной длине волны.

На фоне кривой дисперсии  $R$  различное качество полировки шлифов сказывается значительно меньше, чем на абсолютных значениях коэффициентов отражения. Это обусловлено тем, что при низком качестве шлифа помимо зеркального отражения имеется еще составляющая рассеянного (диффузного) света, за счет которой уменьшается коэффициент отражения. Составляющая рассеянного света, имеющая собственную спектральную характеристику, практически не влияет на форму кривой зеркального отражения в связи с тем, что в измерительный зонд попадает ничтожная часть диффузного света.

Таким образом, для определения минералов особенно полезны кривые дисперсии коэффициента отражения по спектру, наклон которых численно может быть выражен частными дисперсиями, т. е. разностью значений  $R$  для выбранных интервалов длин волн.

## ЭТАЛОНЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТРАЖЕНИЯ

Точно аттестованные эталоны совершенно необходимы для измерения коэффициентов отражения при работе с любыми микроспектрофотометрами.

Основные требования, которым должны удовлетворять эталоны, и целесообразность применения нескольких эталонов в зависимости от уровня значения  $R$  и характера дисперсии изучаемых минералов обсуждались неоднократно (32, 268).

Значение  $R$  эталонов нельзя брать из литературных источников,



Таблица 1  
Значения коэффициентов отражения эталонов, использовавшихся при измерениях  $R$  в интервале спектра  $\lambda=420-1000$  нм

Материал эталона	Лаборатория, измерительный прибор	Длина волны, нм										Сведения об аттестации			
		420	460	500	540	580	620	660	700	800	900		1000		
Кремний	ИГЕМ, ПИОР		41,2	38,8	37,1	35,9	35,0	34,4							В НФЛ* в Кембридже на рефлектометре при $\varphi=7^\circ$ . По эталону НФЛ на установке «ПИОР». В ЦНИГРИ на макете рефлектометра при $\varphi=4^\circ$ с точн. $\pm 1\%$ . То же В Кембридже на рефлектометре при $\varphi=7^\circ$ .
То же	ИМГРЭ, ПООС		41,2	38,9	37,1	35,8	35,0	34,4							
»	ЦНИГРИ, ФМЭ, ГОИ, «Блеск»	45,2	41,2	38,8	37,1	36,1	35,3	34,5	34,0	33,2	32,7	32,7			
Пирит	ЦНИГРИ, ФМЭ	38,4	43,6	49,7	52,1	53,6	53,9	54,7	55,2	52,8	49,7	48,8			
То же	НФЛ		46,0	51,3	53,6	54,5	54,8	54,9							

\* НФЛ — Национальная физическая лаборатория Англии.

так как на величину отражательной способности каждого конкретного эталона влияют различия в приемах и качествах полировки, а также содержащиеся в них примеси, на что справедливо указывают многие исследователи. Поэтому изготовливаемые эталоны должны проходить точную аттестацию, которую необходимо периодически повторять (30, 31, 268). Для получения достоверных результатов измерений минералов необходимо организовать не только выпуск эталонов, но и систематическую их аттестацию, желательную в Палате Мер и Весов.

Международная комиссия по рудной микроскопии (1964) в качестве эталонов рекомендовала черное стекло, синтетический карборунд, кремний, пирит и зеркало с серебряной амальгамой. В последнее время для эталона со средним значением  $R$  рекомендуют (Пиллер) использовать карбид вольфрама, очень твердый и стойкий материал. Недостатком этого эталона является сложность его аттестации, так как из карбида вольфрама нельзя изготовить однородный шлиф достаточно большой площади.

При измерениях коэффициентов отражения минералов в ЦНИГРИ на ФМЭ-1 использовались два эталона — кремний и пирит, в ИМГРЭ — один эталон кремний, в ГОИ — для регулировки микроспектрофотометра «Блеск» — кремний, дубликат эталона ЦНИГРИ. Значения отражательной способности указанных эталонов приведены в табл. 1.

## ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЯ $R$

При измерениях  $R$  минералов по спектру с помощью ФМЭ-1 и ПООС-1 применялся объектив ахромат  $21 \times 0,40$ , входящий в комплект поляризационного осветителя отраженного света ОИ-12, установленно-го на микроскоп МИН-8. В опак-иллюминаторе использовалась призма; апертурная диафрагма прикрывалась на  $3/4$ , что при объективе  $21 \times$  соответствовало апертуре пучка около  $0,10-0,15$ . Полевая диафрагма закрывалась до предела (около  $0,2-0,3$  мм). Спектральная ширина щели дифракционного монохроматора ПООС-1 устанавливалась на  $10$  нм, а у призмного монохроматора (ФМЭ-1) в области  $450$  нм на  $5$  нм.

В приборе «Блеск» в качестве постоянных объективов использованы апохроматы:  $F' = 8,4$ ;  $A = 0,65$ , работающие с увеличением  $20 \times$ ; апертура измерительного пучка составляет около  $0,1$ . Использовались полевые диафрагмы, которые обеспечивали зондовое освещение площадки диаметром  $5, 10, 20$  и  $30$  микрон. У всех трех приборов плоскость поляризации (нормальная к плоскости колебания электрического вектора) совпадала с плоскостью падения.

Исследование спектров отражения минералов помимо непосредственных измерений  $R$  включает и приемы обработки результатов измерения; в случае изучения анизотропных минералов для правильного представления об индикатрисе коэффициентов отражения немаловажное значение приобретает также интерпретация полученных спектров.

Обработка результатов измерения  $R$  заключалась в построении кривых дисперсии  $R$  в нужном масштабе. При работе с однолучевыми приборами (ПООС и ФМЭ) значения  $R$  для фиксированных длин волн с интервалом в  $20$  нм вычислялись по формуле

$$R_{\text{мин}} = \frac{I_{\text{мин}}}{I_{\text{этал}}} \times R_{\text{этал}}$$

по полученным результатам строилась кривая дисперсии  $R$  в системе координат: длина волны ( $\lambda$ ) — коэффициент отражения ( $R$ ). В последнее время наиболее широко используется масштаб, при котором отрезку на оси абсцисс, отвечающему  $10$  нм, на оси ординат соответствует отрезок, равный  $1\%$ ; таким соотношением осей пользуются Ж. Орсель (467), И. С. Вольтинский (58, 60), (К. Gehlen и Н. Piller) (375, 376, 377), в этом же масштабе построены и все кривые, полученные авторами.

В случае измерений на приборе с непрерывной регистрацией спектра («Блеск») со спектральной кривой, записанной прибором, снимаются значения  $R$ , по которым строится новая кривая в принятом масштабе.

### ИССЛЕДОВАНИЕ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ ИЗОТРОПНЫХ МИНЕРАЛОВ

До начала измерений  $R$  исследуемый шлиф должен быть детально изучен на обычном поляризационном микроскопе; для ускорения работы по исследованию спектров отражения полезно зарисовать общую ситуацию в шлифе и отметить участки (зерна), которые в дальнейшем будут использованы для измерения  $R$  (и других детальных исследований: состава, твердости и т. п.).

При работе с изотропными минералами и с минералами без заметного двуотражения, выбранные для измерения  $R$  участки (зерна) проверяются на перпендикулярность плоскости объекта оптической оси микроскопа. При достаточно точной установке шлифа и хорошем качестве полировки отклонений в показаниях гальванометра при вращении столика микроскопа на  $360^\circ$  либо не наблюдается совсем, либо они очень незначительны (не более пяти делений при самых больших отсчетах на шкале гальванометра). В случае заметных отклонений зерно оставляется и проверяется следующее. Если и следующее зерно не удовлетворяет необходимой точности, шлиф снимается со столика, заново монтируется на предметном стекле, устанавливается с помощью пресса и вновь проверяется на перпендикулярность оптической оси микроскопа. Измерение  $R$  изотропного минерала авторы всегда проводили в положении с максимальным отсчетом на гальванометре. Кривые дисперсии строились отдельно для каждого измеренного зерна.

При соблюдении описанных выше условий расхождения в спектральных кривых различных зерен минерала не выходили за пределы точности метода. Количество измеряемых в шлифе зерен не должно быть меньше 3—4 при хорошем совпадении результатов. Для характеристики спектра отражения изотропного минерала избиралась кривая с самыми высокими значениями  $R$ . В случае заметных расхождений в кривых, полученных от различных зерен минерала, анализировались причины расхождения путем тщательного контроля за соблюдением необходимых условий измерения.

Опыт проведенной работы показывает, что образцы одного и того же минерала из разных месторождений дают, как правило, хорошо совпадающие кривые. При расхождениях, превышающих точность метода, образцы различных месторождений исследовались более тщательно, и оказывалось, что такие несовпадения обусловлены различиями в химическом составе образцов (см. кобальтин — герсдорфит, тиманнит — метациннабарит, блеклые руды, сфалерит и др.).

### ИССЛЕДОВАНИЕ СПЕКТРОВ ОТРАЖЕНИЯ АНИЗОТРОПНЫХ МИНЕРАЛОВ

При работе с анизотропными минералами основное внимание авторы обращали на выявление наиболее сильно двуотражающих сечений, т. е. сечений, в которых располагаются два главных коэффициента отражения — максимальный  $R_g$  и минимальный  $R_p$ .

Для определения характера и положения кривых дисперсии  $R_g$  и  $R_p$  авторы использовали сечения анизотропных минералов с наиболее резко выраженным двуотражением. При предварительном исследовании шлифа на обычном поляризационном микроскопе замечались несколько зерен с самым сильным двуотражением. Затем шлиф переносился на предметный столик измерительного прибора, и каждое зерно до начала измерения спектров, как и при работе с изотропными минералами, проверялось на перпендикулярность оптической оси микроскопа. В дальнейшем в измерениях участвовали только те зерна, у которых при вращении столика микроскопа на  $360^\circ$   $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  повторялись через  $180^\circ$ ; положение  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  запоминается (или записывается), шлиф вращением столика микроскопа приводится в положение сначала  $R_{\max}$  (или  $R_{\min}$ ), столик микроскопа закрепляется и производится измерение (запись) спектра одного из главных положений; затем, также вращением столика микроскопа, шлиф поворачивается на

90° в ту или другую сторону; уточняется положение второго главного коэффициента отражения и производится его измерение (или запись) по спектру. Таким образом измеряется не менее 3—5 сечений. В зависимости от полученных результатов и сложности спектральных кривых количество исследуемых сечений увеличивается; для уточнения положения кривых максимального и минимального коэффициентов отражения в измерения могут включаться также и слабо двуотражающие сечения минерала.

Из полученных нескольких пар кривых для характеристики спектра максимального коэффициента отражения  $R_g$  авторы выбирали кривую с самыми высокими значениями  $R$ .

Не имея возможности осуществить контроль кристаллографической ориентировки измеряемых сечений, исследователь очень легко может допустить ошибку при выборе значений  $R$  для характеристики величины наименьшего коэффициента отражения  $R_p$ . Авторы пособия, пользовавшиеся статистическим методом при определении максимальных и минимальных значений  $R$  минералов,  $R_{\min} = (R_p)$  брали из наиболее сильно двуотражающего сечения, из которого было взято и  $R_{\max}$ . При таком выборе исследователь гарантирует себя от ошибки занижения величины  $R_p$  вследствие недостаточно точной установки шлифа на столике микроскопа или за счет локальных дефектов на поверхности шлифа. Принятие в качестве  $R_p$  самых низких значений  $R$ , из полученных для данного минерала, т. е. выбор  $R_g$  и  $R_p$  не из одного, а из разных сечений, может явиться причиной и другого ошибочного мнения — о более сильном, чем это имеет место в действительности, двуотражении минерала. Анализ материалов, опубликованных за последние годы, показывает, что не все исследователи строго придерживаются этого правила. Большой опыт авторов по измерениям спектров отражения дает основание предполагать, что завышенные величины двуотражения (и одновременно заниженные значения  $R_p$ ), возможно, именно таким способом получены для пираргирита, халькостибита и некоторых других минералов.

В случае одноосных минералов, кроме наиболее резко двуотражающих, исследовались также слабо двуотражающие и изотропные сечения; таким способом осуществлялся строгий контроль правильности определения постоянного коэффициента отражения, присутствующего в каждом случайном сечении одноосного минерала.

При исследовании спектров отражения анизотропных минералов было выявлено около 20 минералов, у которых по спектру меняются сила и знак двуотражения. Кривые дисперсии главных коэффициентов отражения этих минералов в видимой области пересекаются, и точка пересечения является важной оптической характеристикой (см. графу 5 табл. 2); она легко фиксируется путем наблюдения изменения силы двуотражения минерала при разных светофильтрах. Однако необходимо иметь в виду, что у некоторых минералов точка пересечения не остается постоянной — она меняет свое место в спектре в зависимости от кристаллографической ориентировки разреза. Так, исследование ориентированных сечений арсенопирита и лёллингита, проведенное авторами, показывает, что у арсенопирита, например (249), в призматических разрезах точка пересечения спектров отражения  $R_g$  и  $R_p$  находится при  $\lambda = 580$  нм, в ромбических сечениях (001) она смещена ближе к коротковолновой части спектра ( $\lambda = 530$  нм). Подобные минералы нуждаются в дальнейших, более детальных исследованиях.

Сопоставление результатов измерения  $R$  минералов, полученных авторами на трех установках, показывают хорошую сходимость. Для большинства изотропных минералов результаты получались настолько близкими, что оказалось невозможным показать их все на одном графике. Поэтому для значительного количества минералов приводится кривая только по одному прибору. Таким прибором нами был избран «Блеск» как наиболее совершенный. Большим преимуществом «Блеска» является также непрерывная регистрация спектра, которая исключает погрешности сглаживания при построении кривой по отдельным точкам; при непрерывной записи спектра выявляются и все небольшие, но часто весьма важные осложнения в спектрах отражения минералов, которые могут быть пропущены при измерениях  $R$  только в отдельных точках (см. кривые сульванита, молибденита, тунгстенита и др.).

Детальное рассмотрение приведенных в работе результатов показывает, что формы спектральных кривых в видимой области для большинства минералов достаточно индивидуальны и могут служить надежной диагностической характеристикой. Для выяснения дополнительных возможностей получения новой информации по спектрам отражения авторы впервые провели систематические исследования рудных минералов в ближней инфракрасной области. Однако, как показал наш опыт, расширение диапазона измерений в ближнюю инфракрасную область мало эффективно — у большинства рудных минералов в этом участке спектра происходит выполаживание кривых и профили становятся нехарактерными. Расширение диапазона измерений в инфракрасную область сопряжено с необходимостью замены ФЭУ-27 на ФЭУ-28, который мало чувствителен в важном для диагностики интервале видимого спектра 420—500 нм. Пока целесообразность исследования минералов в инфракрасной области выявлена для немногих минералов, в частности для группы пирротина, минералы которой хорошо отличаются по спектрам отражения лишь в области 800—1000 нм.

Более перспективно, как показал Э. М. Муратов (164), исследование минералов в ультрафиолетовой области. У большого количества минералов, имеющих нормальный тип дисперсии, в сине-зеленой области, граничащей с ультрафиолетовой, фиксируются различной интенсивности максимумы или наблюдается подъем кривых к ультрафиолетовому участку спектра. Подобные осложнения спектра нуждаются в более детальных исследованиях диапазона длин волн  $\lambda=400-300$  нм.

Рудной комиссией при Международной минералогической ассоциации рекомендованы четыре длины волны видимого спектра, для которых сообщаются результаты измерения  $R$  минералов. Опыт работы авторов свидетельствует, что только для сравнительно небольшой части рудных минералов с простыми формами спектров эта информация достаточна для создания представления о форме спектральных кривых и для использования ее в целях диагностики. Очень большое число минералов имеют сложные структуры спектров (см. рис. и табл. 7) и не могут быть охарактеризованы значениями  $R$  только в четырех точках. Для таких минералов необходима полная спектральная кривая, желательно полученная на приборе с непрерывной регистрацией спектра. Это тем более необходимо сейчас, на начальном этапе получения новых количественных данных по спектрам отражения минералов. В дальнейшем по мере накопления таких сведений и сопоставления их могут быть приняты оптимальные интервалы и для минералов со сложными спектральными кривыми.

## II

# ТАБЛИЦА ОСНОВНЫХ ДИАГНОСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ МИНЕРАЛОВ В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ

### ПОЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

В сводной таблице (табл. 2), которая может быть использована в качестве определителя, изученные авторами минералы систематизированы в последовательности убывающих значений коэффициентов отражения при  $\lambda=590$  нм. Этот принцип расположения минералов был предложен в свое время И. С. Вольнским (1947, 1949) с целью упорядочения данных о диагностических свойствах, функционально связанных с коэффициентами отражения.

Значения коэффициентов отражения в таблице приведены для  $\lambda=590$  нм, так как эта длина волны ближе всего отвечает условиям визуального наблюдения. Для минералов анизотропных приведены крайние значения  $R$  в главном сечении ( $R_g, R_p$ ). Постоянный коэффициент одноосных минералов, отвечающий значениям  $R$  в круговом сечении кристалла и присутствующий во всех случайных сечениях минерала в шлифе, выделен полужирным шрифтом. У минералов одноосных отрицательных это соответствует максимальному значению  $R(R_g)$ , у одноосных положительных — минимальному ( $R_p$ ). Все изотропные минералы также выделены полужирным шрифтом<sup>1</sup>.

В следующих графах таблицы приведены вычисленные из результатов измерения  $R$  по спектру (см. табл. 5) значения силы двуотражения, частные дисперсии, а также сведения о цвете, внутренних рефлексах и твердости минералов по микровдавливанию.

Оптическое явление двуотражения заключается в изменении интенсивности отражения в сечении кристалла при вращении столика микроскопа. С позиций количественной микроскопии двуотражение представляет очень важную диагностическую константу, которая выражает степень оптической анизотропности минерала; двуотражение находится в прямой зависимости от силы эффекта при скрещенных николях.

На важную количественную сторону явления двуотражения неоднократно обращал внимание И. С. Вольнский (58, 60), который ввел понятие относительной величины двуотражения (57). Абсолютное значение силы двуотражения  $\Delta R_{g,p} = R_g - R_p$ , используемое для характеристики минералов некоторыми исследователями (69), вели-

<sup>1</sup> Используемые в табл. 2 значения коэффициентов отражения взяты из табл. 6.

чина невыразительная, так как не передает меры зрительной оценки эффекта двуотражения. Относительная сила двуотражения вычисляется по формуле

$$\Delta R_{g,p} \text{ отн} = \frac{R_g - R_p}{R_g} = 1 - \frac{R_p^*}{R_g}$$

Численное значение относительной разницы двуотражения полностью соответствует его качественной глазомерной оценке.

Качественная (визуальная) оценка силы двуотражения основывается на понятии относительной величины оптического контраста, который может восприниматься зрительно, начиная приблизительно с 5% (относительных). Так, у кварца, барита двуотражение незаметно ( $\Delta R_{g,p} \text{ отн.} < 5\%$ ); у тетрадимита, джемсонита, гематита двуотражение хорошо заметно в агрегате разноориентированных зерен ( $\Delta R_{g,p} \text{ отн.} \approx 10-15\%$ ); антимонит и кальцит очень близки по качественной оценке силы двуотражения, совершенно отчетливого уже на монокристаллах; эти минералы имеют  $\Delta R_{g,p} \text{ отн.} \sim 30\%$ . Графит, молибденит, валлерит, характеризующиеся исключительно сильным двуотражением, имеют  $\Delta R_{g,p} \text{ отн.} = 45-70\%$ .

У минералов со сложными, резко непараллельными кривыми дисперсии главных коэффициентов отражения двуотражение сопровождается изменением цветовой тональности; наиболее ярко цветной эффект двуотражения выражен у умангита, риккардита, ковеллина, купростита.

Значения силы двуотражения в табл. 2 выражены в долях единицы и приведены для длин волн 460, 590 и 660 нм. Выбор крайних значений интервала (460 и 660 нм) обусловлен недостаточной чувствительностью глаза и ненадежностью визуального сопоставления оптических эффектов за этими пределами. В графе  $\Delta R \text{ отн.} = 0$  приведены сведения для минералов, изменяющих по спектру оптический знак (длина волны  $\lambda$ , при которой минерал воспринимается как изотропный и значения  $R\lambda$ , для этой длины волны).

Количественная характеристика формы спектров отражения минералов выражена через частные дисперсии для интервалов 460—540 нм и 590—660 нм. Численная величина частной дисперсии пропорциональна тангенсу угла наклона кривой, знак указывает направление наклона (положительные значения отвечают нормальной дисперсии, отрицательные — аномальной). В связи с асимметричным у большинства минералов характером кривых дисперсии  $R$  (т. е. более крутыми углами наклона в коротковолновой области) частная дисперсия  $R_{460} - R_{540}$  имеет большее диагностическое значение, чем  $R_{520} - R_{660}$ . Численные значения частных дисперсий и знак их характеризуют цвет минерала и его насыщенность. Первая частная дисперсия определяет возрастание (или убывание) интенсивностей составляющих цвета от синего до зеленого, вторая — от оранжевого до красного. Малые положительные значения частных дисперсий типичны для бесцветных (нейтрально-белых или серых) минералов; значительные положительные величины первой частной дисперсии при малой второй свойственны минералам голубого цвета; отрицательные первые частные дисперсии при малой величине второй характерны для желтых минералов; обе отрицательные частные дисперсии указывают на розовый цвет минерала.

В графе о цвете соответствующими буквами обозначено визуальное восприятие цвета минерала в белом свете. Так как подавляющее большинство минералов в рудном микроскопе почти бесцветны или очень слабо окрашены, в таблице показаны в основном оттенки. Более определенно выраженные (насыщенные) тона выделены буквами полужирного шрифта. Для минералов с цветными эффектами двуотраже-

\* Сила двуотражения по этой формуле выражена в долях единицы; чтобы получить ее значение в процентах, необходимо умножить на 100.

ния приведены два значения, соответствующие цвету минерала в крайних положениях главных сечений ( $R_g-R_p$ ).

Цвета внутренних рефлексов также обозначены буквами; по степени проявления выделены две группы: 1) с рефлексами, заметными в воздухе (полужирный шрифт) и 2) только в порошке в иммерсии.

Сообщаемые в таблице сведения по твердости минералов уточнены или вновь получены на изученном авторами материале. Измерения проводились методом статического вдавливания четырехгранной алмазной пирамиды с углом при вершине  $136^\circ$  и квадратным основанием на приборе ПМТ-3 по ранее разработанной методике (132). В зависимости от твердости и размера выделений минералов применялись различные нагрузки. При этом исходили из того, чтобы в соответствии с принятой методикой отпечатки имели оптимальные размеры 15—22 мкм. Использовались следующие нагрузки:

Пределы твердости, $H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	Оптимальные нагрузки, г*	Пределы твердости, $H$ , кгс/мм <sup>2</sup>	Оптимальные нагрузки, г
1—30	2—7	350—550	50—100
30—60	7—15	550—800	100—150
60—120	15—20	800—1100	100—200
120—200	20—30	>1100	150—200
200—350	30—50		

\* Для очень хрупких минералов и микровыделений в каждом интервале применялись нижние пределы нагрузок.

Для анизотропных по твердости минералов приведены вычисленные по формуле  $K_H = \frac{H_{\max}}{H_{\min}}$  коэффициенты анизотропии.  $K_{H_1}$  характеризует анизотропию твердости I рода (различия в твердости, обнаруживаемые в пределах одной плоскости кристалла вдоль разных кристаллографических направлений);  $K_{H_2}$  характеризует анизотропию твердости II рода (изменения твердости в разных сечениях, гранях кристалла, параллельных и перпендикулярных главным кристаллографическим осям). Особенно сильную анизотропию твердости, а соответственно и численно наибольшие коэффициенты  $K_{H_1}$  и  $K_{H_2}$ , имеют минералы низших сингоний с листоватым, волокнистым и призматическим габитусом. У минералов кубической сингонии анизотропия обычно невелика и для целей диагностики ею можно пренебречь. Почти все приведенные в табл. 2 коэффициенты анизотропии твердости вычислены на основании измерений, проводившихся не на отдельных кристаллах, а в полированных шлифах на разноориентированных сечениях. Получить истинные коэффициенты анизотропии в таких случаях невозможно — получают лишь числа, статистически приближающиеся к истинным  $K_{H_1}$  и  $K_{H_2}$ . Поэтому они обозначены нами как  $K'_{H_1}$  и  $K'_{H_2}$ . В таблице приведены также данные по твердости, взятые из различных литературных источников, главным образом из сводной работы Айтенбогардта (530).

Приведенные в табл. 2 характеристики минералов более развернуто даны в третьем разделе работы.

Сводная таблица основных диагностических признаков исследованных минералов, систематизированных в последовательности убывающих значений  $R$  при  $\lambda=590$  нм

Минерал	$R$ , % при $\lambda=590$ нм*	Двуотражение при $\lambda$ нм				Частные дисперсии**				Цвет в белом свете***	Внутренние рефлексы***	Твердость по микро- вдавливанию $H$ , кгс/мм <sup>2</sup>		Коэффициенты анизотропии	
		$\Delta R$ отн. (в долях единицы) при			$\Delta R=0$ , $R\%/\lambda/\text{нм}$	$R$ (или $Rg$ ), %		$Rp$ , %				измерен- ная	литера- турные данные	$K'_{H_1}$	$K'_{H_2}$
		460 нм	590 нм	660 нм		$R_{460}-$ $R_{660}$	$R_{590}-$ $R_{660}$	$R_{460}-$ $R_{540}$	$R_{590}-$ $R_{660}$						
		3	4	5		7	8	9	10						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Серебро	90					-4	-1,2			НЖ	Нет	41-57	-	-	-
Золото	85					-36	-4			Ж	»	45-90	41-94	-	-
Кюстелит	84					-9	-2,7			Ж	»	71-88	-	-	-
Медь	82					-9	-11			Р	»	90-143	48-143	-	-
Витнеит	77					-14	-			ЖР	»	-	52-58	-	-
Купроаурид	74					-11	-11			Р	»	-	-	-	-
Сурьма	74-70	0,03	0,05	0,08		+0,2	+0,6	+0,4	+2,0	НЗ	»	62-135	45-135	-	1,2
Висмут	69-61	0,09	0,12	0,10		-5	-3	-2,2	-4	ЖР	»	13-26	9-26	1,4	1,1
Алтаит	68					-2,8	+4,0			НЗ	»	46-60	34-60	-	-
Монтбрейит	69-58	0,17	0,16	0,15		-6	-2,2	-5	-2,1	Ж	»	198-238	-	1,1	-
Мелонит	66-59	0,05	0,11	0,10		-6	-5	-1,6	-5	ЖР-П	»	63-166	66-119	1,2	1,9
Теллур	66-58	0,13	0,13	0,13		-0,5	+1,7	-0,4	+1,5	НЖ	»	26-89	25-87	3,1	2,0
Киткаит	65					-	-	-	-	НР-П	»	89-132	103-110	-	-
Теллуросмугит	65-61	0,05	0,07	0,06		-1,5	-2,3	+0,2	-2,5	ЖР-П	»	32-93	30-80	1,2	-
Жозеит Б	64-54	-0,13	0,15	0,15		-2,5	0	-1,4	+0,3	Ж	»	-	-	-	-
Альгодонит	63					-7	-	-	-	РЖ	»	-	217-255	-	-
Креннерит	63-56	0,14	0,10	0,11		-5	-1,4	-7	-1,6	Ж	»	188-224	-	-	-
Нисбит	62					-0,5	-0,1	-	-	Н	»	-	420-513	-	-
Тетрадимит	61-52	0,15	0,14	0,13		-2,0	+0,5	-2,5	0	ЖЗ	»	25-76	20-78	1,7	-
Сильванит	60-51	0,20	0,16	0,15		-3,0	-0,8	-5	-1,7	Ж-ЖР	»	91-149	102-250	-	-
Железо	59					+0,3	-0,8	-	-	Н	»	119-146	116-288	-	-
Миллерит	59-52	0,05	0,10	0,10	44/475	-16	-3	-9,0	-2,7	Ж	»	171-388	192-376	1,4	1,9
Калаверит	58-55	0,06	0,05	0,04		-4	-0,6	-4	-1,3	Ж	»	127-215	198-237	-	-
Костовит	58-53	0,06	0,09	0,10		-6	+2,5	-5	+3,0	НР	»	35-43	-	-	-
Мышьак	58-46	0,14	0,20	0,22		+0,5	0	+4	+0,4	Н	»	93-137	57-167	1,2	-
Свинец	56					+0,6	-2,4			Н	Нет	6-9	4-6	-	-
Гудмундит	56-53	0,11	0,05	0,01	54/650	+0,9	+2,0	-0,6	-1,5	НГ-Ж	»	350-723	570-1221	1,1	1,7
Марказит	56-50	0,09	0,10	0,11		-9	+0,9	-5	+1,1	З-Ж	»	717-1119	762-1561	-	-
Пирит	55					-8	-0,8	-	-	Ж	»	965-1408	913-2056	-	-
Лёллингит (с Со)	55-53	0,08	0,03	0,06	54/550	-1,4	-0,3	+2,8	+1,1	НГ-НЖ	»	572-824	-	1,4	-
Лёллингит	55-52	0,09	0,06	0,09	54/525	-2,6	+0,1	+4	+1,6	НГ-НЖ	»	635-741	368-1048	-	-
Жозеит А	55-51	0,10	0,08	0,07		-1,0	+0,2	-1,2	+0,2	Ж	»	40-129	-	3,0	1,7
Никелин	55-51	0,15	0,07	0,04		-6	-6	-7	-7	ЖР	»	382-489	370-450	-	1,3
Саффорит	54-51	0,03	0,06	0,08	54/495	-0,6	-0,4	+2,6	+0,8	НГ-НЖ	»	430-988	-	-	-
Арсенопирит	54-51	0,04	0,04	0,05	52/525	-2,7	-0,4	+0,3	+0,2	НГ-Ж	»	745-1127	715-1354	1,2	1,2
Вольтинскит	53					+0,6	-1,8	-	-	НП	»	55-99	-	1,8	-
Кобальтин	53					-2,2	-2,9	-	-	Р	»	886-1116	948-1367	-	-
Бреитгауптит	52-45	0,11	0,14	0,09		-0,5	-6	+4	-8	П	»	428-515	412-534	-	1,1
Кобальтин (с Ni)	51					-1,6	-2,2	-	-	Р	»	-	-	-	-
Маухерит	51					-2,5	-5	-	-	Р	»	658-788	602-724	-	-
Фробергит	51-50	0,004	0,09	0,04	51/430	+0,9	-3	+1,6	-2,3	НП	»	250-297	-	-	-
Ферроселит	51-46	0,01	0,09	0,13	41/440	-5	-5	-1,9	-2,2	РЖ-Ж	»	824-861	700-933	-	-
Клаусталит	49					+6	+1,5	-	-	НГ	»	46-63	43-74	-	-
Пентландит	49					-8	-3	-	-	РЖ	»	187-239	195-303	-	1,3
Домейкит	48					-3	-	-	-	Ж	»	-	206-250	-	-
Халькопирит	48					-16	-0,2	-	-	Ж	»	165-260	174-219	-	-
Висмутин	48-38	0,15	0,21	0,19		-0,7	+1,5	+0,8	+0,2	НЖ	»	73-188	-	1,9	1,7
Айкнит	47-39	0,15	0,17	0,16		-1,6	+1,1	-0,2	+0,2	НЖ	»	165-204	201-246	1,1	-
Макинавит	47-18	0,58	0,62	0,59		-6	-0,8	-0,8	-1,4	РЖ-Н	»	20-95	-	-	3,5
Вулканит	47-15	0,07	0,69	0,67	24/470	-19	-6	+8	-2,9	Ж-ПГ	»	-	-	-	-
Герсдорфит	46					+1,6	-1,6	-	-	Н	»	640-806	665-743	-	1,3
Ульманит	45					+2,6	-0,5	-	-	Н	»	-	460-560	-	-
Матильдит	44-42	0,03	0,04	0,07		0	-0,1	+0,8	+0,7	Н	»	79-119	59-91	1,2	1,3
Троилит низкотемпера- турный	44-40	0,17	0,09	0,06		-4	-2,4	-6	-3	ЖР	»	223-263	-	1,2	-
Клинопирротин	44-40	0,13	0,09	0,05		-5	-2,4	-5	-4	ЖР	»	-	-	-	-
Купростибит	44-38	0,12	0,16	0,04	51/635	+10	-10	+11	-18	ПЖ-П	»	195-230	-	-	-
Антимонит	44-30	0,40	0,32	0,28		+4	+2,8	-0,3	0	НЗ	К	65-167	42-138	1,8	1,1
Галенит	43					+3	-0,2	-	-	Н	Нет	64-110	56-110	-	-
Джемсонит	43-37	0,13	0,12	0,11		+1,5	+2,2	+1,5	+1,4	З	К	52-147	67-126	1,1	2,2
Менегнит	43-35	0,18	0,17	0,16		+0,7	+1,9	+0,3	+1,2	З	»	101-197	113-183	-	1,8
Молибденит	43-21	0,5	0,5	0,6		+9	-1,4	+5	+0,6	Н	Нет	16-84	16-101	1,2	1,5
Коутекит	42-40					+5	-	+5	-	НГ	»	-	147	-	-

Минерал	R, % при λ 590 нм*	Двуотражение при λ нм				Частные дисперсии**				Цвет в белом свете***	Внутренние рефлексы***	Твердость по микровдавливанию H, кгс/мм²		Коэффициенты анизотропии	
		ΔR отн. (в долях единицы) при			ΔR=0, R%/λ/нм	R (или Rg), %		Rp, %				измеренная	литературные данные	K <sub>H1</sub>	K <sub>H2</sub>
		460 нм	590 нм	660 нм		R <sub>160</sub> -R <sub>50</sub>	R <sub>50</sub> -R <sub>660</sub>	R <sub>60</sub> -R <sub>50</sub>	R <sub>50</sub> -R <sub>660</sub>						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Троилит высокотемпературный	42—38	0,16	0,10	0,06		-5	-2,7	-5	-4	ЖР	Нет	—	—	—	—
Пирротин гексагональный	42—36	0,16	0,13	0,09		-5	-1,9	-4	-4	ЖР	»	—	—	—	—
Буланжерит	42—35	0,19	0,17	0,15		+2,2	+2,6	+1,2	+1,3	З	К	100—182	90—183	—	1,4
Бертьерит	42—31	0,10	0,25	0,20		+2,4	+1,1	+0,4	-1,0	Н-КР	Нет	92—221	102—213	2,1	1,8
Овихит	41—39	0,05	0,05	0,05		+1,4	+2,0	+1,7	+1,4	З	К	119—219	128—214	—	—
Гессит	41—39	0,03	0,05	0,06	39/505	-1,6	-0,9	+0,5	-0,3	КР-Н	Нет	31—44	28—41	—	—
Цинкенил	41—37	0,12	0,12	0,11		+2,1	+2,1	+1,7	+1,6	З	К	159—208	123—207	1,1	1,2
Кубанит	41—37	0,19	0,10	0,05		-7	-2,0	-7,5	-4	РЖ	»	220—230	150—264	—	1,1
Плагионит	41—33	0,23	0,19	0,21		+1,6	+1,8	0	+2,1	З	»	159—205	120—165	1,2	1,3
Талнахит	40					-13	-2,1			Кр	Нет	220—250	—	—	1,1
Геокронит	40—38	0,07	0,05	0,05		+2,2	+1,4	+1,2	+1,4	З	К	95—140	119—206	1,2	1,4
Халькостибит	40—35	0,11	0,09	0,11		+1,7	+1,4	+1,4	+1,7	НГ	»	198—258	183—287	1,3	1,1
Петцит	39					+1,9	-0,2			Н	Нет	46—54	43—74	—	—
Колорадоит	39					+0,4	+2,0			Н-КР	»	27—37	—	—	—
Виоларит	39					-2,5	-4			ЖР	»	413—460	241—373	—	—
Нагагит	39—38	0,09	0,03	0,01	37/675	+3	+2,0	+1,7	+0,9	Н	»	68—129	39—116	1,5	—
Иорданит	39—37	0,04	0,03	0,04		+1,3	+1,5	+1,4	+1,2	Н	»	—	50—154	—	—
Ливингстонит	38—29	0,26	0,23	0,22		+2,8	+3,0	+1,5	+2,0	НЗ	К	102—155	74—113	—	1,5
Рагинит	38—26	0,26	0,31	—		+1,7	—	-0,7	—	ПР-НЖ	Нет	—	—	—	—
Штернбергит	37—26	0,36	0,30	0,22		-4	-0,8	-4	-2,0	Кр	»	49—136	32—74	1,3	2,3
Тунгстенит	37—19	0,55	0,49	0,51		+4	-1,8	+0,2	+0,1	Н	»	—	15—16	—	—
Грейгит	36					-2,3	-2,8			Кр	»	314—342	—	—	—
Селен (синт.)	36—27	0,28	0,24	0,19		+1,8	+0,9	+1,0	-0,9	Н-НП	»	30—40	—	—	—
Науманнит	35					+3	+1,6			НЗ	»	27—56	31—37	1,4	—
Бурнонит	35—33	0,04	0,06	0,04		+0,8	+2,0	+1,6	+1,2	НЗ	К	166—187	132—213	—	—
Клокманнит	35—13	0,61	0,61	0,60		+2,2	+3,0	+0,3	+0,6	ГЗ	Нет	89—124	—	—	—

Акантит	34					+1,6	+1,8			НЗ	Нет	20—30	25—40	—	—
Агиларит	34					+0,4	+1,5			НЗ	»	26—32	25—35	—	—
Крукесит	34—33	0,09	0,03	0,04		+1,3	-1,3	-0,4	-0,7	Н-Кр	»	101—142	81—144	—	1,2
Зелигманнит	34—31	0,05	0,09	0,08		+0,2	+2,1	+1,5	+1,6	НЗ	К	151—205	149—167	1,3	—
Пирсеит	34—28	0,18	0,20	0,18		+1,7	+1,6	+2,5	+0,9	НЗ	К	—	—	—	—
Швацит	33					-0,3	+2,6			Н Кр	К	248—296	262—373	—	—
Эскеборнит	33—30	0,12	0,08	0,06		-4	-0,5	-4	-1,3	Н Кр	Нет	141—165	144—202	—	—
Креднерит	33—23	0,22	0,26	—		-1,0	—	+2,3	—	Ж-Н	»	—	200	—	—
Арсеносульванит	32					-5	+0,7			Ж	»	—	—	—	—
Фрейбергит	31					-0,2	+0,9			Н	К	245—265	252—375	—	—
Тетраэдрит	31					-0,6	+1,3			Н Кр	К	230—350	—	—	—
Лорандит	31—27	0,21	0,12	0,14		+3	+1,5	+0,5	+1,7	НГ	К	40—57	39	—	—
Лаутит	30					+2,7	-1,4			Н-КР	К?	161—261	—	1,1	1,4
Теннантит (с Hg)	30					-1,1	+2,3			НЗ	К	261—305	—	—	—
Сульванит	30					-6	+1,7			Ж	Нет	142—165	152—165	—	—
Халькогаллит	30—28	0,14	0,06	0,06		+2,5	+1,0	+1,2	+0,8	НГ	»	61—91	—	—	—
Полибазит	30—28	0,03	0,06	0,05		+0,8	+1,1	+2,4	+0,4	НЗ	К	98—129	116—141	—	1,2
Реньерит	30—28	0,01	0,06	0,06	18/460	-8	-4	-5	-4	КрЖ	Нет	280—367	295—425	1,1	1,1
Врбант	30—27	0,10	0,10	—		+4	—	+3	—	НГ	К	—	—	—	—
Макинстриит	30—27	0,15	0,11	0,08		+3,5	+1,5	+2,2	+0,5	Н	Нет	66—77	—	—	—
Стефанит	30—27	0,09	0,11	0,07		+2,7	+0,7	+3	-0,4	НЖ	Нет	26—47	31—124	—	—
Люционит	30—27	0,04	0,10	0,08		-2,6	-1,5	-0,9	-2,2	ПЖ	»	257—432	205—397	1,4	—
Моусонит	30—26	0,08	0,13	0,13	22/505	-7	-5	-2,7	-4	РЖ	»	239—301	166—210	1,1	1,3
Тиманнит	29					+4	+0,5			Н	»	32—39	26—29	—	—
Акташит	29					+0,4	+0,4			Н	»	229—310	—	—	1,2
Синнерит	29					+0,3	+0,2			НКр	»	—	357—390	—	—
Теннантит	29					+0,2	+0,8			НЗ	К	350—425	—	—	—
Колусит	29					-3	-1,4			Ж	Нет	—	296—376	—	—
Гетчелит	29—26	0,09	0,10	0,10		+4	+1,1	+4	+1,0	НГ	К	42—82	30—50	1,5	1,7
Гематит	29—25	0,11	0,11	0,10		+1,5	+2,7	+1,6	+2,3	НГ	К	920—1062	739—1114	—	—
Киноварь	29—24	0,14	0,16	0,15		+1,3	+1,0	+1,9	+0,6	НГ	К	48—120	51—98	2,0	1,5
Джезказганит	28					+0,6	-0,8			РЖ	Нет	224—235	—	—	—
Станнин	28					-2,5	+0,4			ЗКр	»	206—307	140—326	—	—
Бегехитинг	28—27	0,03	0,02	0,03	28/615	+0,5	+0,6	+0,7	-0,8	РЖ	»	165—193	—	—	1,2
Пираргирит	28—26	0,06	0,08	0,07		+5	+2,0	+6	+1,5	НГ	К	66—165	66—165	1,4	1,5
Станнин желтый	28—26	0,14	0,08	—	30/665	-3	—	-4	—	Ж	Нет	—	—	—	—
Штромейерит	28—25	0,21	0,10	0,10		+7	+0,2	+2,6	+0,1	ГЗ-П	»	40—54	27—62	1,3	1,4
Энарит	28—25	0,09	0,12	0,07		+0,8	-0,4	+1,1	-1,8	НП	К	212—367	133—384	1,5	—
Тиманнит (с S)	27					+2,8	+0,4			Н	Нет	—	—	—	—

Минерал	R, % при λ 590 нм*	Двуотражение при λ нм				Частные дисперсии**				Цвет в белом свете***	Внутренние рефлексы***	Твердость по микровдавливанию H, кгс/мм²		Коэффициенты анизотропии	
		ΔR отн. (в долях единицы) при			ΔR=0, R%/λ/нм	R (или R <sub>g</sub> ) %		R <sub>p</sub> , %				измеренная	литературные данные	K' <sub>H1</sub>	K' <sub>H2</sub>
		460 нм	590 нм	660 нм		R <sub>460</sub> -R <sub>540</sub>	R <sub>510</sub> -R <sub>660</sub>	R <sub>460</sub> -R <sub>510</sub>	R <sub>590</sub> -R <sub>660</sub>						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Бриартит . . . . .	27					-1,8	-			Н	Нет	-	-	-	-
Гутчинсонит . . . . .	27-26					-	-			НГ	К	170-171		-	-
Фаматинит . . . . .	27-25	0,04	0,09	-		-0,8	-	+0,5	-	ПЖ	Нет	315-357	205-397	-	1,5
Станноидит . . . . .	27-23	0,16	0,12	0,02	29/670	-2,7	-2,0	-2,5	-5	Ж	»	-	232-271	-	-
Аурипигмент . . . . .	27-18	0,28	0,33	0,33		+3	+0,5	+4	+0,3	Н	Ж	26-33	22-58	-	-
Прустит . . . . .	26-23	0,11	0,12	0,12		+5	+1,1	+5	+1,0	НГ	К	-	75-187	1,4	1,4
Куприт . . . . .	25					+4,7	+1,5			НГ	К	192-210	179-218	-	-
Онофрит . . . . .	25					+1,6	0,0			Н	Нет	-	-	-	-
Индит . . . . .	25					+1,1	+0,8			Н	»	293-325	-	-	-
Кёстерит . . . . .	25					-0,4	-0,2			Н	»	292-325	-	-	-
Окартит . . . . .	25-24	0,05	0,06	-		+0,2	-	+0,4	-	Н	»	-	-	-	-
Аргиродит . . . . .	24					+0,8	-0,2			Н	»	159-178	-	-	-
Канфилдит . . . . .	24					+2,0	-0,1			Н	»	105-133	-	-	1,3
Берцелианит . . . . .	24					+1,5	+4			Г	»	30-42	26-29	-	-
Метациннабарит . . . . .	24					+1,3	+0,1			Н	»	74-86	73-86	-	-
Борнит . . . . .	24					-3	-5			РЖ	»	84-133	68-124	-	-
Джерфшерит . . . . .	24					-4	-1,6			Кр	»	155-193	-	-	-
Вакабаяшилит . . . . .	24-21	0,09	0,13	0,13		+2,8	+0,5	+3	+0,6	Н	Ж	-	-	-	-
Галхаит . . . . .	23					+3,0	+0,8			НГ	Ж-К	171-205	-	-	1,2
Галлит . . . . .	23					+0,8	+0,4			Н	Нет	405-460	446-471	1,1	1,1
Германит . . . . .	23					+0,5	-2,9			ЖР	»	348-458	372-450	-	-
Алабандин . . . . .	22					+1,9	+0,3			Н	З-Б	140-156	129-266	-	-
Рокезит . . . . .	22					+1,3	-0,2			Н	Нет	-	241	-	-
Графит . . . . .	22-7	0,66	0,68	0,70		-1,3	-1,5	-0,3	0,0	Кр	»	7-12	7-12	-	-

Валлерит . . . . .	21-12	0,06	0,42	0,50	12/450	-6	-3	-0,1	0	Кр-Н	Нет	50-93	30	1,4	1,4
Ковеллин . . . . .	21-4	0,57	0,83	0,75	24/685	+5	0	+6	-2,0	Г	»	77-90	59-129	-	-
Реальгар . . . . .	20-18	0,14	0,08	0,09		+3	+0,2	+2,0	+4,0	НГ	К	50-57	47-60	-	-
Магнетит . . . . .	21					+0,1	-0,5			Кр	Нет	364-585	-	-	1,2
Гриноцит . . . . .	19					-0,1	+0,8			Н	Ж	52-91	-	-	1,5
Ферберит . . . . .	19-17	0,09	0,10	0,08		0	+0,1	+0,1	-0,2	Н	К	260-412	387-418	-	-
Риккардит . . . . .	18-14	0,28	0,21	0,36	18/610	+10	-4	+10	-20	ПК-ПГ	Нет	161-266	-	1,2	1,5
Сфалерит (Fe-14,24)	17					+1,1	+0,1			Н	Б	161-189	-	-	1,1
Алмаз . . . . .	17					+0,2	+0,1			Н	Б	-	10 000	-	-
Уранинит . . . . .	16					+0,9	+0,1			Н	Б	782-839	625-929	-	-
Сфалерит (Fe-0,28)	16					+0,8	+0,3			Н	Ж-Б	157-174	-	-	1,1
Настуран . . . . .	15					+0,4	-0,1			Н	Б	-	673-803	-	-
Гюбнерит . . . . .	15-13	0,13	0,11	0,11		+1,2	+0,2	+1,0	+0,2	Н	К	300-496	-	-	-
Умангит . . . . .	15-12	0,08	0,22	0,24	22/425 16/625	+3	-0,8	+5	-10	П-НГ	Нет	77-108	77-112	-	1,3
Сера . . . . .	15-11	0,29	0,29	0,27		-0,4	-0,1	-0,3	-0,2	Н	Ж	24-35	30-66	-	-
Касситерит . . . . .	13-11	-	0,17	0,17		-	+0,5	-	+0,5	Н	Б	731-1528	811-1533	-	1,1
Шеелит . . . . .	10					0	-0,1			Н	Б	392-412	285-464	-	-
Ильваит . . . . .	10-7	0,11	0,27	0,35		-0,1	+0,1	+0,8	+0,9	Р-Г	К	614-1050	708-1055	-	-
Коффинит . . . . .	9					+0,1	0			Н	Б	-	236-333	-	-

\* Для анизотропных двуотражающих минералов приведены значения R<sub>g</sub> и R<sub>p</sub>, полужирным шрифтом выделены значения R изотропных минералов и постоянные значения R минералов одноосных.

\*\* Знак при частной дисперсии указывает направление наклона кривой; положительный соответствует нормальной дисперсии, отрицательный — аномальной. Проверк в графе означает отсутствие данных.

\*\*\* Степень проявления эффектов показана шрифтом (полужирно обозначены цвета, выраженные отчетливо и внутренние рефлексы, заметные уже в воздухе). Для минералов с цветным двуотражением цвета показаны в двух положениях R<sub>g</sub> и R<sub>p</sub>. Тональность цвета обозначена буквами: К — красный, Кр — коричневый, Р — розовый, П — пурпурный (сиреневый, фиолетово-розовый), Ж — желтый (кремовый), З — зеленый, Г — голубой, ЖР — кремво-розовый, ЗЖ — зеленовато-кремовый, ЗКр — зеленовато-коричневый, ГЗ — голубовато-зеленоватый, ПК (ПГ) — пурпурный с преобладанием красной (голубой) составляющей. Минералы бесцветные обозначены буквой Н (нейтральный серый или белый тон); НГ, НЖ, НЗ, НКр, НП — минералы с очень слабыми не всегда проявляющимися оттенками; Б — бесцветные и бурые внутренние рефлексы.

### III.

## ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ

### СИСТЕМАТИЗАЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Материалы, полученные авторами по исследованию коэффициентов отражения рудных минералов, подтверждают существование известной уже давно (Ramdohr, Schneiderhöhn, 1931; Phillips, 1934) зависимости интенсивности отражения от химической природы минералов. Самыми высокими значениями коэффициентов отражения (выше 60%) характеризуются самородные металлы и интерметаллические соединения; несколько меньшие значения  $R$  (45%—60%) имеют сульфиды и арсениды железа, кобальта, никеля; умеренные и в большинстве случаев близкие коэффициенты отражения (30%—40%) свойственны группе сульфосолей; все окислы имеют невысокую отражательную способность (ниже 30%).

По мере накопления материалов по спектрам отражения авторы постоянно убеждались в существовании и более тесной закономерной зависимости кривых дисперсии  $R$  от кристаллохимических особенностей минералов: так, у большинства изоструктурных минералов с родственными химическими составами обнаруживается большое сходство (нередко геометрическое подобие) спектральных кривых. Поэтому систематизацию изученных минералов авторы осуществляли по кристаллохимическому принципу (использовавшемуся А. С. Поваренных для общей классификации минеральных видов (178) и по возможности стремились к более тесному объединению изоструктурных и структурно близких минералов. Такой подход к расположению материала позволил в ряде случаев уточнить состав групп родственных минералов, а также положение отдельных групп в общей классификации.

В предлагаемом авторами варианте систематизации группировки минералов отличаются от принятых в современных руководствах по минералогии. Сульфиды и селениды авторы рассматривают вместе с изоструктурными с ними соединениями из группы теллуридов, исходя из большой близости оптических и других физических характеристик этих минералов; в самостоятельный раздел обособлены сульфосоли. Кислородные соединения из-за малочисленности изученных объектов не систематизированы и описаны в значительной мере формально.

# Список (систематика) изученных минералов<sup>1</sup>

## 1. Простые вещества и интерметаллические соединения

$\left\{ \begin{array}{l} \text{Золото Au} \\ \text{Серебро Ag} \end{array} \right\}$	твердые растворы	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Теллур Te} \\ \text{Селен (синтет.) Se} \\ \text{Сера S}_8 \end{array} \right\}$
$\left\{ \begin{array}{l} \text{Медь Cu} \\ \text{Витнеит}^2 \text{ (Cu, As)} \\ \text{Свинец Pb} \\ \text{Железо Fe} \end{array} \right\}$		$\left\{ \begin{array}{l} \text{Альгодонит Cu}_{6-7}\text{As} \\ \text{Домейкит Cu}_3\text{As} \\ \text{Коутекит Cu}_5\text{As}_2 \end{array} \right\}$
$\left\{ \begin{array}{l} \text{Висмут Bi} \\ \text{Сурьма Sb} \\ \text{Мышьяк As} \end{array} \right\}$		$\left\{ \begin{array}{l} \text{Брейтгауптит NiSb} \\ \text{Никелин}^3 \text{ NiAs} \\ \text{Маухерит Ni}_{11}\text{As}_8 \\ \text{Купростибит Cu}_2\text{Sb} \end{array} \right\}$

## 2. Висмутиды, антимониды, арсениды. Теллуриды, селениды, сульфиды

### А. Координационные и каркасные

	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Монтбрейит Au}_2\text{Te}_3 \\ \text{Калаверит AuTe}_2 \\ \text{Креннерит (Au, Ag)Te}_2 \\ \text{Сильванит AgAuTe}_4 \\ \text{Костовит CuAuTe}_4 \\ \text{Петцит Ag}_3\text{AuTe}_2 \end{array} \right\}$	Халькогениды ртути	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Колорадоит HgTe} \\ \text{Тиманнит HgSe} \\ \text{Онофрит Hg(Se, S)} \\ \text{Метациннабарит HgS} \end{array} \right\}$
Халькогениды серебра	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Гессит Ag}_2\text{Te} \\ \text{Науманнит Ag}_2\text{Se} \\ \text{Акантит Ag}_2\text{S} \\ \text{Агвиларит Ag}_4\text{SeS} \\ \text{Крукесит (Cu, Tl, Ag)}_2\text{Se} \\ \text{Берцелианит}^4 \text{ Cu}_2\text{Se} \\ \text{Штрмейерит CuAgS} \\ \text{Макинстриит Cu}_{0,8}\text{Ag}_{1,2}\text{S} \end{array} \right\}$		$\left\{ \begin{array}{l} \text{Галхаит HgAsS}_2 \\ \text{Гриноцит CdS} \\ \text{Борнит Cu}_5\text{FeS}_4 \\ \text{Талнахит CuFeS}_2 \\ \text{Халькопирит CuFeS}_2 \\ \text{Галлит CuGaS}_2 \\ \text{Рокезит CuInS}_2 \\ \text{Эскеборнит CuFeSe}_2 \end{array} \right\}$
Халькогениды свинца	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Матильдит AgBiS}_2 \\ \text{Алтаит PbTe} \\ \text{Клаусталит PbSe} \\ \text{Галенит PbS} \\ \text{Алабандин MnS} \\ \text{Сфалерит (Zn, Fe)S} \end{array} \right\}$	Гр. пирротина	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Троилит FeS} \\ \text{Пирротин Fe}_{7+x}\text{S}_8 \\ \text{Клинопирротин Fe}_7\text{S}_8 \\ \text{Пентландит (Ni, Fe)}_9\text{S}_8 \\ \text{Виоларит FeNi}_2\text{S}_4 \\ \text{Грейгит Fe}_3\text{S}_4 \\ \text{Индит FeIn}_2\text{S}_4 \\ \text{Джерфишерит K}_3\text{CuFe}_{12}\text{S}_{14} \end{array} \right\}$
		Гр. тиношпнцели	

<sup>1</sup> Фигурной скобкой объединены кристаллохимически родственные минералы. Курсивом выделены разновидности минералов.

<sup>2</sup> Описан вместе с интерметаллическими соединениями Cu—As (альгодонитом и др.).

<sup>3</sup> Никелин условно помещен в группу интерметаллических соединений, в связи со сходством с брейтгауптитом и маухеритом.

<sup>4</sup> Описан в группе халькогенидов меди.

## Б. Островные

Пирит  $\text{FeS}_2$   
 { Кобальтин  $\text{CoAsS}$   
 Герсдорфит  $\text{NiAsS}$   
 Ульманит  $\text{NiSbS}$   
 { Фробергит  $\text{FeTe}_2$   
 Ферроселит  $\text{FeSe}_2$   
 Марказит  $\text{FeS}_2$

Нисбит  $\text{NiSb}_2$   
 { Лёллингит  $\text{FeAs}_2$   
 Глаукопирит  $(\text{Fe, Co})\text{As}_2$   
 Саффорит  $(\text{Co, Fe})\text{As}_2$   
 { Гудмундит  $\text{FeSbS}$   
 Арсенопирит  $\text{FeAsS}$

## В. Цепные

Миллерит  $\text{NiS}$   
 { Висмутин  $\text{Bi}_2\text{S}_3$   
 Антимонит  $\text{Sb}_2\text{S}_3$   
 Бетехтинит  $\text{Cu}_{21}\text{Pb}_2\text{S}_{15}$   
 Джекказганит  $\text{CuReS}_4(?)$

Рагинит  $\text{TlFeS}_2$   
 Киноварь<sup>1</sup>  $\text{HgS}$   
 Вакабаяшилит  $(\text{As, Sb})_2\text{S}_3$   
 Реальгар<sup>2</sup>  $\text{As}_4\text{S}_4$

## Г. Слоистые

{ Мелонит  $\text{NiTe}_2$   
 Киткаит  $\text{NiSeTe}$   
 Волинскит<sup>3</sup>  $\text{AgBiTe}_2$   
 Теллуrowисмутит  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$   
 { Жозеит А  $\sim \text{Bi}_4\text{TeS}_2$   
 Жозеит Б  $\sim \text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$   
 Тетрадимит  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$   
 { Вулканит  $\text{CuTe}$   
 Риккардит  $\sim \text{Cu}_3\text{Te}_2$   
 Умангит  $\text{Cu}_3\text{Se}_2$   
 Клокманнит  $\text{CuSe}$   
 Ковеллин  $\text{CuS}$

Теллуриды висмута

Халькогениды меди

Нагиагит  $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te, Sb})_4\text{S}_{5-8}$   
 Халькоталлит  $\text{Cu}_3\text{TlS}_2$   
 { Молибденит  $\text{MoS}_2$   
 { Тунгстенит  $\text{WS}_2$

{ Макиनावит  $\text{FeS}$   
 Валлериит  
 $\text{CuFeS}_2[(\text{Mg, Fe, Al}) \times$   
 $\times (\text{OH})_{2-3}]$   
 { Гетчелит  $\text{SbAsS}_3$   
 { Аурипигмент  $\text{As}_2\text{S}_3$

## 3. Сульфосоли

### А. Координационные

{ Станнин  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$   
 Кёстерит  $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$   
 { Окартит  $\sim \text{Ag}_2\text{FeSnS}_4$   
 Бриартит  $\text{Cu}_2(\text{Zn, Fe})\text{GeS}_4$   
 Станноидит  $\text{Cu}_5(\text{Fe, Zn})_2\text{SnS}_8$   
 Идаит  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6(?)$

{ Сульванит  $\text{Cu}_3\text{VS}_4$   
 Арсеносульванит  
 $\text{Cu}_3(\text{As, V})\text{S}_4$   
 { Тетраэдрит  
 $\text{Cu}_{10}(\text{Zn, Fe, Cu})_2(\text{Sb, As})_4\text{S}_{13}$   
 Фрейбергит  
 $(\text{Cu, Ag})_{10}(\text{Zn, Fe, Cu})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$   
 Швацит  
 $(\text{Cu, Hg})_{10}(\text{Zn, Fe})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$

<sup>1</sup> Описана вместе с другими халькогенидами ртути.

<sup>2</sup> Структура молекулярная кольцевая, к группе цепных отнесен условно.

<sup>3</sup> К слоистым отнесен условно на основании сходства с теллуrowисмутитом.

{ Реньерит  $\sim \text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{GeS}_8$   
 { Моусонит  $\sim \text{Cu}_7\text{FeSnS}_8$   
 { Колусит<sup>1</sup>  $\sim \text{Cu}_8(\text{As}, \text{V}, \text{Sn})\text{S}_8$   
 { Германит  $\sim \text{Cu}_6\text{FeGeS}_8$   
 { Аргиродит  $\text{Ag}_8\text{GeS}_6$   
 { Канфильдит  $\text{Ag}_8\text{SnS}_6$   
 { Энаргит  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
 { Люционит  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
 { Фаматинит  $\text{Cu}_3\text{SbS}_4$   
 Синнерит  $\text{Cu}_6\text{As}_4\text{S}_9$   
 Лаутит  $\text{CuAsS}$

| Теннантит  
 |  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$   
 | Hg-теннантит  
 |  $(\text{Cu}, \text{Hg})_{10}\text{Zn}_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$   
 Акташит  $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_5\text{S}_{12}$   
 { Пираргирит  $\text{Ag}_3\text{SbS}_3$   
 { Прустит  $\text{Ag}_3\text{AsS}_3$   
 Стефанит  $\text{Ag}_5\text{SbS}_4$   
 { Полибазит  $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$   
 { Пирсеит  $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$   
 { Геокронит  $\text{Pb}_5(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_8$   
 { Иорданит  $\text{Pb}_5(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_8$   
 Плагинит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$

### Б. Ценные

Айкинит  $\text{CuPbBiS}_3$   
 { Бурнонит  $\text{CuPbSbS}_3$   
 { Зелигманнит  $\text{CuPbAsS}_3$   
 Овихиит  $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$   
 Менегинит<sup>2</sup>  $\text{CuPb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{24}$   
 Буланжерит<sup>2</sup>  $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$   
 Джемсонит<sup>2</sup>  $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$   
 Цинкенит<sup>2</sup>  $\text{PbSb}_2\text{S}_4$

Халькостибит  $\text{CuSbS}_2$   
 Бертьерит  $\text{FeSb}_2\text{S}_4$   
 Ливингстонит  $\text{HgSb}_4\text{S}_8$   
 Врбаит  $\text{Tl}_4\text{Hg}_3\text{Sb}_2\text{As}_8\text{S}_{20}$   
 Гутчинсонит  
 $\text{Ag}_2(\text{Pb}, \text{Tl})\text{As}_{10}\text{S}_{17}(\text{?})$   
 Лорандит<sup>3</sup>  $\text{TlAsS}_2$

### 4. Окислы и кислородные соли

Куприт  $\text{Cu}_2\text{O}$   
 Магнетит  $\text{Fe}_3\text{O}_4$   
 Маггемит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$   
 Гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

Касситерит  $\text{SnO}_2$   
 Уранинит  $\text{UO}_2$   
 Настуран  $\text{UO}_{2+x}$   
 Коффинит  $\text{U}(\text{SiO}_4)(\text{OH})_4$   
 Вольфрамит гр.  
 (Mn, Fe)WO<sub>4</sub>  
 Шеллит  $\text{CaWO}_4$   
 Ильваит  
 $\text{CaFe}_2^* \text{Fe}^{***}[\text{OH}/\text{O}/\text{Si}_2\text{O}_7]$

Креднерит  $\text{CuMnO}_2$

## ПОЯСНЕНИЯ К ОПИСАНИЮ МИНЕРАЛОВ

Наиболее существенные различия в структурах спектров отражения рудных минералов, как было показано выше, наблюдаются в областях собственного поглощения, которые у большинства твердых веществ располагаются за пределами видимого спектра. Однако в узком диапазоне видимой области, в которой осуществляются визуальные наблюдения минералов в полированных шлифах, кривые дисперсии коэффициентов отражения, несмотря на свою относительную простоту, в большинстве случаев достаточно индивидуальны. Как показывает опыт работы авторов, рудные минералы, за небольшими исключениями, с помощью кривых дисперсии  $R$  определяются вполне

<sup>1</sup> Описан вместе с сульванитом и арсеносульванитом.

<sup>2</sup> Описан в группе сульфoантимонитов свинца.

<sup>3</sup> Вероятно, слоистый; врбаит и гутчинсонит описаны после лорандита.

однозначно. Поэтому кривые дисперсии должны рассматриваться как наиболее надежная основа правильной диагностики, в особенности для очень мелких включений минералов<sup>1</sup>. Так как это замечание относится ко всем минералам, мы еще раз обращаем на него внимание здесь, и не повторяем при весьма кратких описаниях каждого минерала; из этих же соображений не обсуждаются и вопросы сходства и различий в спектрах отражения минералов. Результаты измерений коэффициентов отражения в этом разделе приводятся в наглядной графической форме, наиболее удобной для любых сопоставлений и выводов. Как упоминалось в первом методическом разделе, для значительной части минералов на графиках показана только одна кривая, так как при близком совпадении результатов измерения по техническим причинам выполнения чертежей невозможно было показать несколько одинаковых кривых. По этой же причине на графиках и в таблицах 2 и 5 приводятся результаты измерения образца только одного месторождения. Другие образцы этого минерала (для которых выполнялись измерения  $R$ ) указаны в перечне изученного материала. Спектры отражения по одному прибору сообщаются также для большинства изоструктурных минералов, описываемых вместе, и кривые дисперсии  $R$  которых для удобства анализа рассматриваются в совмещенных графиках.

Данные других авторов по измерениям  $R$ , опубликованные в последние годы, показаны на графиках соответствующих минералов.

Порядок описания минералов соответствует приведенной выше систематике. Описания минералов построены по единому плану. Для каждого минерала сообщается необходимый минимум сведений справочного характера, который может помочь в осмысливании и сопоставлении результатов исследований спектров отражения, а именно: химический состав, сингония, параметры решетки<sup>2</sup>. Так как с формой кривых дисперсии  $R$  в видимой области спектра непосредственно связано визуальное восприятие цвета минерала и эффектов анизотропии, для минералов даются приближенные качественные оценки отражательной способности, цветовой тональности, эффектов анизотропии в параллельных и скрещенных николях, а также сведения о степени проявления и цвете внутренних рефлексов.

В конце раздела «Микроскопия» или в специальной рубрике, следующей после микроскопии, сообщаются отличительные особенности минерала. Сходство и различия в спектрах отражения практически не обсуждаются, так как в большинстве случаев они достаточно очевидны из приводимых графиков. Главное внимание в этом разделе акцентируется на визуальных признаках отличия или просто перечисляются минералы, за которые в разных ситуациях может быть принят описываемый минерал.

Для минералов, изучавшихся детальнее других, и для минералов очень редких, диагностика которых вызывает наибольшие затруднения, приводятся более развернутые описания. Условия нахождения в природе редких минералов освещаются более детально, так как парагенетическая ассоциация во многих случаях определяет круг возможных минералов.

<sup>1</sup> В случае очень мелких включений не всегда может быть отобрана проба для рентгенометрического микроанализа.

<sup>2</sup> Пространственная группа и параметры решетки (в Å) приводятся по справочнику Х. Штрунца (509); химические составы минералов даются в вес. %.

Все теллуриды, хотя они и относятся к минералам редким и труднодиагностируемым, описаны кратко, так как детальные сведения о них были опубликованы в специальном руководстве, изданном в 1969 г. (22).

В процессе настоящего исследования измерение коэффициентов отражения теллуридов проводилось на четырех приборах («Блеск», ПООС, ФМЭ, ПИОР) в основном на базе той же коллекции образцов, которая использовалась и при составлении руководства. При этом полученные ранее на визуальном приборе ОКФ спектральные кривые были уточнены; обнаруженные расхождения в абсолютных величинах  $R$  вызваны главным образом различиями в принятых значениях  $R$  использованных эталонов. В основу расчетов новых спектров были положены значения  $R$  кремния. При фотометрировании прибором ОКФ за образец сравнения принимался галенит, значения  $R$  которого рассчитывались по оптическим константам ( $n$ ,  $x$ ), полученным Г. Хорном. При всех длинах волн эти значения для галенита оказались на 2—3% выше, по сравнению с результатами измерений по кремнию. Вследствие завышений величины  $R$  эталона (галенита) систематически завышенными оказались и коэффициенты отражения всех теллуридов, как и других минералов, образующихся на ОКФ (60, стр. 106).

Сведения об образцах, изученных авторами, приводятся в конце описания минерала, в рубрике изученного материала. Здесь перечисляются месторождения, образцами руд которых располагали авторы; курсивом выделены образцы (месторождения), кривые дисперсии  $R$  которых в графической форме изображены на рисунках и приведены в сводных таблицах 2 и 6; для этих образцов сообщаются результаты исследований химического состава.

В список литературы включены в основном работы<sup>1</sup> последних лет, представляющие интерес в отношении характеристики оптических свойств (полужирный шрифт), измерений твердости по микровдавливанию (номера со звездочкой) и условий нахождения минералов в природе. Более полная библиография приводится для минералов редких и мало известных. Чтобы избежать повторений, в ссылках по минералам не указываются основные справочные руководства П. Рамдора (184), Х. Штунца (266, 509), И. С. Волынского (57, 60), И. Костова (120), Айтенобардта (530), в которых детально рассматриваются все важнейшие проблемы изучения рудного вещества и которые имеют поэтому отношение ко всем минералам; по теллуридам также работы Н. Д. Синдеевой (204) и М. С. Безсмертной и др. (22) и методическое руководство по микротвердости С. И. Лебедевой (132).

## ПРОСТЫЕ ВЕЩЕСТВА (ЭЛЕМЕНТЫ) И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

**Медь Cu, серебро Ag, золото Au, купроаурид (Au<sub>2</sub> Cu), амальгама серебра (Ag, Hg), кюстелит (Ag, Au)**

Самородные металлы этой группы и их интерметаллические соединения изоструктурны; куб. с  $O_h^5$ - $Fm\bar{3}m$ ;  $a_0$  соответственно для Cu, Ag, Au: 3,6153, 4,0783, 4,0856,  $z=4$ .

<sup>1</sup> Ссылки на литературу приводятся под соответствующими порядковыми номерами общего списка.

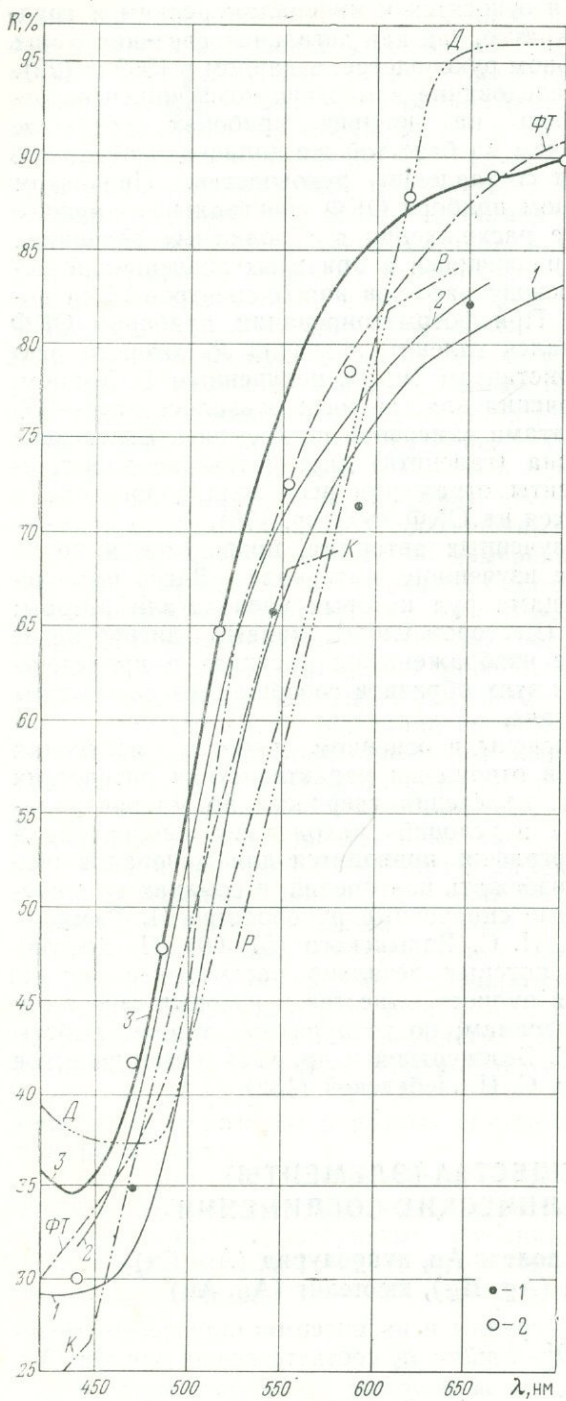


Рис. 1. Спектры отражения золота:

1 — «Блеск»; 2 — ПООС; 3 — ФМЭ; литературные данные: ФТ (239), К (115), Р (184), Д (351), 1 — Муратов (162), 2 — Кайе, Цервей (318)

Вследствие лантанидного сжатия размеры атомов Au и Ag одинаковы, поэтому металлы неограниченно изоморфны. Природное золото обычно содержит серебро в количестве 5—30%; отношение  $\frac{Au}{Au+Ag} \cdot 1000$

принято называть пробой золота, медь образует эвтектику с Ag и Au. В последнем ряду известны интерметаллические соединения — купроаурид ( $Au_2Cu$ ) и ауруприд ( $AuCu_3$ ), из которых первое встречается в природе (Минералы, т. 1).

Примесями являются: в золоте — Hg, Cu, Pt, Ir, Pd, Rh, в серебре — Cu, Hg, As (?), в меди — As.

Разновидности золота — электрум (Ag > 30%), порпечит (Pd — 8—11%), купроаурид (Cu = 21%), бисмутоаурид (Bi до 4%), родит (Rh до 30%). Разновидности серебра — кюстелит (Au — 15—25%), амальгама серебра (Hg до 30%), анимикит (Sb ~ 10%), чилениит (Bi до 5%)<sup>1</sup>. Разновидности меди — витнеит (до 2% As).

**Микроскопия.** Описываемые самородные элементы являются самыми высокоотражающими минералами. Золото имеет насыщенный желтый цвет, серебро и кюстелит — нейтрально белые, медь и купроаурид в свежотполированном шлифе — насыщенно розовые. Изотропны. Внутренних

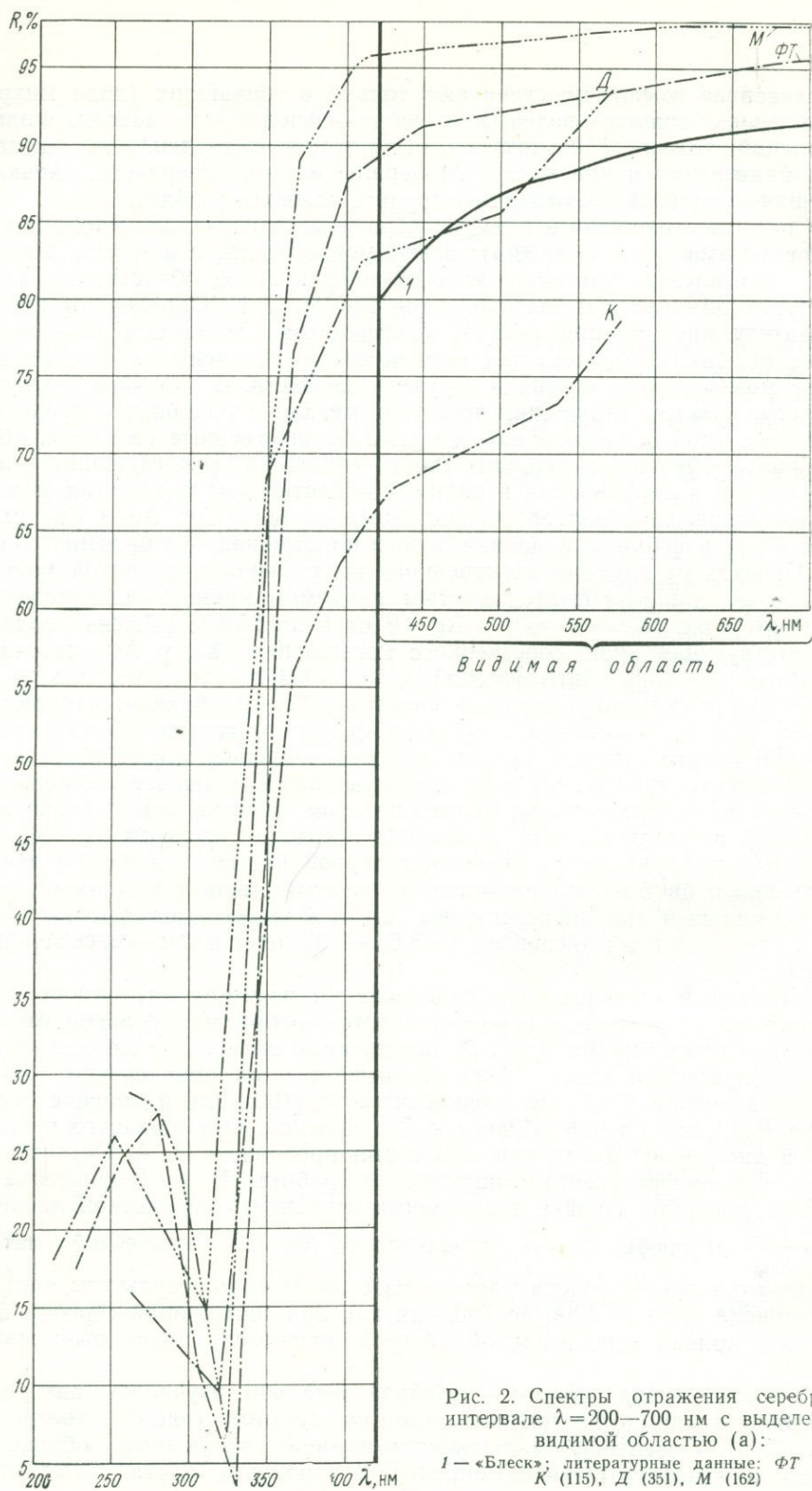
<sup>1</sup> Из перечисленных разновидностей золота и серебра в коллекции авторов имелись только электрум, купроаурид и кюстелит, поэтому другие не описываются.

рефлексов не имеют, просвечивают только в тончайших (доли микрона) пленках: золото — зеленым, серебро — фиолетовым цветом. Форма выделений обычно ксеноморфная; реже встречаются дендриты, скелетные образования и кристаллы. Минералы низкой твердости, ковкие, хорошая полировка достигается с трудом, особенно у золота.

Спектры отражения золота, серебра и меди изучались многими исследователями (рис. 1, 2, 3, 4): в видимой области, в широком диапазоне — от далекого ультрафиолета до инфракрасной области; при температурах обычных (комнатных), при 290° и 77° К. Определены также показатели преломления ( $n < 1$ ), коэффициенты экстинкции ( $k$  — очень большие). Таким образом, для этих металлов получены данные, по которым можно судить о зонной структуре веществ. В широком диапазоне частот спектры отражения всех трех металлов подобны; в пределах только видимой области обнаруживаются существенные различия, обусловленные смещением границы (края) собственного поглощения у золота и меди в направлении к видимой области. Как и у других типичных металлов, глубина собственного поглощения у Ag, Au и Cu находится в ультрафиолете, основная полоса поглощения — в видимой области. Переход от глубины собственного поглощения к основной полосе поглощения характеризуется крутым подъемом кривой дисперсии  $R$ , особенно резко выраженным у Ag ( $R$  от 5 до 95%). Длина волны, соответствующая краю собственного поглощения ( $\lambda$ ), у Ag отвечает ~380 нм (ближний ультрафиолет), у Au ~550 нм (желтый спектр), у Cu — 600 нм (красно-оранжевый спектр). Таким образом, как видно на рис. 1, 2, 3, в видимом спектре у Ag располагается область сравнительно пологого плато максимального отражения, что и обуславливает нейтральный (белый) цвет и самую высокую из всех минералов отражательную способность; золото на этом участке имеет резко выраженный аномальный тип дисперсии с самым высоким (—36) из известных для минералов значением первой частной дисперсии, соответственно и цвет золота насыщенный желтый; медь также имеет резкий аномальный тип дисперсии, но для нее характерны высокие значения обеих частных дисперсий (—8,6; —13), цвет меди — насыщенный розовый.

Некоторые исследователи на основании изучения зависимости изменения коэффициента отражения золото-серебряных сплавов от содержания в них серебра (рис. 5) предложили оптические методы определения пробности золота. Они основывались на определении абсолютных значений  $R$  в сине-зеленой области (162) или на оценке отношения  $R$  в сине-зеленой области к  $R$  в красной, выражающего наклон кривой дисперсии. Последний метод был предложен И. А. Островским (169), дальнейшее развитие получил в работе П. С. Бернштейна и С. С. Козак (33). График зависимости относительной частной дисперсии  $\frac{R_{640}}{R_{480}}$  от пробы золота приводится на рис. 5. Оптический метод определения пробы золота дает достаточно точные результаты только в интервале проб от 1000 до 700, так как при содержании серебра более 30% кривая относительной частной дисперсии сильно выполаживается.

Твердость ряда «золото — серебро» детально изучалась авторами (13, 133). В результате по предлагаемому графику (рис. 6), построенному С. И. Лебедевой на основании изучения природных образцов, можно также ориентировочно определять пробность золота: с уменьше-



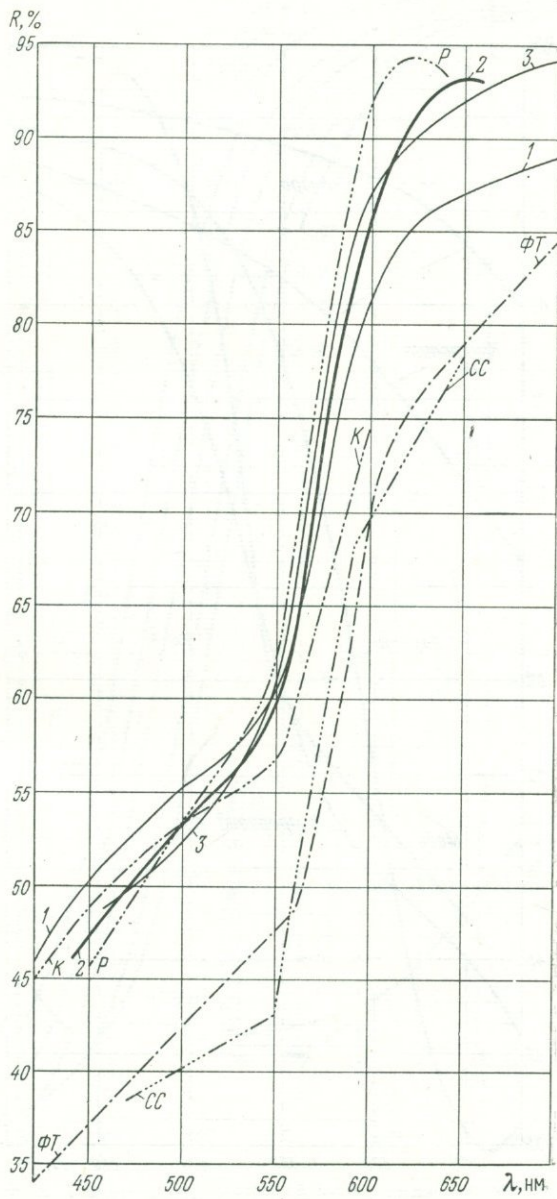


Рис. 3. Спектры отражения меди:

1 — «Блеск»; 2 — ПООС; 3 — ФМЭ; литературные данные:  
 ФТ (239), К (115), Р (479), СС (318)

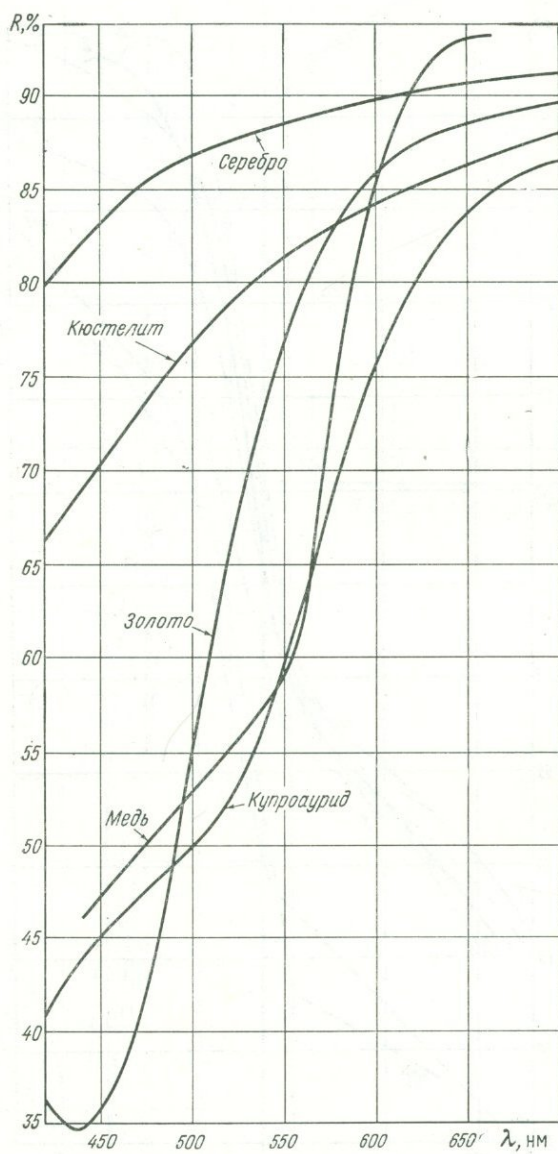


Рис. 4. Спектры отражения золота, серебра, меди, кюстелита, купроаурида

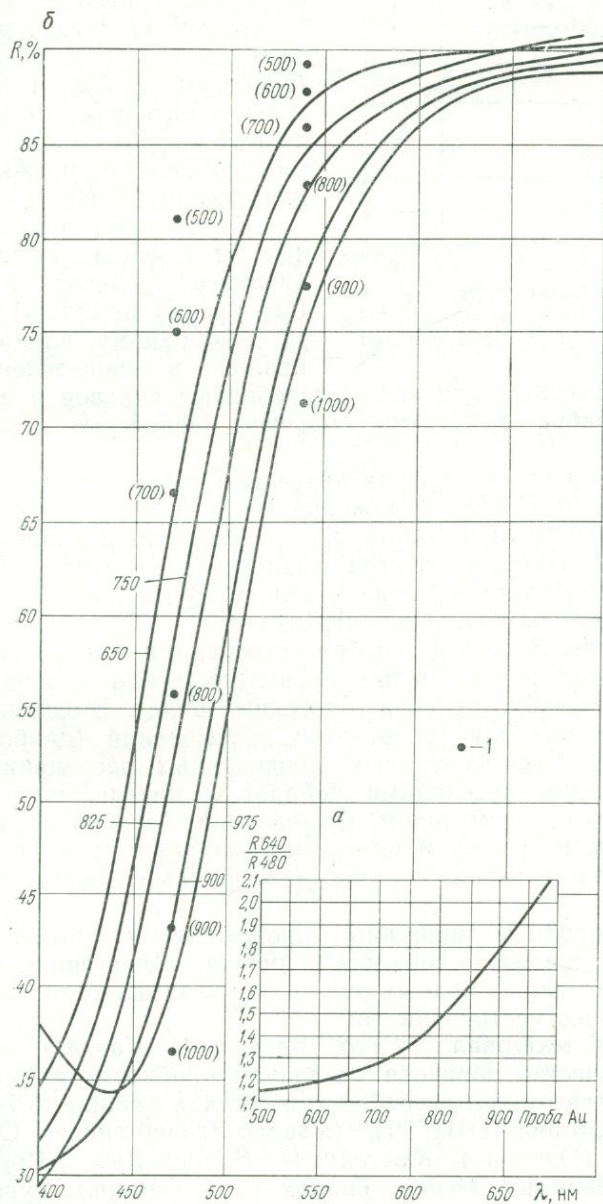


Рис. 5. Спектры отражения Au—Ag сплавов; измерены на ФМЭ (пробы 975, 900, 825, 750, 650); литературные данные:

1 (1000) — Fales (353, 530) для проб 1000, 900, 800, 700, 600, 500.

а График зависимости частной дисперсии  $\frac{R_{640}}{R_{480}}$  от пробы золота

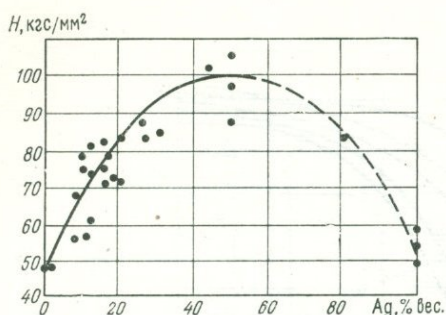


Рис. 6. Зависимость твердости от состава в изоморфном ряду «золото — серебро» (самородные металлы и сплавы)

спектра, характерный для золото-серебряных сплавов и золота; отличается от серебра несколько большей твердостью (кюстелит 75—85 кгс/мм<sup>2</sup>).

Купроаурид в шлифах визуально практически не отличим от меди самородной. Спектр отражения его (см. рис. 4) по абсолютным значениям ниже меди и золота самородного, но по характеру кривой в сине-зеленой области спектра аналогичен дисперсии  $R$  меди, а в желто-красной области — ближе к золоту. В литературе описан также палладиевый купроаурид  $(\text{Cu}, \text{Pd})_3\text{Au}_2$  (182).

**Нахождение.** Золото и серебро встречаются как в гипогенных, так и в гипергенных рудах, медь — преимущественно в зоне гипергенеза и только чрезвычайно редко в гипогенных рудах. Высокопробное золото характерно как для гипергенных образований (наиболее чистое), так и для высокотемпературных минеральных ассоциаций с арсенопиритом, пиритом, арсенидами кобальта и никеля, пирротином, кубанитом, висмутом, висмутином. Самородное серебро и низкопробное золото обычны в средне- и низкотемпературных рудах в ассоциациях с сульфосолями серебра, сурьмы, теллуридами золота, серебра, висмута, меди.

Медь самородная гипогенного происхождения обычно ассоциирует с арсенидами железа — кобальта — никеля, гипергенная — постоянный компонент окисленных медных руд и железных шляп колчеданных и полиметаллических месторождений.

**Изученный материал.** Золото. *Меградзор* (Кавказ) (см. рис. 1) и большое количество образцов различной пробности из многих месторождений, сплавы золото-серебряного состава (пробы 975—500), получены в лаборатории ЦНИГРИ. *Серебро* (гипергенное) Силвер Иселт (*Silber Iselt*) (Онтарио). *Кюстелит* — «*Валунистое*» (Корякское Нагорье), обр. Бермана. *Медь* — *Талнах* (Зап. Сибирь), Турьинские рудники (Урал). *Купроаурид* — *Чорух-Дайрон* (Ср. Азия); обр. Куличихиной, состав определен на рентгеноспектральном микроанализаторе (ЖХА-ЗА, ВИМС): ат. отн. Au:Cu=1:1; рентгеновски не изучался.

**Литература.** 13, 32, 33, 115, 116, 133\*, 134\*, 154, 162, 169, 173, 234, 318, 325\*, 397, 473\*, 479\*, 543\*.

#### Свинец Pb

Куб. с.  $O_h^5$  —  $Fm\bar{3}m$ ;  $a_0=4,95$ ,  $z=4$ . Изотипен с минералами группы золота.

**Микроскопия.** Свинец самородный высокоотражающий минерал.

После полировки на воздухе очень быстро тускнеет (особенно быстро при смачивании водой) и покрывается побежалостью. Цвет минерала нейтральный (белый); изотропен; иногда anomalно слабо анизотропен; очень мягкий, по относительному рельефу принадлежит к группе I (ниже галенита).

Спектр отражения был измерен на приборе «Блеск» (рис. 7). Полученные данные, возможно, несколько занижены из-за чрезвычайно быстрого окисления полированной поверхности свинца. В литературе (184) приведены значения  $R=62,1\%$  (для желтого света), вычисленные по  $n$  и  $x$ .

Спектр отражения свинца в видимой области имеет слабую дисперсию сложного типа с широкой депрессией и небольшими подъемами к ультрафиолетовой и инфракрасной областям.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Высокая отражательная способность в свежеприготовленных шлифах делает его сходным с серебром, но быстро возникающая побежалость, покрывающая поверхность, исключает возможность ошибки. Кроме того свинец имеет необычайно низкую твердость, повышенную ковкость.

**Нахождение.** Очень редкий минерал; наблюдался в марганцевых рудах архейских и протерозойских метаморфических толщ, в карбонатных прожилках в виде дендритовидных и скелетных кристаллов и зернистых масс. Обычно ассоциирует с эндогенными окислами марганца, галенитом, роданитом, манганюфиллитом. Известна находка гипергенного свинца в зоне цементации свинцовых руд.

**Изученный материал.** *Ланган Вермланд* (Langban Wermland) (Швеция), обр. 17/6, Горный Музей (см. рис. 7).

**Литература.** 17, 54, 295, 473\*, 543\*.

## Железо Fe

$\alpha$  Fe Куб. с.  $O_h^9 - Im\bar{3}m$ ;  $a_0=2,87$ ,  $z=4$ .

Обычная примесь — Ni, с которым железо образует серию твердых растворов и интерметаллическое соединение тэннит,  $NiFe_2$ .

**Микроскопия.** Высокоотражающий минерал нейтрального (белого) цвета, изотропен, без внутренних рефлексов. По относительному рельефу принадлежит к группе IV (ниже магнетита).

Спектр отражения (см. рис. 7) характеризуется слабо выраженным размытым минимумом в области 550—650 нм и плавным умеренным подъемом кривой дисперсии в красной и ближней инфракрасной областях спектра.

**Нахождение.** Относится к числу редких минералов. Встречается среди продуктов магматической дифференциации интрузий основного состава в виде характерных капелек или губчатых агрегатов с однородной ориентировкой или в виде зернистых агрегатов, в ассоциации с магнетитом, пирротинном. Единичные находки отмечались в битуминозных осадках и углях.

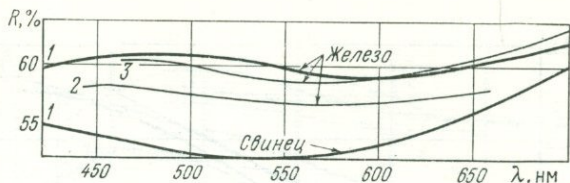


Рис. 7. Спектры отражения свинца и железа:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ

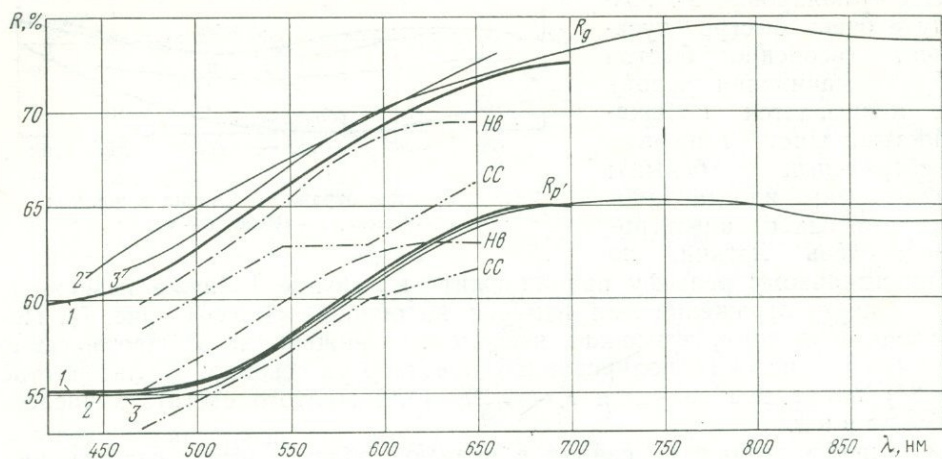


Рис. 8. Спектры отражения висмута:  
 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: *CC* (408), *Hb* (408, 530)

**Изученный материал.** *Курейка* (Вост. Сибирь), железо в диабазе (см. рис. 7).

**Литература.** 14, 71, 151, 210, 221, 325, 331, 543\*.

### Висмут Bi, сурьма Sb, мышьяк As

Триг. с.  $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$ . Изоструктурны; висмут, сурьма, мышьяк:  $a_0 = 4,56, 4,31, 3,78$ ,  $c_0 = 11,87, 11,29, 10,59$ ,  $z = 6$ .

От висмута к мышьяку уменьшаются атомные радиусы элементов и понижается степень проявления металлических свойств. Согласно Вертбладу, мышьяк и сурьма образуют три гомогенных фазы: мышьяк, сурьма и интерметаллическое соединение стибарсен  $AsSb$ . Алломонтит, выделявшийся ранее как самостоятельный минеральный вид, представляет тончайшую эвтектоидную смесь сурьмы, мышьяка и стибарсена.

**Микроскопия.** Все минералы группы имеют высокую, типичную для металлов отражательную способность (рис. 8, 9), одноосные отрицательные; эффекты анизотропии заметны в воздухе, внутренние рефлексы отсутствуют, по относительному рельефу принадлежат к группе I:  $H_{Bi} < H_{Sb} < H_{As}$ . Для всех характерны полисинтетические двойники и спайность по (0001), у сурьмы иногда наблюдаются треугольники выкрошивания, подобные галенитовым. Мышьяк, в отличие от сурьмы и висмута, на воздухе быстро тускнеет и покрывается плотным сажистым налетом.

Висмут — нежно-кремово-розоватый, двуотражение и анизотропия заметные, без цветных эффектов, однако в большинстве случаев выявляются с трудом вследствие обычной для висмута тонкозернистости и постоянно присутствующих дефектов полировки<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Висмут из-за очень низкой твердости всегда имеет отрицательный рельеф и тончайшую сеть царапин, вызывающих деполяризацию света.

Спектры отражения висмута имеют аномальный тип дисперсии с довольно крутым подъемом к красной области и широким максимумом при 700—850 нм.

Сурьма — нейтрального (белого) цвета с едва ощутимым зеленоватым оттенком. Двуотражение и эффекты анизотропии в скрещенных николях слабые, в sdвойникованных агрегатах более отчетливые. Тип дисперсии сложный с преобладанием нормальной ветви. По физическим диагностическим признакам сурьма очень похожа на алтаит, теллур, дискразит и другие Ag—Sb твердые растворы, с которыми часто встречается в едином парагенезисе.

Мышьяк — как и сурьма, нейтрального (белого) цвета; отражательная способность также высокая, но заметно ниже, чем у висмута и сурьмы. Двуотражение и анизотропия отчетливые, самые сильные в группе, с блеклыми цветными эффектами. Спектры отражения нормального типа с пологим профилем у  $R_g$  и крутым (в сине-зеленой области) у  $R_p$ .

У всех минералов группы намечается тенденция, наиболее очевидная у мышьяка, к сближению кривых  $R_g$  и  $R_p$  в фиолетовой области. Стибарсен по отражательной способности занимает промежуточное положение между сурьмой и мышьяком.

**Нахождение.** Наиболее широко распространен висмут. Он встречается в минеральных ассоциациях различных генетических типов: 1) в высокотемпературной с касситеритом, молибденитом, минералами вольфрама, арсенопиритом, 2) в среднетемпературной — с висмутином, сложными сульфосолями, арсенидами железа, никеля и кобальта.

Сурьма и мышьяк принадлежат к числу редких минералов, выделяющихся обычно в заключительные фазы процесса в условиях низких температур и давлений. В СССР самородная сурьма встречалась в золоторудных месторождениях Кулунджун (Калба) и Зодское (Армения) в ассоциации с антимонитом, бертьеритом, арсенопиритом, Чорх (Грузия) — с антимонитом, арсенопиритом, дискразитом, серебром самородным. Мышьяк описан в парагенезисе с минералами «благородной» серебро — висмут — кобальт — никель — урановой формации, а также с реальгаром, аурипигментом, антимонитом.

**Изученный материал.** Висмут — W — Мо месторождение Кара-Оба (Казахстан) (см. рис. 8). Галготайское (Забайкалье), сурьма — Боль-

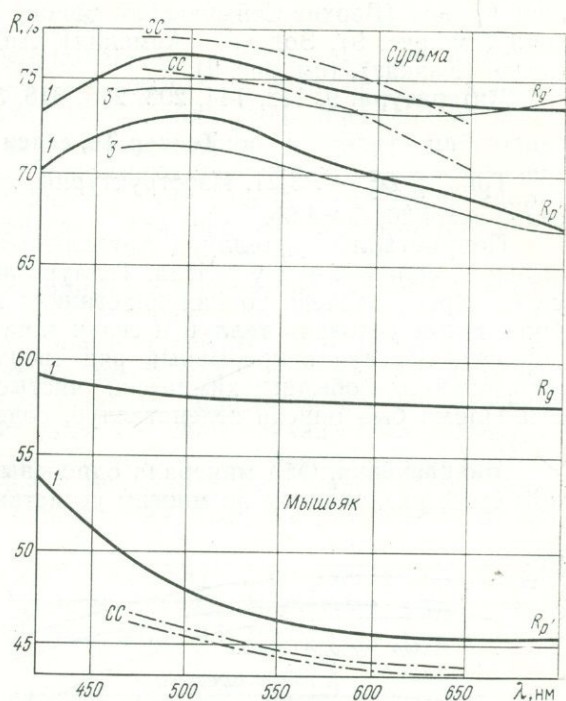


Рис. 9. Спектры отражения сурьмы и мышьяка: 1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: СС (318, 408, 530)

шой Каньон (Верхне-Сеймчанский район, Магаданская обл.), обр. Берзона (см. рис. 9), Зодское (Армения), Андреасберг (ФРГ); мышьяк — Садон (Кавказ), (см. рис. 9).

Литература. 9, 112, 144, 203, 255, 318, 343, 541, 470\*, 472, 473\*, 543\*.

### Теллур Te, селен Se

Триг. с.  $D_3^6$  —  $P3_221$ . Изоструктурны,  $z=3$ . Теллур  $a_0=4,46$ ,  $c_0=5,93$ ; селен  $a_0=4,36$ ,  $c_0=4,96$ .

Полуметаллы; у теллура металлические свойства проявлены значительно сильнее, чем у селена. Теллур оловянно-белый, непрозрачный, селен серый, в очень тонких пластинках просвечивает красным. В лабораторных условиях теллур и селен могут смешиваться в любых пропорциях, образуя непрерывный ряд твердых растворов. В природных образованиях обычны химически чистые разности, хотя в руднике Эль-Пломо был описан селенотеллур, содержащий Te 70,7%, Se 29,3% (204).

**Микроскопия.** Оба минерала одноосные положительные; в отраженном свете различаются по многим свойствам; в мелких выделениях теллур сходен с атлаитом и сурьмой, селен очень похож на тенорит. Относительный рельеф очень низкий (1 гр.);  $H$  теллуридов золота  $>H$  Te  $>H$  сильванита, клаусталита  $>H$  селена.

Теллур — нейтрального (белого) цвета со слабо выраженным кремовым оттенком; отражательная способность высокая, типа металлов, но спектральные кривые имеют сравнительно пологую дисперсию нормального, а не аномального, как у большинства металлов, типа. Двуотражение и эффекты анизотропии при скрещенных николях у синтетических крупнозернистых продуктов проявляются отчетливо, но без бросающегося в глаза изменения цветовой тональности. В природных условиях теллур встречается обычно в виде мелких выделений, в которых анизотропия, а тем более двуотражение распознаются с трудом. Внутренних рефлексов нет. Спайность проявляется редко. Двойники и зональное строение не наблюдались.

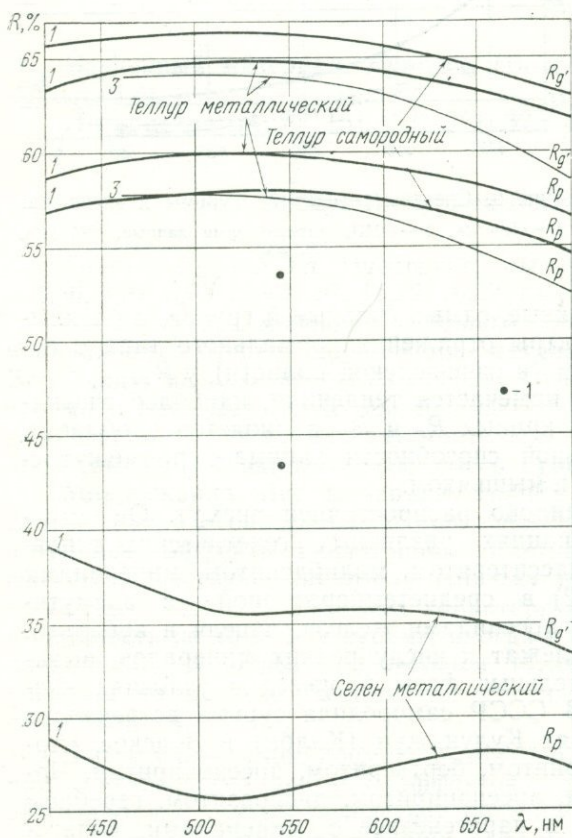


Рис. 10. Спектры отражения теллура (металлического и самородного) и селена (метал.): 1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: 1 — Бурке (530)

Кривые дисперсии  $R_g'$  и  $R_p$  подобны (рис. 10).

Селен — просвечивает, двупреломление высокое  $n_o=3,00$ ,  $n_e=4,04$  (120). В отраженном свете цвет нейтральный (светло-серый) с коричневатым оттенком, отражательная способность умеренная, сильно анизотропен, двуотражение даже в отдельных зернах в воздухе наблюдается отчетливо. Спектры отражения имеют различную дисперсию: по  $R_g$  — в общем нормального, галенитового типа, по  $R_p$  — сложного энаргитового с минимумом в средней части (см. рис. 10). Красные внутренние рефлексы наблюдаются с трудом, но достоверны.

**Нахождение.** Теллур, по имеющимся в литературе сведениям, гипогенный, встречался преимущественно в субвулканических золото-серебряно-теллуриновых жилах с халцедоном, баритом, родохрозитом. Нами обнаружен в позднем парагенезисе медно-молибденового месторождения Каджаран. Селен образуется главным образом в зоне гипергенеза преимущественно за счет клаусталита. Описаны случаи образования селена во время рудничных пожаров, в осадочных породах урановых месторождений типа плато Колорадо. Наряду с кристаллическими формами встречались стекловатые образования, иногда с ритмичным строением.

**Изученный материал.** Теллур (синтет) (см. рис. 10), природный — *Оффенбания* (Венгрия, Трансильвания), Каджаран (Армения); в рудах выделения теллура не превышали 0,1 мм. Селен (синтет). (см. рис. 10).

**Литература.** 274, 318, 370, 443, 512, 523, 530\*.

## Сера $S_8$

В природе самородная сера встречается в трех модификациях, но устойчива только  $\alpha$ -сера. Ромб. с.  $D_{2h}^{24} Fddd$ ;  $a_0=10,44$ ,  $b_0=12,84$ ,  $c_0=24,37$ ,  $z=2$  (кольцевых молекул).

**Микроскопия.** В проходящем свете прозрачна, цвет желтый,  $(+ )2v=68^\circ 58'$ ;  $Ng=2,245$ ;  $Nm=2,038$ ;  $Np=1,958$  ( $Na$  — свет);  $Ng=c$ ,  $Nm=b$ ,  $Np=a$  (129). В отраженном свете нейтрального (серого) цвета, отражательная способность низкая; эффекты анизотропии и двуотражения заметны в воздухе, но маскируются повсеместными бесцветными до желтых внутренними рефлексами. Спайность не наблюдалась. Спектры отражения (рис. 11) не имеют дисперсии, практически горизонтальны. Вследствие малой твердости полируется плохо. Относительный рельеф очень низкий.

**Нахождение.** В сульфидных месторождениях встречается в зоне гипергенеза, как продукт окисления сульфидов.

**Изученный материал.** *Екатерино - Благодатское* (Забайкалье) — прожилки серы в галените и церуссите.

**Литература.** 37, 129, 219, 254, 543\*.

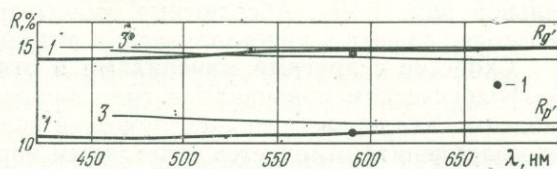


Рис. 11. Спектры отражения серы:

1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: 1 — Ларсен (129)

## Алмаз С

Куб. с.  $O_h^7 - Fd 3m$ ;  $a_0 = 3,56$ ;  $z = 8$ . Самый твердый из известных минералов; макроскопически бесцветный, желтый, зеленоватый, водно-прозрачный.

**Микроскопия.** Изотропный; отражательная способность несколько ниже сфалерита, цвет нейтральный (серый). Показатели преломления  $n = 2,4175$  (для Na света),  $n = 2,408$  (для красного света) и  $n = 2,4513$  (для голубого света); коэффициенты отражения (рис. 12) рассчитаны по показателям преломления, при-

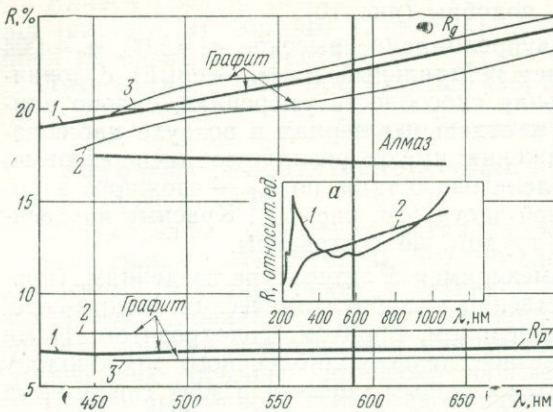


Рис. 12. Спектры отражения графита и алмаза: 1 — «Блеск», 2 — ПООС; 3 — ФМЭ. Литературные данные:  $R$  алмаза рассчитано по п. 4 (87). а. Спектры отражения графита (1) и шунгита (2) по Соболеву (211)

веденным в справочнике Д. Дэна (87). Спектр отражения в видимой области имеет вид прямой с незначительным наклоном в сторону красной области. Является надежным при измерениях  $R$  низкоотражающих минералов.

**Нахождение.** Встречается в кимберлитах и ультраосновных породах в коренном залегании и в россыпях. В рудах неизвестен.

**Литература.** 87, 207.

## Графит С

Гексаг. с.;  $D_{6h}^4 - R6_3/mmc$ ;  $a_0 = 2,46$ ;  $c_0 = 6,70$ ;  $z = 4$ . Один из самых мягких минералов.

**Микроскопия.** В тончайших чешуйках в ярком проходящем свете просвечивает зеленовато-синим цветом. Отражательная способность умеренная до низкой; цвет нейтральный (серый) с заметным коричневатым оттенком; двуотражение и эффекты анизотропии при  $N^+$  исключительно сильные:  $R_0 \approx 22$ ,  $R_e \approx 7$  ( $\Delta R_{отн.} \approx 70\%$ ); одноосный, отрицательный. В шлифах обнаруживает ясную пластинчатую спайность и легкую деформируемость путем скольжения параллельно спайности. В деформированных агрегатах наблюдается двойникование и расщепление по спайности, как у молибденита. Ввиду склонности к размазыванию полируется графит плохо. Относительный рельеф низкий, но выше, чем у молибденита, валлериита.

Спектр отражения (см. рис. 12) характеризуется прямолинейным подъемом кривой  $R_g$  в направлении длинноволновой области и горизонтальной кривой  $R_p$ . Абсолютные значения  $R_g$  и  $R_p$  уменьшаются при переходе графита к кристаллическим антракосолитам.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** По морфологическим признакам и силе двуотражения очень похож на молибденит, валлериит и кристаллические полимеры группы антракосолита. От молибденита отличается отчетливым коричневатым оттенком и более низкими значениями  $R$ ; от валлериита — кривыми дисперсии  $R$  (рис. 75) от кристаллического антракосолита — отсутствием изотропных прослоев в сферолитах и рентгенометрически.

**Нахождение.** Отчетливо кристаллический графит наблюдается только в высокотемпературных образованиях или сильно (не ниже амфиболитовой фации) метаморфизованных породах. В более низкотемпературных ассоциациях и в сульфидных рудах встречается не кристаллический графит, а скрытокристаллические или чрезвычайно мелкозернистые массы, относящиеся к аморфным или кристаллическим полимерам группы антракосолита, рентгенометрически отличающимся отсутствием строгой трехмерной упорядоченности.

**Изученный материал.** Ботогольское (Бурятия) (см. рис. 12); о. Шри Ланка; Дарасун (Забайкалье) — тонкочешуйчатые образования в метаморфических сланцах рудного поля.

**Литература.** 72, 129, 207, 211, 269, 442, 499.

**Витнеит Cu, As, альгодонит  $Cu_{6-7}As$ , домейкит  $Cu_3As$ ,  
коутекит  $Cu_5As_2$**

**Витнеит** (Cu, As) куб. с. Мышьяксодержащая самородная медь. В описанных в литературе примерах количественные соотношения компонентов переменны: по Штрунцу предел насыщения меди мышьяком 12%, по данным синтеза — 5%. В составе витнеита месторождения Ваггот (478) обнаружено<sup>1</sup>: Cu — 98,3, As — 1,7.

**Альгодонит** ( $Cu_{6-7}As$ ). Хим. состав<sup>1</sup>: Cu — 85,5, As — 15,0. По Штрунцу. Ромб. с. по (478) альгодонит имеет две фазы:  $\alpha$  — альгодонит гексаг. с.  $a_0=0,259, c_0=4,23$ ;  $\beta$  — альгодонит сингония неизвестна; содержание Cu на 1—2% ниже.

**Домейкит** ( $Cu_3As$ ). Хим. состав<sup>1</sup>: Cu — 68, As — 32; имеет две фазы:  $\alpha$ -домейкит куб. с. (гексатетраэдрический)  $T_d^6 - I\bar{4}3$ ;  $a_0=9,61$ ;  $z=16$ ;  $\beta$  — домейкит гексаг. с.  $a_0=7,10, c_0=7,24$ .

**Коутекит** ( $Cu_5As_2$ ) гексаг. с. Хим. состав<sup>1</sup>: Cu — 68, As — 32;  $a_0=11,51, c_0=14,54, z=18$ .

**Микроскопия.** Все члены группы, за исключением коутекита, имеют высокую, типичную для металлов отражательную способность и отчетливый кремовый цвет, витнеит — розовато-кремовый до ярко-розового. Коутекит по цвету и отражательной способности близок с галенитом. Все минералы легко покрываются побежалостью, особенно быстро (раньше самородной меди) витнеит. Внутренние рефлексы отсутствуют.

Витнеит самый светлый и наиболее близкий по свойствам к меди; под микроскопом заметно гетерогенный. От меди самородной отличается пониженной отражательной способностью, заметным участием в цвете не только розовой, но и желтой составляющей. Изотропен.

Альгодонит — под микроскопом в иммерсии различимы две фазы: более светлая розовато-кремовая ( $\beta$ -альгодонит) и несколько более темная зеленовато-кремовая ( $\alpha$ -альгодонит). Темная фаза почти всегда развивается в светлой фазе в форме пластинок, напоминающих структуры распада твердых растворов. Обе фазы заметно анизотропны.

**Домейкит.** По сравнению с альгодонитом заметно более темный, желтовато-кремовый. Различимы две фазы — изотропная и анизотропная. Изотропный  $\beta$ -домейкит является самым распространенным минералом среди членов группы, часто слагает основную массу минерализованных участков.  $\alpha$ -домейкит при непосредственном сравнении с

<sup>1</sup> Анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе (479).

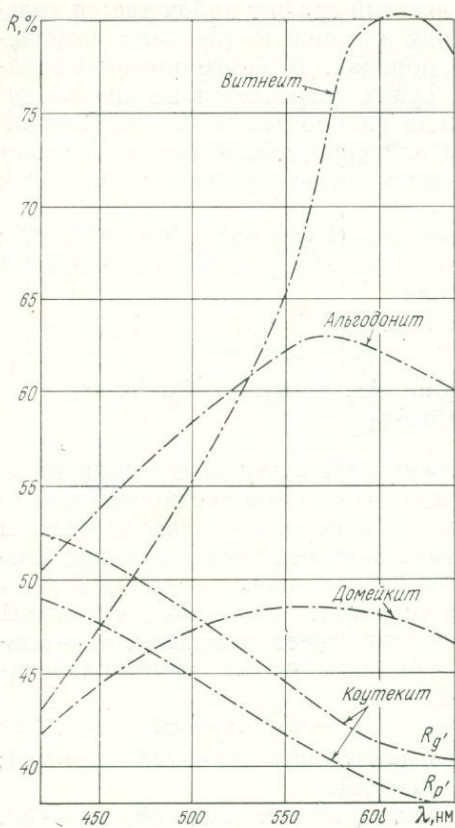


Рис. 13. Спектры отражения альгодонита, домейкита, витнеита, коутекита — литературные данные (479)

концам спектра. Самый светлый, с участием розовой составляющей в кремовом (оранжевом) цвете, витнеит имеет кривую, подобную спектру меди, но с заметно пониженными значениями  $R$  в оранжево-красной области. Кривые альгодонита и домейкита очень похожи, имеют широкий максимум в желтой области спектра, более четкий у альгодонита и пологий, выровненный у домейкита. Общий уровень кривой альгодонита на 15% выше домейкита. Дисперсия коутекита имеет обратную направленность — понижается от «синего» конца к «красному»; двуотражение по спектру не изменяется.

Относительный рельеф у всей группы средний:  $H$  брейтгауптита  $\gg H$  группы  $Cu, As > H$  халькопирита, халькозина.

#### Сходство с другими минералами и отличительные особенности.

В качестве общей диагностической особенности следует отметить ярко выраженную способность к образованию сложных совместных смесей и довольно быстрое (особенно у витнеита) возникновение на свежеступленном полированном шлифе побежалости, переходящей с течением времени в потемнение и шероховатость. В этом отношении минералы ведут себя подобно мышьяку. Дебаеграммы всех описываемых видов индивидуальны, но ввиду сложных и тонких прорастаний, типичных для этой группы

$\alpha$ -домейкитом (в иммерсии) слегка голубовато-серый, заметно анизотропный; наблюдается обычно в форме веретенообразных включений или очень тонких длинных пластинок.

Коутекит имеет голубоватый оттенок, умеренно-высокую отражательную способность (галенитовую), заметно анизотропен в ярких синих до оранжевого тонах. Одной из интересных, важных для диагностики особенностей его является характерное изменение при воздействии  $HCl$  1:1. В результате травления минерал очень быстро становится розовым до красного (похож на риккардит) с очень сильными двуотражением и анизотропией (по проявлению эффектов анизотропии сходен с идаитом). Розовый цвет может появиться у коутекита при долгом хранении полированного шлифа и без травления реактивами.

Спектры отражения (рис. 13) витнеита, альгодонита, домейкита и коутекита индивидуальные и наглядно объясняют своеобразие цветовых оттенков каждого минерала в белом свете. Кривая дисперсии  $R$  витнеита, альгодонита и домейкита, в цвете которых преобладает кремовая тональность, прогрессивно поднимаются от «синего» к «красному»

минералов, отобрать материал даже для микропробы крайне затруднительно.

По оптическим свойствам внутри группы легче других определяются коутекит, благодаря заметной анизотропии и нормальному, в отличие от других членов группы, типу дисперсии, и альгодонит — по анизотропии и несколько повышенной твердости.

Из минералов, похожих на описываемую группу, следует отметить горсфордит — редкий и мало изученный сурьмяный аналог альгодонита.

**Нахождение.** Характерны сложные сростания, напоминающие по структуре распад твердых растворов. В связи с непостоянством состава и наличием у некоторых минералов нескольких полиморфных модификаций, высказывалось предположение о возможном существовании и других разновидностей, кроме описанных. Условия образования минералов не выяснены. В литературе описаны примеры высокотемпературных проявлений подобной минерализации. По мнению некоторых исследователей, описываемые арсениды меди являются продуктами гидротермального преобразования (переотложения) других, ранее существовавших медных минералов. Согласно (478) арсениды меди могут образоваться и в условиях зоны гипергенеза. Обычные спутники в гипогенной ассоциации — арсениды никеля и кобальта, брейтгауптит; в гипергенной — медь, серебро, куприт, тенорит. Коутекит развивается обычно по домейкиту. Обе фазы домейкита встречаются совместно, преобладает  $\alpha$ -домейкит,  $\beta$ -домейкит образует в нем веретенообразные или очень длинные и тонкие пластинки. Альгодонит ассоциирует с домейкитом. Витнеит<sup>1</sup> обычно встречается в виде каемок на меди, иногда на контакте меди и домейкита; нередко в свою очередь бывает окружен каймой альгодонита, тесно связанного с серебром. Контакт витнеита с медью не имеет четко выраженных границ.

**Изученный материал.** Минералы описаны по литературным источникам.

**Литература.** 397, 478, 479, 497.

### Брейтгауптит NiSb, никелин NiAs

Никелин и брейтгауптит представляют крайние члены изоморфного ряда. В природе обычно встречаются: никелин с весьма незначительным содержанием Sb и брейтгауптит с незначительным количеством As. Минерал промежуточного состава — арит (NiAs с 6% Sb) очень редок и минераграфически не изучен. Гексаг. с.  $D_{6h}^4 - P6_{3/mmc}$ . Хим. состав (теор.):

	Ni	As(Sb)	$a_0$	$c_0$	$z$
Никелин . . . . .	43,92	56,08	3,61	5,02	2
Брейтгауптит . . . . .	32,52	(67,48)	3,95	5,15	2

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренно-высокая, но заметно ниже, чем у самородных металлов; цвет насыщенный розовато-красноватый у никелина, сиренево-розовый (пурпурный) у брейтгауптита. Одноосные, отрицательные. Отчетливо анизотропны, с яркими цветовыми эффектами. Двухотражение также имеет цветную тональность, у брейтгауптита сильное:  $R_o$  белесо-розовый  $> R_e$  насыщенно сиренево-

<sup>1</sup> Витнеит наблюдался только в гипергенной ассоциации.

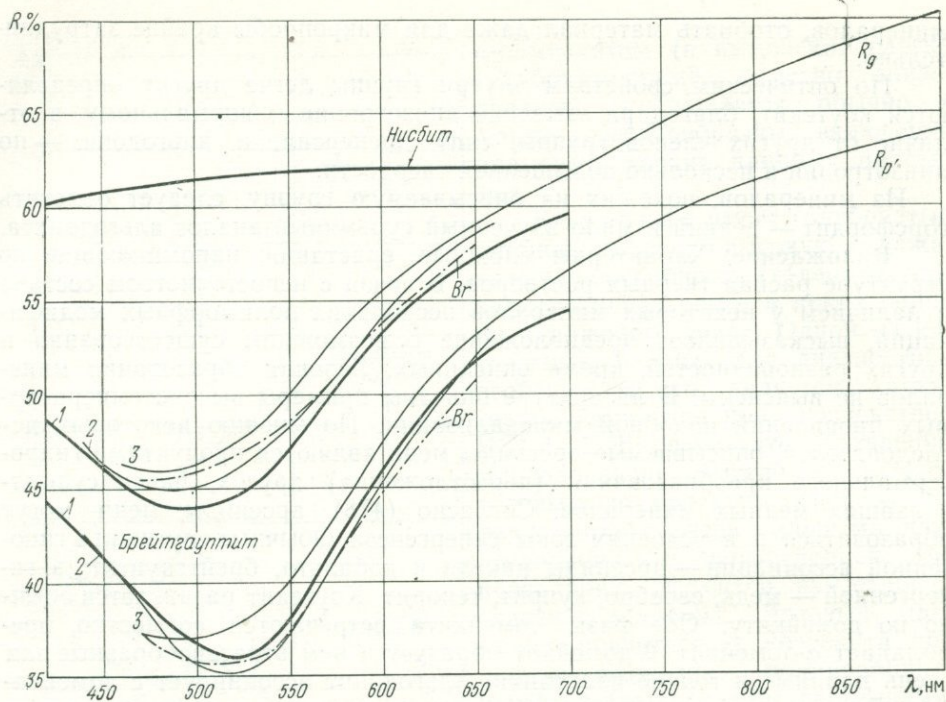


Рис. 14. Спектры отражения брейтгауптита, нисбита:  
1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: Br (408, 530)

розовый; у никелина слабее —  $R_o$  светло-кремово-розоватый  $> R_e$  — коричневатый (рис. 14, 15). Спайность и двойники у брейтгауптита не наблюдались, у никелина заметны, но очень редки; для никелина характерно зональное строение, перистые радиально-лучистые образования; в скрещенных николях часто обнаруживается своеобразный рисунок «ледяного узора» и волнистое угасание.

В спектрах отражения минералов (см. рис. 14, 15) хотя и нет полного геометрического подобия, определенное сходство совершенно очевидно. Оба минерала имеют смешанный тип дисперсии с преобладанием аномальной ветви; в желтом и оранжевом спектре кривые минералов практически параллельны. Основное различие наблюдается в области коротких волн — у никелина точка перегиба кривой (минимум) находится около 450 нм, в то время как у брейтгауптита минимум сдвинут к  $\lambda$  500—525 нм, поэтому у него более значителен участок кривой с нормальным типом дисперсии. Отсюда и наблюдавшиеся отличия в окраске минералов.

Важным признаком для диагностики брейтгауптита и никелина является повышенная твердость (промежуточная между определенно твердыми и мягкими минералами). По относительному рельефу близки с пирротинном (являются первыми членами группы У).

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Никелин и брейтгауптит рентгенометрическими и оптическими методами диагностируются без особых затруднений. Под микроскопом никелин сходен с мелонитом, отличается часто проявляющимся зональным строением, появлением при  $N^+$  в агрегатах удлинённых зерен весьма харак-

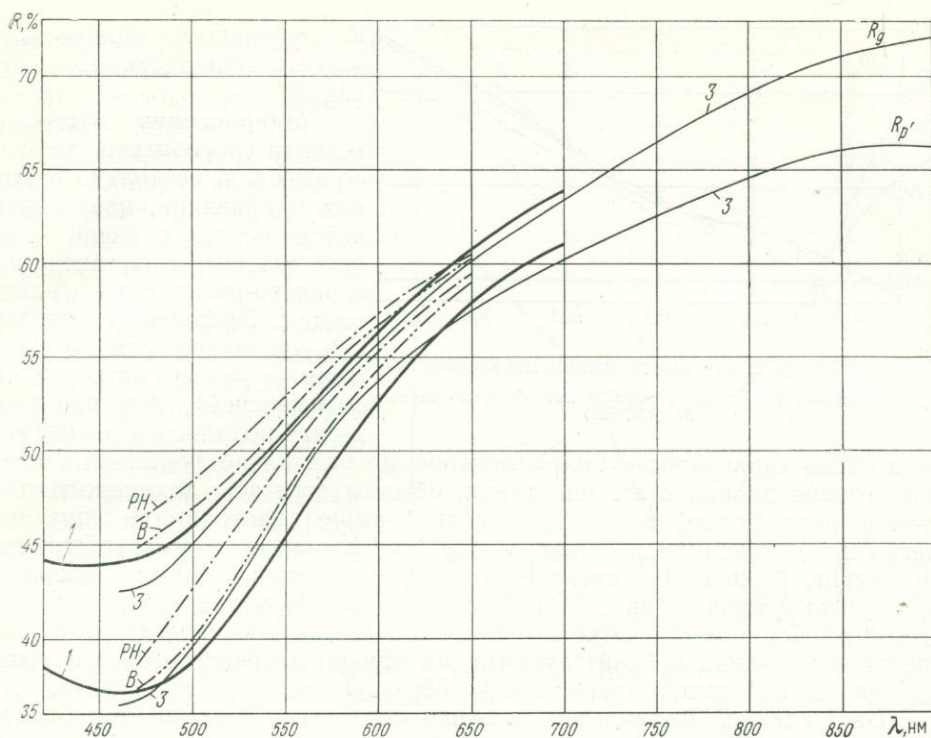


Рис. 15. Спектры отражения никелина:  
1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: РН (475, 530); В (408)

терного структурного рисунка «ледяного узора», отсутствием спайности; в синем спектре у никелина заметно двуотражение, мелонит изотропен, в ультрафиолете меняет оптический знак.

**Нахождение.** Никелин и брейтгауптит встречаются в близком парагенезисе, главным образом в рудах кобальт — никель — висмут — серебряной формации с маухеритом и другими арсенидами Co—Ni—Fe. Эта формация отличается богатым разнообразием участвующих в ней минералов. Кроме перечисленных минералов, в ней часто присутствуют: висмут, мышьяк, сурьма, серебро самородное, прустит, пираргирит, аргентит, обычные сульфиды меди, цинка, свинца.

**Изученный материал.** Никелин — Талмязи (Иран) (см. рис. 15); брейтгауптит — Андреасберг (ГДР) (см. рис. 14), массив Накалак (Гренландия), обр. Семенова, Фестивальное (ДВК), обр. Качаловской, Комсомольское (Полярный Урал), обр. Марковой и др.

**Литература.** 94, 115, 197, 473\*, 530, 543\*.

### Маухерит $Ni_{11}As_8$ (или $Ni_3As_2$ )

Тетраг. с.  $D_{4h}^{19} - I4_{1/amd}$ ;  $a_0 = 3,43$ ,  $c_0 = 21,87$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор. для  $Ni_{11}As_8$ ): Ni — 51,85, As — 48,15. Формула точно не установлена. По Дэна, Пэлач и др. [87], возможна формула  $Ni_{12+x}As_8$ , где  $x$  изменяется от 0 до 1; при  $x = 0$  формула приобретает вид  $Ni_3As_2$ .

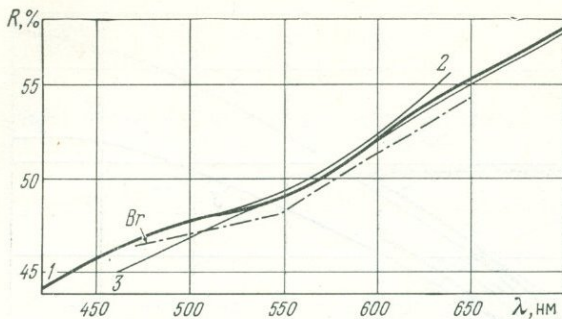


Рис. 16. Спектры отражения маухерита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: Br (408, 530)

В небольших количествах может содержать Co, Fe, Cu, S.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренно-высокая, несколько ниже, чем у никелина, цвет почти нейтральный, с очень слабым розоватым (в иммерсии сиренево-розоватым) оттенком. Эффекты анизотропии предельно слабые (заметны в некоторых сечениях с иммерсией), двуотражение не наблюдалось. Для маухерита

очень характерно субпараллельное, до радиально-лучистого строение, тонкие двойниковые пластинки, обычны агрегаты длиноволокнистой формы. Рельеф высокий, отчетливо выше халькопирита, едва заметно ниже никелина и ниже, чем у сафлорита, раммельсбергита, смальтина. Кривая Дисперсии  $R$  (рис. 16) относится к нормальному типу, близка к кривым никелина, брейтгауптита, но более пологая. В видимой области вместо четко выраженного минимума, характерного для спектров никелина и брейтгауптита, на кривой дисперсии  $R$  маухерита намечается небольшой прогиб при  $\lambda = 520 \div 560$  нм.

**Нахождение.** Встречается главным образом, с никелином и брейтгауптитом и по ряду признаков сходен с ними.

**Изученные образцы.** *Талмяси* (Иран), кобальт-никелевое месторождение (см. рис. 16); *Шладминг* (Дания), обр. Семенова.

**Литература.** 466, 530\*, 543\*.

### Купростибит $\text{Cu}_2\text{Sb}$

Тетраг. с. Пространственная группа неизвестна.  $a_0 = 3,99$ ,  $b_0 = 6,09$ . Хим. состав<sup>1</sup>: Cu — 53,3, Sb — 42,0, Tl — 3,5, Ag — 0,1, S — 1,1.

**Микроскопия.** Цвет насыщенный сиренево-розоватый, двуотражение сильное с изменением тональности: темные положения розовато-фиолетовые, светлые — блекло-кремовые; эффекты анизотропии в скрещенных николях исключительно сильные, цветные. В шлифах наблюдались спайность и пластинчатые двойники в двух направлениях, кос расположенных относительно спайности. Внутренних рефлексов нет.

Спектры отражения купростибита, полученные нами ранее (215), настоящим исследованием подтверждены и уточнены. Кривые купростибита в видимой области (рис. 17) имеют сложный энаргитовый тип дисперсии, но со значительно более глубоким, чем у энаргита, минимумом в средней части.

Визуально по интенсивности отражения, насыщенности сиренево-розоватому цвету, анизотропии, так же как по особенностям профилей спектров отражения купростибит сходен с брейтгауптитом. Отличается более резким профилем кривой  $R_p$  в красном участке спектра, обусловившим пересечение кривых  $R_g$  и  $R_p$  при  $\lambda = 645$  нм; в направлении

<sup>1</sup> Результаты анализа получены на рентгеновском микроанализаторе (215).

ультрафиолетовой области  $R, \%$  сила двуотражения у купростибита возрастает, у брейтгауптита снижается.

**Нахождение.** Новый минерал. Обнаружен в усингитовой жиле щелочного массива Илимаусак (Ю. Гренландия), исследован Х. Соренсенем, Е. И. Семеновым, М. С. Безмертной (215). Совместно с купростибитом в образцах были определены лёллингит, серебро, сурьмянистое серебро, арсентит или полибазит.

**Изученный материал.**

Образцы из массива Илимаусак. Состав минерала определялся на рентгеновском микроанализаторе (дважды) и на микроспектральной установке с лазером в ИМГРЭ. При хорошем совпадении результатов по другим элементам повторные анализы не подтвердили таллий.

**Литература.** 202, 215.

## ВИСМУТИДЫ, АНТИМОНИДЫ, АРСЕНИДЫ. ТЕЛЛУРИДЫ, СЕЛЕНИДЫ, СУЛЬФИДЫ

### А. КООРДИНАЦИОННЫЕ И КАРКАСНЫЕ Монтбрейит $Au_2Te_3$

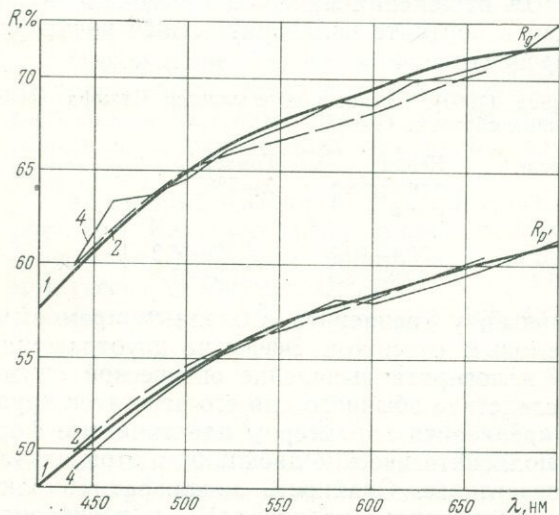


Рис. 18. Спектры отражения монтбрейита:  
1 — «Блеск», 2 — ПООС, 4 — ПИОР

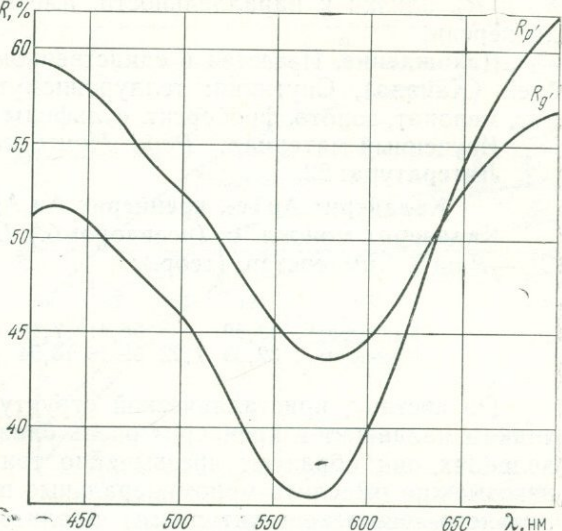


Рис. 17. Спектры отражения купростибита; измерено на приборе «Блеск»

Трикл. с.  $a_0 = 12,10$ ;  $b_0 = 13,46$ ,  $c_0 = 10,80$ ,  $\alpha = 104^\circ 30' 1/2''$ ,  $\beta = 97^\circ 34' 1/2''$ ,  $\gamma = 107^\circ 53' 1/2''$ . Хим. состав (теор.): Au — 50,77, Te — 49,23.

**Микроскопия.** Отражательная способность высокая, типичная для металлов. Цвет нейтральный с бледным кремовым оттенком. Двуотражение и эффекты анизотропии в скрещенных николях умеренные. Наблюдаются двойники. Внутренних рефлексов нет.

Результаты измерения спектров отражения приведены на рис. 18. Спектры

$R_g$  и  $R_p$  близки к параллельности, имеют умеренный аномальный тип дисперсии.

**Нахождение.** Известен в единственном месторождении Робб Монтбрей (Канада). Спутники: теллуrowисмутит, алтаит, колорадоит, петцит, мелонит, золото, фробергит, сульфиды Fe, Cu, Pb.

**Изученный материал.** Робб Монтбрей (Канада), обр. Томпсона. Литература. 22.

**Калаверит  $AuTe_2$ , креннерит  $Au_4AgTe_{10}$  или  $(Au, Ag)Te_2$**

Калаверит монокл. с. (псевдоромб.)  $C_{2h}—C 2/m$ . Креннерит ромб. с.  $C_{2v}^4—Pm 2$ . Хим. состав. (теор.):

	Au	Ag	Te	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$z$
Калаверит <sup>1</sup>	43,59	—	56,41	7,19	4,41	5,08	90°08'	2
Креннерит	32,99	7,22	59,79	16,54	4,46	8,82	—	8

По составу, кристаллической структуре, главным оптическим признакам калаверит и креннерит очень близки, при этом в типичных проявлениях они образуют чрезвычайно тонкие прорастания, из которых невозможно выделить мономинеральные пробы даже для микро-(спектрального, рентгеноструктурного) анализов. Поэтому до сих пор нет единообразия в описании их признаков под микроскопом. Одни исследователи креннериту приписывают те свойства, которые другие относят к калавериту, и наоборот. Однако несомненным является существование в данном случае двух самостоятельных минералов — более светлого и более темного в отраженном свете.

В проводившихся нами исследованиях использованы образцы месторождений Калгурли (Австралия) и Меградзор, очень сходные по парагенезису. Калаверит и креннерит присутствовали в этих образцах в совместных сростках (подробное описание и фотографии образцов приведены в работе 22). Не имея возможности провести прецизионные исследования состава минералов, при идентификации калаверита и креннерита мы исходили из представлений Н. Маркхама, детально исследовавшего теллуриды Калгурли (443).

**Микроскопия.** Интенсивность отражения минералов высокая, типичная для самородных металлов; в контакте калаверит темнее креннерита (отчетливо заметно с иммерсией).

Кэмерон (1969) и Келли, Годард (1969), на которых ссылается Стамфл (510), диагностируют  $R$  минералов следующим образом:

	Кэмерон	Келли для белого света	Годард $\lambda=586$
Калаверит	63,2	52,1—59,5	56,2—66,2
Креннерит	60,9	49,9—58,5	51,5—61,5

Цвет минералов нейтральный, у креннерита с бледным кремовым, у калаверита с розовато-кремовым оттенком. Эффекты двуотражения и анизотропии умеренные. У калаверита выявление оптической анизотропии часто затрудняется, вследствие обычного для его агрегатов крупнозернистого сложения; для креннерита характерны пластинчатые формы выделения, наблюдались полисинтетические двойники, в этом случае двуотражение проявляется отчетливее. Спайность в шлифах (наблюдается обычно только после структурного травления) — у креннерита

<sup>1</sup> Постоянно содержит примесь Ag — 1%; в Калгурли до 2,3% (443).

часто в двух направлениях, у калаверита редко и в одном направлении. Относительный рельеф  $H$  калаверита  $\approx H$  креннерита  $\approx H$  галенита  $> H$  сильванита.

Спектры отражения калаверита и креннерита имеют подобную структуру (рис. 19): дисперсия аномальная, у калаверита умеренная, у креннерита более резкая, особенно в фиолетовой области; двуотражение по спектру практически не меняется, у креннерита отчетливое, у калаверита слабое. По интенсивности отражения более четко минералы различаются в красном спектре, где  $R_{\max}$  калаверита  $\approx R_{\min}$  креннерита. В остальных участках спектра и в белом свете  $R_{\max}$  креннерита также заметно выше  $R_{\text{ср}}$  калаверита, но вместе с тем имеются и такие сечения, в которых  $R$  калаверита может быть выше  $R$  креннерита.

Спектральные кривые монтбрейта и сильванита также имеют подобную аномального типа дисперсию и двуотражение практически неизменяющееся в пределах всего спектра; от калаверита и креннерита отличаются более сильными эффектами двуотражения и анизотропии. Монтбрейт, кроме того, в положениях  $R_{\min}$  заметно светлее, а сильванит, наоборот, в положениях  $R_{\min}$  заметно темнее остальных теллуридов золота. У сильванита почти во всех выделениях обнаруживаются пластинчатые двойники.

**Нахождение.** Редкие минералы, но в некоторых золото-теллуридных месторождениях создают промышленные концентрации. Креннерит образуется в условиях низких температур и давлений, часто является одним из самых поздних минералов; возможно, может быть гипергенным (443).

**Изученный материал.** Меградзор (Кавказ), обр. Казариновой (см рис. 19); Калгурли (Австралия). Ассоциации минералов в обоих месторождениях сходны: золото, калаверит, креннерит; колорадоит, петцит, гессит, сильванит, алтаит.

**Литература.** 16, 22, 312, 315, 362, 433, 443, 510, 543\*.

### Сильванит $\text{AgAuTe}_4$

Монокл. с.  $C_{2h}^4 - P2/a$ ,  $a_0 = 14,62$ ,  $b_0 = 4,49$ ,  $c_0 = 8,96$ ,  $\beta = 145^\circ 26'$ . Хим. состав (теор.): Au — 24,19, Ag — 13,22, Te — 62,59.

**Микроскопия.** Отражательная способность высокая, но ниже по сравнению с чисто золотыми теллуридами ( $R_{\max}$  сильванита  $\approx R_{\min}$  калаверита, монтбрейта). В положении максимальной освещенности цвет бледно-кремовый, почти нейтральный, в темном — кремово-розова-

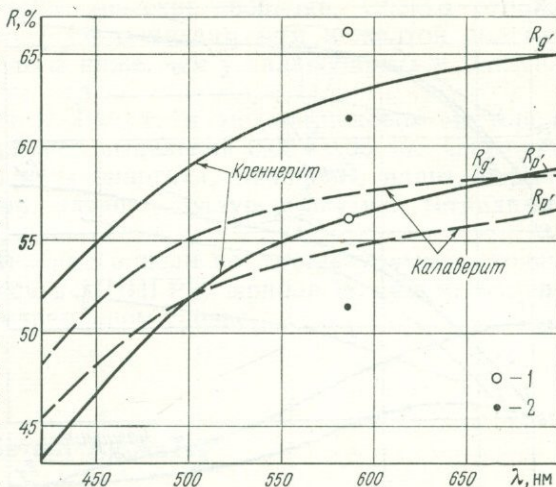


Рис. 19. Спектры отражения калаверита и креннерита; измерено на приборе «Блеск»; литературные данные:

1 — калаверит, 2 — креннерит (510)

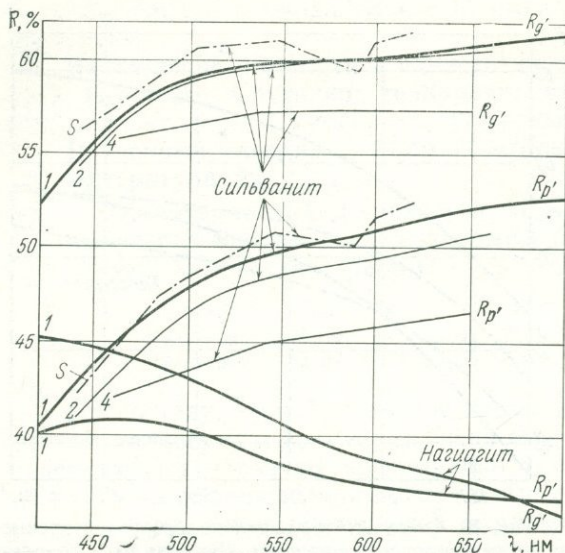


Рис. 20. Спектры отражения сильванита и нагиагита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 4 — ПИОР; литературные данные: S (510)

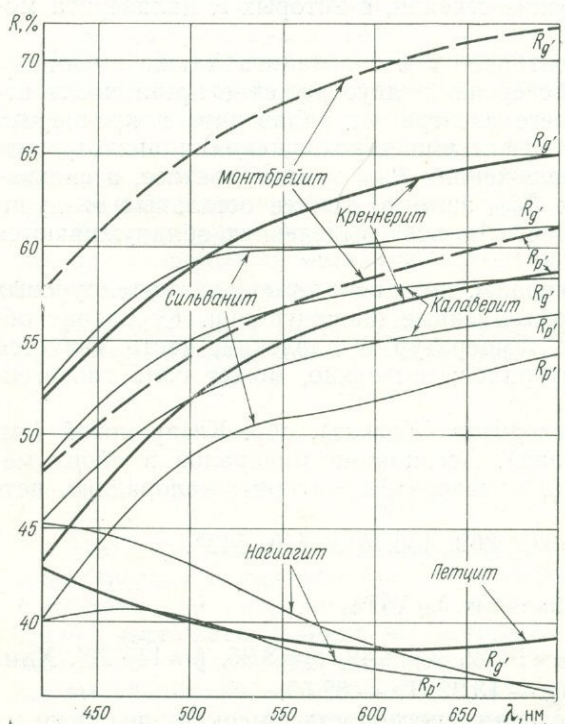


Рис. 21. Спектры отражения монтбрейита, калаверита, креннерита, сильванита, нагиагита, петцита

тый. Эффекты двуотражения и анизотропии сильные, благодаря совершенно исключительной способности сильванита к пластинчатому двойникованию выявляются легко. Спайность в шлифах наблюдалась. Внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф:  $H$  теллура  $> H$  сильванита  $> H$  теллуридов висмута, алтанта.

Спектральные кривые  $R_g$  и  $R_p$  сильванита имеют умеренную дисперсию аномального типа (рис. 20).

**Нахождение.** Среди теллуридов один из самых распространенных минералов, в некоторых низкотемпературных золото-теллуридных месторождениях является промышленным. Обычные спутники: гессит, петцит, креннерит, теллур, алтаит, колорадоит, тетрадимит, пирартирит. Иногда возможно образуется в гипергенной зоне.

**Изученный материал.** Оффенбания (Венгрия), обр. 2250, Музей АН СССР; Сэ-кэрымб (Румыния); Дамблудское; Зодское (Кавказ); Жана-Тюбе (Казахстан), обр. Груздева и др. месторождения.

**Литература.** 16, 22, 51, 443, 543\*, 510.

#### Костовит $CuAuTe_4$

Монокл. с. (?). Хим. состав<sup>1</sup>: Au — 25,1, Cu — 8,3, Te — 66,2.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренно высокая, близкая с пиритом. Цвет нейтральный (белый) с кремовым оттенком. Анизотропен, заметно дву-

<sup>1</sup> Исследован на рентгеновском микроанализаторе (521).

отражает, наблюдались полисинтетические двойники. Спектр отражения имеет сложный тип дисперсии с максимумом в желтой области. Кривые  $R_g$  и  $R_p$  подобны. Рельеф ниже, чем у халькопирита и теллура; спайность наблюдалась.

**Нахождение.** Установлен в 1966 г. в медно-цинковом месторождении Челопеч (Болгария), размер выделений 0,02—0,05 мм. Спутники: золото, теллур, минералы группы энаргита, теннантит, идаит, борнит, халькозин, дигенит, висмутин, алтаит, теллуровисмутит, тетрадимит, сильванит, колусит, реньерит, галлит.

**Изученный материал.** Минерал описан по литературным источникам; измерения  $R$  проводились в ЦНИГРИ, прибор в момент измерения не был еще отлажен на современном уровне.

**Литература.** 521.

### Петцит $Ag_3AuTe_2$

Куб. с.  $O^8-14,32$ ,  $a_0=10,38$ ,  $z=8$ . Хим. состав (теор.): Ag — 41,8, Au — 25,4, Te — 32,8.

**Микроскопия.** По отражательной способности и цвету сходен с галенитом, незначительно темнее. Изотропен. Спайность, внутренние рефлексы не наблюдались. Относительный рельеф:  $H$  петцита  $> H$  гессита, алтаита, аргентита.

Спектральная кривая  $R$  имеет умеренную дисперсию нормального, галенитового типа (рис. 22).

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** По цвету и отражательной способности сходен с гесситом, акантитом, галенитом, колорадоитом, нагиагитом. Гессит и нагиагит анизотропны. Колорадоит имеет коричневатый оттенок и очень характерную с двумя максимумами форму спектральной кривой. Галенит тверже петцита.

**Нахождение.** Редкий минерал, но для золото-теллуровой ассоциации достаточно типичен. Обычные спутники: гессит (изолировано от геоссита петцит встречается редко), сильванит, креннерит, золото, редко нагиагит.

**Изученный материал.** Образцы многих зарубежных и отечественных золото-теллурических месторождений. Макровыделения петцита наблюдались в месторождении *Быньги* (Урал), обр. Берзона (см. рис. 22); хим. анализ: Ag — 41,54, Au — 27,18, Te — 31,58 (аналитик Н. Г. Шумкова, ИМГРЭ).

**Литература.** 16, 22, 51, 312, 433, 443.

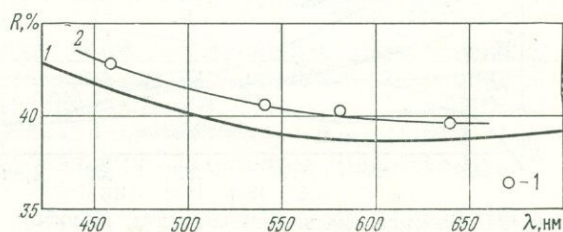


Рис. 22. Спектры отражения петцита:

1— «Блеск», 2— ПООС; 1— ПИОР (408)

## Халькогениды серебра $\text{Ag}_2\text{Te}$ , $\text{Ag}_2\text{Se}$ , $\text{Ag}_2\text{S}$ , $\text{Ag}_4\text{SeS}$

Серебро имеет отчетливое сродство к сере, селену и теллуру и образует с ними бинарные соединения. В природе эти соединения встречаются главным образом в форме низкотемпературных и низкосимметричных модификаций, выделяющихся либо непосредственно из раствора, либо в виде параморфоз по высокотемпературным кубическим модификациям. Температура перехода лежит в интервале  $130\text{--}180^\circ$  (самая низкая у селенида, высокая — у сульфида), поэтому высокотемпературные халькогениды серебра в рудах практически не встречаются.

Гессит  $\text{Ag}_2\text{Te}^1$  монокл. с.  $C_{2h}^5 - P2_1/c$ ;  $a_0=8,09$ ,  $b_0=4,48$ ,  $c_0=8,96$ ,  $\beta=123^\circ 20'$ ,  $z=4$ .

Науманнит  $\text{Ag}_4\text{Se}$  ромбич. с.  $D_2^2 - P222_1$ ;  $a_0=7,05$ ,  $b_0=7,85$ ,  $c_0=4,33$ .

Акантит  $\text{Ag}_2\text{S}$  монокл. с.  $C_{2h}^5 - P2_1/h$ ;  $a_0=4,23$ ,  $b_0=6,91$ ,  $c_0=7,87$ ,  $\beta=99^\circ 35'$ ,  $z=4$ .

Агвиларит  $\text{Ag}_4\text{SeS}$  в природе известна только низкотемпературная модификация, состава близкого к стехиометрии. Хим. состав (теор.): гессита  $\text{Ag}—62,86$ ,  $\text{Te}—37,14$ ; науманнита  $\text{Ag}—73,15$ ,  $\text{Se}—26,85$ ; акантита  $\text{Ag}—87,06$ ,  $\text{S}—12,94$ ; агвиларита  $\text{Ag}—79,50$ ,  $\text{Se}—5,91$ ,  $\text{S}—14,59$ .

**Микроскопия.** Отражательная способность у всех членов группы умеренная, несколько ниже галенитовой; самые низкие значения  $R$  имеет сульфид, наиболее высокие — теллурид (рис. 23, 24). Цвет акантита, науманнита и агвиларита зеленовато-голубоватый, у гессита — коричневатый, изменяется в разных сечениях от светлого розовато-коричневатого до более темного, сиреневатого (подобного цветным оттенкам галенита и петцита). При скрещенных николях гессит сильно анизотропен с цветными эффектами преимущественно в коричневатых тонах. У науманнита, акантита и агвиларита эффекты анизотропии слабые, обычно за-

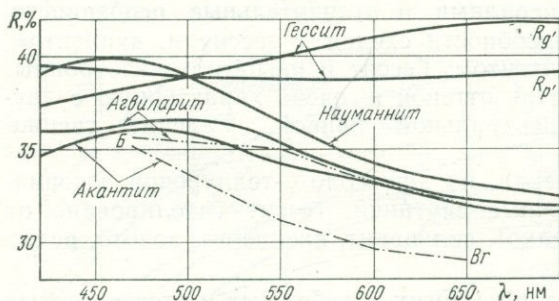


Рис. 23. Спектры отражения науманнита, гессита, акантита, агвиларита; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные:  $Br$  (530),  $B$  (28)

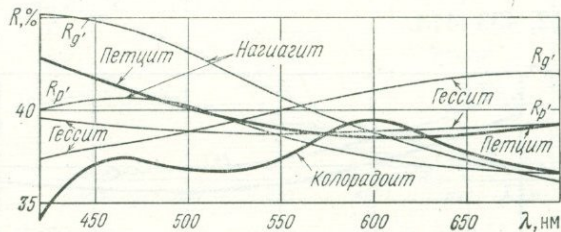


Рис. 24. Спектры отражения наугита, петцита, гессита и колорадоита

<sup>1</sup> В группе теллуридов серебра кроме гессита описаны эмпрессит ( $\text{AgTe}$ ) и штютцит ( $\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ ). Эталонные образцы этих минералов нами еще недоработаны, поэтому из описания они исключены.

метны в хорошо отполированных шлифах в иммерсии. Для всех минералов характерны пластинчатые двойники преобразования из  $\alpha \rightarrow \beta$  фазу: у гессита двойники обычно очень тонкие и наблюдаются практически повсеместно, у науманнита обнаруживаются только в

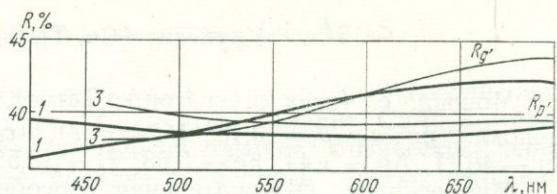


Рис. 25. Спектры отражения гессита:  
1 — «Блеск», 3 — ФМЭ

отдельных участках, для акантита, характерны крупнопластинчатые двойники, которые распознаются с большим трудом и не во всех образцах. Внутренних рефлексов нет. Спайность обнаруживается очень редко. Подобно другим минералам серебра халькогениды подвергаются светотравлению (тускнеют); наиболее легко оно происходит у акантита, при этом иногда выявляется зональное строение.

Спектры отражения (см. рис. 23) акантита и науманнита подобны, имеют нормальный тип дисперсии; по абсолютным значениям кривая  $R$  сульфида расположена ниже кривой селенида, спектр отражения агвиларита занимает промежуточное положение. Для гессита, имеющего более отчетливое двуотражение, измерены положения с максимальными и минимальными значениями  $R$ , при этом выяснилось, что кривая  $R_g$  имеет аномальную дисперсию, а  $R_p$  — очень слабо выраженную — нормальную; при  $\lambda = 520$  нм кривые пересекаются (рис. 25).

Относительный рельеф всех халькогенидов серебра очень низкий, самый низкий у акантита, который является начальным членом I группы рельефа по Вольтскому; ниже акантита лишь галонды серебра. Весьма характерной особенностью акантита является ковкость: стальная игла при прочерчивании не оставляет порошка, вдавливается в минерал, как в масло. Рельеф гессита ниже, чем у всех остальных теллуридов, несколько ниже, чем у алтаита, но выше, чем у акантита. Рельеф науманнита ниже, чем у клаусталита.

**Нахождение.** Акантит в ряде месторождений является промышленным минералом; образуется в гипогенных и гипергенных условиях; особенно характерен для зоны вторичного обогащения. В свинцово-цинковых рудах часто наблюдается в галените в виде эмульсионной вкрапленности; нередко встречается в рудах кобальт-никель-серебряной формации, в эпитермальных жилах с высоким содержанием серебра, где часто ассоциирует с сульфосолями. Гессит также не является минералом редким, но обычно наблюдается в виде чрезвычайно мелких (сотые доли мм) выделений в тесном прорастании с петцитом, сильванитом и другими теллуридами. Науманнит принадлежит к числу очень редких минералов, встречался практически только под микроскопом в ассоциации с другими редкими селенидами в урановых рудах и в золотоселеновом месторождении.

**Изученный материал.** Акантит и гессит из многих месторождений СССР и зарубежных, в том числе акантит из *Хаканджа* (Магаданской обл.), обр. Андреевой, Бермана (см. рис. 23), гессит из *Башкешлака* (Закавказье) (см. рис. 25). *Науманнит* из *Клаусталья* (ФРГ) (см. рис. 23); *агвиларит* из рудопроявления *Валунистое* (Охотско-Чукотский вулканический пояс) обр. Бермана (см. рис. 23).

**Литература.** 3, 16, 22, 26, 28\*, 27, 51, 147, 179, 204, 237, 286, 368, 443, 473\*, 496, 508, 511, 519, 524, 530, 536, 543\*.

## Крукесит (Cu, Tl, Ag)<sub>2</sub>Se

Монокл. с. (псевдотетрагон.). Тетраг. с.  $a_0=10,40$ ,  $c_0=3,93$ ,  $z=2$ .  
 Монокл. с.  $a_0=b_0=10,40$   $\sqrt{2}=14,71$ ,  $c_0=3,93$ ,  $\alpha=\beta=90^\circ$ . Хим. состав<sup>1</sup>:  
 Cu — 46,11, Ag — 1,44, Fe — 0,63, Tl — 18,55, Se — 33,27.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, ниже  $R$  галенита, но выше  $R$  блеклых руд; цвет нейтральный (белый) с розоватым, в некоторых сочетаниях с коричневатым оттенком. Двухотражение заметно, но при наблюдениях в воздухе может быть пропущено; эффекты анизотропии отчетливые. Внутренних рефлексов не обнаружено. Спайность наблюдалась.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Крукесит сходен с эвкайритом и халькоталлитом; эвкайрит заметно желтее и значительно мягче. Халькоталлит имеет подобные с крукеситом спектры отражения (рис. 26), но более пологие в красной области и с более выраженным подъемом к ультрафиолету. Соответственно в цвете халькоталлита проявляется не розовая, как у крукесита, а сиреневатая тональность. Эффекты анизотропии у халькоталлита выражены отчетливее в зеленом и синем концах спектра, значения коэффициентов отражения ниже, особенно для темного положения и в красном спектре. Для халькоталлита очень характерны спайность, пластинчатые двойники, а также меньшая, чем у крукесита твердость.

**Нахождение.** Минерал очень редкий, обнаружен в нескольких месторождениях в ассоциации с другими селенидами: в ураново-селеновом месторождении в Чехословакии (150), в Скрикерум (Швеция), Пинки Фолт (Канада, Соскачеван), Тилькероде (ГДР). Обычные спутники: берцелианит (отмечались мирмекитовые структуры), умангит, клокманнит, клаусталит, Se — линнеит.

**Изученный материал.** Ураново-ванадиево-селеновые руды из карбонатно-настурановых жил месторождения в Чехословакии (см. рис. 26). Диагностика крукесита подтверждена дебаеграммой и качественными испытаниями на Tl и Se, выполненными на рентгено-спектральном микроанализаторе JXA-3A. В месторождении установлены рудные минералы: настуран, коффинит, монтрозеит, гематит, графит, сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, берцелианит, умангит, крукесит, эскеборнит, эвкайрит, ферроселит, клаусталит; жильные: карбонаты, хлорит, кварц, барит, флюорит.

**Литература.** 150, 204, 524, 152.

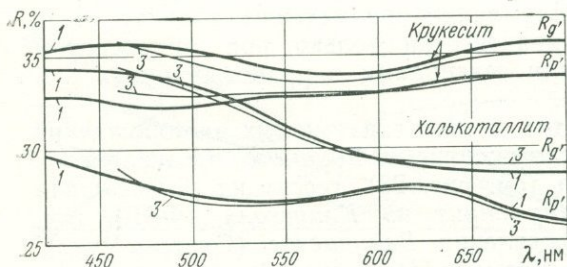


Рис. 26. Спектры отражения крукесита и халькоталлита:  
 1 — «Блеск», 3 — ФМЭ

<sup>1</sup> Химический анализ образца из Скрикерум, аналитик Норденшельд, 1869 (152).

## Штрмейерит<sup>1</sup> CuAgS, макинстриит Cu<sub>0,8</sub>Ag<sub>1,2</sub>S

В системе Cu—Ag—S известно несколько природных соединений: штрмейерит CuAgS, макинстриит Cu<sub>0,8</sub>Ag<sub>1,2</sub>S; ялпайт CuAg<sub>3</sub>S<sub>2</sub>, балканит<sup>2</sup> Cu<sub>9</sub>Ag<sub>5</sub>HgS<sub>8</sub>. Все минералы имеют близкие физические свойства, часто встречаются вместе, образуя совместные сростки, величина отдельных зерен достигает нескольких микрон. Надежных критериев микроскопического распознавания минералов пока не выявлено. Авторы настоящего исследования располагали образцами штрмейерита и макинстриита. Для штрмейерита известны две модификации. Превращение высокотемпературной куб. модификации в низкотемпературную происходит при  $t 100^\circ$ , которая всегда достигается при горячей цементации шлифов. Поэтому, если шлифы изготовлялись обычным способом, природная структура штрмейерита за счет перекристаллизации полностью исчезает.

Ромб. с. Штрмейерит  $D_{2h}^{17}$ —*Cmcm*; макинстриит  $D_{2h}^{16}$ —*Pnam*. Хим. состав (теор.):

	Ag	Cu	S	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$z$
Штрмейерит	53,05	31,19	15,76	4,06	6,66	7,99	2
Макинстриит	60,0	24,9	15,1	4,03	15,68	7,80	32

**Микроскопия.** Оба минерала относятся к умеренно отражающим, близким с блеклыми рудами. В сростках макинстриит едва заметно светлее штрмейерита, бесцветный (светло-серый). Штрмейерит обнаруживает нежный сиреневый оттенок, несколько меняющийся в двуотражающих сечениях (заметно в иммерсии) от коричневатого (темного) до синевато-зеленоватого (светлого). Эффекты анизотропии сильные, цветные, часто выявляют симметрию и листовую (в форме листьев олеандра) пластинчатую sdвойникованность, возникшую в результате чиверсии при изготовлении шлифа. У макинстриита оптическая анизотропия выражена умереннее и без заметного цветного эффекта. Внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф:  $H$  халькозина, галенита  $> H$  макинстриита  $> H$  штрмейерита. Спектры отражения минералов (рис. 27) имеют сходную структуру, относятся к нормальному (галенитовому) типу дисперсии; небольшие, но все же достаточно определенно фиксируемые отличия наблюдаются на границе с ультрафиолетовой областью: в сине-зеленом участке кривая  $R_g$  штрмейерита имеет более крутой профиль; при  $\sim 460$  нм об-

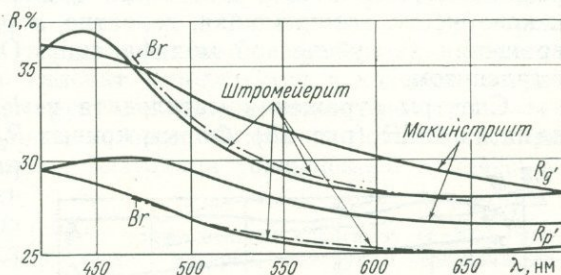


Рис. 27. Спектры отражения штрмейерита и макинстриита; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные: Br (530)

<sup>1</sup> Более точная формула штрмейерита  $Ag'_{1-x}Ag''_{0,5x}CuS$ .

<sup>2</sup> Утвержден как самостоятельный минеральный вид в 1971 г. (7,283).

наружены максимумы — четкий на кривой  $R_g$  штрмейерита, широкий на кривой  $R_p$  макинстриита. В белом свете ( $\lambda=589$  нм)  $R_{cp}$  макинстриита  $> R_{cp}$  штрмейерита. Способ изготовления шлифов (горячая или холодная цементация) на структуру спектров отражения существенно влияния не оказывает.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Кроме медно-серебряных сульфидов (ялпаита, балканита), штрмейерит и макинстриит в отраженном свете сходны также с акантитом и халькозинитом; отличаются меньшей твердостью и оптической анизотропностью.

**Нахождение.** Относятся к редким минералам, встречаются в близком парагенезисе, главным образом в зоне вторичного сульфидного обогащения; часто образуют совместные сростки. Обычные спутники: сербросодержащая блеклая руда, ялпаит, балканит, халькозин, дигенит, борнит ковеллин. Макинстриит образует обычно лезвиевидные включения в штрмейерите, особенно обильные в контакте с ковеллином; описаны сростания с ялпаитом. По наблюдениям В. Атанасова при длительном хранении в образцах штрмейерита может образоваться макинстриит, в гипогенном парагенезисе штрмейерит и макинстриит не встречаются вместе с пираргиритом и пруститом.

**Изученный материал.** Седмочисленицы (Болгария), образец, изучавшийся В. Атанасовым на микрозонде (7). Изометричное зерно макинстриита в сростании с штрмейеритом (см. рис. 27). Иртышское, Алтай, обр. Куличихиной, лезвиевидные включения макинстриита в штрмейерите. Штрмейерит исследован на микрозонде.

**Литература.** Штрмейерит: 7, 26, 27, 28, 99, 496, 508, 530. Макинстриит: 7, 487, 496, 498.

### Матильдит $AgBiS_2$

Для состава  $AgBiS_2$  известны две полиморфные модификации: высокотемпературная — шапбахит — псевдокуб. с.  $a_0=5,64$ ,  $z=2$  и низкотемпературная — матильдит гексаг. с.;  $a_0=8,12$ ,  $c_0=19,02$ ,  $z=12$ . Хим. состав (теор.): Ag — 28,33, Bi — 54,84, S — 16,83; примесь Pb, Cu.

**Микроскопия.** Цвет нейтральный (белый), отражательная способность близка к галенитовой: в светлом положении ( $\parallel$  удлинению) светлее галенита, оттенок кремовый, в темном — чуть темнее, оттенок зеленоватый; отчетливо анизотропен с цветными эффектами. Внутренних рефлексов нет. Спайность не наблюдалась. Очень характерны скелетные решетчатые структуры, в которых видна тонкая пластинчатая сдвойнированность, возникающая, вероятно, в результате параморфного превращения из кубической модификации. Относительный рельеф близок к галенитом.

Спектры отражения матильдита измерялись Харис, Торп (402) и нами на ФМЭ (рис. 28). Формы кривых  $R_g$  и  $R_p$  в средней части спектра подобны, но на ФМЭ были измерены сечения с более

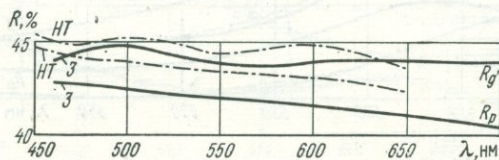


Рис. 28. Спектры отражения матильдита: з — ФМЭ; литературные данные: HT (402)

сильным двуотражением. Согласно (402) матильдит одноосный положительный; однако наибольшие расхождения в результатах измерений отмечаются для коэффициента  $R_p$ ,

что свидетельствует скорее в пользу отрицательного оптического характера минерала.

**Нахождение.** Редкий минерал. В природных условиях встречается обычно в медно-серебро-висмутовых рудах вместе с галенитом, главным образом как вероятный продукт распада твердых растворов. Обычные спутники: галенит, серебро, висмут, висмутин, халькопирит, айкинит, блеклые руды, арсенопирит, арсениды Co, Ni. Встречался в пегматитах, высокотемпературных субвулканических образованиях, иногда без галенита.

**Изученный материал.** *Тары-Экан* (см. рис. 28, см. айкинит); Матильда майн вблизи Морокоги (Перу) обр. Музея АН СССР.

**Литература.** 35, 194, 343, 379, 402, 526.

### Халькогениды свинца PbTe, PbSe, PbS

Халькогениды свинца — алтаит, клаусталит, галенит представляют природные бинарные соединения Pb с элементами VI группы таблицы Менделеева (Te, Se, S). Синтезом получены искусственные соединения PbTe, PbSe, PbS, полностью аналогичные природным минералам.

Все халькогениды свинца изоструктурны, кристаллизуются в куб. с., имеют решетку типа  $\text{NaCl } O_h^5 - Fm\bar{3}m^1$ . Хим состав (теор.): алтаит Pb — 61,9, Te — 38,09,  $a_0 = 6,45$ ,  $z = 4$ , уд. вес = 8,27; клаусталит Pb — 72,34, Se — 27,66,  $a_0 = 6,15$ ,  $z = 4$ , уд. вес = 8,17; галенит Pb — 86,60, S — 13,40,  $a_0 = 5,94$ ,  $z = 4$ , уд. вес = 7,55. Тип химической связи в соединениях смешанный ионно-ковалентный, характерный для полупроводников полярного типа; ковалентная составляющая преобладает.

Искусственные халькогениды свинца широко применяются в приборостроении для изготовления высокочувствительных детекторов инфракрасного излучения, поэтому изучению их оптических свойств посвящено в последние годы много теоретических и экспериментальных исследований. Таким образом, халькогениды свинца представляют единственную группу среди природных объектов, для которой по аналогии с продуктами синтеза могут быть надежно расшифрованы спектры отражения. Основные результаты по синтезу соединений и выявлению зависимости спектров отражения от энергетической структуры зон обобщены в монографиях Равича и др. (181), Мосса (160), Филиппа (234).

**Микроскопия.** Галенит характеризуется умеренно высокой отражательной способностью (~43% в белом свете), бесцветный (белый) с нежным сиреневым, иногда розоватым оттенком, проявляющимся в резко контрастной среде, например в сростаниях с алтаитом; изотропен<sup>2</sup>. Внутренние рефлексы у галенита не наблюдались. П. Рамдором описано зональное строение; твердость низкая, в систематике относительного рельефа Волынского галенит используется в качестве пограничного эталона между I и II группами. Очень характерны для галенита треугольники выкрошивания, которые постоянно появляются при шлифовке даже в мелких зернах, благодаря совершенной кубической спайности.

<sup>1</sup> К структурному типу галенита Штрунц также относит ольдгамит (CaS) и аллбандин (MnS). Ольдгамит чрезвычайно редкий минерал, обнаружен только в метеоритах.

<sup>2</sup> П. Рамдор отмечал редкие случаи проявления у галенита оптической анизотропии. Мы наблюдали анизотропный галенит в Заводинском месторождении (Рудный Алтай); анизотропным оказался также синтетический PbS с 9% (вес.) таллия (синтез А. Ю. Малевского, ИМГРЭ).

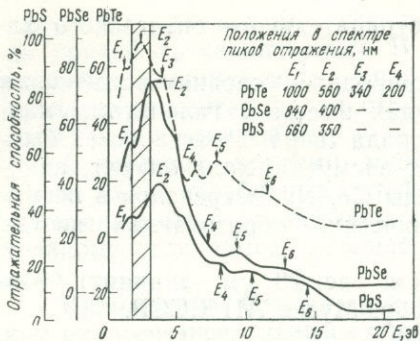


Рис. 29. Спектры отражения PbTe, PbSe, PbS по Филиппсу (234). Область видимого спектра заштрихована

подобная большинству самородных металлов, значительно выше  $R$  галенита; следы кубической спайности (треугольники выкрошивания) наблюдаются редко. Относительный рельеф ниже, чем у галенита и клаусталита.

Спектры отражения искусственных халькогенидов свинца, изученные физиками в широком диапазоне длин волн (рис. 29) показывают большое «фамильное» сходство. Главные максимумы отражения соответствуют для PbS  $R=50\%$  при энергии — 3,6 эв ( $\sim 350$  нм), для PbSe  $R=75\%$  при  $\sim 3,1$  эв ( $\sim 400$  нм), для PbTe  $R=70\%$  при  $\approx 2,2$  эв ( $\sim 560$  нм). Положение главного пика отражения в спектре с переходом от сульфида к теллуриду сдвигается, таким образом, в направлении от ультрафиолетовой к видимой области. Вблизи границы видимой области (400 нм) у PbTe — обнаружен небольшой, но характерный дополнительный максимум. В ближней инфракрасной области дополнительные максимумы были зафиксированы для PbS в области 1,66 эв ( $\sim 750-800$  нм), для PbSe — 1,49 эв ( $\sim 840$  нм), для PbTe — 1,07 эв ( $\sim 1000$  нм).

Спектры поглощения халькогенидов свинца наиболее детально исследовались Эвери. Неопубликованные материалы этих исследований сообщаются в работе Мооса. Анализируя материалы Эвери, Моос отмечает, что для всех соединений максимумы поглощения совпадают с областями наиболее интенсивного отражения. У PbSe и PbTe пики поглощения расположены в видимой, у PbS в ультрафиолетовой областях. Край полосы собственного поглощения у PbTe расположен в интервале  $\lambda \approx 4,3$  мк, у PbS  $\lambda \approx 5,0$  мк, у PbSe  $\lambda \approx 3,0$  мк. Значения  $n$  в области прозрачности составляют 4,10; 4,59; 5,35 соответственно для PbS, PbSe, PbTe. Таким образом, значения  $n$  у халькогенидов свинца возрастают по мере увеличения молекулярного веса соединения, т. е. от PbS к PbTe.

Спектры отражения природных образцов клаусталита и алтаита достаточно детально изучены только в видимой области (рис. 30, 31). В более широком диапазоне частот исследовался спектр отражения галенита (115, 163, 164). Результаты по галениту и алтаиту хорошо согласуются с данными, полученными для искусственных соединений. Искусственный PbSe, согласно данным физиков, имеет более высокие значения  $R$ , чем было получено для природного клаусталита (см. рис. 31). Несмотря на это несоответствие; мы полагаем, что значения  $R$  природ-

Клаусталит в отраженном свете очень похож на галенит, так же как галенит бесцветный (белый), изотропный, внутренние рефлексы отсутствуют, треугольники выкрошивания обнаруживаются часто, отражательная способность незначительно выше  $R$  галенита, по относительному рельефу принадлежит к I группе:  $H$  клаусталита  $< H$  галенита.

Алтаит, так же как галенит и клаусталит изотропен, нейтрального (белого) цвета, в контрастной среде — с бледным зеленоватым (а не сиреново-розоватым, как галенит) оттенком; отражательная способность высокая,

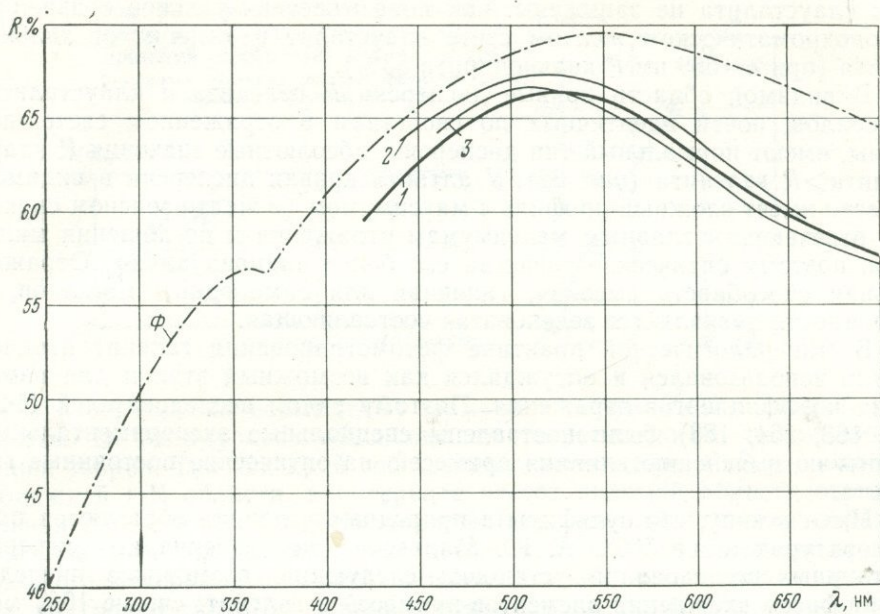


Рис. 30. Спектры отражения алгаита:  
 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: Ф (234)  
 Кривые 1, 2, 3 ошибочно нанесены на 5% ниже.

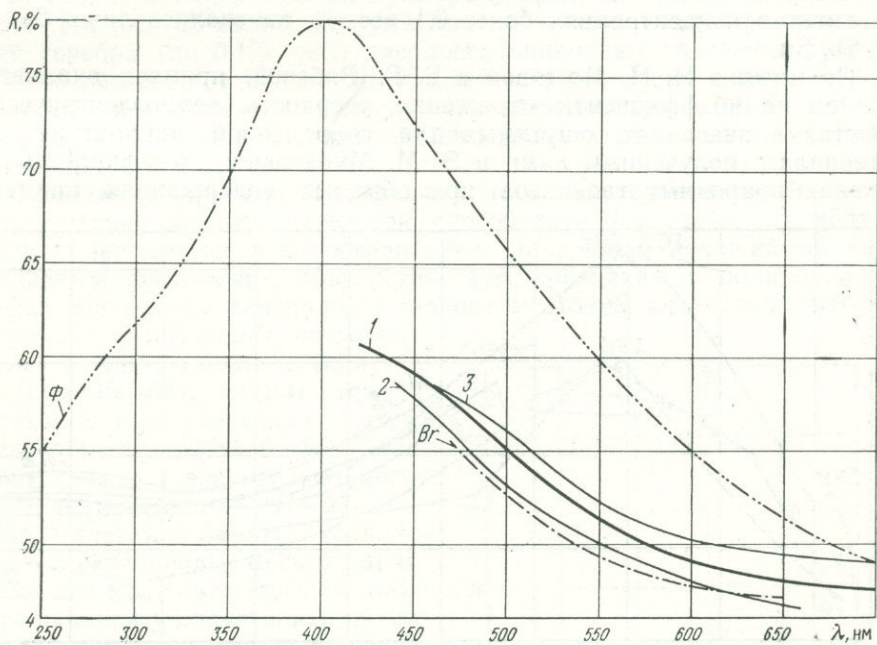


Рис. 31. Спектры отражения клаусталита:  
 1 — «Блеск»; 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: Br (530), Ф (234)

ного клаусталита не занижены: как показывает визуальное сравнение, в монохроматическом желтом свете клаусталит неотличим от халькопирита (при  $\lambda = 589$  нм  $R$  халькопирита 53%).

В видимой области кривые дисперсии  $R$  галенита и клаусталита, минералов, почти идентичных по свойствам в отраженном свете, подобны, имеют нормальный тип дисперсии; абсолютные значения  $R$  клаусталита  $> R$  галенита (рис. 32). У алтаита кривая дисперсии в видимой области имеет сложный профиль с максимумом (в желто-зеленом спектре), отвечающим главным максимумам отражения и поглощения минерала, поэтому оптические свойства его более индивидуальны. Отражательная способность высокая, типичная для самородных металлов, в тональности проявляется зеленоватая составляющая.

В минералогической практике фотометрирования галенит неоднократно использовался и обсуждался как возможный эталон для измерения коэффициентов отражения. Поэтому рядом исследователей (142, 157, 163, 164, 188) были поставлены специальные экспериментальные работы по выяснению влияния примесей на оптические постоянные галенита.

Имея в виду, что сульфиды в природных условиях образуются при температурах ниже  $500^\circ$ , А. Ю. Малевский по материалам экспериментальных исследований установил следующие возможные пределы изоморфного вхождения элементов-примесей в галенит: свыше 10% могут входить Se, а также совместно при отношении 1:1 Bi+Ag, Sb+Ag, Bi+Te, свыше 1%, но меньше 10% Bi (без серебра), Cd, Sn; свыше 0,1, но менее 1% — Te, Ag (без Bi и Sb), Ge, In, Sb. Концентрация изоморфных примесей остальных элементов не может быть выше 0,1%. Из перечисленных «хорошо растворимых» элементов реально в природных галенитах в концентрациях более 0,1 вес. % отмечались лишь Se, Bi, Ag, Sb, Sn.

По мнению Н. Н. Мозговой и Е. Г. Рябевой, примеси оказывают влияние на коэффициенты отражения, твердость, термоэлектрические свойства в значениях, ощутимых для современной аппаратуры. По материалам, полученным нами и Э. М. Муратовым, коэффициенты отражения природных галенитов при обычных содержаниях примесей

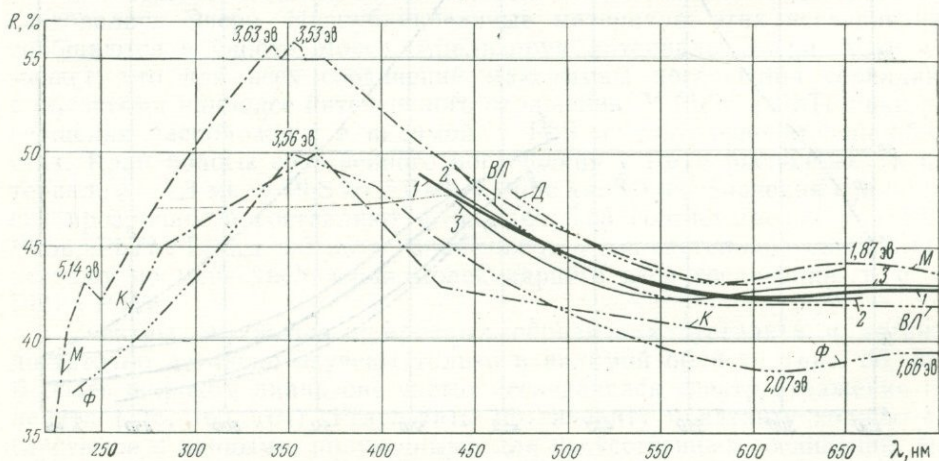
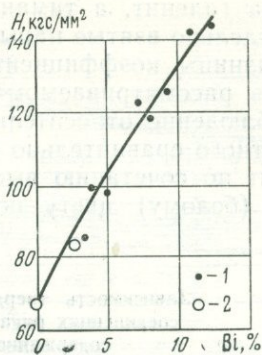
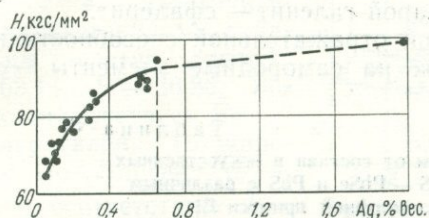


Рис. 32. Спектры отражения галенита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: К (115), ВЛ (59), Ф (234), М (163), Д (408)

Рис. 33. Зависимость твердости галенитов искусственных и природных от примесей серебра (а) и висмута (б): 1 — синтезированные сплавы висмута, 2 — природные образцы висмута



( $\sim 0,0n-0, n\%$ ) не испытывают заметных отклонений. Это обстоятельство Э. М. Муратов обосновывает теоретическими положениями зонной теории. Так как край собственного поглощения PbS расположен в ближней ИК области, в интервале частот видимой области отражательная способность галенита должна быть связана главным образом с межзонными переходами, а вследствие того что концентрация атомов основного материала на много порядков больше концентрации примесных центров в галените, влияние примесей на величину отражения в видимой области не может быть значительным.

Влияние изоморфных примесей на твердость природных и синтетических галенитов ранее изучалось рядом исследователей (73, 157). С. И. Лебедевой (133) исследовалась зависимость твердости галенитов от различных примесей на примере природных и синтетических образцов. На рис. 33 видно, что уже при небольших концентрациях примесей серебра (до 0,1% вес.) твердость природных галенитов существенно возрастает: от 65—67 до 90—100 кгс/мм². Зависимость между твердостью и составом в синтетических образцах ряда PbS—PbSe и PbS с различной примесью изоморфного висмута показана на рис. 33 б, 34 и в табл. 3.

#### Сходство с другими минералами и отличительные особенности.

В систематике по отражательной способности (см. табл. 2) вблизи галенита нет других распространенных минералов, похожих на него по главным физическим диагностическим признакам в полированных шлифах. Из редких минералов с галенитом сходны клаусталит, петцит, колорадоит. Клаусталит несколько светлее и мягче галенита (клаусталит  $H_{ср.} = 46-63$ ), петцит темнее, но так же, как клаусталит, мягче галенита (петцит,  $H = 46-54$ ), колорадоит темнее и значительно мягче галенита (колорадоит,  $H = 27-35$ ), в цвете отчетливо заметна коричневая составляющая. Весьма характерные для галенита треугольники выкрошивания у клаусталита проявляются реже, у петцита очень редки, у колорадоита не наблюдались.

Клаусталит, особенно в сростках с тиманнитом, легко можно

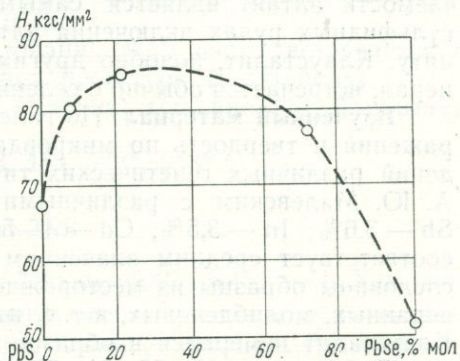


Рис. 34. Зависимость твердости от состава в изоморфном ряду PbS—PbSe

принять за галенит, а тиманнит в этой ассоциации за сфалерит, так как обе отдельно взятые пары минералов близки по относительным значениям разницы коэффициентов отражения. Большое диагностическое значение в рассматриваемом примере имеет различная твердость, а также наблюдение относительного рельефа: для клаусталита и тиманнита обратного сравнительно с парой галенит — сфалерит.

Алтаит по сочетанию высокой отражательной способности и нейтральному (белому) цвету похож на самородные элементы — сурьму,

Таблица 3

Зависимость твердости от состава в искусственных соединениях ряда PbS — PbSe и PbS с различным содержанием изоморфной примеси Bi

PbS—PbSe			PbS с примесью Bi	
Содержание.		H (средн.) кгс/мм <sup>2</sup> , P = 15 г	Содержание Bi, вес. %	H (средн.) кгс/мм <sup>2</sup> , P = 15 г
PbSe мол. %	Se вес. %			
0,0	0,0	68	0,0	68
8,5	2,7	82	3,5	86
20,7	13,8	84	4,0	99
70,5	20,5	77	7,0	122
100	27,6	52	8,1	119
			9,0	126
			11,0	143
			12,0	144

теллур, дискразит, а также на нисбит. Все перечисленные минералы анизотропны, нисбит, кроме того, значительно тверже ( $H_{\text{ср.}}=480$ ), выше алтаита по относительному рельефу; дискразит, как и другие серебряные минералы, через несколько дней после полировки подвергается светотравлению; сурьма и дискразит встречаются в ином парагенезисе.

**Нахождение.** Галенит образуется в широком диапазоне условий рудоотложения, являясь рядовым минералом многих сульфидных месторождений. Алтаит исключительно редко создает концентрации, которые можно наблюдать визуально, но под микроскопом в виде мельчайших выделений обнаруживается часто, особенно в рудах колчеданно-полиметаллических и золото-сурьфидных месторождений. По частоте встречаемости алтаит является самым распространённым теллуридом. В сульфидных рудах включения алтаита чаще всего приурочены к галениту. Клаусталит, подобно другим селенидам, чрезвычайно редкий минерал, встречается обычно с селенидами.

**Исученный материал.** По галенитам были исследованы спектры отражения и твердость по микровдавливанию 37 образцов из месторождений различных генетических типов и 9 образцов, синтезированных А. Ю. Малевским с различными примесными добавками (Bi до 9%, Sb — 3,6%; In — 3,5%, Cd — 4—5%). Приведенная на рис. 32 кривая соответствует средним значениям  $R$  по 37 образцам. По алтаиту исследованы образцы из месторождений золота, полиметаллических, колчеданных, молибденовых, в т. ч. из *Кафана* (Закавказье) (см. рис. 30). Клаусталит измерялся в образце из *Клаусталь* (ФРГ) (см. рис. 31).

**Литература.** 11, 22, 51, 75, 111, 117, 118, 133\*, 142, 157\*, 160, 163, 181, 188\*, 204, 234, 274, 286, 296, 374, 427, 473\*, 524, 530\*, 543\*.

## Алабандин MnS

Куб. с.  $O_h^5 - Fm\bar{3}m$ ;  $a_0 = 5,22$ ;  $z=4$ , изоструктурен с халькогенидами свинца. Хим. состав (теор.): Mn — 63,14, S — 36,86; постоянно присутствует Fe.

**Микроскопия.** Полупрозрачен. По Ларсену  $n_{Li}^I = 2,70$ , что соответствует  $R = 21,11$ . Отражательная способность умеренно низкая: ниже  $R$  блеклых руд и выше  $R$  сфалерита. Цвет нейтральный (серый), подобен сфалериту. Изотропен. Характерно полисинтетическое, пластинчатое двойникование, обнаруживаемое (как у сфалерита) по разной высоте относительного рельефа двойниковых пластинок в шлифе и при травлении. Часто (при структурном травлении серноокислым раствором перманганата) наблюдается зональное строение кристаллов. Характерна совершенная спайность по кубу, которая чаще и лучше обнаруживается в плохо отполированных шлифах или вследствие замещения  $FeS_2$ . Внутренние рефлексy густые, заметны часто только в тонком порошке в иммерсии; цвет — светло-зеленый до бесцветного, в разностях, богатых железом — бурый. По относительно-му рельефу близок к блеклым рудам, несколько ниже сфалерита. Результаты исследования спектров отражения показаны на рис. 35.

Визуально алабандин сходен со сфалеритом. Отличается по твердости: сфалерит имеет более высокие значения  $H = 160-270$ .

**Нахождение.** Редкий минерал. Наиболее обычен в рудах так называемой «благородной серебряной формации» — с родохритом, родонитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, пруститом, пираргиритом, а также с теллуридами золота и серебра. В рудах СССР алабандин отмечался очень редко и в большинстве случаев определение его не было достаточно обосновано. Точно диагностирован алабандин в относительно высокотемпературном медно-молибденовом месторождении Дастакерт (Армения), Тырнауз (Сев. Кавказ) и в медно-никелевых рудах Норильска (67).

В качестве искусственного образования MnS часто встречается в некоторых продуктах металлургических процессов (в штейнах).

**Изученный материал.** Дастакерт (Кавказ) (см. рис. 35), Тырнауз (Кавказ), Сэкэрымб (Румыния).

**Литература.** 67, 128, 129, 139, 423, 483, 530\*, 543\*.

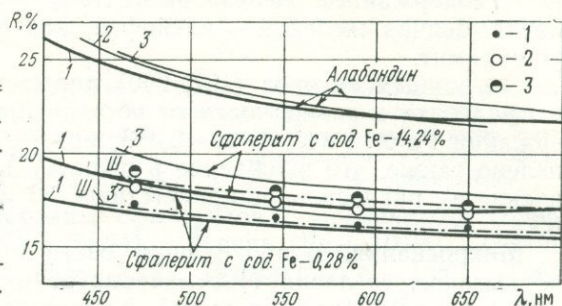


Рис. 35. Спектры отражения сфалерита и алабандина:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: Ш (261); 1 — Демирсой (408); 2, 3 — Арае ( $R$  для образцов с содержанием Fe: 2 — 0,1%, 3 — 11%; 408)

## Сфалерит ZnS

Куб. модификация  $ZnS T_d^2 F4-3m$ ;  $a_0 = 5,40-5,45$ ,  $z=4$ . Хим. состав (теор.): Zn — 67,06, S — 32,94; почти всегда содержит примесь железа, нередко марганца, кадмия, индия, галлия, германия. Разновидно-

<sup>1</sup> Длина волны Li света  $\lambda_{Li} = 671$  нм.

сти: с содержанием железа выше 10% — марматит;  $Fe > 26\%$  — кристофит, бедная железом — клейофан, кадмийсодержащая ( $\sim 2,54\%$ ) — пришибрамит.

По данным авторов (187, 260) параметры кристаллической решетки сфалерита в зависимости от состава примесей изменяются: при содержании Fe 0,14 вес. %  $a_0 = 5,403$ ; при Fe 14,0 вес. %  $a_0 = 5,422$ . Установлено также, что вхождение в решетку 1 мол. % CdS вызывает увеличение  $a_0$ , равносильное присутствию 3,6 мол. % MnS или 11,5 мол. % FeS.

**Микроскопия.** В проходящем свете просвечивает. Светопреломление высокое, согласно (129) варьирует в зависимости от содержания Fe от 2,4 до 2,5 (для Na света). Характерна довольно сильная дисперсия показателя преломления.

Отражательная способность умеренная; цвет нейтральный (серый); изотропен. Внутренние рефлексы от бесцветных (у клейофана) до темно-бурых (у марматита). Зональное строение часто заметно даже невооруженным глазом. Двойниковые пластинки, обычные для сфалерита, легко обнаруживаются по различиям в относительном рельефе или после структурного травления в парах царской водки. Очень характерны эмульсионные включения халькопирита, пирротина, реже кубанита и станнина. В ультрафиолетовых лучах природные сфалериты люминесцируют голубым, желтым, оранжевым до красноватого цветом. По относительному рельефу принадлежит к IV гр. ( $H > H$  блеклых руд).

Спектры отражения сфалерита имеют очень слабо выраженную нормальную дисперсию (см. рис. 35). При увеличении содержания железа коэффициенты отражения, так же как и величина  $n$ , несколько возрастают (260); при самых высоких содержаниях железа ( $\sim 14\%$ ) значения  $R$  увеличиваются  $\sim$  на 1,5%.

Твердость по микровдавливанию сфалеритов в зависимости от примесей и условий образования изменяется более заметно, чем отражательная способность, и находится в пределах 153—270 кгс/см<sup>2</sup> (134, 262). Выявленная зависимость была подтверждена на примере синтетических образцов. Анализ полученных данных, как природного, так и синтетического материала показывает, что при увеличении содержания Fe в клейофанах на 2—3% (вес.) твердость резко возрастает от 170—180 и достигает максимума (250—270). Дальнейшее увеличение содержания Fe (от 3 до 15—18%) вновь понижает твердость до 150—160 кгс/мм<sup>2</sup> (рис. 36).

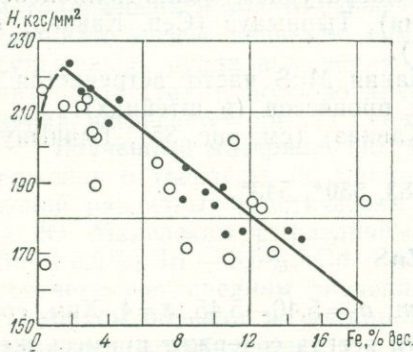


Рис. 36. Зависимость твердости сфалеритов от содержания в них железа

В большинстве случаев тельца распада халькопирита образуют вклю-

**Нахождение.** Промышленный минерал, встречается часто и в больших количествах в рудах различных генетических типов.

Кристаллическая структура сфалерита лежит в основе структурных мотивов халькопирита, станнина, блеклых руд, кубанита. Для всех этих минералов характерны ориентированные сростания. Типичной особенностью сфалерита является также широкое развитие структур распада твердых растворов с халькопиритом, станнином, пирротинном, возможно кубанитом.

чения (эмульсионные, пластинчатые) в сфалерите, но в высокотемпературных рудах, наоборот, в халькопирите и кубаните присутствуют «звездочки» сфалерита.

В 1970 г. в шлифе из руд Мина-Сан-Самуэл (Чили) были обнаружены иголки и удлиненные зерна нового минерала  $Cu_3ZnS_4$ , представляющего продукт распада медьсодержащего сфалерита. Минерал непрозрачный, очень мягкий, с сильными цветными эффектами двуотражения (белый—кремовый) и анизотропии. Состав определен на электронном микронзонде: Cu—50; Zn—16,7; S—35, Fe—не обнаружено.

**Изученный материал.** Образцы сфалеритов с различными содержаниями Fe: Халчеранга (Fe—14,24), Трепча (Fe—10,94), Актюз (Fe—6,80), Ново-Ивановское (Fe—3,18), Шамлуг (Fe—1,90), Леви-ха (Fe—0,28).

**Литература.** 50, 76, 84, 115, 129, 134, 176, 177, 187, 218, 223, 260, 261, 262, 263, 280, 338, 364, 389, 473, 540, 543\*.

### Халькогениды ртути HgTe, HgSe, HgS

Халькогениды ртути—колорадоит, тиманнит, метациннабарит и киноварь представляют собой природные бинарные соединения ртути с элементами VI группы периодической системы Менделеева: с теллуридом, селеном и серой. Первые три минерала изоструктурны, кристаллизуются в куб. с. по типу сфалерита  $T_d^2—F\bar{4}3m$ , киноварь триг. с.  $D_3^4—P\bar{3}1\ 21$ ;  $D_3^6—P\bar{3}2\ 21$  Хим. состав (теор.):

	Hg	Te	Se	S	$a_0$	$c_0$	$z$
Колорадоит . . . .	61,14	38,86	—	—	6,45	—	4
Тиманнит . . . .	71,70	—	28,30	—	6,08	—	4
Метациннабарит . . . .	86,21	—	—	13,79	5,85	—	4
Киноварь . . . .	86,21	—	—	13,79	4,15	9,50	3

Колорадоит и киноварь обычно имеют постоянный состав; для тиманнита и метациннабарита известен непрерывный изоморфизм между серой и селеном с образованием промежуточного члена ряда—онофрита; в тиманните, кроме того, установлены изоморфные замещения ртути на кадмий (до 1%), в метациннабарите—ртути на цинк (до 5%) и железо (до 6%).

**Микроскопия.** В изоструктурном ряду кубических халькогенидов ртути самой высокой отражательной способностью (галенитоподобной) характеризуется теллурид ртути—колорадоит. В цвете минерала, в общем нейтральном, заметен коричневатый оттенок. Изотропен. Внутренних рефлексов нет. Количественные измерения коэффициентов отражения в пределах видимой области спектра обнаруживают весьма индивидуальный спектральный профиль минерала (рис. 37), надежно отличающий колорадоит от сходных по визуальному восприятию в белом свете галенита, петцита. Селенид ртути—тиманнит и кубическая модификация сульфида ртути—метациннабарит, представляющие конечные члены изоморфного ряда, характеризуются близкими оптическими свойствами, визуально под микроскопом не различимы. Оба минерала светло-серые, с едва заметным коричневатым оттенком, изотропные<sup>1</sup>, без внутренних рефлексов. Спектральные профили тиманнита и метациннабарита полностью подобны; различаются по абсолют-

<sup>1</sup> Большая часть метациннабаритов неизотропна; очень слабое двуотражение и эффекты анизотропии в скрещенных николях заметны благодаря контрастному влиянию двойниковых пластинок. В исследованных образцах анизотропный метациннабарит наблюдался в шлифах из руд Измаила.

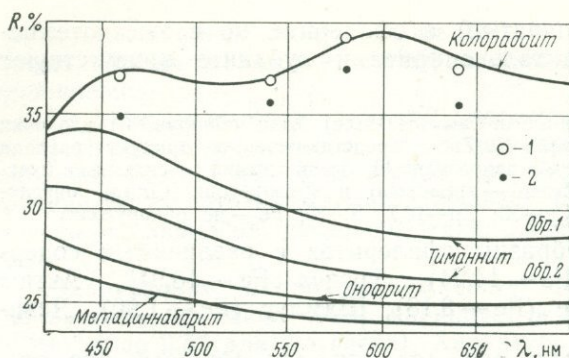


Рис. 37. Спектры отражения колорадоита, тиманнита (обр. 1, 2), онофрита, метациннабарита: 1 — «Блеск», 1 — ПИОР (408); литературные данные: 2 — Бернштейн (408)

даются сильные кроваво-красные внутренние рефлексии. Минерал оптически положительный: при  $\lambda = 671$  нм,  $n_0 = 2,85$ ,  $n_e = 3,20$ . В отраженном свете киноварь нейтрального цвета с иногда различимыми голубоватым и коричневатым оттенками, по общему уровню отражательной способности близка к блеклой руде, чуть темнее; двуотражение умеренное, со слабым цветным эффектом. В скрещенных николях сильно анизотропна. Полируется трудно, на поверхности шлифа обычно остаются многочисленные тонкие царапины. Относительный рельеф очень низкий: чуть выше метациннабарита, но ниже сурьмы и заметно ниже антимонита.

Количественные измерения  $R$  по спектру (рис. 38) показывают, что в темном положении киноварь очень близка к метациннабариту, с которым в положении  $R_p$  обнаруживает большое сходство и при визуальных наблюдениях. От сходного с ней прустита (см. рис. 95) отличается более пологим профилем кривых дисперсии  $R$ . Наибольшее сходство с киноварью обнаруживает куприт (см. рис. 113), который отличается более высокой твердостью (192—210 кгс/мм<sup>2</sup>) и своеобразием парагенезиса с самородной медью и другими медными минералами зоны окисления.

**Нахождение.** Все кубические халькогениды ртути — редкие гидротермальные минералы. Колорадоит вместе с другими теллуридами (золота, серебра и свинца) встречается в золоторудных месторождениях (Калгурли — Австралия, Колорадо — США, Онтарио — Канада, Илова — Чехословакия и др.). Тиманнит известен в месторождениях селенидов Лербах, Тилькероде, Клаусталь — в Гарце в ассоциации с умангитом, клаусталитом и др. Метациннабарит ассоциирует с киноварью в ртутных и сурьмяно-ртутных месторождениях; условия образования метациннабарита и взаимоотношения его с киноварью недостаточно выяснены. Большинство исследователей считают метациннабарит гипогенным минералом, более ранним, чем ки-

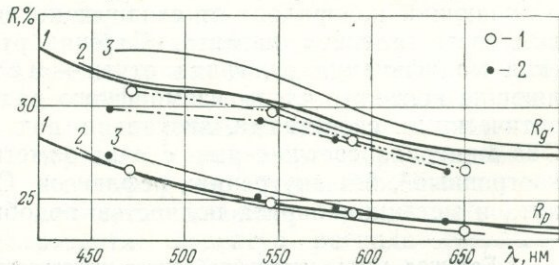


Рис. 38. Спектры отражения киновари: 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: 1 — Лопец, Солер (408); 2 — Вальсов (408)

новарь (которая его обычно замещает); по мнению некоторых, метацин-набарит может быть и гипергенным (за счет киновари). Киноварь — наиболее распространенный минерал ртути, отлагается из гидротер-мальных растворов при относительно низких температурах; известна также как продукт отложения действующих горячих источников.

**Изученный материал.** Колорадоит — *Калгурли* (Австралия), (см. рис. 37), колорадоит в ассоциации с калаверитом, а также алтаитом, креннеритом, сильванитом, петцитом, гесситом, золотом и др. мине-ралами; Меградзор (Кавказ), обр. Казариновой. Тиманнит — *Тильке-роде* (ГРД), обр. Степанова (см. рис. 37, обр. 1); *Горхон* (Сев. Саян), обр. Васильева (см. рис. 37, обр. 2: Hg—77,7; Se—18,0; S—4,8;  $a_0=6,00$ ); Клаусталь (ГДР), обр. Степанова. *Онофрит* — Горхон, обр. Васильева (см. рис. 37: Hg—81,4; Zn—0,2; Se—7,5; S—10,5;  $a_0=5,902$ ); Сан-Онофре. Метациннабарит — *Хайдаркан* (Ср. Азия), обр. Степанова; Джижикрут (Ср. Азия), обр. Волгина; Измаил (Алжир), обр. Степанова.

**Литература.** 18, 49, 89, 175, 204, 242, 349, 423, 524, 530\*, 543\*.

### Галхаит $HgAsS_2$

Куб. с.  $T_d^3$  —  $143 m$ ;  $a_0=10,41$ ,  $z=12$ ; дебаеграмма индивидуальна (80). Хим. состав<sup>1</sup>:

	Hg	Cu	Zn	Tl	As	Sb	S	Se
Гал-Хая . . . . .	47,60	3,49	3,00	0,46	23,60	0,59	21,00	0,0003
Хайдаркан . . . . .	49,02	2,85	0,60	2,90	19,49	5,51	19,31	0,015

Галхаит встречен в рудах в виде идиоморфных кристаллов, пре-имущественно кубического габитуса до 1 см величиной, а также в виде сростков и зернистых агрегатов.

Макроскопически галхаит темно-оранжево-красного цвета, иногда с черными блестящими пленками и радужной побежалостью на по-верхности кристаллов. Черта оранжево-желтая, блеск алмазный, хруп-пок, спайность не наблюдалась, твердость  $\sim 3$ ; хорошо просвечивает, обладает сильными пьезоэлектрическими свойствами, плохой провод-ник электричества.

**Микроскопия.** В шлифах в проходящем свете прозрачный, оранже-во-желтый, изотропный. В отраженном свете светло-серый с голубовато-сиреневым оттенком. Анизотропия и двуотражение не наблюдались. Характерны сильные внут-ренние рефлексы оранжево-красного цвета. Полируется хорошо. По относительному рельефу близок к антимо-ниту.

Кривая дисперсии  $R$  гал-хаита имеет нормальный тип с пологим профилем (рис. 39).

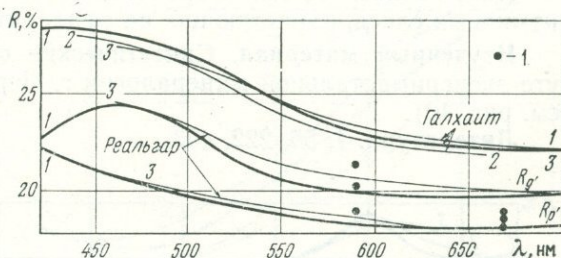


Рис. 39. Спектры отражения галхаита и реаль-гара:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные дан-ные: 1 — Ларсен (129)

<sup>1</sup> Химические составы образ-цов исследовались полным хими-ческим анализом, аналитик Н. Г. Шумкова (80).

**Нахождение.** Новый минерал, известный в настоящее время в двух мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождениях Советского Союза — в Гал-Хая и Хайдаркане (80).

**Изученный материал.** Гал-Хая, Хайдаркан — (см. рис. 39); исследовались образцы, детально изученные ранее и описанные в работе (80).

**Литература.** 80.

### Гринокит CdS

Гексаг. с.  $C_{6v}^4$  — P6 mc;  $a_0=4,15$ ,  $c_0=6,73$ ,  $z=2$ . Структурный тип вюртцита. Хим. состав (теор.): Cd — 77,81, S — 22,19.

Обычно порошковатые налеты, корочки. Цвет желтый, оранжевый.

**Микроскопия.** В проходящем свете одноосный, плеохроизм слабый, оптический знак меняется в зависимости от длины волны света (55).

$\lambda$	$n_o$	$n_e$	$n_o - n_e$
670	2,456	2,431	+ 0,025
589	2,529	2,506	+ 0,023
535	—	—	+ 0,013
527	—	—	0,000
516	—	—	— 0,016

Отражательная способность несколько выше, чем у сфалерита. Цвет нейтральный (серый) с едва заметным голубоватым оттенком. Двухотражение и эффекты анизотропии слабые, маскируются многочисленными глубокими внутренними рефlekсами желтого и оранжево-красного цвета. Рельеф гринокита ниже, чем у сфалерита.

Спектр отражения гринокита (рис. 40) отличается от спектра сфалерита наличием максимума в области  $\lambda=500$  нм.

**Нахождение.** Обычно образуется в зоне гипергенеза в виде тонких ритмичных слоев, нарастающих на сфалерите, сидерите.

**Изученный материал.** Синтетические образцы, получены в Институте экспериментальной минералогии г. Черноголовка Кулаковым М. А. (см. рис. 40).

**Литература.** 4, 55, 222, 403.

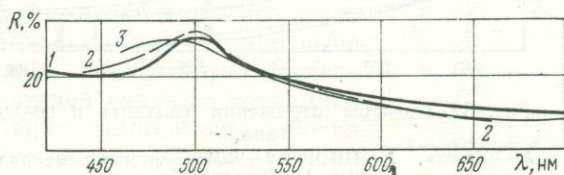


Рис. 40. Спектры отражения гринокита синтетического: 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ

## Борнит $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$

В справочнике Штрунца (509), по данным Моримото, для борнита указано несколько модификаций: устойчивая при нормальной температуре тетраг. с.  $D_{2d}^4 - P42_1c$ ;  $a_0 = 10,94$ ,  $c_0 = 21,88$ ,  $z = 16$ ; неустойчивые — тригон. с.  $C_{3v}^5 - R3m$ ;  $a = 6,70$ ,  $\alpha = 33^\circ 31'$  и куб. с. сверхструктурой  $O_h^7 - Fd3m$ ;  $a_0 = 10,94$ ,  $z = 8$ . Хим. состав (теор.):  $\text{Cu} - 63,3$ ,  $\text{Fe} - 11,1$ ,  $\text{S} - 25,6$ . Склонность к образованию твердых растворов с  $\text{Cu}_2\text{S}$  и  $\text{CuFeS}_2$  (значительная при высоких, ограниченная при низких температурах) приводит к сильным колебаниям количественных соотношений главных компонентов.

**Микроскопия.** При скрещенных николях борнит в большинстве случаев изотропен, но иногда обнаруживает очень слабую анизотропность, двуотражение в этом случае едва заметно в иммерсии. Отражательная способность умеренная, несколько ниже, чем у блеклых руд. Спектр отражения (рис. 41) имеет аномальный тип дисперсии, несколько осложненный неглубоким широким прогибом в сине-зеленой области, в общем сходен со спектрами насыщенно-окрашенных розовых минералов — никелина, брейтгауптита.

Наиболее яркой оптической особенностью борнита является его своеобразный насыщенный коричневато-розовый, иногда пурпурно-розовый цвет, который на воздухе быстро приобретает сначала ярко-розовую, затем голубоватую и ярко-сиреневую побегалость. Пленка побегалости быстрее образуется на гипергенном борните и на гипогенном, в случае начавшегося замещения его халькозином. Нередко в цвете даже свежеотполированного борнита проявляется неоднородность — наблюдаются неправильной или пластинчатой формы включения более светлоокрашенного борнита (191). Внутренние рефлексы отсутствуют. По относительному рельефу принадлежит к III гр., *H* едва заметно ниже халькопирита и выше халькозина. В отраженном свете диагностируется легко.

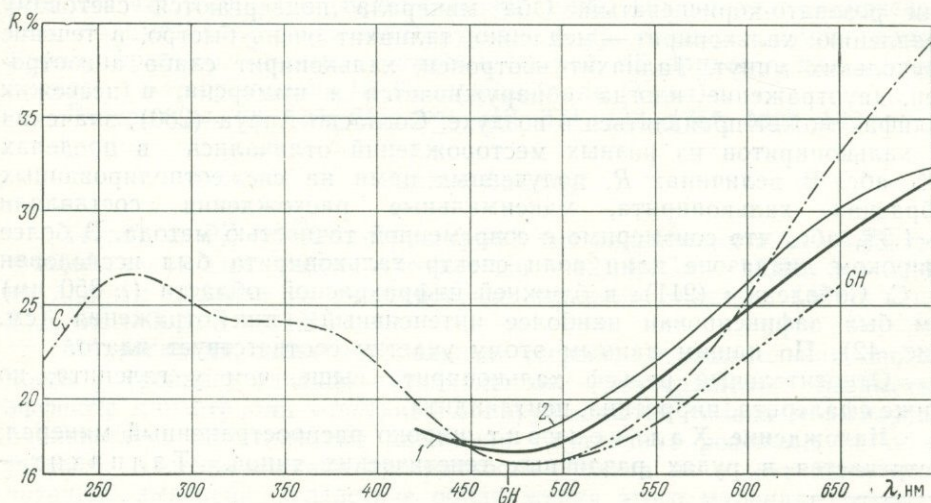


Рис. 41. Спектры отражения борнита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС; литературные данные: C (211), GH (374, 408)

**Нахождение.** Борнит принадлежит к числу рудных минералов с широким диапазоном температур выделения; образуется в гипогенных и гипергенных условиях. Замечен характерный антагонизм между борнитом и пирротинном. В сростаниях с халькопиритом и дигенитом гипогенный борнит образует обычно решетчатые структуры распада твердого раствора. Для борнита с халькопиритом распад этот возникает при температуре ниже  $475^{\circ}$ , а для борнита с дигенитом — при  $175^{\circ}$ . В совместных выделениях борнита с халькозином, галенитом, блеклой рудой наблюдались графические и мирмекитовые структуры прорастания. Борнитовые и борнит-халькозиновые минеральные ассоциации в колчеданных и полиметаллических рудах нередко представляют особый интерес, так как могут содержать повышенные концентрации таких минералов, как германит, реньерит, бриартит, галлит, моусонит, идаит; в ассоциации с борнитом и бетехтинитом был обнаружен и джезказганит.

**Изученный материал.** III Интернационал, (см. рис. 41), Гай, (Урал), Кипуши, Тзумеб (Южная Африка) и др.

**Литература.** 7, 21, 26, 27, 59, 115, 121, 191, 206, 211, 374, 473\*, 494, 543\*.

### Халькопирит, талнахит $\text{CuFeS}_2$

Халькопирит: тетраг. с.  $D_{2h}^{12} - \bar{1}42d$  (гомеотипен со сфалеритом);  $a_0 = 5,25$ ,  $c_0 = 10,32$ ,  $z = 4$ . Талнахит<sup>1</sup> (высокотемпературная модификация со структурой сфалерита)<sup>1</sup>; куб. с.  $T_d^3 - \bar{1}43m$ ;  $a_0 = 10,65$ . Хим. состав (теор.): Cu — 34,56, Fe — 30,52, S — 34,92. В талнахите обычно присутствуют небольшие количества Ni и Zn и постоянно отмечается дефицит серы.

**Микроскопия.** Халькопирит и талнахит имеют умеренно-высокую отражательную способность и подобные, аномального типа, с резким подъемом в желтой области спектры отражения (рис. 42). Цвет халькопирита насыщенно-желтый, у талнахита спектральная кривая расположена ниже, поэтому его цвет воспринимается как коричневатый или розовато-коричневатый. Оба минерала подвергаются световому травлению: халькопирит — медленно, талнахит очень быстро, в течение нескольких минут. Талнахит изотропен, халькопирит слабо анизотропен, двуотражение иногда обнаруживается в иммерсии, в несвежих шлифах может проявляться в воздухе. Согласно Арауа (280), значения  $R$  халькопиритов из разных месторождений отличались в пределах 5% абс. В величинах  $R$ , полученных нами на свежееотполированных образцах халькопирита, максимальные расхождения составляли ~1,5% абс., что соизмеримо с современной точностью метода. В более широком диапазоне длин волн спектр халькопирита был исследован В. С. Соболевым (211); в ближней инфракрасной области ( $\lambda$  850 нм) им был зафиксирован наиболее интенсивный пик отражения (см. рис. 42). По нашим данным этому участку соответствует плато.

Относительный рельеф халькопирита выше, чем у галенита, но ниже сфалерита, пирротина, пентландита.

**Нахождение.** Халькопирит широко распространенный минерал; встречается в рудах различных генетических типов. Талнахит —

<sup>1</sup> Первоначально талнахит был описан как кубический халькопирит, в 1967 г. по предложению Комиссии по новым минералам выделен в качестве самостоятельного минерального вида.

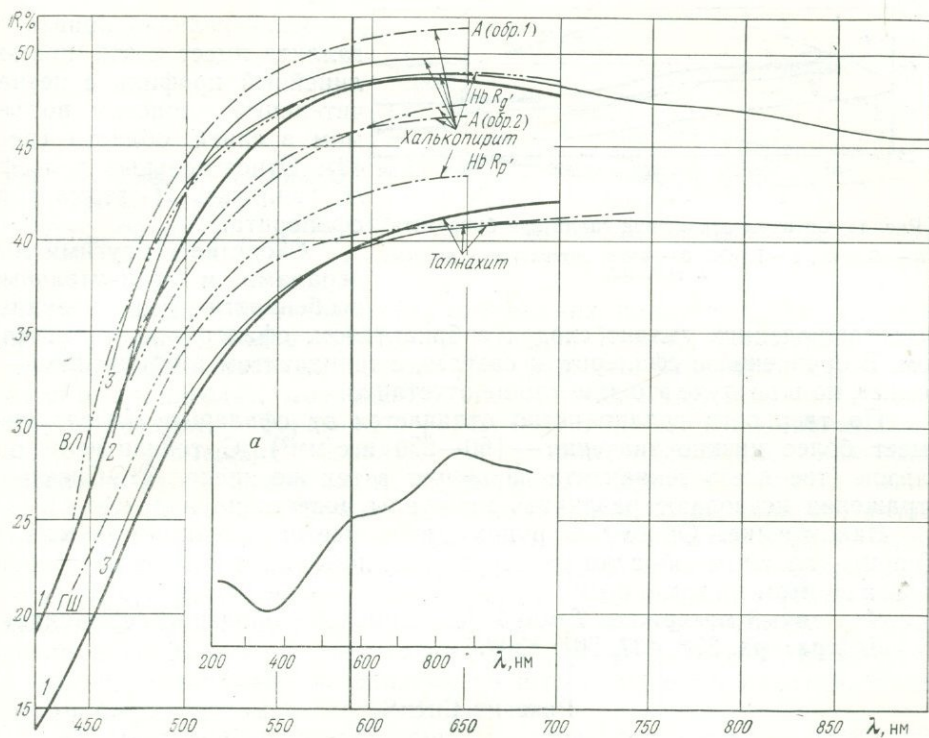


Рис. 42. Спектры отражения халькопирита и талнахита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: ВЛ (59), ГШ (68), А (280, 408), Нв (408).  
 а. Спектр отражения халькопирита в интервале  $\lambda=200-1000$  нм (по Соболеву, 211)

минерал редкий, впервые обнаружен в рудах Талнахского и Норильского медно-никелевых месторождений.

**Изученный материал.** *Талнахит* — Талнах, обр. Юшко-Захаровой (см. рис. 42), Норильск (Красноярский край). *Халькопирит* — колчеданные, полиметаллические, золоторудные и др. месторождения Алтая, Урала, Армении. Спектр отражения на рис. 42 приведен для халькопирита из месторождения III Интернационала (Урал).

**Литература.** 68, 115, 211, 280, 313, 374, 433, 475\*, 530\*, 543\*.

### Галлит $\text{CuGaS}_2$

Тетраг. с.  $D_{2d}^{12} - I \bar{4}2d$ , структурный тип халькопирита.  $a_0=5,35$ ,  $c_0=10,48$ ,  $z=4$ . Хим. состав (теор.): Cu — 32,19, Ga — 35,32, S — 32,49; по данным анализа на рентгеновском микроанализаторе (437): Cu — 33,5, Ga — 30,2, S — 31,8.

**Микроскопия.** Цвет нейтральный (серый), отражательная способность умеренная, близкая с теннантитом; двуотражение незаметно; эффекты анизотропии отчетливо обнаруживаются только в иммерсии; наблюдались пластинчатые двойники. Внутренние рефлексы не обнаружены. (Оценка степени прозрачности галлита не может быть окончательно выяснена, вследствие обнаружения этого минерала только в виде тонкодисперсных продуктов распада, главным образом в повсеместно просвечивающем сфалерите).

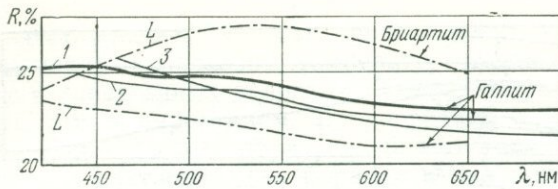


Рис. 43. Спектры отражения галлита и бриаррита:  
1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные:  
L (408, 437)

Спектральная кривая  $R$  галлита имеет почти прямолинейный профиль с незначительным пологим подъемом в синей области (рис. 43). Относительный рельеф:  $H$  галлита  $> H$  германита, сфалерита.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** При визуальных

наблюдениях галлит сходен с бриарритом, сфалеритом, теннантитом. В сравнении с сфалеритом светлее, с теннантитом и бриарритом — темнее, но в воздухе это заметно не отчетливо.

По твердости галлит четко отличается от сфалерита (последний имеет более низкие значения — 160—270 кгс/мм<sup>2</sup>). С теннантитом он близок (твердость теннантита варьирует в тех же пределах). Спектры отражения позволяют различать минералы достаточно надежно.

**Нахождение.** Описан в рудах двух месторождений — Тзумеб и Кипуши, главным образом в структурах распада твердых растворов со сфалеритом и германитом.

**Изученный материал.** Тзумеб (см. описание образцов германита). Литература. 378, 437, 507, 530\*.

### Рокезит $\text{CuInS}_2$

Тетраг. с.  $D_{2d}^{12}$  —  $I \bar{4} 2 d$  изоструктурен с халькопиритом.  $a_0 = 5,51$ ,  $c_0 = 11,0$ ,  $z = 4$  (для искусственного  $\text{CuInS}_2$ ). Порошкограммы природных и искусственных образцов идентичны. Хим. состав (теор.): Cu — 26,20, In — 47,35, S — 26,45. Кроме основных элементов, в минерале установлены Fe, Zn. По данным анализа эмпирическая формула ( $\text{Cu}_{0,943}\text{Fe}_{0,062}\text{Zn}_{0,023}\text{In}_{1,009}\text{S}_2$  (513)).

**Микроскопия.** Минерал наблюдался только под микроскопом. Цвет нейтральный со слабым голубовато-сиреневым оттенком. По общему уровню отражательной способности светлее сфалерита и темнее блеклых руд. Двухотражение и анизотропия слабые. Внутренние рефлексы в воздухе не наблюдались. Структурное травление  $\text{HNO}_3$  выявляет полисинтетические двойники. При визуальных исследованиях может быть принят за тетраэдрит или сфалерит, особенно в мелких включениях в халькопирите.

Спектры отражения рокезита приведены в работах (272, 476). Вследствие отсутствия в воздухе заметного двухотражения нами измерено только одно значение  $R$  (рис. 44). В видимой области спектральная кривая рокезита имеет нормальный тип дисперсии со слабо выраженным широким минимумом в средней части. Согласно сведениям (476), минерал одноосный, положительный. Относительный рельеф:  $H$  теннантита  $> H$  рокезита  $> H$  борнита, моусонита. По данным (421), рельеф и твердость по отношению к прочерчиванию средние между сфалеритом и халькопиритом.

По визуальным признакам рокезит сходен со сфалеритом, алабандином и тетраэдритом.

**Нахождение:** Впервые установлен в 1955 г.; очень редкий минерал. Встречен в месторождениях оловянно-сульфидных (Шарья, Франция;

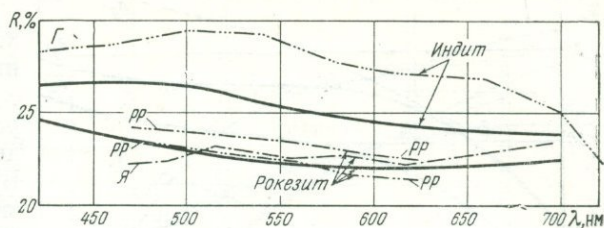


Рис. 44. Спектры отражения рокезита и индита:

«Блеск»: литературные данные: РР (476), Я (272), Г (65, 530)

Маунт Плезент, Канада), субвулканических полиметаллических (Акенобе, Япония), медно-колчеданных (Уруп, Кавказ; Центральный Казахстан). Вещественный состав руд в месторождениях: Шарья — касситерит, шеелит, молибденит, висмут, эмплектит, ильменит, магнетит, тетраэдрит; в образцах с рокезитом наблюдались — борнит, халькопирит (замещает борнит), виттихенит, сфалерит, халькозин, ковеллин, вторичные — идаит, штроемейерит, серебро; в Маунт Плезент, кроме того, встречаются арсенопирит, глаукоdot, станнин, золото, пирротин, марказит, дигенит, турмалин; в Акенобе рокезит встречается в составе халькопиритовой руды с магнетитом, сфалеритом, касситеритом, ферберитом, виттихенитом, эмплектитом, висмутом; в некоторых выделениях сфалерит и рокезит образуют сложные мирмецитовые сростания. В колчеданных рудах рокезит наблюдался в поздней борнитовой ассоциации со штроемейеритом, идаитом, германитом, бетехтинитом, серебром и золотом.

По мнению Като, образованию рокезита способствуют окислительные условия (мартитизация магнетита в месторождении Шарья) и сравнительно высокие температуры (распад твердых растворов борнит — халькопирит, сфалерит в халькопирите).

**Изученный материал.** Исследовались образцы Урупа (см. рис. 44), детально изученные В. М. Качаловской (103).

**Литература.** 103, 272, 421, 476\*, 513.

### Эскеборнит<sup>1</sup> $\text{CuFeSe}_2$

Минерал недостаточно изучен. По порошкограмме — кубический, близок к сульваниту. Морфология выделений, характер спайности, оптическая анизотропия свидетельствуют о более низкой симметрии; возможно гексагональный.

**Микроскопия.** Визуально сходен с пирротином, штернбергитом и кубанитом. Умеренно отражает. Цвет отчетливо коричневатый, часто неоднородный: в одном и том же зерне может наблюдаться пятнистое распределение участков с различной тональностью. Двуотражение и эффекты анизотропии несколько слабее, чем у пирротина. В шлифах хорошо проявлена спайность, наблюдались отслаивания, выкальвания по спайности. Относительный рельеф очень низкий, I гр.:  $H$  науманита, клаусталита  $\geq H$  эскеборнита.

<sup>1</sup> Кулеруд эскеборнитом называет наиболее богатые селеном твердые растворы, образующиеся при высоких температурах в системе  $\text{FeS}-\text{FeSe}$ . Рамдор считает, что в данном случае нельзя проводить прямую аналогию между продуктами синтеза и природным эскеборнитом, который всегда содержит медь.

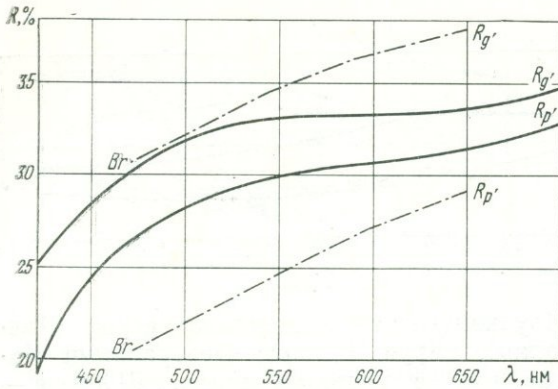


Рис. 45. Спектры отражения эскеборнита; измерено на приборе «Блеск»; литературные данные: Br (408, 530)

Спектры отражения эскеборнита имеют аномальный тип дисперсии, сходны с кривыми кубанита и пирротина (рис. 45). Кривые дисперсии  $R$ , полученные Бурке (Burke), показывают значительно более сильное двуотражение и большое подобие с кривыми штернбергита. Исследованный нами эскеборнит представлял чрезвычайно тонкозернистый агрегат с размерами отдельных зерен порядка нескольких микрон, поэтому мог быть измерен только

суммарный эффект от нескольких зерен; полученные данные рассматриваются нами как приближенные.

**Нахождение.** Известен в Тилькероде (ГДР) и в Клаусталь (б. Лербах, ФРГ). По мнению П. Рамдора, эскеборнит образуется в условиях низких температур в ассоциации с другими селенидами и гроздевиднопочковидным халькопиритом.

**Изученный материал.** Тилькероде (ГДР) (см. рис. 45). Качественное определение состава выполнено на рентгеноспектральном микроанализаторе.

**Литература.** 150, 204, 275, 352, 363, 398, 524, 525, 530\*.

### Кубанит $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ , штернбергит $\text{AgFe}_2\text{S}_3$ <sup>1</sup>

Пространственная гр. кубанита  $D_{2h}^{16} - Pctm$ , штернбергита  $D_{2h}^{21} - Cmma$ . Хим. состав (теор.):

	Cu	Fe	Ag	S	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$z'$
Кубанит . . . . .	23,4	41,2	—	35,4	6,46	11,12	6,23	4
Штернбергит . . . . .	—	35,4	34,2	30,5	6,62	11,66	12,70	8

Для кубанита известны также кубическая (68) и тетрагональная (484) модификации.

**Микроскопия.** Кубанит и штернбергит — умеренно отражающие минералы с аномальным типом дисперсии  $R$  (рис. 46) и кремово-коричневатый (пирротиновый) цветом; анизотропные, мягкие. Встречаются в различных парагенезисах.

Кубанит относится к типичным высокотемпературным минералам, часто встречается в медно-никелевых, в контактово-метасоматических и высокотемпературных гидротермальных рудах, в пегматитах (42). Всегда тесно ассоциирует с халькопиритом и пирротинном. При высоких температурах кубанит и халькопирит образуют твердые растворы, которые распадаются ниже  $450^\circ$  с образованием пластинчатых сростков кубанита и халькопирита, иногда пирротина и халькопирита.

<sup>1</sup> Более правильное, отвечающее стехиометрическим соотношениям, написание формул: штернбергита  $\text{AgFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{S}_3$ , кубанита  $\text{CuFe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{S}_3$  (примеч. Поваренных к справочнику Штунца).

В окислительной обстановке кубанит может нацело замещаться халькопиритом, пирротином и магнетитом.

Форма выделений кубанита является характерным диагностическим признаком. Обычно кубанит имеет форму удлиненных пластинчатых включений в халькопирите, располагающихся параллельно направлению (111); при пересечении пластин возникает своеобразный «паркетный» структурный рисунок. Отдельные пластинки кубанита представляют обычно сростки сложных пластинчатых двойников, которые могут быть обнаружены при  $N^+$  или структурным травлением.

По оптическим свойствам кубанит занимает промежуточное положение между халькопиритом и пирротином,  $R \approx 39\%$ : цвет бронзовый; двуотражение очень слабое, с иммерсией отчетливое, изменяется от светло-желтого до коричневатого. Относительный рельеф несколько выше халькопирита, но резко ниже пирротина и пентландита, относится к III группе. Подобно пирротину и макинавиту кубанит магнитен. П. Рамдор описывает, кроме того, вторую разновидность кубанита (кубанит 2), которая встречается по трещинам и по периферии обычного кубанита, реже в халькопирите. Кубанит 2 отличается пониженной отражательной способностью, более отчетливо коричневатым цветом, отсутствием анизотропии, совершенной спайностью, всегда обнаруживаемой в шлифах.

Штернбергит принадлежит к редко встречающейся и потому слабо изученной группе серебряных колчеданов. В заметных количествах минералы этой группы были обнаружены только в кобальт-никель-серебро-висмутовой формации в тесном парагенезисе с другими сульфосолями серебра. По цвету и отражательной способности очень похож на пирротин. Форма выделений обычно яснотаблитчатая, часто проявляется таблитчатая спайность и сдвойникованность, рельеф низкий.

**Изученный материал.** Штернбергит — Андреасберг (ФРГ), (коллекция МГРИ, обр. 25171, см. рис. 46). Кубанит — Питкьяранта (см. рис. 46), Талнах (Западная Сибирь), Гай (Урал), Люпикко, обр. Степанова.

**Литература.** 42, 68, 344, 345, 473\*, 484, 530, 543\*.

### Пирротин $Fe_{1-x}S$

Широко распространенный в природе минеральный вид, в котором выделяется ряд фаз с изменением величины  $x$  от 0 до 0,2: троилит,

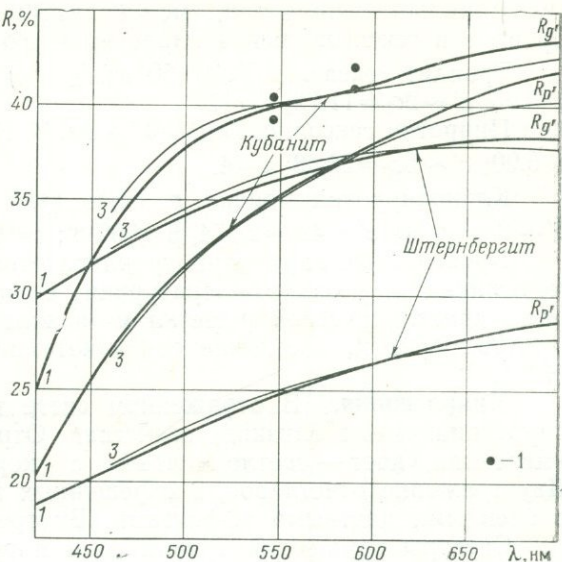


Рис. 46. Спектры отражения штернбергита и кубанита:

1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: 1 — Гейкин, Шадлун (68)

гексагональный пирротин, моноклинный пирротин (клинопирротин). Троилит и гексагональный пирротин имеют сверхструктуры типа NiAs.

Троилит гексаг. с.  $\text{FeS}$  (50 ат. % Fe)  $D_{6h}^4 - C6_3/mmc$ ;  $a' \sim a_0 \sqrt{3} = 5,95$ ;  $c' \sim 2c_0 = 11,72$ ;  $z = 12$ .

Пирротин гексаг. с.  $\text{Fe}_9\text{S}_{10}$  (47,4 ат. % Fe)  $D_{6h}^4 - C6_3/mmc$ ;  $a' \sim 2a_0 = 6,90$ ;  $c' \sim 5c_0 = 28,68$ ;  $z = 4$ .

Клинопирротин монокл. с.  $\text{Fe}_7\text{S}_8$  (46,7 ат. % Fe)  $a' \sim 2a_0 \sqrt{3} = 11,88$ ;  $b' \sim 2a_0 = 6,86$ ;  $c' \sim 4c_0 = 22,74$ ,  $\beta = 90^\circ 38'$ ;  $z = 8$ .

Приведенные параметры троилита относятся к низкотемпературной модификации; высокотемпературная отличается большими параметрами кристаллической решетки и межплоскостным расстоянием  $d_{102} = 2,100 \pm 0,005$  Å, в отличие от низкотемпературной  $d_{102} = 2,09 \pm 0,005$  Å (101).

**Микроскопия.** В отраженном свете троилит и обе модификации пирротина имеют близкие свойства. Отражательная способность — умеренная, цвет — светло-желтый с коричневато-розовым оттенком. Двухотражение отчетливое, в скрещенных николях сильно анизотропны с блеклыми цветными эффектами. Внутренние рефлексy отсутствуют.

Спектры отражения троилитов и пирротинов в видимой области, как и визуальные признаки, очень близки и не позволяют уверенно распознавать минералы. Все кривые относятся к аномальному типу дисперсии и характеризуются близким к прямолинейному умеренным подъемом в направлении длинноволновой области. Троилиты и гексаг. пирротины одноосные, положительные, монокл. пирротин имеет лишь незначительно искаженную гексагональную решетку ( $\beta = 90^\circ 37'$ ), поэтому по оптическим свойствам также приближается к одноосным положительным минералам. Таким образом, у каждого минерала в любых сечениях меньший коэффициент отражения  $R_p$  оказывается постоянным.

Сила двухотражения минералов группы пирротина уменьшается в направлении длинноволновой области и в ближнем инфракрасном спектре все минералы становятся практически изотропными и таким образом остается вообще один постоянный коэффициент отражения  $R_p$  (рис. 47).

Рядом авторов было предложено использовать коэффициент  $R_p$  для распознавания минералов группы пирротина (40, 101, 377). Для диапазона спектра 450—1100 нм самые высокие значения  $R_p$  имеет моноклинный пирротин, наименьшие — гексагональный (рис. 48). Кривые дисперсии  $R_p$  двух разновидностей троилита располагаются между кривыми  $R_p$  пирротинов, причем  $R_p$  низкотемпературного троилита в видимой области близка к  $R_p$  клинопирротина, а в ближней инфракрасной приближается к  $R_p$  гексагонального пирротина. Для высокотемпературной разновидности намечаются обратные взаимоотношения.

Твердость по микровдавливанию на плоскости базального сечения варьирует: для низкотемпературного троилита 250—265 кгс/мм<sup>2</sup>; высокотемпературного троилита 280—305 кгс/мм<sup>2</sup>; гексагонального пирротина 250—320 кгс/мм<sup>2</sup>; клинопирротина 320—390 кгс/мм<sup>2</sup> (88, 101). В произвольно ориентированных сечениях у различных модификаций моносulfида железа пределы колебаний  $H$  возрастают и частично взаимно перекрываются.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Все минералы и модификации группы пирротина можно различать с

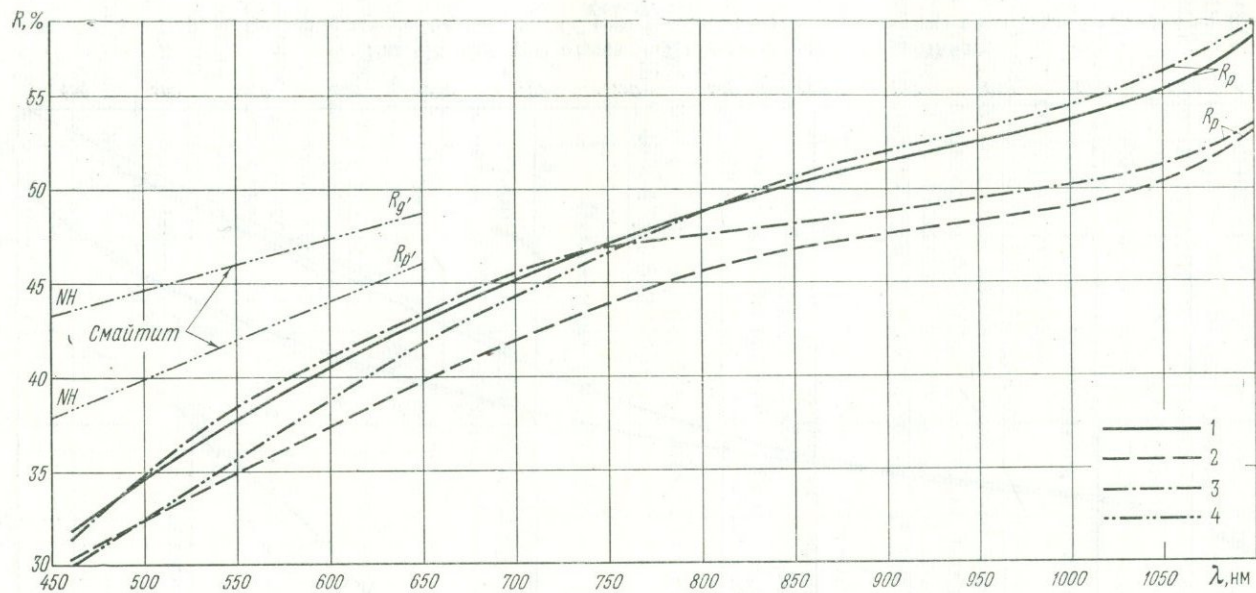


Рис. 47. Спектры отражения  $R_p$  минералов группы пирротина; измерено на приборе ФМЭ:

1 — моноклинный пирротин (клинопирротин), 2 — гексагональный пирротин, 3 — троилит низкотемпературный, 4 — троилит высокотемпературный. Литературные данные: смайтит — NH (456)

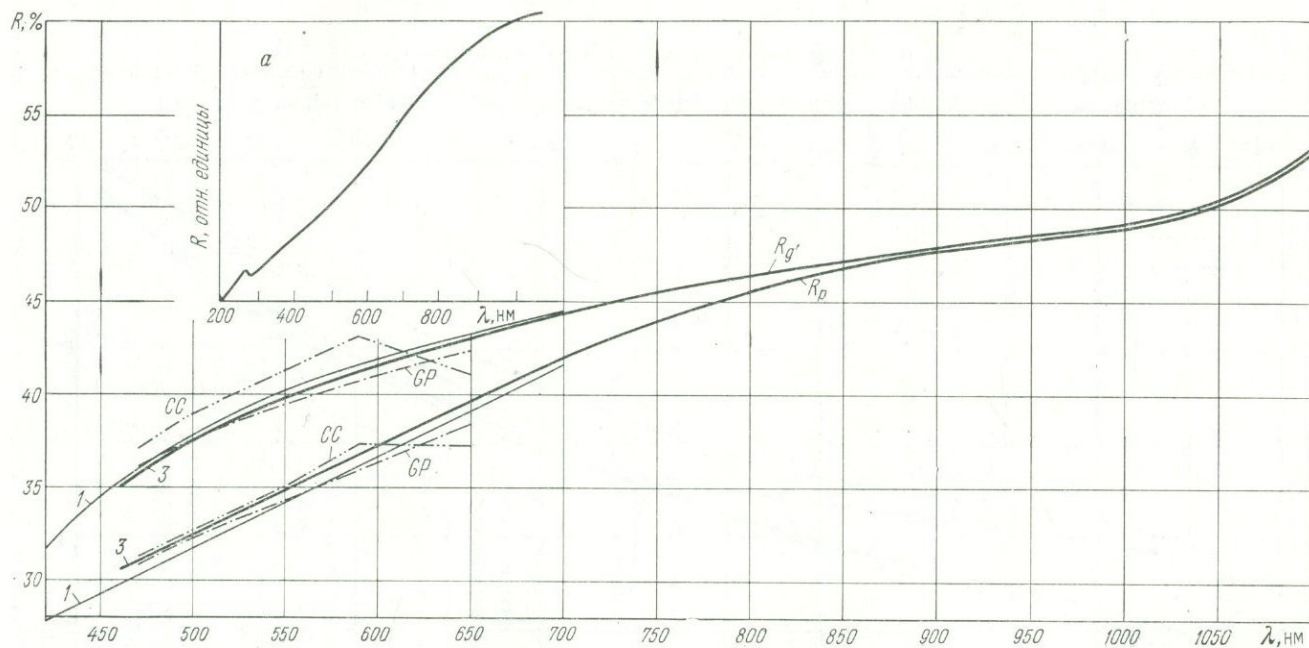


Рис. 48. Спектры отражения гексагонального пирротина:

1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: GP (377, 408), CC (408). a — спектр отражения пирротина в интервале  $\lambda=200-1000$  нм (по Соболеву, 211)

помощью рентгенограмм (64, 88, 101, 257). Клинопирротины отличаются также методом магнитной порошкографии (60, 64), травлением и сильным действием на магнитную стрелку. Клинопирротин легко окисляется, поэтому под действием кислот или при нагревании в сушильном шкафу быстро покрывается окисной пленкой, при этом обычно выявляется пластинчатое строение (64). При визуальных наблюдениях минералы группы пирротина сходны с кубанитом, штернбергитом, смайтитом и грейгитом. Кубанит — желтовато-кремовый, без коричневатого оттенка пирротина, штернбергит значительно мягче пирротина (по рельефу принадлежит к I гр.), обладает более сильным двуотражением, обычно встречается в ассоциации с другими минералами из группы серебряных колчеданов; грейгит можно отличить от пирротина по спектрам отражения.

**Нахождение.** Широко распространен в гипогенных рудах различного парагенезиса, является главным минералом медно-никелевых руд. Для этих руд характерны сложные сростания различных по составу и структуре фаз FeS. Наиболее распространены сростания троилита с гексагональным пирротинном и моноклинного и гексагонального пирротиннов.

**Изученный материал.** Клинопирротин — Нижний Мамон (Русская платформа);  $d_{102}=2,059$ , Трепча (Югославия); гексагональный пирротин — Чая (Северное Прибайкалье);  $d_{102}=2,072$ , Нижний Мамон;  $d_{102}=2,070$ ; троилит низкотемпературный — Чая;  $d_{102}=2,092$ , Талнах (Сибирская платформа);  $d_{102}=2,094$ ; троилит высокотемпературный — Чая;  $d_{102}=2,100$ .

**Литература.** 40, 41, 60, 61, 64, 88\*, 101\*, 114, 134\*, 211, 257, 280, 281, 360, 377, 454\*, 456, 473\*, 542, 543\*.

### Пентландит $(Ni, Fe)_9S_8$

Куб. с.  $O_h^5$  —  $Fm\bar{3}m$ ;  $a_0=10,04-10,07$ ,  $z=4$ . Хим. состав при отношении Fe:Ni=1:1 (теор.): Fe — 32,55, Ni — 34,22, S — 33,23. Указанное отношение является наиболее обычным, часто содержит кобальт (~ до 15%).

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренно-высокая, несколько ниже, чем у пирита; цвет розовато-кремовый; изотропен; без внутренних рефлексов. Форма выделений обычно октаэдрическая с совершенной постоянно присутствующей октаэдрической спайностью. Рельеф выше, чем у халькопирита, но ниже, чем у пирротина; кобальт повышает твердость.

Спектр отражения (рис. 49) аномального типа. В видимой области сходен со спектром пирита; в ближней инфракрасной коэффи-

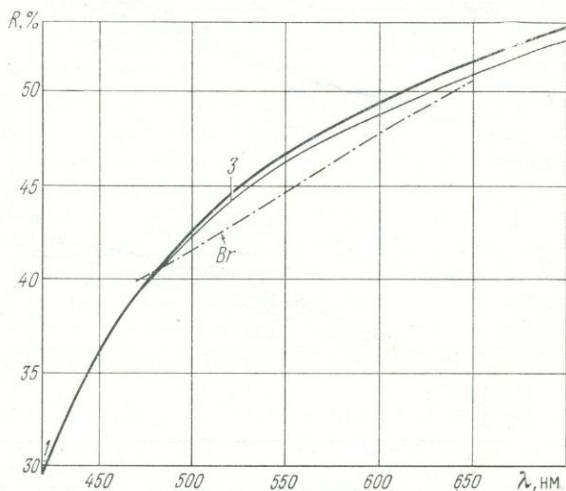


Рис. 49. Спектры отражения пентландита: 1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: Br (408, 530)

цененты отражения пентландита продолжают монотонно возрастать, у пирита от 750 нм значения  $R$  понижаются.

**Сходство с другими минералами, отличительные особенности.** В свойственном ему парагенезисе пентландит почти всегда определяется безошибочно уже на основе визуальной оценки свойств. Особенно характерным признаком, сразу выделяющим пентландит на фоне сходных с ним пирротина, кубanita, халькопирита, является совершенная октаэдрическая спайность.

**Нахождение.** Встречается почти исключительно в медно-никелевых рудах типа Садбери, где представляет основной промышленный минерал. В троилите образует тонкие пластинчатые выделения, ориентированные в плоскости базального сечения.

**Изученный материал.** Норильское (см. рис. 49), Чая, Талнах (Вост. Сибирь).

Литература. 264, 475, 530, 543\*.

### Виоларит $FeNi_2S_4$

Куб. с.  $O_h^7 - Fd3m$ ;  $a_0 = 9,53$ ,  $z = 8$ , структура обращенной шпинели. Штрунц отмечает изотипию и далеко идущую смесимость с полидимитом ( $Ni_3S_4$ ) и линнеитом ( $Co_3S_4$ ), в справочниках Рамдора и Костова отнесен к группе линнеита. Хим. состав (теор.): Fe — 18,52, Ni — 38,94, S — 42,54.

**Микроскопия.** Изотропен; иногда состоит из мелких слабоанизотропных участков с различной оптической ориентировкой (65). Внутренних рефлексов нет. По относительному рельефу принадлежит к гр. IV (близок с пентландитом). По отражательной способности и коричневатому оттенку сходен с пирротином и богатым никелем бравоитом. Отличается присутствием отчетливого сиреневого (фиолетового) тона; пирротин в сростках с виоларитом воспринимается как слегка оранжевый. Кривая дисперсии  $R$  (рис. 50) аномально типа, сходна с кривой пирротина; в области желтых лучей, в отличие от пирротина, имеет слабо вогнутый профиль, что и объясняет различия в цветовой гональности минералов.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Визуально сходен с другими минералами группы линнеита, особенно с линнеитом и поли-

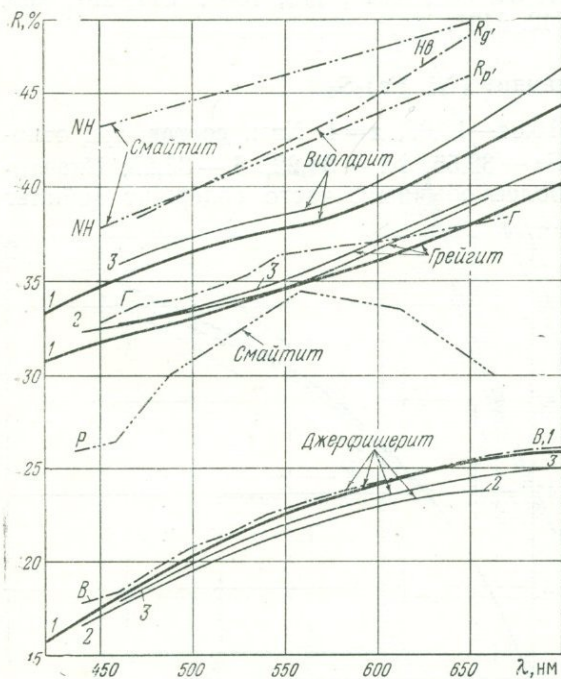


Рис. 50. Спектры отражения виоларита, грейгита, смайлита, джерфишерита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: В (70), Г (81),  $Nv$  (530),  $NH$  (456), Р (259)

димитом, а также с бравоитом, ваэситом, пирротином, за которые часто принимался из-за недостаточной изученности.

**Нахождение.** Сравнительно широко распространенный минерал медно-никелевых сульфидных месторождений, в которых образуется главным образом как промежуточный продукт замещения пентландита под воздействием более поздних гидротермальных растворов:



иногда возникает при окислении пентландита.

**Изученный материал.** *Талнах* (Восточная Сибирь) обр. Лихачева (см. рис. 50) и Асафьевское (Южный Урал), обр. Степанова.

**Литература.** 384, 419, 543\*.

### Грейгит $\text{Fe}_3\text{S}_4$

Сульфидный аналог магнетита — грейгит, как и виоларит, относится к группе линнеита. Куб. с.  $a_0=9,875$ , структура обращенной шпинели. Хим. состав (теор.): Fe — 56, 64, S — 43, 36; может присутствовать некоторое количество Ni. Кроме того существует мало изученный минерал смайтит, близкий по составу к грейгиту.

Смайтит  $\text{Fe}_{3+x}\text{S}_4$  тригон. с.  $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$ ;  $a_0=3,47$ ,  $c_0=34,5$ , образует пластинчатые кристаллы, сферолитоподобные агрегаты. По цвету тождествен пирротину и грейгиту, сильно ферромагнитен, на свету тускнеет, подобно грейгиту.

Приводимые разными авторами данные по коэффициентам отражения и микротвердости значительно расходятся по точно неустановленным причинам. Наши данные (5), приводимые для смайтита Дарасунского месторождения, были получены на неориентированных зернах (измерялся  $R_{\text{max}}$ ), специально не изучавшихся рентгенометрически. По форме спектра отражения и абсолютным значениям они близки к грейгиту.

Наиболее достоверны измерения (см. рис. 50), проведенные Никел и др. (456). Авторами были определены коэффициенты отражения смайтита и ассоциирующего с ним моноклинного пирротина. Хотя при измерениях были допущены отклонения от общепринятой методики (был применен объектив  $A 45 \times 0,65$ ), полученные по моноклинному пирротину данные хорошо согласуются с нашими. Химический состав исследованного ими смайтита —  $\text{Fe}_{3,25}\text{S}_{4,00}$ , рудник Сильверфилдс — Майн, Кобальт (Silverfields Mine, Cobalt), Онтарио.

Характер спектра отражения, полученный А. Д. Ракчеевым (259), неверен (см. описание пирита). Данные по коэффициентам отражения и микротвердости, приведенные у А. Н. Рокова (186), резко отличаются от полученных.

Твердость по микровдавливанию  $388 \text{ кгс/мм}^2$  (456).

Грейгит обычно мелкозернист, с размером выделений до 1 см; по цвету напоминает мелкозернистый пирротин, но заметно темнее, блеск металлический, черта черная, твердость 4,5, удельный вес 3,98, ферромагнитен, хорошо проводит электрический ток.

**Микроскопия.** В отраженном свете по сравнению с пирротинном несколько темнее и более насыщенно коричневатый. По характеру кривой дисперсии  $R$  грейгит (см. рис. 50) близок с виоларитом и  $R_p$  гексагонального пирротина (см. рис. 47); для последнего, в отличие от грейгита, характерен несколько более крутой подъем в красной части спектра. Внутренние рефлексии отсутствуют; относительный рельеф чуть выше пирротина.

**Нахождение.** Минерал мало известный. Первые находки его были сделаны в осадочных образованиях; в последние годы грейгит обнаружен в гидротермальных месторождениях Америки и Югославии; в Советском Союзе найден в мышьяково-сурьмяно-ртутном месторождении Гал-Хая в ассоциации, аналогичной американской и югославской находкам — с антимонитом, реальгаром и аурипигментом (81).

**Изученный материал.** *Гал-Хая* (Якутия) (см. рис. 50); исследовался образец, детально изученный ранее (81); хим. состав: Fe — 56,88, S — 43,22, Cu — 0,03 (Аналитик Шумкова), спектральным анализом в количестве 0, *n* — 0, 0 *n* определены также As и Sb<sup>1</sup>.

**Литература.** 81, 359, 414, 482, 539; смайтит: 5\*, 186\*, 259, 456\*.

### Индит FeIn<sub>2</sub>S<sub>4</sub>

Куб. с.  $O_h^7 - Fd\bar{3}m$ ;  $a_0 = 10,62$ ,  $z = 8$ . Структура обращенной шпинели. Хим. состав<sup>1</sup>: Fe — 8,84, In — 59,30, S — 31,85.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, близкая с блеклыми рудами, цвет нейтральный (светло-серый); изотропен; внутренние рефлексы не наблюдались.

Спектр отражения индита (см. рис. 44) сходен со спектрами блеклых руд и акташита, в сине-зеленой области кривая практически горизонтальная, в желто-оранжевой и красной имеет монотонный пологий спад.

**Нахождение.** Известен в единственном сульфидно-касситеритовом месторождении Джалинда, ДВК. Включения индита размером до 0,5 мм наблюдались в кварце, выполняющем промежутки между концентрически-зональными, почковидными агрегатами касситерита.\*

**Изученный материал.** *Джалинда* (см. рис. 44). Исследовался оригинал образца, изученного ранее (65).

**Литература.** 65.

### Джерфишерит $K_3Cu_3(Fe, Ni)_{11}S_{14}^2$ , $K_3CuFe_{12}S_{14}$

Сложный сульфид калия, железа и меди — джерфишерит — новый минеральный вид, известный с 1969 г. (70); куб. с. Хим. состав (теор.):

Джерфишерит	K	Cu	Fe	Ni	S	Cl	Na	$a_0$
М-ние Талнах . . . . .	8,25	15,5	43,5	1,5	33,5	—	—	10,41
Метеорит . . . . .	8,7	4,2	5,07	—	33,8	1,0	0,3	10,34

Хорошо образованные кристаллы (кубы) до 1 см, выделения неправильной формы, прожилки в талнахите (Талнах).

**Микроскопия.** Умеренно отражает (несколько светлее магнетита); цвет с оливково-коричневым оттенком, пирротиноподобным, заметно темнее; изотропен, внутренних рефлексов нет. Спектр отражения джерфишерита имеет аномальный характер с заметным монотонным подъемом (от 15 до 26%) в видимой области и с практически горизонтальным продолжением в инфракрасной (см. рис. 50). Близкая к нашей кривая дисперсии *R* сообщается для джерфишерита из талнахских руд (70).

**Нахождение.** В настоящее время известно три находки джерфишерита: 1) в метеоритах (70); 2) в Cu-Ni рудах Талнаха в ассоциации с кубанитом, пентландитом, талнахитом (70); 3) в нефелиновых сиенитах Хибинского массива (устное сообщение Р. П. Тихоненковой).

**Изученный материал.** *Хибины* (см. рис. 50). Исследовались оригиналы образцов, детально изученных Р. П. Тихоненковой.

**Литература.** 70, 212.

<sup>1</sup> Результаты анализа на микроспектральной установке (65).

<sup>2</sup> Формула джерфишерита из руд Талнаха (70).

## Б. ОСТРОВНЫЕ

### Пирит $\text{FeS}_2$

Куб. с.  $T_h^6 - Pa\bar{3}$ ;  $a_0 = 5.4176$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор.): Fe — 46,55, S — 53,45; часто содержит Co, Ni, As до 0,1%, редко выше.

Часто хорошо образованные кристаллы, зернистые агрегаты.

**Микроскопия.** В отраженном свете светлый, соломенно-желтый, кремовато-желтый. Отражательная способность умеренно-высокая. Изотропен, но иногда наблюдается слабая анизотропия, что, по мнению Э. Муратова (118, 119), является следствием образования на поверхности пирита тончайшей окисной пленки  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Полируется при тщательной тонкой доводке, хорошо и легко достигается блестящая зеркальная поверхность.

В последние годы в Рудной комиссии при Международной минералогической ассоциации пирит обсуждался как удобный эталон при измерениях отражательной способности высокоотражающих минералов. Отсутствие среди синтетических продуктов простых в изготовлении и пригодных для целей фотометрирования материалов, широкая распространенность пирита, хорошие качества его полировки определили этот минерал как наиболее удобный и всем доступный эталон сравнения.

В качестве единого (исходного) международного стандарта было предложено использовать кристаллы пирита из Березовского месторождения (Урал), отполированные в плоскости (100). Крупные по величине, эти кристаллы не содержат включений посторонних минералов, однородны и сравнительно чисты по химическому составу.

Результаты измерения  $R$  березовского пирита, полученные в разных лабораториях и на разных приборах для видимой области спектра, показаны на рис. 51. На этом же рисунке приведены данные по изучению спектров отражения пирита в более широком диапазоне длин волн (от 200 до 2000 нм). Кривые дисперсии  $R$  пирита, полученные на «Блеске», ПООС, ФМЭ и ПИОР, совпадают вполне удовлетворительно. Максимальные значения  $R$  на всех четырех приборах фиксируются на границе видимой и инфракрасной частей спектра. Изучение спектров отражения в широком частотном интервале показало, что в этой области энергий расположена интенсивная полоса отражения пирита с максимумом при 1,76 эв. ( $R = 55,2\%$ ). На кривой дисперсии  $R$ , снятой на ФМЭ до 1000 нм и Муратовым до 2000 нм, после  $\lambda = 700$  нм начинается монотонное снижение коэффициентов отражения; при  $\lambda = 1000$  нм  $R$  пирита составляет уже  $\sim 49\%$ . Согласно В. С. Соболеву (211), указанный выше максимум отражения несколько сдвинут и находится в более длинноволновой части спектра ( $\lambda > 800 - 900$  нм). По результатам измерений Национальной физической лаборатории Англии на границе видимого и инфракрасного излучения дисперсия  $R$  отсутствует; в этом спектральном интервале величины  $R$  пирита ниже наших  $\sim$  на 1%. На остальном участке спектра измерения совпадают. Более существенно отличается спектр пирита, сообщаемый в работе А. Д. Ракчеева (183); здесь значительно занижены величины пирита в синей области, для желтой области приняты более высокие (на 1,5—2,0%) значения и при  $\lambda = 670$  нм (как раз там, где большинством исследователей фиксируется основной максимум) показан резкий спад. Эти отклонения численных значений  $R$  пирита,

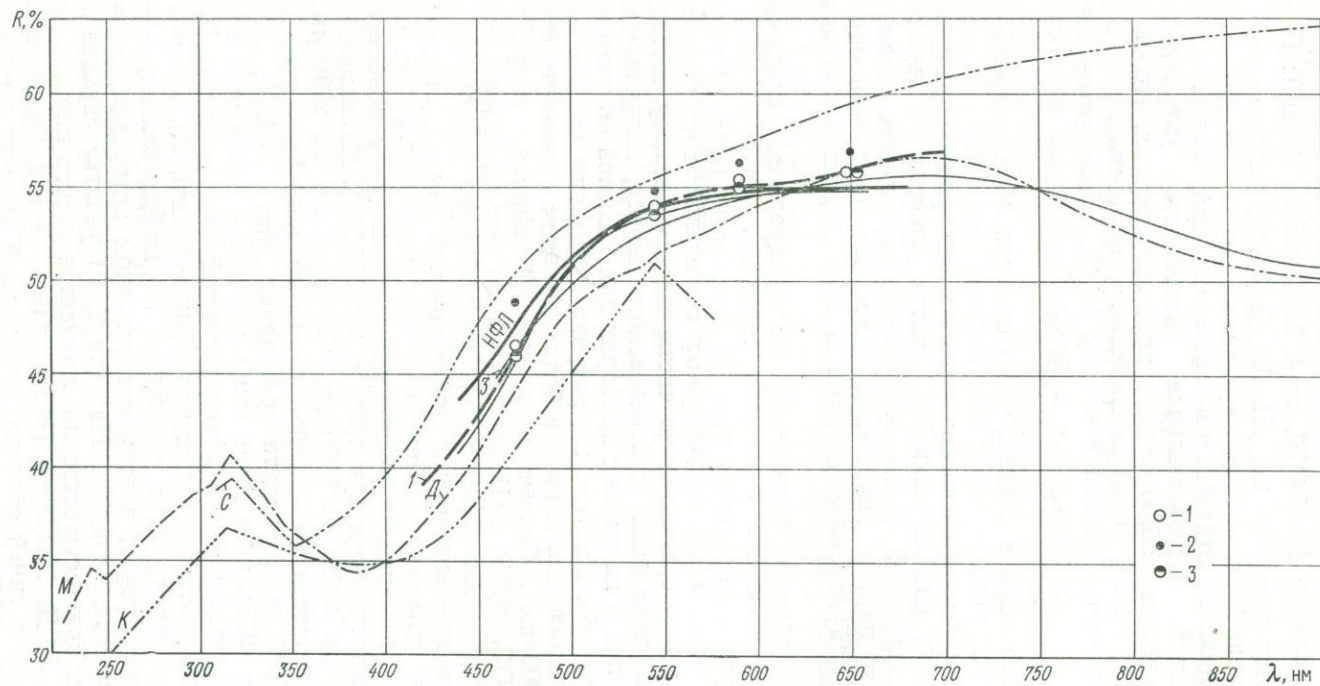


Рис. 51. Спектры отражения пирита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: НФЛ (Национальная физическая лаборатория, Англия), К (115), С (211), М (118, 119), 1 — Гелен, Хаусманн (408), 2 — Арае (408), 3 — Демирсой (408)

использовавшегося А. Д. Ракчевым в качестве эталона при измерениях, очевидно, и обуславливают расхождения как по абсолютной величине  $R$ , так и по форме спектральных кривых у сульфоантимонитов свинца, овихита, грейгита и др. минералов (см. рис. 50, 108).

**Нахождение и сходство с другими минералами.** Пирит принадлежит к числу самых распространенных сульфидов. Он встречается в значительных количествах в рудах различных генетических типов и разнообразного минерального состава, поэтому может служить хорошим эталоном для сравнительной оценки свойств ассоциирующих с ним минералов при визуальном определении их под микроскопом.

Свойства пирита очень характерны и неправильности при определении его в шлифах кажутся совершенно невероятными. Это первый минерал, который безошибочно определяется и запоминается всеми, начинающими изучение курса минераграфии. Однако существует опасность другого рода. Некоторые относительно редко встречающиеся минералы при недостаточно внимательном наблюдении и без исследования спектров отражения  $R$  могут быть ошибочно приняты за пирит. В числе таких наиболее похожих на пирит минералов прежде всего должны быть названы изотропные — бравоит и линнеит. Структуры выделений с чередованием тонких зон разного оттенка цвета (бледно-желтого и розовато-коричневатого) — характерны для бравоита; линнеит, в отличие от пирита, имеет более низкий относительный рельеф, часто наблюдается в виде графических прорастаний с халькопиритом.

**Изученный материал.** Кристаллы пирита *Березовского* месторождения (обр. Шадлун, см. рис. 51).

**Литература.** 12, 52, 115, 118, 119, 183, 211, 224, 280, 348, 374, 380, 433, 473\*, 541\*, 543\*.

### Кобальтин $\text{CoAsS}$ , герсдорфит $\text{NiAsS}$ , ульманит $\text{NiSbS}$

Эти минералы образуют изоструктурную группу с широко развитыми изоморфными замещениями между  $\text{Co}$  и  $\text{Ni}$  (в паре кобальтин — герсдорфит) и более ограниченными между  $\text{As}$  и  $\text{Sb}$ ;  $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$  частично замещаются железом. Куб. с.  $T_h^6$  —  $\text{Pa3}$ ; структурный тип пирита. Хим. состав (теор.):

	Co	Ni	As(Sb)	S	$a_0$	$z$	Уд. вес (вычисл.)
Кобальтин . . . . .	35,41		45,26	19,33	5,62	4	6,20
Герсдорфит . . . . .	—	35,41	45,26	19,33	5,71	4	5,82
Ульманит . . . . .	—	27,62	(57,30)	15,08	5,92	4	6,79

Для всех трех минералов, характерны выделения в виде хорошо образованных кристаллов; для кобальтина наиболее обычны октаэдры и кубы, для герсдорфита — октаэдры и кубооктаэдры, для ульманита — кубы, реже октаэдры.

**Микроскопия.** В полированных шлифах минералы характеризуются умеренно-высокими значениями  $R$  (45—55%). Герсдорфит и ульманит — бесцветные, кобальтин, отчетливо розоватый, однако в изолированных вкраплениях может быть ошибочно принят за бесцветный. Герсдорфит всегда изотропен; у ульманита и в особенности у кобальтина нередко наблюдается слабая аномальная анизотропия; у кобальтина может быть едва заметно с иммерсией двуотражение. По относительному рельефу самый высокий кобальтин — он выше арсе-

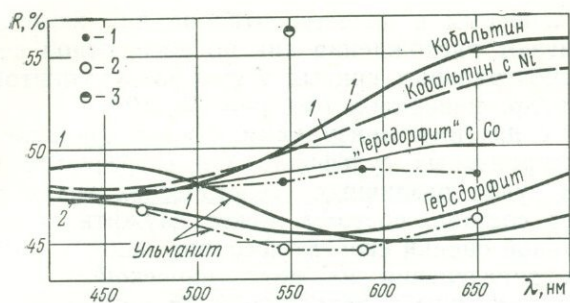


Рис. 52. Спектры отражения кобальтина, герсдорфита, ульманита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС; литературные данные: Бюрге (1 — герсдорфит, 2 — ульманит; 408, 530). 3 — кобальтин, Гаммон (372)

строение, особенно обычное для кобальтина и герсдорфита и заметное благодаря различиям в рельефе и цветном оттенке.

Кривые дисперсии  $R$  кобальтина, герсдорфита и ульманита показаны на рис. 52. Для ряда кобальтин — герсдорфит, кроме конечных членов, «чистых» по составу кобальтина и герсдорфита, были изучены и промежуточные члены с различными соотношениями  $Co$  и  $Ni$  (см. изученный материал). В кривых дисперсии исследованных минералов обнаружены общие черты, а также выявлена определенная зависимость в изменении профилей в связи с вариациями в составе  $Co$  и  $Ni$ . Оба минерала характеризуются сложными кривыми, имеющими точку перегиба. В синей области спектра ( $\lambda = 460 - 470$  нм) коэффициенты отражения кобальтина и герсдорфита одинаковы. Далее в направлении к длинноволновой области кривая герсдорфита опускается вниз (нормальный тип дисперсии) и, перейдя точку перегиба ( $\lambda = 590$  нм), приобретает аномальный профиль; у кобальтина точка перегиба намечается в синей части, где коэффициенты отражения минералов наиболее близки, и далее кривая идет с подъемом, имея аномальный профиль на протяжении почти всей видимой области спектра. Цветовые характеристики минералов — розовый тон кобальтина и бесцветность герсдорфита хорошо объясняются особенностями профилей кривых.

Кривые дисперсии промежуточных членов ряда располагаются «в вилке» между кривыми «чистых» кобальтина и герсдорфита, ближе к тому или другому в зависимости от соотношения  $Co$  и  $Ni$  (см. рис. 52). Такое закономерное изменение кривых  $R$  в изоморфном ряду кобальтин — герсдорфит может быть использовано для ориентировочных суждений о химическом составе минералов.

Кривая дисперсии  $R$  ульманита близка к кривой герсдорфита и по характеру профиля и по абсолютным значениям  $R$  (см. рис. 52).

**Нахождение.** Из описанных минералов наиболее широко распространен кобальтин. Он встречается в высокотемпературных контактово-метасоматических месторождениях в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, арсенопиритом, висмутом, молибденитом, а также с глаукодомом, линнеитом в среднетемпературных жилах  $Co-Ni-Ag-Vi-U$  формации с сафлоритом, скуттерудитом, смальтином, хлоантитом, никелином, герсдорфитом. Герсдорфит более редок; обычно наблюдается в гидротермальных жилах с арсенидами  $Ni$  и  $Co$  (нике-

нопирита, но ниже пирита; герсдорфит и ульманит имеют приблизительно одинаковый относительный рельеф, близкий с лёллингитом и заметно более низкий, чем у арсенопирита. У всех трех минералов в полированных шлифах могут проявляться трещинки совершенной спайности по кубу (100), у герсдорфита иногда обнаруживаются треугольники выкрошивания, как у галенита. Часто наблюдается зональное

лином, хлоантитом, ульманитом, маухеритом, раммельсбергитом). Ульманит — редкий минерал. В СССР известен лишь в нескольких месторождениях в медно-никелевом Чимташ, в Лабинском, в микроскопических выделениях в Хибинских горах. Т. Н. Чвилевой установлен в сурьмяном месторождении Удерей в виде вкрапленности в антимоните. В Финляндии наблюдался в парагенезисе с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, гудмундитом, золотом, теллуридами золота, бурнонитом, тетраэдритом.

**Изученный материал.** Кобальтин — Чорух-Дайрон (Ср. Азия), обр. 1, Ишкинино (Урал), обр. 2, Дашкесан. Герсдорфит — Чорух-Дайрон, обр. 3, Пышма (Урал), обр. 4. Ульманит — Удерейское (Красноярский край), обр. 5.

Химические составы изученных образцов

Компоненты	Кобальтин <sup>1</sup>		Герсдорфит		Ульманит
	1	2	3	4	5
Co	32,15	25,18	14	1,87	Не обн.
Ni	Не обн.	6,70	16	30,85	n-10%
Fe	2,08	3,40	6	1,76	Не обн.
As	46,30	45,32	40	45,15	Не обн.
Sb	—	0,10	Не обн.	0,15	n-10%
S	19,30	19,30	25	19,80	Не обн.
Н. о.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
Сумма	99,83	99,95	101	99,58	—

<sup>1</sup> 1, 3. — обр. Куличихиной (1 — аналитик Шумкова, 3 — анализ выполнен на микрозонде jXA-3A, ВМС); 2 — аналитик Шумкова; 4 — обр. Берзона (аналитик Шумкова); 5 — результаты микро-спектрального анализа (аналитик Щербачев).

**Литература.** 127, 138, 143, 189, 265, 289, 292, 293, 294, 372, 381, 382, 392, 423, 466, 473\*, 530, 543\*.

### Халькогениды железа FeTe<sub>2</sub>, FeSe<sub>2</sub>, FeS<sub>2</sub>

Ромб. с.  $D_{2h}^{12}$  — Pmm, изоструктурны, кристаллизуются по типу марказита. Хим. состав (теор.):

	Fe	Te(Se, S)	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$z$	Уд. вес
Фробергит . . . . .	17,96	82,04	3,86	5,35	6,27	2	7,98
Ферроселит . . . . .	26,13	(73,87)	3,58	4,79	5,74	2	7,214
Марказит . . . . .	46,55	(53,45)	3,39	4,45	5,42	2	4,875

Марказит может содержать небольшие количества As, в ферроселите Fe частично замещается Co.

Марказит обычно образует одиночные кристаллы копьевидной и таблитчатой формы, друзы, конкреции, почковидные и сферолитовые корки, сплошные зернистые массы; ферроселит наблюдался в виде мелких призматических кристаллов (до 0,5 мм в длину), напоминающих кристаллы марказита, с ромбовидными поперечными сечениями; фробергит встречен только в полированных шлифах в виде тонкозернистой каймы на контакте теллуридов и халькопирита.

**Микроскопия.** Изоструктурные и родственные по химическому составу марказит, ферроселит и фробергит характеризуются и сходными

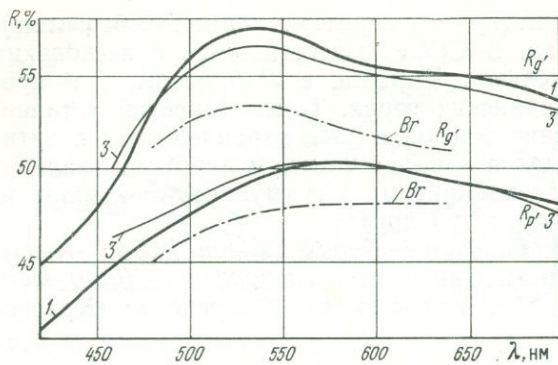


Рис. 53. Спектры отражения марказита:  
1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: Br (530)

оптическими свойствами — все имеют умеренно высокую отражательную способность, в поляризованном свете анизотропны, двуотражают; все с высокой твердостью и высоким относительным рельефом. Наиболее сильные явления двуотражения и анизотропии у марказита; двуотражение марказита отчетливо заметно в воздухе и сопровождается цветным эффектом — в зависимости от сечений цвет минерала меняется от нежного зеленовато-желтого до бледно-желтого; в скрещенных николях марказит сильно анизотропен с характерным цветным эффектом в желтых, густо-фиолетовых и ярко-зеленых тонах. Ферроселит по цвету похож на пирит — светло-желтый с розовато-кремовым оттенком; двуотражение слабое, анизотропия отчетливая с зеленовато-серыми и лилово-серыми цветными эффектами. Фробергит очень бледный сиренево-розоватый, двуотражение слабое по силе, но с цветными эффектами. Эффекты анизотропии также неяркие, но цветной тон — от пурпурно-красного до чернильно-синего — в слегка окисленных образцах выражен отчетливо.

В кривых дисперсии  $R$  марказита, ферроселита и фробергита (рис. 53, 54) в пределах видимой области спектра, хотя и не наблюдается очевидного подобия, обнаруживаются определенные общие черты — спектры отражения имеют сложные профили с непараллельностью кривых главных коэффициентов отражения; у всех трех минералов минимальное значение  $\Delta R_{отн.}$  наблюдается в крайней синей области видимого спектра, где у фробергита и ферроселита имеет место пересечение кривых  $R$  (у марказита пересечение должно произойти, очевидно, в ближнем ультрафиолете). В направлении к длинноволновой части видимого спектра у всех трех минералов  $\Delta R_{отн.}$  увеличивается. Как и следовало ожидать, исходя из визуального сравнения эффектов двуотражения, наиболее высокое значение  $\Delta R_{отн.}$  в желтой области имеет марказит, наименьшее — фробергит.

По характеру кривых дисперсии  $R$  описываемые минералы уверенно отличаются от минералов, сходных с ними по визуальному восприятию: фробергит от герс-

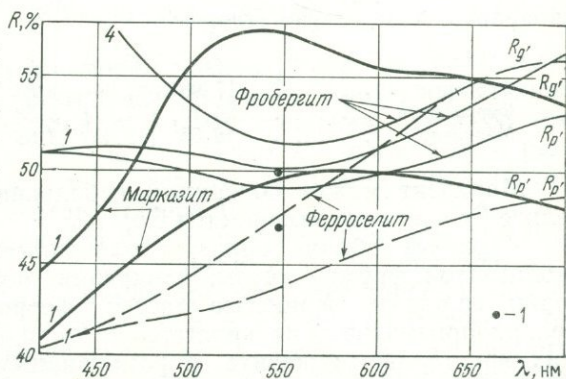


Рис. 54. Спектры отражения марказита, ферроселита, фробергита:

1 — «Блеск», 4 — ПИОР (408); литературные данные: 1 — ферроселит, Сентос (490)

дорфита и пирротина, марказит от пирита и арсенопирита, ферроселит от пирита.

**Нахождение.** Из описанных минералов только марказит имеет широкое распространение, но в отличие от пирита не образует крупных скоплений. Наблюдается и в гипогенных и в гипергенных образованиях. Гипогенный марказит встречается и как первичный минерал (обычно в последних стадиях минерализации), и как вторичный продукт преобразования более ранних минералов (чаще пирротина). Ферроселит известен в нескольких месторождениях: в осадочных отложениях живетского яруса в Тувинской авт. обл., в палеогене Средней Азии, в уранованадиевых месторождениях плато Колорадо (США) в ассоциации с урановой смолкой, пиритом, марказитом (152), в Сьерра-де-Качеута в гидротермальных жилах. Достоверные находки фробергита известны лишь в месторождении Робб Монтбрей (Канада) в ассоциации с алтантом, теллурувисмутитом, монтбрейитом, мелонитом, петцитом, золотом, халькопиритом и др. Выделения фробергита наблюдались главным образом в виде реакционных кайм, окружающих выделения халькопирита.

**Изученный материал.** Марказит — образцы многих месторождений, спектры отражения (см. рис. 53) приведены для *Весеннего* (Урал). Ферроселит — *Тува* (см. рис. 54), обр. Бурьяновой. Фробергит — *Робб Монтбрей* (Канада), (см. рис. 54), обр. Томпсона.

**Литература.** 45, 51, 109, 365, 390, 428, 455, 473\*, 490\*, 543\*.

#### Нисбит $NiSb_2$

Ромб. с.  $Pn\bar{m}$ ;  $a_0=5,16$ ,  $b_0=6,30$ ,  $c_0=3,84$ ,  $z=2$ , Хим. состав<sup>1</sup>: Ni — 19,40; Sb — 80,58.

**Микроскопия.** Нисбит наблюдался только под микроскопом. Цвет нейтральный (чисто белый), двуотражение очень слабое, эффекты анизотропии заметны, в блеклых тонах, во многих зернах минерала присутствуют полисинтетические двойники. Отражательная способность высокая, выше чем у халькопирита и арсенопирита. Результаты измерения  $R$  показаны на рис. 14. Полученные нами данные несколько выше сообщавшихся в литературе и кривая имеет более прямолинейный профиль. Относительный рельеф:  $N$  арсенопирита  $> N$  нисбита  $> N$  брейтгауптита  $> N$  халькопирита, пирротина.

**Нахождение.** Известен в двух месторождениях: Ред-Лейк, Канада (314) и Фестивальное, Магаданская обл. (104). Минералы-спутники в обоих месторождениях: брейтгауптит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, тетраэдрит, галенит; в Фестивальном, кроме того, — ульманит, висмут.

**Изученный материал.** *Фестивальное* (см. рис. 14); размер выделений нисбита до 0,04 мм (обр. Качаловской, Гинццветмет).

**Литература.** 104, 314.

#### Лёллингит $FeAs_2$ , кобальтовый лёллингит $(Fe, Co)As_2$ , саффорит $CoAs_2$

Диарсениды Fe, Co и Ni представляют собой группу трудноразличаемых минералов, часто имеющих к тому же сложное зональное строение; большое оптическое сходство их в отраженном свете опреде-

<sup>1</sup> Определен на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 в образце из месторождения Фестивальное (104).

ляется сходными химическими составами и тождественностью кристаллических построек. Описываемые ниже лёллингит, кобальтовый лёллингит (глаукопирит) и сафлорит кристаллизуются в ромб. с. и имеют структуру типа марказита: лёллингит —  $D_{2h}^{12} - Pnnt$ , сафлорит —  $D_{2h}^{11} - Pbcm$ . Хим. состав (теор.):

	Fe	Co	As	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$z$
Лёллингит . . . . .	27,18	—	72,82	5,26	5,93	2,86	2
Кобальтовый лёллингит . . . . .	20,77	5,97	67,56	5,24	5,96	2,96	2
Сафлорит . . . . . (до 18%)	28,23	71,77	5,26	5,98	2,94	2	

Предполагавшийся ранее неограниченный изоморфизм между Fe, Co и Ni более поздними исследованиями (152) не подтвержден; предельное содержание Co в изоморфных смесях составляет 15% (атомн.); чистый диарсенид кобальта в природе неизвестен.

**Микроскопия.** В отраженном свете арсенопиритоподобен; в общем нейтрально-белого цвета с несильным, но вполне отчетливым двуотражением, сопровождающимся нежными цветными эффектами; наиболее отчетливы цветные эффекты двуотражения у лёллингита — от голубовато-зеленоватого до кремово-желтоватого. У сафлорита двуотражение менее заметное: цвет минерала в зависимости от сечений изменяется от нейтрально-голубоватого до практически чисто-белого. Тональность кобальтового лёллингита ближе к тональности сафлорита. В скрещенных николях минералы умеренно анизотропны с цветными эффектами от бледно-желтого до различных оттенков синего, более блеклых у сафлорита и насыщенных у лёллингита.

Все три минерала образуют сходные по форме кристаллы. Изолированные кристаллы напоминают кристаллы арсенопирита, причем преобладают игольчатые формы. В зернистых сростках кристаллические индивиды также обнаруживают резко выраженную тенденцию к удлиненным формам. В зернистых сростках сафлорита наблюдались структуры «ледяного узора», напоминающие никелин. Часты зональные кристаллы и фестончатые образования. Четкая зональность более, чем для других членов ряда, характерна для сафлорита. Для сафлорита очень характерны также мелкие шестилучевые звездочки тройников сростания, отличающиеся от сходных звездчатых двойников арсенопирита преобладающей остроконечной формой лучей. Для лёллингита двойники не типичны, но иногда обнаруживаются и звездчатые тройники и полисинтетические двойники. Рельеф минералов высокий, но отчетливо ниже, чем у арсенопирита.

В спектральном распределении интенсивностей отражения лёллингита, кобальтового лёллингита и сафлорита обнаруживается почти полное подобие (рис. 55, 56) и сходство с кривыми арсенопирита

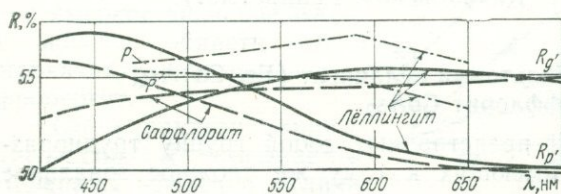


Рис. 55. Спектры отражения лёллингита и сафлорита; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные: P (408)

(см. рис. 58). У всех перечисленных минералов кривая одного главного коэффициента отражения имеет нормальный тип дисперсии, другого коэффициента — аномальный, чем и определяется значительная дисперсия величины двуотражения ( $\Delta R_{отн}$ ): у всех минералов в пределах види-

мой области спектра кривые дисперсии  $R$  пересекаются и происходит изменение оптического знака. Сравнение одноименных кривых выявляет хотя и не очень значительные, но весьма важные для различения этих минералов, нюансы в спектральных профилях. Кривые  $R_g$  лёллингита и ко-

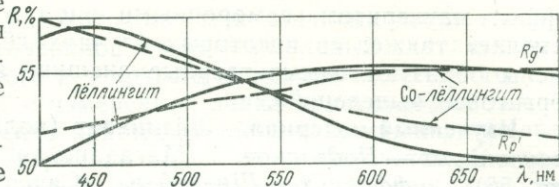


Рис. 56. Спектры отражения лёллингита, Со-лёллингита; измерено на приборе «Блеск»

бальтового лёллингита практически совпадают; различия намечаются только в синей части, где у лёллингита есть небольшой наклон (к синей области); у кобальтового лёллингита этот участок более пологий; у сафлорита нет никакого наклона у всей кривой  $R_g$ : она на протяжении всего видимого спектра практически горизонтальна (отсюда и «чисто-белый» цвет сафлорита в одном положении, в отличие от лёллингита, у которого в аналогичном положении цвет нежный желтоватый). Кривая  $R_p$  у всех минералов имеет нормальный тип дисперсии; наиболее «крутая» она у лёллингита: у этого минерала в зеленой области спектра вырисовывается небольшой максимум (в направлении к ультрафиолету у кривой намечается тенденция к опусканию). У кобальтового лёллингита и сафлорита кривые  $R_p$  полностью параллельны: они идут с небольшим (более пологим, чем у лёллингита) подъемом в направлении к ультрафиолету; в видимой области спектра максимума (как у лёллингита) на кривой  $R_p$  этих минералов нет; очевидно, он сдвинут в коротковолновую область. С этими особенностями кривых  $R_p$  связаны (правда очень тонкие) различия в цвете минералов — более нейтральные, чуть голубоватые сафлорит и кобальтовый лёллингит и отчетливо зеленоватый (или голубовато-зеленоватый) лёллингит.

Отмеченные различия в кривых дисперсии  $R$  главных сечений лёллингита и сафлорита (конечных членов изоморфного ряда) в общем хотя и невелики, но вполне ощутимы; в случайных (промежуточных) сечениях, а также у промежуточных членов ряда они должны быть менее очевидны, поэтому различие диарсенидов в шлифах представляет большие трудности и без рентгенометрических исследований и выяснения химического состава не всегда может быть уверенно осуществлено.

**Нахождение.** Лёллингит часто встречается вместе с арсенопиритом. Наблюдались смешанные кристаллы с чередующимися зонами лёллингита и арсенопирита. Так как физические свойства обоих минералов близки, лёллингит легко может остаться незамеченным в рудах. Поэтому многие исследователи полагают, что лёллингит распространен возможно шире, чем это представляется по статистическим данным. В первую очередь подозрение на лёллингит возникает в условиях резкой диспропорции относительных количеств мышьяка и серы. Заметно отличается лёллингит от арсенопирита пониженной твердостью и относительно высоким рельефом.

Сафлорит почти всегда встречается вместе с раммельсбергитом, с которым нередко образует зональные кристаллы и ритмично-зональные выделения. Встречается главным образом в рудах Co—Ni—Bi—U формации вместе с кубическими диарсенидами, скуттерудитом, нике-

лином, маухеритом, самородными висмутом и серебром. П. Рамдор отмечает также: «в некоторых случаях лёллингитоподобные конечные члены образуют самые твердые внешние зоны сафлорит—раммельсбергитовых выделений».

**Изученный материал.** Лёллингит (коллекция ИГЕМ, см. рис. 55); глаукопирит — Подгорное (Магаданская обл.), обр. Осипова (см. рис. 56); сафлорит — Шнеерберг (Саксония), (см. рис. 55); Тува.

**Литература.** 131, 164, 303, 327, 455, 466, 467, 475, 481, 486, 488, 543\*.

### Гудмундит FeSbS, арсенопирит FeAsS

Монокл.  $c^1 c_{2h}^5 - p^2/c$ ; изоструктурны. Хим. состав (теор.):

	Fe	Sb(As)	S	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$z$
Гудмундит . . . . .	26,83	57,76	15,41	6,69	10,06	5,94	90	8
Арсенопирит . . . . .	34,30	(46,01)	19,69	6,43	9,53	5,66	90	8

В арсенопирите нередко присутствуют: Co и Ni (изоморфные с Fe), Au — в виде механической примеси, часто имеющей практическое значение; отношение S : As может изменяться (от 1,02 до 1,38) в зависимости от физико-химических параметров среды минералообразования (195). Более богатый мышьяком арсенопирит высокотемпературный.

Арсенопирит и гудмундит благодаря близости кристаллических структур и сходству химических составов близки и по многим физическим свойствам. Для обоих минералов характерны призматические кристаллы, звездчатые и крестообразные сростки, шестоватые агрегаты.

**Микроскопия.** При визуальных наблюдениях в белом свете оба минерала воспринимаются как пиритоподобные, высокоотражающие; в светлых положениях гудмундит несколько светлее арсенопирита. Оба минерала в отраженном свете имеют нежные полутональные цвета, изменяющиеся в зависимости от сечений от розовато-кремового до нейтрального слегка голубоватого. Более насыщены и потому более контрастны эти цвета у гудмундита. Эффекты двуотражения вполне отчетливые, у гудмундита могут быть определены даже как сильные. Явления анизотропии в скрещенных николях и сопровождающие их цветовые эффекты в красноватых и зеленоватых тонах у обоих минералов отчетливые; более сильно, как и двуотражение, они проявляются у гудмундита. Относительный рельеф арсенопирита и гудмундита высокий; у арсенопирита он выше, чем у смальтина, лёллингита, пирротина и магнетита, но меньше, чем у кобальтина и особенно пирита;

он заметно снижается с увеличением содержания кобальта и дефицита серы; гудмундит по относительному рельефу очень близок к пирротину, может быть чуть выше.

Сопоставление кривых дисперсии  $R$  гудмундита и арсенопирита (рис. 57) обнаруживает определенное сходство в картинах спектральных



Рис. 57. Спектры отражения арсенопирита и гудмундита; измерено на ПООС. Литературные данные по арсенопириту:

S (408)

<sup>1</sup> Благодаря двойникованию кристаллы приобретают псевдоромбический облик.

профилей этих минералов. Прежде всего профили геометрически подобны; в наиболее резко двуотражающих сечениях один коэффициент отражения у обоих минералов имеет нормальный тип дисперсии, другой — аномальный; и у того и у другого минерала имеет место пересечение кривых дисперсии  $R$  с изменением знака кристалла, но так как у гудмундита точка пересечения кривых смещена в красную длинноволновую область, подобие спектров не сразу обнаруживается. Сходство и различия в оптических свойствах минералов определяются общностью и отличительными особенностями спектральных профилей. Более насыщенные и более контрастные цвета гудмундита, более сильные у этого минерала эффекты двуотражения и анизотропии находятся в связи с более резкой, чем у арсенопирита, непараллельностью спектральных профилей  $R_g'$  и  $R_p'$ ; пересечение кривых дисперсии главных коэффициентов отражения гудмундита происходит на границе видимой и инфракрасной областей и поэтому  $\Delta R$  отн. у гудмундита на протяжении всего видимого спектра сохраняет хотя и небольшие, но вполне ощутимые значения (10—12%); пересечение спектров отражения у арсенопирита имеет место в желто-зеленой области спектра, благодаря чему на значительном интервале видимого спектра  $\Delta R$  отн. арсенопирита ничтожно мало и даже равно нулю.

Отмеченные различия в оптических характеристиках гудмундита и арсенопирита достаточно очевидны; однако вполне определенная визуальная оценка их все-таки затруднительна, требует некоторого навыка в распознавании подобных минералов и потому не всегда гарантирует от ошибок. В то же время спектральные профили минералов, полученные путем количественных измерений главных коэффициентов отражения в пределах видимой области спектра, определяют минералы вполне однозначно (249).

Правильное представление о характере кривых дисперсии гудмундита и арсенопирита в литературе отсутствует. Приведенные в периодической печати сведения о результатах количественных определений  $R$  гудмундита, осуществленных в последние годы (53), очевидно, ошибочны; вновь полученные данные по измерениям  $R$  арсенопирита (530) также не вскрывают интересной и очень полезной для диагностики особенности спектральных профилей этого минерала. Близкие к нашим положения точки пересечения спектров отражения арсенопирита (540—590 нм) и гудмундита (670 нм) получены Л. Н. Вяльсовым (ИГЭМ) (устное сообщение) (рис. 58).

**Нахождение.** Арсенопирит, подобно пириту, является широко распространенным рудным минералом, встречается в различных генетических ассоциациях. Условия образования гудмундита, возможно, более узкие и чаще связаны с сурьмяной минерализацией бертьерит-антимонитового типа, реже он обнаруживается в полиметаллических месторождениях.

#### Изученный материал.

Арсенопирит — Дарасун (Забайкалье), Валькумей (Чукотка) и др.; гудмундит — Чалкильдак (Ср.

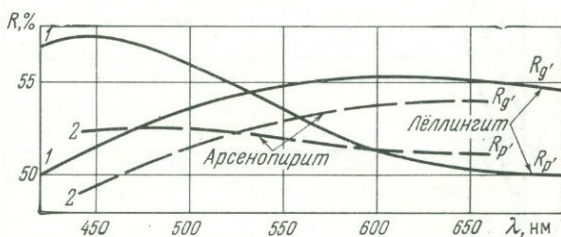


Рис. 58. Спектры отражения арсенопирита и лёллингита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС

Азия) в ассоциации с антимонитом и бертьеритом, обр. Федорчука. Комсомольское (Полярный Урал) с пирротином, фрейбергитом, антимонитом, обр. Иванова; Горевское (Красноярский край), дубликат образца, изученного ранее и описанного в работе (53).

**Литература.** 53 \*, 106, 148, 195, 249 \*, 308, 327, 372 \*, 470 \*, 473 \*, 543 \*, 530 \*.

## В. ЦЕПНЫЕ

### Миллерит NiS

Триг. с.  $C_{3v}^5 - R\bar{3}m$ ;  $a_0=9,62$ ,  $c_0=3,16$ ,  $z=9$ . В последнее время описана также высокотемпературная модификация с гексагональной структурой типа никелина (120). Хим. состав (теор.): Ni — 64,67, S — 35,33. Часто содержит Fe, Co, Cu.

**Микроскопия.** Относится к числу высокоотражающих минералов. Цвет латунно-желтый, близкий к халькопиритовому. Двуотражение отчетливо наблюдается в воздухе. Анизотропия в скрещенных николях сильная, с цветными эффектами. Внутренние рефлексы отсутствуют. Ха-

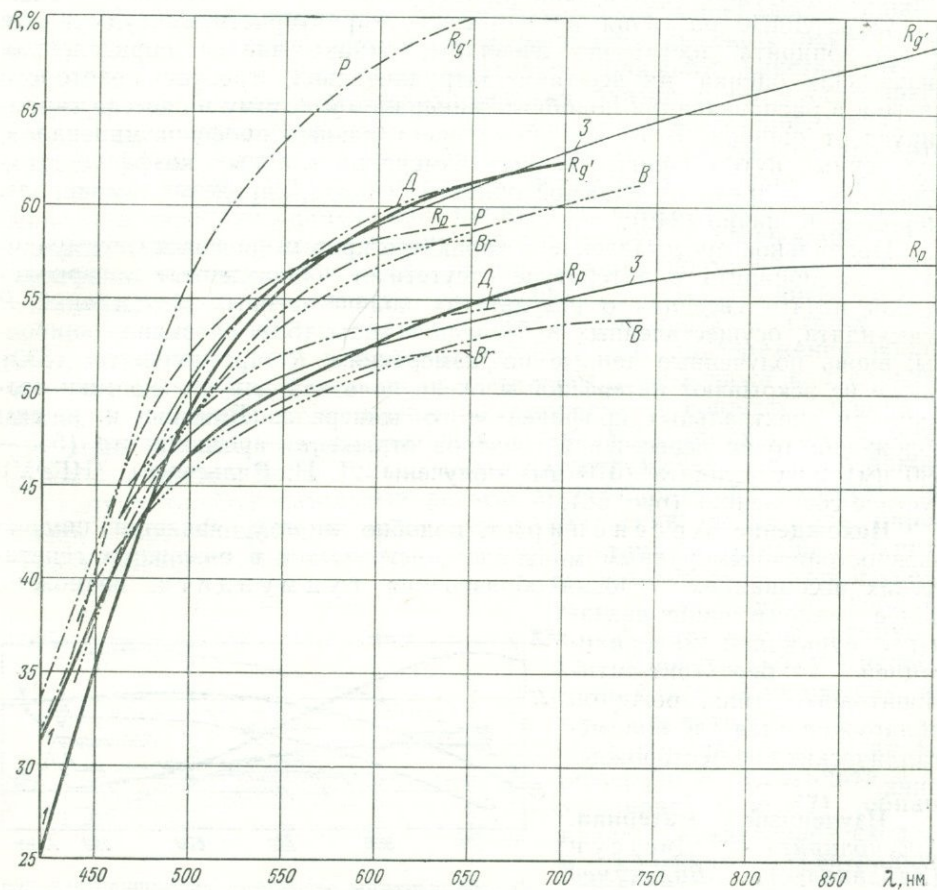


Рис. 59. Спектры отражения миллерита:

1 — «Блеск», 2 — ФМЭ; литературные данные: Д (347), Р (384), В (125), Br (408)

рактерны игольчатые радиальнолучистые формы выделений; систематически обнаруживаются спайность и двойниковое строение. Относительный рельеф средний — немного ниже, чем у сфалерита, линнеита и выше, чем у халькопирита.

Спектры отражения  $R$  миллерита (рис. 59) имеют аномальный халькопиритовый профиль. Вблизи с ультрафиолетовой областью ( $\lambda=460—480$  нм) кривые пересекаются; в направлении к инфракрасной области сила двуотражения быстро растет. По данным Демирсой (347), миллерит одноосный положительный.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Желтый цвет миллерита делает его сходным с халькопиритом и пентландитом, но совокупность всех оптических свойств (высокие коэффициенты отражения, сильная анизотропия и отчетливое двуотражение, а также характерная форма выделений) позволяют определять этот минерал однозначно.

**Нахождение.** Миллерит образуется как в гипогенных, так и в гипергенных условиях. Часто встречается в сульфидных медно-никелевых месторождениях в ассоциации с пирротинном, пентландитом, халькопиритом, в ультраосновных породах, в метаморфизованных основных породах в ассоциации с хромитом, линнеитом, халькопиритом, пирротинном, редко — в полиметаллических рудах, иногда в золотоносных или хрусталеносных кварцевых жилах.

**Изученный материал.** Асафьевское (Южный Урал), обр. Степанова (см. рис. 59).

**Литература.** 309, 347, 384, 530 \*, 543 \*.

### Висмутин $\text{Bi}_2\text{S}_3$

Ромб. с  $D_{2h}^{16} — Pbnm$ ;  $a_0=11,11$ ,  $b_0=11,28$ ,  $c_0=3,97$ ,  $z=4$ . Структурная группа антимонита; сходную с висмутином структуру имеют также свинцово-висмутовые (галеновисмутит, козалит и др.) и медно-свинцово-висмутовые (айкинит) сульфиды. Хим. состав (теор.):  $\text{Bi}—81,22$ ,  $\text{S}—18,78$ .

По удлиненно-призматической форме кристаллов и часто проявляющейся тенденции к образованию лучистых агрегатов напоминает антимонит.

**Микроскопия.** Принадлежит к многочисленной группе бесцветных (галениново-белых) анизотропных минералов. Двуотражение в зернистых сростках выражено отчетливо:  $R \parallel$  удлинению (кремовато-зеленоватый)  $>$   $> R \perp$  удлинению (бесцветный). В скрещенных николях сильно анизотропен с цветными эффектами в блеклых коричневатых тонах; погасание прямое. В ближнем инфракрасном свете висмутин просвечивает (39). Рельеф близок с галенитом. В шлифах наряду с типичными удлиненными формами выделений наблюдаются агрегаты близких изометричным «округлых» зерен. Величина зерен может быть значительной.

Спектральное распределение интенсивности отражения показывает слабую дисперсию нормального типа с небольшим пологим максимумом в желтой области для значений  $R_g$  (рис. 60). Сила двуотражения по спектру почти не меняется.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** По сочетанию главных оптических признаков (цвету и отражательной способности, характеру двуотражения и анизотропии) висмутин похож на многие рудные минералы. Сложные свинцово-висмутовые сульфиды так-

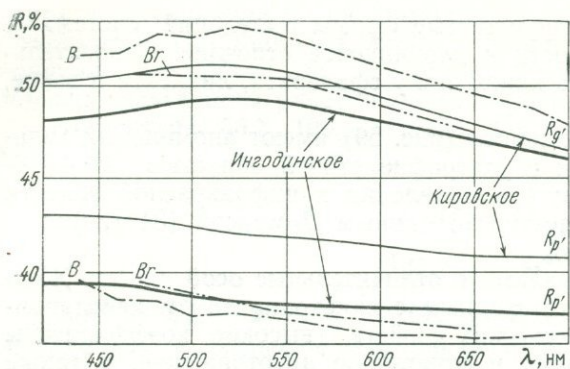


Рис. 60. Спектры отражения висмутина для образцов из месторождений Кировское, Ингодинское; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные *Br* (408, 530), *B* (39)

но анизотропия твердости выражена слабее. У большинства медно-висмутовых сульфидов наблюдаются отчетливые цветные оттенки, что указывает на более сложную структуру их спектров отражения в видимой области. Теллуриды висмута светлее висмутина и значительно мягче (рельеф заметно ниже).

**Нахождение.** Промышленный минерал. Встречается преимущественно в высокотемпературных жилах и контактово-метасоматических месторождениях в парагенезисе с висмутом, касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом; известен в среднетемпературных сульфидных месторождениях; в ассоциации с висмутом представляет типичный минерал кобальт-никель-серебро-висмутовой формации. Совместно с висмутином в рудах часто присутствуют теллуриды висмута, гематит, золото, сложные свинцово-висмутовые, медно-свинцово-висмутовые и медно-висмутовые сульфиды. Обычно относится к числу ранних минералов.

**Изученный материал.** *Кировское, Ингодинское* (Забайкалье), (см. рис. 60). Диагностика подтверждена рентгенометрически (аналитик Завьялов, МГРИ).

**Литература.** 39, 73, 506.

### Антимонит $Sb_2S_3$

Ромб. с.  $D_{2h}^{16} - Pbnm$ ;  $a_0 = 11,22$ ,  $b_0 = 11,30$ ,  $c_0 = 3,84$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор.):  $Sb - 71,38$ ,  $S - 26,82$ ; обычно строго отвечает теоретической формуле.

Крупные призматические кристаллы, нередко изогнутые; чаще — зернистые агрегаты.

**Микроскопия.** В ближнем инфракрасном свете просвечивает; одноосный отрицательный. В полированных шлифах бесцветен, с иногда заметным зеленоватым оттенком, двуотражение и анизотропия сильные, без заметного цветного эффекта; при нестрогом скрещенных николях эффекты анизотропии в блеклых нейтрально-синих и желто-коричневых тонах. По уровню отражательной способности в зависимости от сечений меняется от галенитоподобного до близкого с блеклой рудой. Внутренние рефлексы (густые, красные) наблюдаются с трудом только в очень тонком по-

рошке с иммерсией. Характерны спайность и полисинтетическое двойникование. Относительный рельеф несколько изменяется с ориентировкой:  $>$  аурипигмента, реальгара,  $\leq$  бертьерита, бурнонита, галенита,  $\ll$  халькопирита.

Спектры главных коэффициентов отражения имеют нормальный тип со значительным наклоном кривой  $R_g$  и с почти горизонтальным положением (на уровне 30%) кривой  $R_p$  (рис. 61). По величине  $\Delta R$  антимонит — один из немногих, очень сильно двуотражающих минералов; сходный с ним бертьерит отличается

розовато-коричневым оттенком; для сульфоантимонитов свинца характерно более умеренное до слабого двуотражение и отчетливый зеленоватый оттенок в цвете. Очень похож на антимонит ливингстонит.

**Нахождение.** Широко распространенный минерал низкотемпературных гидротермальных месторождений.

**Изученный материал.** Азатек (Кавказ), (см. рис. 61), Удерей (Енисейский край), Валькумей (Чукотка), Хайдаркан (Ср. Азия), Марокко, обр. Проценко.

**Литература.** 335, 473\*, 506, 530, 543\*.

### Бетехтинит $(\text{Cu, Fe})_{21}\text{Pb}_5\text{S}_{15}$ <sup>1</sup>

Ромб. с.  $D_{2h}^{25}$  — *Immm*;  $a_0 = 2 \times 11,40$ ,  $b_0 = 14,67$ ,  $c_0 = 3,86$ ,  $z = 2$ . Хим состав (анализы):  $\text{Cu} - 60$ ,  $\text{Fe} \sim 2,3$ ,  $\text{Pb} \sim 18$ ,  $\text{S} \sim 18,5$ . Примеси  $\text{Ag}^2$ . Игольчатые кристаллы.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, близкая к блеклыми рудами, двуотражение слабое, но в сростках зерен в иммерсии может быть замечено. Цвет нейтральный, в контрастной среде проявляется энаргитовый тон, но более бледный. Покрывается побежалостью; при этом окраска становится насыщенно кремовой до коричневатой; в иод-метилене почти мгновенно покрывается пленкой. Анизотропен с блеклыми цветными эффектами; иногда заметна спайность, параллельная

<sup>1</sup> В другой интерпретации формула бетехтинита  $\text{Cu}^*_{16}\text{Pb}_2\text{Cu}^{**}_5\text{S}_{15}$  или  $\sim \text{Cu}^*_8\text{PbCu}^{**}_2\text{S}_7$ . Между константами решеток бертьерита и бетехтинита существует следующее соотношение  $a_0 \text{ бет.} = 1/2 c_0 \text{ бетех.}$ , соответственно  $b_0 \approx b_0$ ,  $c_0 \approx a_0$  (прим. Поваренных к справочнику Штруна).

<sup>2</sup> В. Атанасов (7) описал серебросодержащую разновидность бетехтинита. Ag-бетехтинит по оптическим свойствам сходен с виттихенитом; цвет — кремовый, двуотражение слабое, анизотропия заметна; рельеф  $H$  бетехтинита  $> H$  штрмейерита; ассоциирует с штрмейеритом; иногда образует со штрмейеритом мирмекитовые образования.

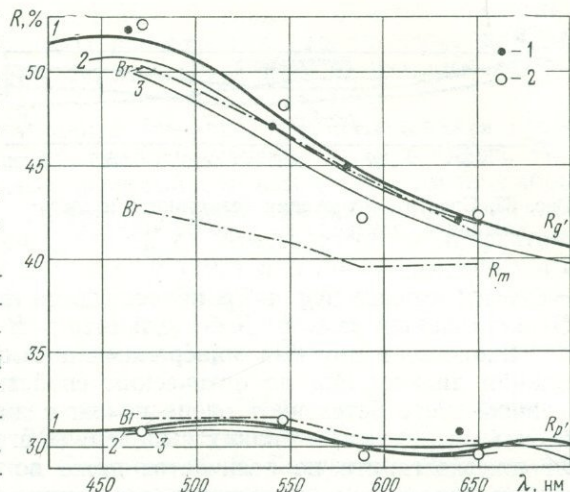


Рис. 61. Спектры отражения антимонита: 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные Br (530), 1 — Вальсов (408), 2 — Симпсон (408)

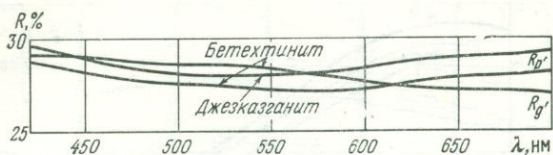


Рис. 62. Спектры отражения бетехтинита и джезказганита; измерено на приборе «Блеск»

удлинению. Внутренние рефлексы не наблюдались. Характерны сильно вытянутые тонкопластинчатые формы выделений, в зернистых агрегатах иногда округлые. Спектры отражения (рис. 62) имеют очень слабо выраженную дисперсию нормального типа, в участке

~ 620 нм кривые  $R_g$  и  $R_p$  пересекаются под очень пологими углами. Относительный рельеф:  $H$  бетехтинита  $>$   $H$  борнита.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Надежная диагностика по оптическим свойствам затруднительна. В отраженном свете бетехтинит очень похож с джезказганитом, виттихенитом, блеклыми рудами, в мелких выделениях его можно принять за энаргит. От джезказганита не отличается даже по кривым дисперсии  $R$ . Более определенно можно диагностировать минералы, если обнаружена анизотропия (джезказганит изотропен). У виттихенита анизотропия также проявляется слабее, чем у бетехтинита. Энаргит имеет более насыщенный сиренево-розоватый оттенок, заметные в воздухе цветные эффекты двуотражения и анизотропии при скрещенных николях; не покрывается побежалостью.

**Нахождение.** Впервые был встречен в пустотах кальцитовых прожилков в медистых сланцах Мансфельда; позднее обнаружен в аналогичных условиях и в рудах Джезказгана. В настоящее время под микроскопом определен во многих полиметаллических месторождениях. Обычные спутники: борнит, халькозин, серебро, галенит, блеклые руды. Бетехтинит часто замещается минералами гр. халькозина.

**Изученный материал.** Образцы из Джезказгана (Казахстан), (см. рис. 62) и других отечественных медно-полиметаллических месторождений.

**Литература.** 7, 161, 244, 273\*, 405, 445.

### Джезказганит $\text{CuReS}_4(?)$

Структура не выяснена. Сведения о химическом составе минерала очень разноречивы. Согласно анализам<sup>1</sup>, приведенным в работе (91), в составе минерала присутствуют  $\text{Re}—40—77$  (среднее 55);  $\text{Cu}—8—26$  (среднее 16);  $\text{S}—13—20$  (среднее 15); в некоторых пробах были обнаружены  $\text{Mo}$ ,  $\text{Pb}$  и в очень незначительных количествах  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Se}$ . На основании этих анализов была предложена формула  $\text{CuReS}_4$  или, точнее,  $\text{Cu}(\text{Re}, \text{Mo})\text{S}_4$ . Свинец не был введен в формулу, так как кристаллохимическое положение его в структуре минерала не было выяснено. По данным М. К. Сатпаевой (190), медь не входит в состав минерала. Е. А. Косяк (122), детально исследовавший<sup>1</sup> включения джезказганита в борните, показывает следующий наиболее вероятный, по его мнению, состав минерала:  $\text{Pb}—38,5$ ,  $\text{Re}—25,6$ ,  $\text{Mo}—12,8$ ,  $\text{S}—23,0$ .

**Микроскопия.** Джезказганит наблюдался только под микроскопом. Бесцветный с розоватым оттенком, отражательная способность умеренная; двуотражение и анизотропия не обнаружены; внутренних рефлексов нет. Характерны почковидные, натечные, колломорфно-зональные обра-

<sup>1</sup> Составы исследовались на рентгеновских микроанализаторах.

зования с многочисленными трещинками. В таких субмикроскопических образованиях, в которых эффекты анизотропии (характерные для бетехтинита) обычно не проявляются, джезказганит и бетехтинит не различимы.

Спектр отражения джезказганита (см. рис. 62) исследовался в образце Е. М. Поплавко, в участках, непосредственно ею указанных. Полученная кривая дисперсии имеет сложный профиль с пологим прогибом в желто-зеленой области. По характеру кривой, так же как по визуальным особенностям, джезказганит сходен с бетехтинитом и энаргитом. Значения  $R$ , полученные М. К. Сатпаевой (190) для  $\lambda=479$  нм, близки с результатами измерения  $R$  на приборе «Блеск». Другие сведения по измерениям  $R$  джезказганита не очень надежны, так как проводились на недостаточно точно отъюстированных приборах. Относительный рельеф  $H$  джезказганита  $\approx H$  борнита.

**Нахождение.** Джезказганит установлен в 1962 г. Е. М. Поплавко в единственном месторождении Джезказган (Казахстан) в тесных сростаниях с борнитом и бетехтинитом. Согласно М. К. Сатпаевой, образование рениевого минерала происходило из коллоидных растворов при достаточно высоких температурах.

**Изученный материал.** Джезказган (Казахстан), обр. Поплавко. Джезказганит в виде фестончатых оторочек и нитевидно-сетчатых прожилков в борните, реже халькозине. В образце встречается также дитенит.

**Литература.** 91, 122, 190, 270.

#### Рагинит $TiFeS_2$

Ромб. с.  $a_0=12,40$ ,  $b_0=10,44$ ,  $c_0=5,26$ ,  $z=8$ . Основой кристаллической структуры является деформированная ячейка типа халькопирита. Типичны скопления волокон, собранных в пучки. Хим. состав (теор.):  $Ti-62,50$ ,  $Fe-17,22$ ,  $S-19,7$ .

**Микроскопия.** Отчетливо двуотражает; по удлинению светлый, розоватый, перпендикулярно волокнистости более темный, кремовый. В скрещенных николях эффекты анизотропии отчетливые цветные, в оранжевых тонах.

Кривые дисперсии  $R$  (рис. 63) резко не параллельны. Кривая, соответствующая максимальным значениям  $R$ , имеет очень характерную форму с четким минимумом в области 500 нм и двумя максимумами в синей и крайней красной. Кривая  $R_p$  по характеру профиля представляет почти прямую, однообразно полого поднимающуюся в направлении длинноволновой области. В разных сечениях значения  $R_p$  остаются практически постоянными, что указывает на одноосный оптически положительный тип индикатрисы минерала.

Спектры отражения рагинита позволяют вполне надежно диагностировать минерал даже в микровключениях.

**Нахождение.** Новый минераль-

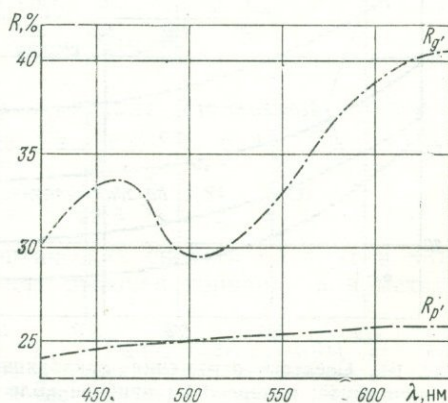


Рис. 63. Спектры отражения рагинита. Литературные данные (416, 430)

ный вид, установленный в 1968 г. (430) в месторождении Аллахар (Югославия, Македония). Сноповидные агрегаты бронзового цвета в ассоциации с пиритом образуют псевдоморфозы по неизвестному минералу.

Минеральный состав руд (по зонам): 1) центральная — антимонит, пирит, арсенопирит, кварц; 2) лорандит, врбаит, аурипигмент, реальгар, марказит, мельниковит, рагинит, халцедон; 3) доломит, опал. Рагинит наблюдался в образцах с лорандитом и очень редко с реальгаром. Лорандит замещает рагинит.

**Изученный материал.** Минерал описан по литературным источникам. Литература. 416, 430.

### Вакабаяшилит $(As, Sb)_2S_3$

Монокл. с.  $P2_1-C_2^2$  (или  $P2_1/m-C_2^2 n$ );  $a_0=25,17$ ,  $b_0=6,48$ ,  $c_0=25,24$ ,  $\beta=120^\circ 00$ ,  $z=6$ . Хим. состав<sup>1</sup>: As — 52,3/54,5, Sb — 8,3/5,7, S — 39,0/39,5.

Минерал золотисто-желтого цвета, очень похож на аурипигмент, исключительно тонковолокнистый, игольчатый, с весьма совершенной спайностью; низкой твердости, уд. вес — 3,96—4,05.

**Микроскопия.** В отраженном свете темнее аурипигмента (рис. 64), со слабым двуотражением ( $\Delta R$  отн.  $\sim 10\%$ ) и слабыми эффектами анизотропии в скрещенных николях. Внутренние рефлексии как у аурипигмента, очень сильные лимонно-желтые.

**Нахождение.** Впервые обнаружен Като и Сакураи (А. Kato, К. Sakurai) в 1969 г. в руднике Нисхиномаки (Nishinomaki, Япония) в ассоциации с реальгаром, аурипигментом, антимонитом<sup>2</sup>. Вторая находка минерала была сделана в Национальном Музее Соединенных Штатов в образцах из рудника Уайт-Кэпс (White Caps, штат Невада) в ассоциации с реальгаром и аурипигментом. В Советском Союзе вакабаяшилит определен в рудах As—Sb—Hg месторождений Гал-Хая (Якутия) и Хайдаркан (Киргизия)<sup>3</sup>.

**Изученный материал.** Хайдаркан (Ср. Азия), обр. Волгина (см. рис. 64); вакабаяшилит в ассоциации с кварцем, флюоритом, кальцитом, антимонитом, реальгаром, аурипигментом, киноварью, галханитом. Гал-Хая,

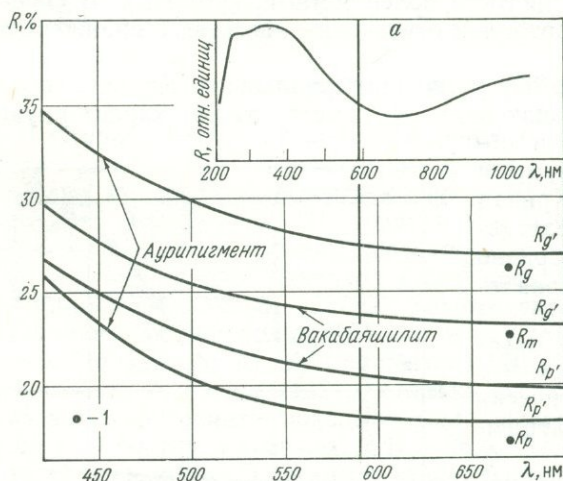


Рис. 64. Спектры отражения вакабаяшилита и аурипигмента; измерено на приборе «Блеск». 1 — литературные данные по аурипигменту, Ларсен, Берман (129). а — спектр отражения аурипигмента в интервале  $\lambda=200-1000$  нм (по Соболеву, 211)

<sup>1</sup> Микроанализ внутренней и внешней частей одного кристалла (рудник Уайт Кэпс).

<sup>2</sup> Сообщение о первой находке вакабаяшилита было помещено в материалах Международного Геологического конгресса в Японии (1970).

<sup>3</sup> Устные сообщения В. Груздева.

обр. Груздева; вакабаяшилит в кварц-кальцитовых прожилках с антимонитом, реальгаром, аурипигментом, грейгитом, пиритом и акташитом.  
**Литература.** 80.

### Реальгар $As_4S_4$

Монокл. с.  $C_{2h}^5 - P2_1/n$ ;  $a_0=9,29$ ,  $b_0=13,53$ ,  $c_0=6,57$ ,  $\beta=106^\circ 33'$ ,  $z=4$ . Хим. состав (теор.): As—70,08, S—29,92. На свету легко разрушается, превращаясь в порошок красновато-желтого цвета (аурипигмент).

**Микроскопия.** В проходящем свете прозрачен, сильно плеохроирует от почти бесцветного до киноварно-красного. Двуосный, отрицательный. В отраженном свете умеренно отражает (темнее киновари и аурипигмента), нейтрального (светло-серого) цвета, с чуть заметным сиреневатым или голубоватым оттенком; двуотражение слабое, анизотропия заметная, оба эти эффекта маскируются сильными внутренними рефлексами (оранжево-красными), почти повсеместными. Кривые дисперсии  $R_g'$  и  $R_p'$  реальгара относятся к нормальному типу (см. рис. 39); величины  $R_g$  и  $R_p$ , вычисленные по известным для красной области спектра значениям  $N_g$  и  $N_p$  (129) хорошо совпадают с результатами прямого измерения  $R$ . По относительному рельефу реальгар ниже антимонита и аурипигмента.

От сходных киновари, куприта, лорандита, сульфосолей серебра отличается более низкими значениями  $R$  (особенно  $R_g$ ) и низким относительным рельефом.

**Нахождение.** Широко распространенный минерал; встречается в низкотемпературных месторождениях в постоянной ассоциации с аурипигментом, а также с антимонитом, киноварью, иногда с минералами таллия (врбаитом, лорандитом и др.); один из наиболее поздних минералов. Известен в осадочных сидерит-лептохлоритовых железных рудах Крыма и Кавказа, и боратовых месторождениях Калифорнии.

**Изученный материал.** *Лухуми* (Грузия), (см. рис. 39).

**Литература.** 129, 227, 388, 543\*.

## Г. СЛОИСТЫЕ

### Мелонит $NiTe_2$ , киткаит $NiSeTe$

Мелонит<sup>1</sup> (гексаг. с.  $D_{3d}^3 - P\bar{3}m$ ) и киткаит (тригон. с.) изоструктурны, образуют серию твердых растворов. Хим. состав (теор.):

	Ni	Te	Se	$a_0$	$c_0$	$z$
Мелонит . . . . .	18,70	81,30		3,84	5,26	1
Киткаит . . . . .	22,1	48,1	29,8	3,72	5,13	1

**Микроскопия.** По совокупности оптических свойств мелонит и киткаит близки. Отражательная способность высокая типичная для метал-

<sup>1</sup> По Тенье, система  $NiTe$  ( $a_h=3,97$ ,  $c_h=5,36$ ) —  $NiTe_2$  ( $a_h=3,87$ ,  $c_h=5,31$ ) представляет непрерывный ряд смешанных кристаллов со структурными переходами от типа  $NiAs$  к типу  $Mg(OH)_2$  (прим. Поваренных к справочнику Штрунца). Лебедевой и Юшко-Захаровой (135) изучены твердость по микровдавливанию ( $H$ , кгс/мм<sup>2</sup>) ряда сплавов:  $NiTe_2$  63—166,  $NiTe$  180—228; измерен также природный аналог сплава  $NiTe$  — «имгрэит»,  $H$  — 210—220.

лов, у киткаита несколько ниже, чем у мелонита. Цвет мелонита насыщенно кремово-розовый, у киткаита бледнее и более желтый. Мелонит сильно анизотропен с яркими цветными эффектами, двуотражение может быть замечено в воздухе, в светлых сечениях цвет более насыщенный кремово-розовый, в темных — нежно-розовый с сиреневатым (пурпурным) оттенком. У киткаита эффекты анизотропии проявляются слабее, двуотражение в воздухе незаметно. Внутренних рефлексов нет. Форма зерен широкотаблитчатая, у мелонита наблюдались овальные зерна. У мелонита спайность  $\parallel (001)$  в шлифах обнаруживается часто, особенно при надавливании иглой; полируется неоднородно — в разрезах, близких к  $(001)$ , благодаря спайности упорно сохраняются ямки и царапины.

Относительный рельеф мелонита непостоянен, в типичных проявлениях самый высокий в группе теллуридов (исключая фробергит). Однако П. Рамдор отмечает случаи, когда  $H$  мелонита  $\approx H$  теллуровисмута. О рельефе киткаита данных нет.

Спектры отражения, приведенные на рис. 65, показывают удовлетворительное совпадение данных измерений разных исследователей. Для мелонита характерно пересечение спектров  $R_g$  и  $R_p$  на границе с ультрафиолетовой областью. Спектры киткаита свидетельствуют о более слабом двуотражении минерала и пониженной по сравнению с высокими сечениями мелонита отражательной способности. Оба минерала относятся к одноосным, оптический знак у мелонита отрицательный, у киткаита (по данным Вугке) положительный.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Макроскопически мелонит сходен с теллуровисмутитом, с которым часто встречается вместе. Отличается быстро возникающей побегалостью. Под микроскопом похож на теллуровисмутит, монтбрейт, группу розовых минералов никеля — никелин, маухерит, брейтгауптит. Теллуровисмутит отличается всегда сильно удлиненной формой выделений, слабым проявлением двуотражения, низким рельефом, монтбрейт не имеет спайности, цветной тон выражен значительно бледнее, отчетливо кремовый; брейтгауптит имеет более насыщенный, отчетливо пурпурный цвет; маухерит темнее мелонита; никелин и мелонит уверенно отличаются только по кривым дисперсии  $R$  (в синем спектре у никелина максимальное двуотражение, в красном — заметно ослабевает).

Киткаит отличается от мелонита меньшими размерами элементарной ячейки, вследствие чего линии его на дебаеграмме несколько смещаются относительно линий мелонита.

**Нахождение.** Очень редкие минералы. Киткаит утвержден, как самостоятельный вид в 1965 г. (395), известен в единственном месторождении Киисамо (Финляндия) в ассоциации с мелонитом, клаусталитом,

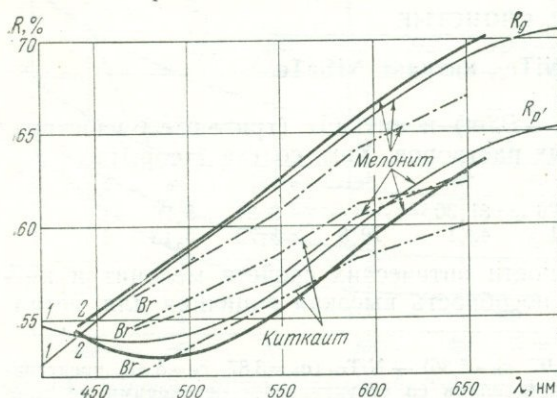


Рис. 65. Спектры отражения мелонита и киткаита: 1 — «Блеск», 2 — ПООС; литературные данные: Br (408, 530)

Se — полидимитом, Se — линнеитом, Ni—Co—Se — пиритом, пенрозентом, гематитом.

Меланит встречается главным образом в медно-никелевых месторождениях типа Содбери и в золото-теллуриновых в парагенезисе с другими теллуридами.

**Изученный материал.** Меланит — Зодское (Армения) (см. рис. 65)<sup>1</sup>, Робб Монтбрей (Канада), обр. Томпсона и др. Киткаит в основном описан по литературным данным (395), образец, полученный от авторов этого исследования, был измерен Л. Н. Вяльсовым на приборе ПИОР (см. рис. 65).

**Литература.** 22, 51, 135\*, 236, 395, 443, 530\*.

### Волюнскит $AgBiTe_2$

Структура волюнсита не установлена, синтетический  $AgBiTe_2$  ромб. с. (пространственная гр., параметры элементарной ячейки также неизвестны). Хим. состав (теор.): Ag — 18,9, Bi — 36,5, Te — 44,6.

**Микроскопия.** Наблюдался только под микроскопом в ассоциации с теллуровисмутитом; имеет сходные с ним оптические свойства — умеренно высокую отражательную способность, нежный розоватый с участием сиреневой составляющей оттенок. Слабо анизотропен, двуотражение практически проявляется только в иммерсии, внутренних рефлексов нет, спайность выражена слабее, чем у теллуровисмутита, наблюдались треугольные выкрошивания. Относительный рельеф незначительно выше, чем у теллуровисмутита. Тип дисперсии (рис. 66) энаргитовый с пологим минимумом в средней части.

**Нахождение.** Утвержден как самостоятельный минеральный вид в 1963 г. (20). Встречен в золото-теллуриновых месторождениях: Зодском (Армения), в Восточных Саянах в ассоциации с теллуровисмутитом, алтаитом, гесситом, галенитом (22), в Средней Азии (146).

**Изученный материал.** Оригинальные образцы первичного исследования — Зондское (см. рис. 66)<sup>1</sup>, Восточные Саяны.

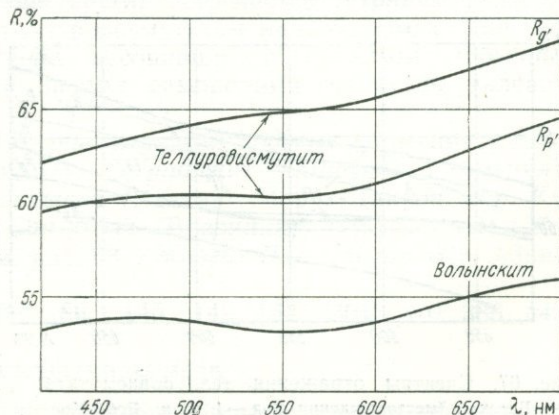
**Литература.** 20, 22, 146.

### Теллуриды висмута $Bi_2Te_3$ , $Bi_2Te_2S$ , $\sim Bi_4TeS_2$ , $\sim Bi_4Te_2S$

В группе теллуридов висмута рассматриваются теллуровисмутит, тетрадимит, жозеит А и жозеит Б. Для всех минералов группы типична резко выраженная

<sup>1</sup> Спектр отражения измерялся также (22) на ОКФ (см. стр. 37).

Рис. 66. Спектры отражения волюнсита и теллуровисмутита; измерено на приборе «Блеск»



металличность, близость мотивов кристаллических структур (по Бокию, все минералы группы принадлежат к одному структурному семейству; имеют слоистые структуры с координационным числом 6) и большое сходство физических, в том числе оптических свойств. Четких критериев индивидуализации отдельных минеральных видов в этой группе без рентгенометрических исследований в литературе пока известно не было. Все рассматриваемые теллуриды висмута кристаллизуются в триг. с. Хим. состав<sup>1</sup> (теор.):

	Bi	Te	S	$a_0$	$c_0$	z
Теллуровисмутит $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ . . . . .	51,09	47,91	—	4,39	30,60	1
Тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{S}$ . . . . .	59,27	36,18	4,55	4,32	30,07	1
Жозеит А $\sim \text{Bi}_4\text{Te}_5\text{S}_2$ . . . . .	81,3	12,4	6,2	4,25	39,77	3
Жозеит В $\sim \text{Bi}_4\text{Te}_5\text{S}$ . . . . .	74,4	22,7	2,9	4,34	40,83	3

**Микроскопия.** Визуально все теллуриды висмута сходны. Для всей группы характерны формы выделения в виде идиоморфных табличек, почти всегда различима совершенная базальная спайность, которая обуславливает в сочетании с ясной спайностью по ромбоэдру появление своеобразной ступенчатой трещиноватости; внутренних рефлексов нет. У теллуровисмутита наблюдались полисинтетические двойники. В скрещенных николях все минералы анизотропны с блеклыми цветными эффектами. Относительный рельеф низкий ( $I$  гр):  $H$  теллуровисмутита, жозеита  $> H$  тетрадимита.

Спектры отражения минералов индивидуальны (см. рис. 66; рис. 67, 68, 69). Как и у других высокоотражающих минералов, спектральное распределение интенсивности отражения имеет у теллуридов висмута хотя и слабо выраженную, аномальную дисперсию, поэтому цветовые оттенки минералов преимущественно кремовые, но очень бледные. В цвете теллуровисмутита в контрастной среде (особенно в сростании с алтаитом) заметна, как и у волынскита, розовато-сиреневая составляющая, обусловленная незначительным прогибом кривых дисперсии  $R$  этих минералов в желтой области и более значительным подъемом в красной (см. рис. 66). У тетрадимита в сравнении с теллуровисмутитом заметен зеленоватый оттенок. Кривые тетрадимита в оранжево-красной области горизонтальны, заметная дисперсия наблюдается в желто-зеленом участке, что, очевидно, и объясняет зеленоватый оттенок минерала, прояв-

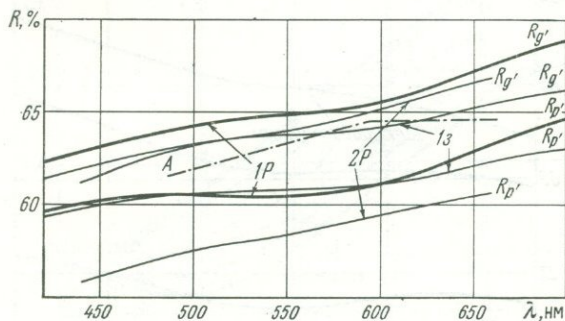


Рис. 67. Спектры отражения теллуровисмутита: 1 — «Блеск» (месторождения Зод—1 з и Робб-Монтбрей—1 р); 2 Р—ПООС (месторождение Робб-Монтбрей). Литературные данные по теллуровисмутиту А (2)

ляющийся в контакте с теллуровисмутитом. Чисто кремовые жозеит А и Б (см. рис. 68) имеют пологие максимумы в желто-оранжевой области.

<sup>1</sup> Кроме перечисленных минералов в системе  $\text{Bi—Te—S}$  описывались и другие природные соединения, но современными методами диагностика их не проверялась. Увереннее других обосновано выделение верлита ( $\sim \text{Bi Te}$ ). В последнее время в литературе появились новые сообщения о находках еще целого ряда ранее неизвестных теллуридов висмута (74).

По интенсивности отражения самым светлым в группе является теллуrowисмутит, который имеет высокую отражательную способность мегаллов (значения  $R$  его в пределах всей видимой области не опускаются ниже 60%), двуотражение в воздухе заметно с трудом. Тетрадимит отражает слабее, наиболее высокие значения  $R$  его приближаются к  $R_p$  теллуrowисмутита, двуотражение достаточно отчетливо распознается уже в воздухе. Жозеит А и жозеит Б по оптическим свойствам заметно различаются между собой. Жозеит Б имеет сильное двуотражение; заметно светлее: темные положения его соответствуют самым светлым положениям жозеита А; максимальные значения  $R$  близки со светлыми положениями теллуrowисмутита. Жозеит А самый темный в группе теллуrowидов висмута, по общей светлоте близок к темным положениям  $R$  тетрадимита; двуотражение в воздухе очень слабое.

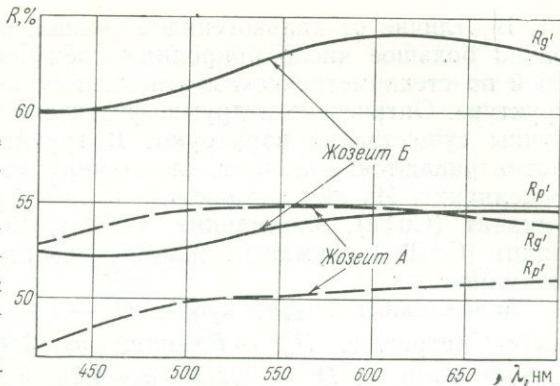


Рис. 68. Спектры отражения жозеита А и жозеита Б; измерено на приборе «Блеск»

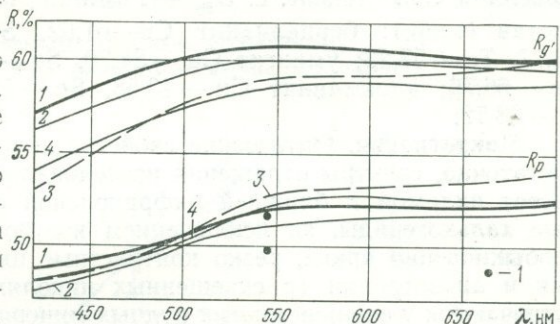


Рис. 69. Спектры отражения тетрадимита; измерено на приборе «Блеск»; образцы месторождений: 1 — Мисхана, 2 — Джалинда, 3 — Тырныауз, 4 — Сан-Жозе. Литературные данные: 1 — Br (530)

**Нахождение.** Теллуриды висмута относятся к типичным рудным аксессуариям, которые крайне редко встречаются в количествах, пригодных для макроисследований, но под микроскопом в микрочастицах обнаруживаются систематически. Чаше других встречается тетрадимит изолированно или в сростаниях с теллуrowисмутитом или жозеитом. Для теллуrowисмутита очень характерна ассоциация с алтаитом. Обычные спутники теллуrowидов висмута: висмут самородный, висмутин, галенит, халькопирит, теллуриды.

**Изученный материал.** Теллуrowисмутит — Зодское (Армения); Робб Монтбрей (Канада), (см. рис. 67). Тетрадимит — Мисхана (Армения); Джалинда (Забайкалье); Тырныауз (Кавказ); Чорух-Дайрон, обр. Куличихиной (Средняя Азия); Сан-Жозе (Бразилия), (см. рис. 69). Жозеит А — Эргелях (ДВК), (см. рис. 68). Жозеит В — Лянгар (Ср. Азия), (см. рис. 68).

**Литература:** 22, 62\*, 78\*, 86, 145, 149, 153\*, 301, 370, 386, 443, 492, 543\*.

**Халькогениды меди**

В эту группу по аналогии с халькогенидами свинца объединены соединения меди с элементами VI группы таблицы Менделеева (S, Se,

Те). В отличие от халькогенидов свинца, к группе меди относятся довольно большое число природных соединений, различающихся между собой по стехиометрическим отношениям атомов и по кристаллической структуре. Оптические и другие физические свойства у минералов этой группы существенно варьируют. В группе халькогенидов меди нами рассматриваются: вулканит, клокманнит, ковеллин, риккардит, умангит, берцелианит. Из них одинаковые отношения катион/анион имеют: 1:1 вулканит ( $\text{CuTe}$ ); клокманнит ( $\text{CuSe}$ ), ковеллин ( $\text{CuS}$ ), 3:2 — риккардит ( $\text{Cu}_3\text{Te}_2$ ) и умангит ( $\text{Cu}_3\text{Se}_2$ ); изоструктурны только ковеллин и клокманнит.

Берцелианит  $\text{Cu}_2\text{Se}^1$  куб. с.  $O_h^7 - Fd\bar{3}m$ ;  $a_0 = 5,74$ ,  $z = 4$ . Риккардит  $\text{Cu}_3\text{Te}_2^1$  тетраг. с.  $D_{4h}^7 - P4/nmm$ ;  $a_0 = 3,98$ ,  $c_0 = 6,12$ ,  $z = 2$ . Умангит  $\text{Cu}_3\text{Se}_2^1$  ромб. с.  $D_2^3 - P22_12_1$ ;  $a_0 = 4,28$ ,  $b_0 = 6,40$ ,  $c_0 = 12,46$ ,  $z = 4$ . Вулканит  $\text{CuTe}$  ромб. с.  $D_{2h}^{13} - Pmnm$ ;  $a_0 = 4,09$ ,  $b_0 = 6,95$ ,  $c_0 = 3,15$ ,  $z = 2$ . Клокманнит  $\text{CuSe}^1$  гексаг. с.  $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ ;  $a_0 = 3,94$ ,  $c_0 = 17,25$ ,  $z = 6$ . Ковеллин  $\text{CuS}^1$  гексаг. с.  $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ ;  $a_0 = 3,80$ ,  $c_0 = 16,36$ ,  $z = 6$ . Хим. состав (теор.): берцелианит  $\text{Cu} - 61,62$ ,  $\text{Se} - 38,38$ ; риккардит  $\text{Cu} - 42,77$ ,  $\text{Te} - 57,23$ ; умангит  $\text{Cu} - 54,70$ ,  $\text{Se} - 45,30$ ; вулканит  $\text{Cu} - 33,24$ ,  $\text{Te} - 66,76$ ; клокманнит  $\text{Cu} - 43,58$ ,  $\text{Se} - 56,42$ ; ковеллин  $\text{Cu} - 66,48$ ,  $\text{S} - 33,52$ .

**Микроскопия.** Оптические свойства халькогенидов меди изучены недостаточно, спектры отражения исследовались только в узком диапазоне частот видимой и ближней инфракрасной областей. Все рассматриваемые халькогениды, за исключением изотропного берцелианита, имеют необыкновенно яркие, резко контрастные цветовые эффекты двутражения и анизотропии (в скрещенных николях). Такие цветовые явления встречаются у очень немногих рудных минералов и настолько характерны, что минералы, которым свойственны эти оптические эффекты, определяются всегда безошибочно. По общему уровню отражательной способности — это умеренно или умеренно-высокоотражающие минералы. Общей особенностью всех минералов группы является низкая твердость, обуславливающая низкий относительный рельеф в шлифах, близкий к рельефу клаусталита; заметно более высокий рельеф имеют только сульфиды меди — халькозин и дигенит.

Сходство халькогенидов меди обнаруживается и в картинах спектральных профилей минералов (см. рис. 71, 72, 73). Спектры отражения их сложные с отчетливо выраженными глубокими депрессиями, с резкой непараллельностью кривых главных коэффициентов отражения: многие в пределах видимой области меняют знак.

Берцелианит изотропен. Характеризуется серовато-голубым цветом, быстро изменяющимся в шлифе до индигово-синего; цвет выражен более отчетливо, чем у в общем похожего халькозина. В белом свете несколько темнее клаусталита и заметно светлее тиманнита (рис. 70).

Риккардит. У этого минерала при наблюдении его с одним николем и даже без николя прежде всего бросается в глаза яркая пятнистая окраска — светлая карминно-красная и серо-фиолетовая; эффекты анизотропии при скрещенных николях исключительно сильные, ярко-огненные: от желтых до густо-коричневато-красных. Минерал оптически

<sup>1</sup> Более правильное, отвечающее стехиометрическим отношениям, написание формул: берцелианита  $(\text{Cu}^{+1}_{2-x}\text{Cu}^{+2}_{0,5x})\text{Se}$ , риккардита  $(\text{Cu}^{+1}_{4-x}\text{Cu}^{+2}_{0,5x})\text{Te}_2$ , умангита  $(\text{Cu}^{+1}_{4-x}\text{Cu}^{+2}_{0,5})\text{Se}_2$ , клокманнита —  $\text{Cu}^{+1}_2\text{Cu}^{+2}\text{Se}_3$ , ковеллина —  $\text{Cu}^{+1}\text{CuS}^{+3}_3$  (прим. Поваренных к справочнику Штрунца).

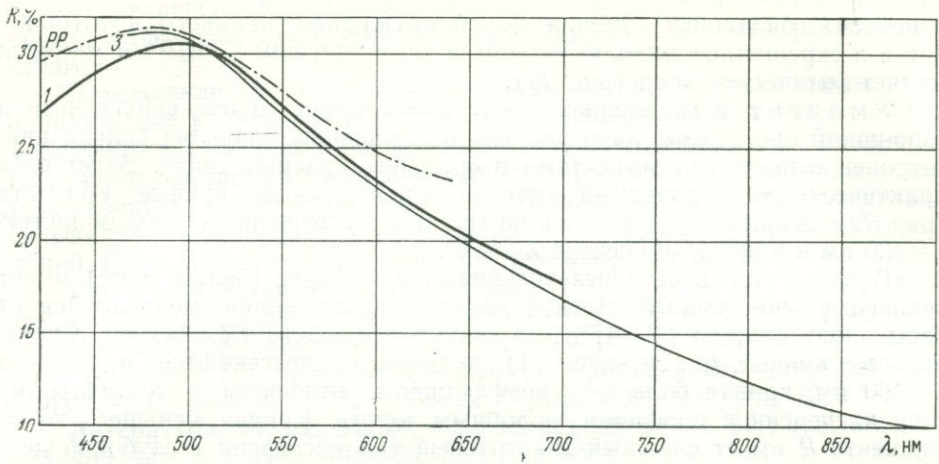


Рис. 70. Спектры отражения берцелианита:  
1 — «Блеск», 3 — ФМЭ. Литературные данные: PP — (468)

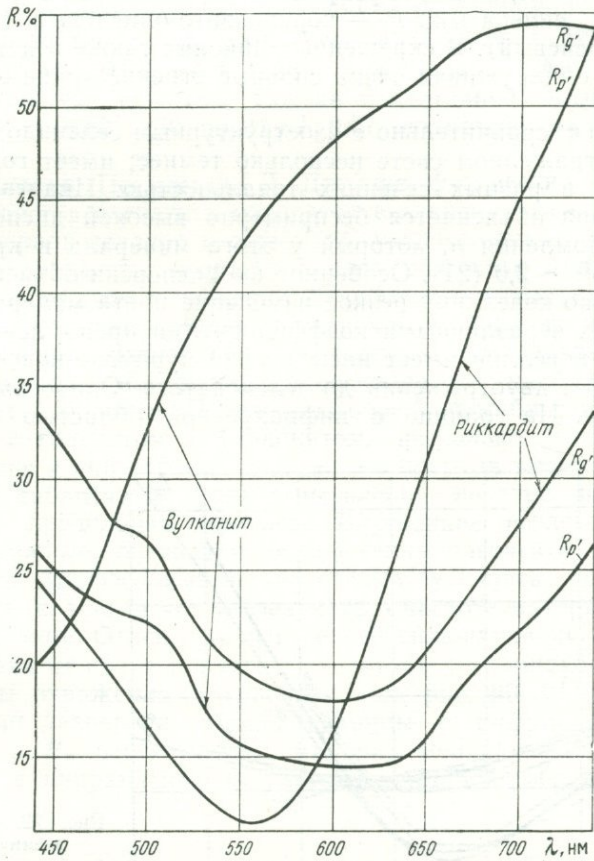


Рис. 71. Спектры отражения вулканита и риккардита; измерено на приборе ПИОР

одноосен — базальные сечения не обнаруживают никакого двуотражения и в скрещенных николях остаются темными; при  $\lambda=610$  нм минерал меняет оптический знак (рис. 71).

Умангит в отраженном свете имеет грязно-красно-фиолетовый и серо-синий цвет; резко двуотражает; в скрещенных николях сильно анизотропен с цветными эффектами в оранжево-красных тонах. Ведет себя практически как одноосный минерал. Спектральные кривые умангита (рис. 72) дважды пересекаются, на границе с ультрафиолетовой областью  $\lambda \approx 420$  нм и в красном спектре  $\lambda = 620$  нм.

Вулканит в обычных условиях наблюдения (белом свете) имеет исключительно сильный цветной эффект двуотражения, меняющийся от насыщенно-желтого ( $R=47\%$ ) до голубовато-серого ( $R=14,5\%$ ). Спектральные кривые  $R$  (см. рис. 71) вулканита пересекаются в области  $\lambda=460$  нм, кривая большего коэффициента относится к аномальному типу дисперсии с профилем, подобным золоту. Кривая меньшего коэффициента  $R$  имеет сложный энаргитовый тип дисперсии с глубокой депрессией в средней области видимого спектра; подобна профилю кривой  $R_p$  риккардита.

Клокманнит — светло-сине-зелено-серый, с исключительно сильным двуотражением, схема двуотражения аналогична схеме ковеллина (рис. 73):  $R_e$  — синеватый  $> R_0$  — коричневато-оливковый (в некоторых сочетаниях сиреневый). В скрещенных николях также ведет себя подобно ковеллину, обнаруживая очень сильные огненно-яркие эффекты анизотропии.

Ковеллин сравнительно с изоструктурным селенидом меди, клокманнитом, в отраженном свете несколько темнее; имеет голубой цвет с изменяющейся в разных сечениях тональностью. Индигово-синяя окраска ковеллина объясняется бесприммерно высокой дисперсией коэффициента преломления  $n$ , который у этого минерала в красном свете  $\sim 1,0$ , а в синем  $\sim 2,0$  (21). Особенностью дисперсии объясняется также присущее только ковеллину резкое изменение цвета минерала в иммерсионных средах с различными коэффициентами преломления. В масляной иммерсии ковеллин имеет насыщенный пурпурно-красный цвет, изменяющийся при двуотражении до зеленоватого. Одноосный, оптически положительный. На границе с инфракрасной областью ( $\lambda=680$  нм)

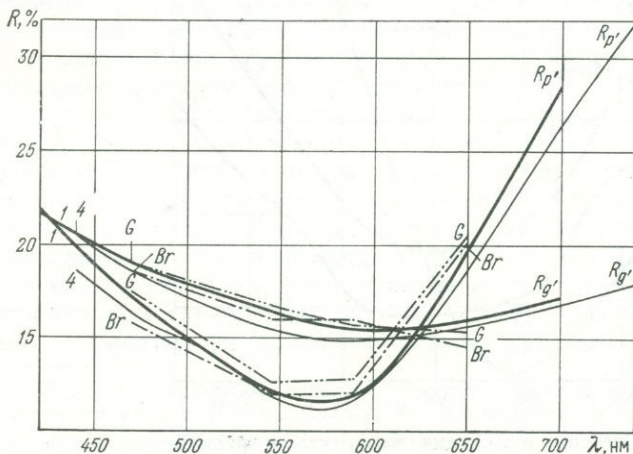


Рис. 72. Спектры отражения умангита:  
1 — «Блеск», 4 — ПИОР; литературные данные: Br (408, 530), G (408)

кривые дисперсии  $R$  ковеллина (см. рис. 73) пересекаются и значения обоих коэффициентов в ближнем инфракрасном спектре резко возрастают.

**Нахождение.** В генетическом отношении все халькогениды меди принадлежат к низкотемпературным близповерхностным образованиям. Теллуриды и селениды меди относятся к числу очень редких минералов; встречаются обычно в специфических месторождениях: теллуриды с золотом, селениды — с ураном. Ковеллин обычный минерал зоны вторичного сульфидного обогащения и зоны окисления самых различных месторождений. Редко ковеллин образуется в гипогенных условиях.

**Изученный материал.** *Берцелианит* (см. рис. 70); *Чехословакия* (см. описание крукесита). *Риккардит — Быньговское* (Урал) (см. рис. 71), *Зодское* (Армения), *Пионерское* (ДВК). *Вулканит — Быньговское* (см. рис. 71). *Ковеллин — Ахтала* (Закавказье) (см. рис. 73). *Клокманнит, умангит — Ла — Риоха* (Аргентина) (см. рис. 72, 73).

**Литература.** 21, 22, 24, 26, 27, 232, 276, 296, 300, 317, 323, 337, 341, 375, 400, 449, 469, 473\*, 494, 524, 530, 541, 543\*.

### Нагиагит $Pb_7Au(Te, Sb)_5S_6^1(?)$

Кристаллическая структура и формула минерала не уточнены; в литературе известно около 20 отличающихся формул. Тетраг. с.  $S_4^I — P\bar{4}$  (?).  $a_0=4,15$ ,  $c_0=30,21$ ,  $z=1$  (266). Хим. состав<sup>1</sup>: Au—7,6, Pb—56,4, S—11,4, Sb—8,2, Te—16,2. Состав непостоянен. Отношение Te:Sb колеблется от 16,86:7,70 до 15,87:9,07, возможно, за счет негомогенности.

**Микроскопия.** По мнению Д. Джушке, физические, в том числе оптические свойства нагиагита находятся в зависимости от соотношения в составе минерала теллура и сурьмы. С увеличением содержания сурьмы повышается твердость, возрастает сила эффектов анизотропии, понижается интенсивность отражения. Наиболее богатые сурьмой разновидности нагиагита сходны по оптическим признакам с бурнонитом. Непостоянство оптических свойств нагиагита наблюдалось и нами. Ниже описаны свойства разновидностей нагиагита, микроскопически наиболее резко отличающейся от бурнонита. По отражательной способности и цвету нагиагит сходен с галенитом и бурнонитом, несколько светлее бурнонита. Двухотражение и анизотропия слабые, без цветных эффектов. Характерны удлиненные таблитчатые формы выделения, нередко изогнутые, часто наблюдается продольная спайность. Внутренние рефлексы в воздухе не заметны; сложные, очень тонкие сростания нагиагита с бурнонитом и серебряными сульфосолями не позволяют уточнить их в порошке с иммерсией, т. к. всегда нет уверенности в чистоте материала, полученного при царапании. Относительный рельеф сильно различается в зависимости от сечения от почти равного с галенитом до одинакового с петцитом.

Спектры отражения нагиагита<sup>2</sup> (см. рис. 20, 21, 24) имеют нормальный тип дисперсии, вблизи границы с инфракрасной областью кривые  $R_g$  и  $R_p$  пересекаются, минерал меняет оптический знак при  $\lambda \approx 675$  нм; в направлении к ультрафиолетовой области  $\Delta R_{отн.}$  возрастает.

<sup>1</sup> Формула и химический состав приведены по Джушке (385).

<sup>2</sup> Спектры отражения нагиагита измерялись также на визуальном приборе ОКФ (см. стр. 37).

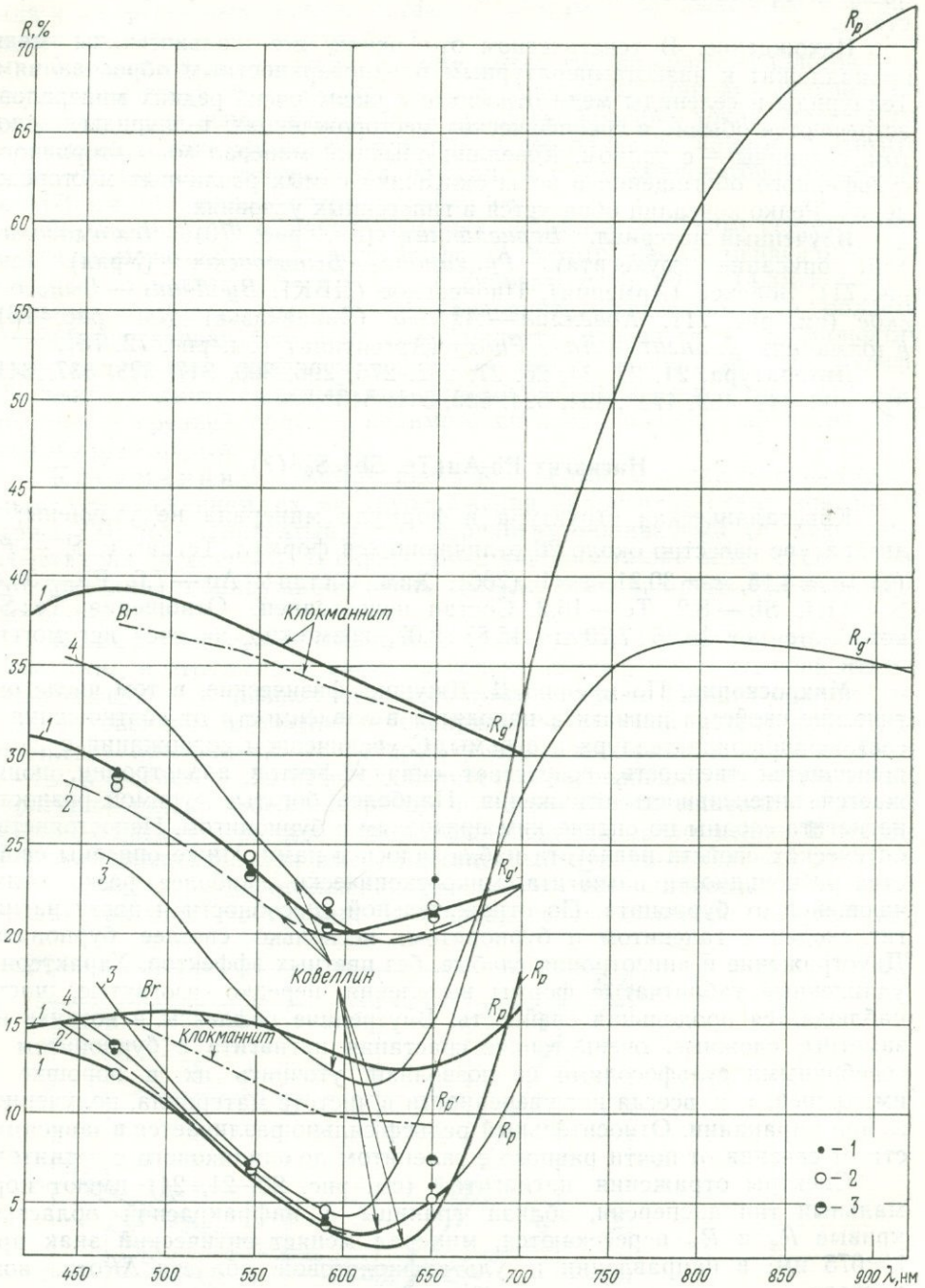


Рис. 73. Спектры отражения клокманнита и ковеллина:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ, 4 — ПИОР; литературные данные: Br (408, 530), 1 — Симпсон (408), 2 — Гелен, Пиллер (375, 408), 3 — Цервелл (408)

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Большинство теллуридов золота (монтбрейит, калаверит, креннерит, сильванит) характеризуются типичными для металлов высокими значениями  $R$  и аномальным типом дисперсии. Только нагиагит и петцит (более сложные по составу теллуриды золота) имеют пониженную отражательную способность и нормальный тип дисперсии (см. рис. 21). По типу дисперсии и визуально наблюдаемым признакам нагиагит сходен с умеренно отражающими бесцветными минералами — галени- том, бурнонитом, петцитом, колорадоитом, гесситом (см. рис. 20, 105).

**Нахождение.** Редкий минерал, но в месторождении Сэкэрымб (Румыния) является промышленным минералом золота.

**Изученный материал.** Сэкэрымб (Румыния) (см. рис. 20), Манка (Алтай).

**Литература.** 22, 266, 385, 509, 510, 543\*.

### Халькоталлит $Cu_3TlS_2$

Кристаллическая структура не выяснена. Хим. состав (теор.):  $Tl — 44,5$ ,  $Cu — 41,5$ ,  $S — 14$ . Возможные примеси:  $Sb$ ,  $Ag$ ,  $Pb$ ,  $Fe$ .

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, близкая к  $R$  блёклых руд. Цвет нейтральный (светло-серый) со слабым сиреневым оттенком. Двуотражение в воздухе слабое, эффекты анизотропии отчетливые. Внутренних рефлексов нет. По морфологическим признакам — пластинчатой форме зерен, часто изогнутых, совершенной спайности, полисинтетическим двойникам — похож на молибденит. Спайность хорошо выражена в направлении удлинения и значительно слабее в поперечном. Сочетание двух направлений обуславливает появление ступенчатой трещиноватости. По твердости и относительному рельефу близок с халькозином. Полируется хорошо. Полированная поверхность быстро покрывается плотным до сажистого налетом.

Спектры отражения халькоталлита приведены на рис. 26. Полученные данные уточняют результаты ранее проведенных измерений средних значений  $R$  (201), не учитывавших двуотражения минерала. Сходен с крукеситом.

**Нахождение.** Халькоталлит, как самостоятельный минеральный вид был установлен в 1967 г. Других находок неизвестно. Обнаружен в гидротермальной усингитовой жиле, секущей содалитовые сиениты (науяиты), слагающие Илмауссакскую интрузию (Гренландия). Размер выделений халькоталлита 2—3 см. Цвет железо-черный, блеск металлический, черта черная, спайность в двух направлениях, в одном совершенная, форма зерен пластинчатая до листоватой. С поверхности выделения покрыты рубашкой пестроокрашенных охр. При микроскопическом исследовании в халькоталлите установлены включения халькозина, серебра самор.

**Изученный материал.** Массив Илмаусак (см. рис. 26). Минерал детально описан в работах (201, 202), сообщаются дебаграммы, результаты химических анализов и исследований на рентгеноспектральном микроанализаторе КАМЕКА. Результаты анализа:  $Tl — 38,07$ ,  $Cu — 40,58$ ,  $Ag — 0,19$ ,  $Pb — 0,13$ ,  $Fe — 3,79$ ,  $S — 12,06$ ; нерастворимый остаток 1,52 (аналитик Новороссова).

**Литература.** 201, 202.

<sup>1</sup> Спектр отражения измерялся также на ОКФ (22, см. стр. 37).

## Молибденит $\text{MoS}_2$ , тунгстенит $\text{WS}_2$

Гексаг. с.  $D_{6h}^4$  —  $P63/mmc$ ; изотипны. Хим. состав (теор.)

	Mo(W)	S	$a_0$	$c_0$	$z$
Молибденит . . . . .	59,94	40,06	3,16	12,32	2
Тунгстенит . . . . .	(74,16)	25,84	3,19	12,5	2

В молибдените характерно присутствие Re до 0,33% и Se.

Отчетливо слоистая структура минералов определяет таблитчатый до чешуйчатого габитус кристаллов, весьма совершенную спайность по (0001) низкую, подобную графиту, твердость и сильную анизотропию.

**Микроскопия.** Молибденит — один из немногих минералов, обладающих исключительно сильными эффектами анизотропии. Вследствие сильного двуотражения отражательная способность минерала в разных положениях изменяется от галенитоподобной до почти сфалеритовой. Нейтрального цвета (светло-серый), внутренние рефлексии отсутствуют, хотя в тончайших микронных частицах молибденит просвечивает зеленым. Характерной формой выделения являются тонкие, часто изогнутые пластинки; всегда наблюдается спайность, часто полисинтетическое двойникование, волнистое угасание; иногда обнаруживаются сфероидальные структуры. По относительному рельефу принадлежит к гр. III, немного выше халькопирита.

Тунгстенит во всех отношениях очень похож на молибденит; большое сходство этих двух минералов могло способствовать тому, что тунгстенит при минералогических исследованиях мог быть ошибочно диагностирован как молибденит.

Спектры отражения молибденита и тунгстенита (рис. 74) имеют нормальную дисперсию и в общих чертах сходны. Оба минерала одноосные, оптически отрицательные. Кривые  $R_p$  минералов практически полностью подобны; кривая  $R_g$  молибденита выше по уровню и имеет более сложный профиль с тремя четко выраженными максимумами: при  $\lambda = 470,620$  и  $680$  нм; у тунгстенита — два максимума при  $\lambda = 460,660$  нм.

Под микроскопом по оптическим признакам молибденит определяется без затруднений. По силе эффектов анизотропии он по-

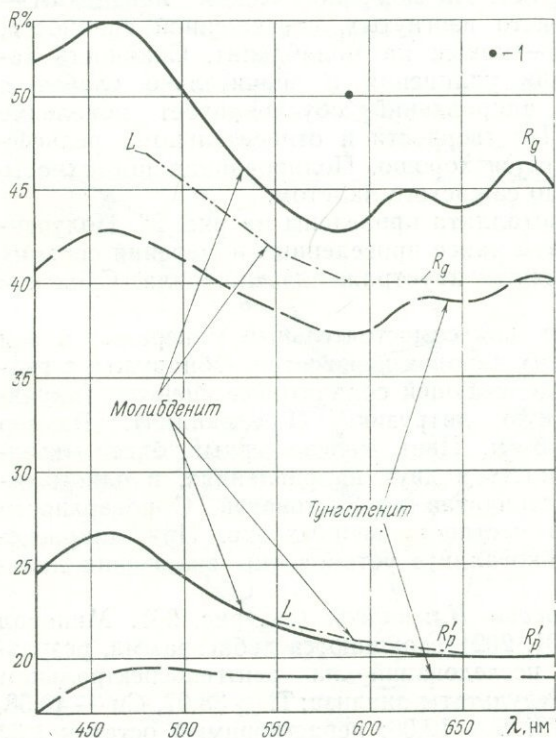


Рис. 74. Спектры отражения молибденита и тунгстенита. Измерено на приборе «Блеск»; литературные данные:

$L$  — (436, 530), 1 — по тунгстениту (Грессер, 530)

хож только на графит и валлериит и тунгстенит, с которыми обнаруживается также большое сходство и в морфологии. Отличает его то, что в самых темных положениях он остается сфалеритово-серым, в то время, как графит и валлериит в положении  $R_{\min}$  приближаются к жилным минералам.

**Нахождение.** Молибденит распространенный минерал. Генетически связан с кислыми интрузиями, концентрируется преимущественно в грейзеновых, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях. Встречался в пегматитах. Тунгстенит — минерал очень редкий. Описан в ассоциации с вольфрамитом, сфалеритом, галенитом и другими сульфидами в месторождениях Эмма (шт. Юта, США) и с пирротинном в шеелитоносных скарнах Лянгара (Узб. ССР).

**Изученный материал.** Молибденит — *Тырныауз* (Сев. Кавказ) — (см. рис. 74) и др. месторождения. Тунгстенит — *Лянгар* (Ср. Азия) (материал. Римской — Корсаковой, см. рис. 74).

**Литература.** 85, 185, 214, 226, 243, 258, 326, 333, 436.

### Макинавит $\text{FeS}$ , валлериит $\text{CuFeS}_2(\text{Mg, Al, Fe})(\text{OH})_2$

Эти два минерала, принадлежащие к различным структурным группам, мы рассматриваем вместе, в связи с тем что в минералогической практике они долгое время не различались и описывались как один — валлериит (184). Лишь в 1958 г. работами Милтона и др. (450) и в 1964 г. Иванса (356) было показано, что в качестве валлериита описывался не только собственно валлериит, но и другой минерал, отличающийся от валлериита и по химическому составу, и по структуре; этот последний был назван макинавитом по имени рудника Макинау, где он был определен и впервые детально описан. Тогда же методом прецезионных монокристалльных съемок была определена симметрия нового минерала и одновременно уточнена кристаллографическая характеристика валлериита. Исследованиями на микрозонде были уточнены и химические составы обоих минералов (284, 336, 406, 502, 520).

Валлериит —  $\text{CuFeS}_2(\text{Mg, Al, Fe})(\text{OH})_{2-3}$ . Тригон. с.  $R\bar{3}m$ , или  $R3m$ ;  $a_0 = 3,792$ ,  $c_0 = 34,10$ .

Макинавит  $\text{FeS}$  (до 15% ат Fe может замещаться на Ni, Co или только Cu, может содержать также Cr). Тетраг. с.  $P4/nmm$ ;  $a_0 = 3,676$ ,  $c_0 = 5,032$ .

**Микроскопия.** Макинавит и валлериит долгое время не различали, этому способствовало определенное сходство этих минералов в полированных шлифах, но главным образом отсутствовали детальные исследования.

Валлериит и макинавит обнаруживают большое сходство в морфологии кристаллов и агрегатов, цвете в отраженном свете, силе эффектов двуотражения и анизотропии. Оба наблюдаются в виде чешуек и чешуйчатых агрегатов, часто изогнутых, подобно чешуйкам графита и молибденита и полисинтетически сдвойникованных; совершенная спайность по базопинакоиду всегда наблюдается и в шлифах; имеют очень низкую твердость, в особенности валлериит. Цвет валлериита в зависимости от сечений меняется от желтовато-коричневого до темно-серого, макинавита — от светло-желтовато-белого с буровато-розовым оттенком до светло-серого (как сфалерит). Оба минерала характеризуются исключительно сильным двуотражением — этот эффект по силе подобен эффекту двуотражения молибденита, графита, ковеллина; как

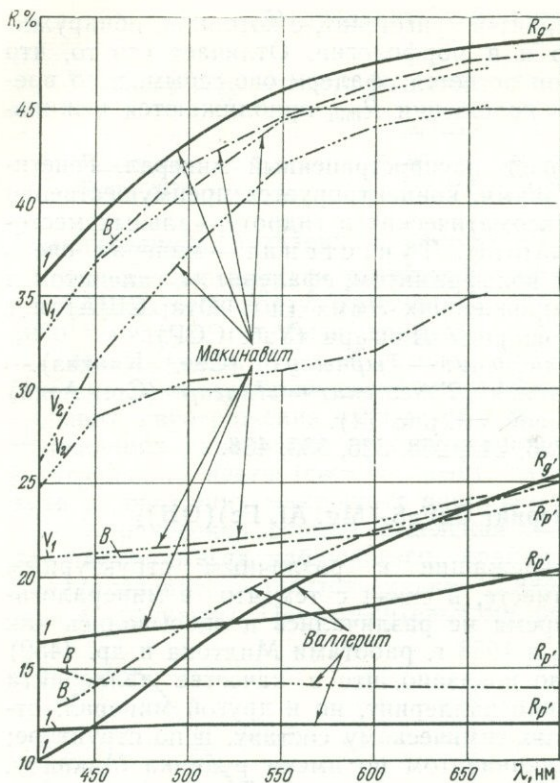


Рис. 75. Спектры отражения макинавита и валлериита; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные:

В (69);  $V_1$  обр. 1 — Fe — 38; Co — 3,3; Ni — 18,7;  $V_2$  — обр. 2 — Fe — 52, Co — 3,9, Ni — 1,8; (502)

же положениях выглядит почти как минерал нерудный. Эти различия очень существенные и правильно оцениваются без особого труда. Исследование спектров отражения полностью исключает возможность ошибки в определении минералов (см. рис. 75). Значительно больше возможностей, без измерения  $R$ , принять валлериит за графит, что нередко и имело место в практике определения валлериита. Характерной особенностью валлериита является изменение знака кристалла, которое происходит в крайней синей области видимого спектра ( $\lambda = 450$  нм).

По относительному рельефу макинавит подобен пирротину; рельеф валлериита заметно ниже пирротина, чуть выше халькопирита, приблизительно равен рельефу кубанита.

**Нахождение.** Макинавит широко распространен в рудах многих медных и медно-никелевых сульфидных месторождений. Валлериит известен в рудах лишь небольшого числа медных, медно-никелевых и хромитовых месторождений. Оба возникают в результате воздействия остаточных гидротермальных растворов на более ранние минералы; валлериит обычно замещает магнетит, кубанит, троилит; макинавит образуется по пентландиту, халькопириту. В медно-никелевых месторождениях типа Норильска часто встречаются вместе.

можно видеть из результатов измерений  $R$  (рис. 75),  $\Delta R$  отн. макинавита 60%, валлериита в желто-оранжевой области спектра  $\sim 45$ —50% (у графита и ковеллина  $\Delta R$  отн.  $\sim 70\%$  (!), у молибденита  $\sim 60\%$ ). Эффекты анизотропии в скрещенных николях также очень сильные в синевато-серых и белых тонах.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** При внимательных наблюдениях макинавит и валлериит могут распознаваться в шлифах даже визуально. Макинавит в светлых положениях ( $R_g$ ) — довольно высокоотражающий минерал — он заметно светлее пирротина, даже самых светлых его положений, и чуть темнее пентландита. Валлериит должен быть назван скорее умеренно (или умеренно-низко) отражающим минералом — в самых светлых положениях он близок к минимальным значениям ( $R_p$ ) макинавита, в темных

### Изученный материал.

Норильское (Красноярский край) (см. рис. 75), обр. Юшко-Захаровой.

Литература. 63, 279, 324, 328, 329, 331, 332, 342, 471, 484, 485, 491, 514, 515, 531.

### Гетчелит $SbAsS_3$

Монокл. с.  $C_{2h}^5 - P2_1/a$ ;

$a_0 = 11,85$ ,  $b_0 = 8,99$ ,  $c_0 = 10,16$ ,  
 $\beta = 116^\circ 27'$ ,  $z = 8$ . Хим. состав<sup>1</sup>: As — 25,09, Sb — 42,04, S — 32,82.

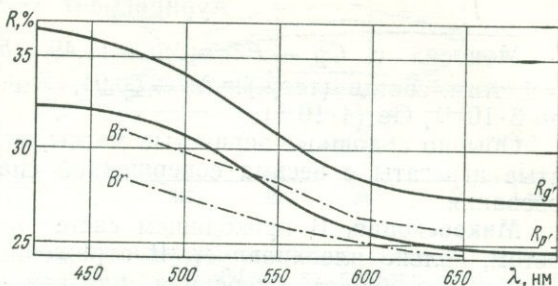


Рис. 76. Спектры отражения гетчелита; измерено на приборе «Блеск»; литературные данные: Вг (408, 530)

**Микроскопия.** Прозрачный, из-за очень сильного двупреломления имеет шагреновую поверхность в проходящем свете. Оптические свойства его изучались на тонких пластинках и в иммерсионных препаратах. Спайность весьма совершенная, слюдоподобная по (001). При нажиме минерал расщепляется на тонкие, упругие, легкогибающиеся листочки. В толстых пластинках цвет оранжево-красный, в тонких меняется до светло-желтого с зеленоватым оттенком. Двуосный. Для Li света<sup>2</sup> в плоскости спайности  $N_g = 3,37$ ,  $N_p = 3,27$ , для Na света<sup>2</sup>  $2V < 46^\circ$ , оптический знак (—).

В отраженном свете гетчелит характеризуется умеренной отражательной способностью (выше  $R_{max}$  аурипигмента и ниже  $R_{min}$  антимонита). Цвет нейтральный (светло-серый) с голубоватым оттенком, свойственным минералам с красными внутренними рефlekсами, которые у гетчелита проявляются повсеместно в воздухе. В иммерсии по контрасту с аурипигментом цветной оттенок гетчелита воспринимается как фиолетово-коричневатый. Эффекты двуотражения и анизотропии отчетливые. Относительный рельеф  $H$  гетчелита  $\approx H$  антимонита, аурипигмента.

Спектры отражения гетчелита приведены на рис. 76.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** По цвету сходен с реальгаром, так же как реальгар в порошке и тонких пластинках приобретает оранжевый оттенок. По характеру весьма совершенной слюдоподобной спайности похож на аурипигмент.

**Нахождение.** Впервые был обнаружен и исследован Уэйсберг (534) в эпитеpмальном золото-мышьяковом месторождении Гетчел (Невада) в 1965 г. Спутники: аурипигмент, реальгар, киноварь, антимонит, пирит, марказит, золото. Выделялся одним из первых, киноварь — одной из последних.

В 1968 г. (287) гетчелит был обнаружен в мышьяковом руднике Афшар Зарешурана (Иран). Минеральный состав руд (в последовательности выделения): пирит, кварц, антимонит, гетчелит, аурипигмент. В СССР гетчелит был установлен в 1962 г. в рудах Хайдаркана<sup>3</sup> в ассоциации с антимонитом, киноварью, реальгаром.

**Изученный материал.** Хайдаркан (см. рис. 76), обр. Волгина.

Литература. 56, 90, 136, 287, 534.

<sup>1</sup> Результаты анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе (534).

<sup>2</sup>  $\lambda_{Na} = 589$  нм;  $\lambda_{Li} = 671$  нм.

<sup>3</sup> Устное сообщение В. Ю. Волгина.

## Аурипигмент $\text{As}_2\text{S}_3$

Монокл. с.  $C_{2h}^5 - P2_1/n$ ;  $a_0=11,49$ ,  $b_0=9,59$ ,  $c_0=4,25$ ,  $\beta=90^\circ 27'$ ,  $z=4$ . Хим. состав (теор.): As — 60,91, S — 39,09; иногда содержит Hg (до  $3 \cdot 10^{-4}$ ), Ge ( $4 \cdot 10^{-5}$ ).

Обычно сплошные зернистые массы, радиальнолучистые и пластинчатые агрегаты с весьма совершенной спайностью; порошковатые образования.

**Микроскопия.** В проходящем свете просвечивает лимонно-желтым цветом, сильно плеохроирует. В отраженном свете бесцветен, отражательная способность умеренная, близкая с блеклыми рудами. Исследование спектров отражения аурипигмента проведено на крупнокристаллических агрегатах в ориентированных сечениях. Главные показатели отражения  $R_g$  и  $R_p$  располагаются, как показали измерения  $R$ , в сечении, перпендикулярном плоскости весьма совершенной спайности. Эффекты двуотражения в этом главном сечении очень сильные ( $\Delta R_{\text{отн.}} \sim 30\%$ ), соизмеримые с эффектами двуотражения антимонита; однако визуально двуотражение аурипигмента воспринимается обычно более слабым, вследствие плохой полировки сечений, поперечных к спайности, а также благодаря повсеместно проявленным внутренним рефлексам. Очевидно, вследствие этих особенностей аурипигмента возникло ошибочное мнение о слабом двуотражении минерала (57), на основании чего было высказано сомнение в правильности приведенных для аурипигмента (129) значений  $N_g$  (3,02) и  $N_p$  (2,4) аурипигмента; вычисленные для этих значений  $N_g$  и  $N_p$  показатели отражения ( $R_g$  и  $R_p$ ) точно соответствуют результатам, полученным нами (см. рис. 64). Эффекты анизотропии в скрещенных николях, так же как и двуотражение трудно наблюдаются из-за внутренних рефлексов. Весьма совершенная спайность  $\parallel (010)$  систематически обнаруживается в шлифах — либо на их плоскостях, либо при наблюдении внутренних рефлексов — под плоскостью шлифа. По относительному рельефу несколько выше реальгара и в зависимости от ориентировки сечений оказывается то ниже, то выше антимонита.

Сходный с аурипигментом реальгар отличается оранжево-красным цветом внутренних рефлексов и более низкими значениями  $R_g$  (см. рис. 39).

**Нахождение.** В низкотемпературных гидротермальных месторождениях в ассоциации с реальгаром, антимонитом; в отложениях горячих минеральных источников, в продуктах возгонов вулканов; гипергенный.

**Изученный материал.** Секдекунское (Якутия) (см. рис. 64), обр. Груздева; Лухуми (Грузия) и др.

**Литература.** 129, 543\*.

## СУЛЬФОСОЛИ

### А. КООРДИНАЦИОННЫЕ

#### Станнин<sup>1</sup> $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$

Тетраг. с. (псевдокуб.)  $D_{2d}^{11} - \bar{1}42m$ ;  $a_0=5,47$ ,  $c_0=10,74$ ,  $z=2$ .

Кристаллическая решетка станнина близка к халькопиритовой, мо-

<sup>1</sup> Исследователи, занимавшиеся детальным изучением станнина, указывают на существование, помимо описанного «обычного» станнина, ряда «родственных» станнину минералов близкого с ним состава: Известен куб. станнин нормального состава, как

жет быть выведена из удвоенной по направлению оси «с» элементарной ячейки сфалерита.

Хим. состав (теор.): Cu — 29,58, Fe — 12,99, Sn — 27,61, S — 29,82.

**Микроскопия.** По коричнево-оливковому тону и интенсивности отражения станнин сходен с тетраэдритом. Тональность окраски даже в пределах одного шлифа может несколько меняться зонально или пятнисто. Двухотражение очень слабое, обнаруживается практически только с иммерсией. В скрещенных николях станнин заметно анизотропен с цветными эффектами в блеклых тонах. Часто наблюдаются пластинчатые и полисинтетические двойники; описаны микроклиноподобные решетки двойникования. Внутренних рефлексов нет. По относительному рельефу принадлежит к группе III (незначительно выше халькопирита, но ниже сфалерита). Спайность обнаруживается редко, иногда наблюдаются треугольники выкрошивания.

Спектры отражения «обычного» станнина и «желтого» станнина (по Леви) приведены на рис. 77, 78. Коэффициент отражения станнина имеет умеренный аномальный тип дисперсии, более отчетливо выраженный в сине-зеленом участке. Леви показывает для станнина замет-

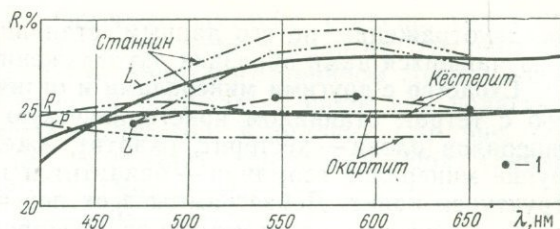


Рис. 77. Спектры отражения станнина, кёстерита, окартита. Измерено на приборе «Блеск», литературные данные: P (319), L (408, 437)

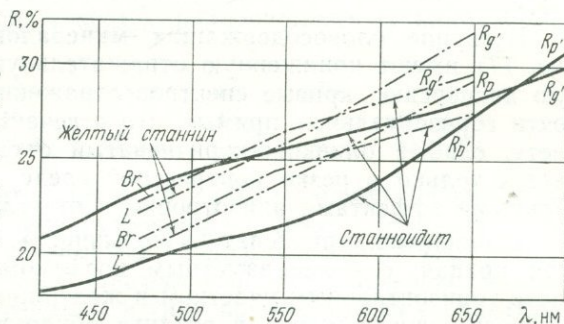


Рис. 78. Спектры отражения станноидита и желтого станнина: измерено на приборе «Блеск»; литературные данные: Br (408, 530), L (437)

природный (изостаннин), так и полученный в лаборатории при нагревании «обычных» станнинов. Высокая симметрия этого станнина по Иванову, Пятенко (92) определяется полностью неупорядоченным распределением металлических атомов в тетраэдрических пустотах плотнейшей кубической упаковки атомов серы. Геометрия дифракционной картины таких станнинов не отличается от таковой сфалерита. Очевидно, как полагают Иванов и Пятенко, симметрия природных станнинов в значительной мере зависит от температуры их образования. П. Рамдор выделяет, кроме того, станнины I, II, III, IV. В 1968 г. был описан родостаннит  $Cu_2Sn_3FeS_8$  (503), который развивается как мелкозернистый продукт разложения станнина. В отраженном свете розоватый, при  $\lambda=520$  нм  $R=20,5$ , анизотропен, двухотражение незаметно. Леви (437) предложил объединить в одну группу родственные минералы с общей формулой  $Cu_{2+x}Sn_{1-x}FeS_4$ . По его представлениям, эта формула наглядно показывает кристаллохимическое родство членов группы с халькопиритом и группами энгерита и германита, а также возможные пределы колебаний в соотношениях компонентов. В выделенную группу Леви включил: станнин (минерал постоянного состава,  $x=0$ ); желтый станнин и моусонит также представляющие самостоятельные минеральные виды, но с непостоянными соотношениями Cu и S: желтый станнин  $x \approx 0-0,44$ , моусонит  $x \approx 0,44-0,66$ ); идаит — минерал изоструктурный с моусонитом,  $x=1$  (см. также примечание к моусониту).

ное двуотражение; по его данным, станнин одноосный положительный. В изучавшихся нами образцах двуотражение в воздухе не наблюдалось.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Сходную с тетраг. станнином кристаллическую структуру имеют: в группе минералов олова — кёстерит, окартит, «желтый» станнин, моусонит, в группе минералов германия — бриартит и реньерит. С моусонитом изоструктурен идаит. Дебаеграммы всех перечисленных минералов подобны, различаются по параметрам элементарной ячейки. Под микроскопом все минералы обладают умеренной ( $\sim 30\%$ ) отражательной способностью и аномальной дисперсией  $R$ , но оттенки цвета и характер проявления оптической анизотропии индивидуальны. Особенно надежно минералы различаются по кривым дисперсии  $R$ , форма которых отчетливо фиксирует наблюдаемые визуально отличия в цветовой тональности.

В группе оловосодержащих минералов окартит и кёстерит (см. рис. 77) имеют пониженную отражательную способность и минимальную дисперсию: кривые спектров отражения минералов представляют почти горизонтальные прямые, что отвечает их нейтральному (серому) цвету, слабый оливково-коричневатый оттенок минералов обнаруживается только в резко контрастной среде. Окартит отличается более сильными эффектами анизотропии и отчетливым двуотражением.

У оливково-коричневатого «обычного» станнина умеренно восходящая кривая, с более заметным подъемом в сине-зеленой области и почти горизонтальным участком в желто-красном спектре. Заметно анизотропен, двуотражение в воздухе обнаруживается редко. «Желтый» станнин, по приведенному Леви описанию (см. рис. 78), желто-коричневый до оранжево-коричневого; эффекты анизотропии и контрасты двуотражения сильные, цветные. По визуальным признакам и спектрам отражения с «желтым» станнином сходен станноидит, особенно, если учесть, что (согласно Бурке) кривые дисперсии  $R$  «желтого» станнина пересекаются в крайней красной области.

Моусонит и идаит (см. рис. 80, 82) имеют сильную дисперсию  $R$  на протяжении всей видимой области, с переменной оптического знака (у моусонита в зеленом, у идаита — в желтом участках). Цвет минералов насыщенный в оранжево-розовых (борнитовых) тонах, эффекты анизотропии и двуотражения исключительно сильные, цветные.

В группе германийсодержащих минералов, имеющих сходную со станнином структуру, по визуальным оптическим свойствам и строению спектров отражения со станнином сходен бриартит (см. рис. 79), реньерит (см. рис. 81) сходен с моусонитом и идаитом [см. рис. 83].

**Нахождение.** Станнин — промышленный минерал; чаще и в заметных количествах встречается в среднетемпературных полиметаллических месторождениях, реже в высокотемпературных в ассоциации с касситеритом, пирротинном, арсенопиритом, вольфрамитом, редко в незначительных количествах — в грейзеновых и контактово-метасоматических рудах.

Характерной особенностью станнинов является широкое развитие структур распада твердых растворов с халькопиритом и сфалеритом — эмульсионных, пластинчатых, зернистых.

«Желтый» станнин впервые был описан в месторождении Волри (Франция), где он образует пластинки распада твердого раствора в станнине, а также реакционные каймы между халькопиритом и станни-

ном, касситеритом и борнитом. Обычные спутники: станнин, халькопирит, моусонит, блеклые руды, сфалерит, борнит, энаргит. Типичны замещения «желтого» станнина халькопиритом и станнином. Леви считает, что «желтый» станнин распространен значительно шире, чем полагают.

**Изученный материал.** *Чат-Карагай* (Ю. Киргизия) (см. рис. 77), обр. Степанова; Хайдаркан (Ю. Киргизия); Шерловая гора (Забайкалье); Зееган (Тасмания), Эгехая (Колыма) и др.

**Литература.** 92, 107, 437, 495\*, 503.

### Кёстерит $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$

Тетраг. с.  $a_0=5,43$ ,  $c_0=10,86$  (92).

Леви (437) относит кестерит к самостоятельному минеральному виду куб. или псевдокуб. с., по В. В. Иванову и Ю. А. Пятенко (92), кестерит представляет цинксодержащую разновидность станнина<sup>1</sup>. Хим. состав:

	Cu	Sn	Zn	Fe	S
Волри . . . . .	29,2	27,5	11	2,8	29,5(437)
Кёстер . . . . .	30,6	25,2	8,2	1,7	28,4(92)

**Микроскопия.** Цвет нейтральный со слабым коричневатым оттенком; интенсивность отражения умеренная, ниже станнина; слабо анизотропен, двуотражения не заметно. Спектр отражения (см. рис. 77) имеет очень слабо выраженный аномальный тип дисперсии в синей области. По визуальным признакам и типу кривой сходен с окартитом.

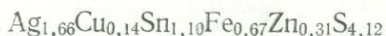
**Нахождение.** В Кёстер (Якутия) обнаружен в высокотемпературных амблигонит-кварцевых прожилках в грейзенах; в Волри (Франция) — в ассоциации со станнином и «желтым» станнином.

**Изученный материал.** *Кёстер* (см. рис. 77), обр. Иванова (92).

**Литература.** 92, 107, 167, 437.

### Окартит $\sim \text{Ag}_2\text{FeSnS}_4$

Тетраг. с.  $a_0=5,74$ ,  $c_0=10,96$ ,  $z=8$ . Аналог станнина (позиции меди заняты серебром). Порошкограммы окартита и станнина близки. Хим. состав<sup>2</sup>: Ag—36, Sn—27. Пересчет анализов приводит к формуле



**Микроскопия.** Цвет нейтральный (светло-серый) с коричневатым оттенком, в контакте с зеленоватым станнином становятся заметными фиолетовые тона. Двуотражение слабое, в скрещенных николях анизотропия с бледными цветными эффектами (в тональности энаргита) заметна в воздухе. Часто, так же как и станнин, полисинтетически сдвойникован. Относительный рельеф:  $H$  окартита  $\approx H$  станнина.

Спектральные кривые  $R$  (см. рис. 77) почти горизонтальны; одноосный, оптически положительный.

<sup>1</sup> По Иванову и Пятенко, в группе станнинов существуют промежуточные члены ряда между станнином «обычной упорядоченности» (тетраг. с.) и «неупорядоченным станнином» (куб. с.). Промежуточные члены характеризуются частичной разупорядоченностью в размещении атомов. «Тетраг. структура кестерита обнаруживает тенденцию к повышению симметрии, на основании чего можно с уверенностью предположить, что этот минерал является одним из промежуточных членов указанного ряда» (92).

<sup>2</sup> Определен на рентгеноспектральном микроанализаторе (319).

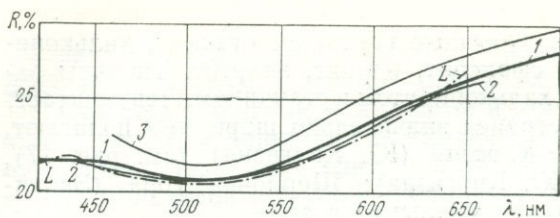


Рис. 79. Спектр отражения германита:  
1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ. Литературные данные:  
L (437)

При визуальном сравнении сходен с канфильдитом и станнином. От станнина отличается отсутствием оливкового тона и несколько пониженной отражательной способностью, от изотропного канфильдита — отчетливо выраженной анизотропией.

**Нахождение.** В 1968 г. утверждён как самостоятельный минеральный вид; наблюдался только под микроскопом в форме включений в вюртците, сфалерите, станнине в нескольких серебро-оловянных месторождениях Боливии (Такама, Окайя, Колчечака) и Франции (Фурниаль).

**Изученный материал.** Минерал описан по литературным источникам. Литература. 319.

### Бриартит $\sim \text{Cu}_2(\text{Zn, Fe})\text{GeS}_4$

Тетраг. с.  $a_0=5,32$ ,  $c_0=10,51$ ,  $z=2$ . Германиевый аналог станнина. Хим. состав<sup>1</sup>: Cu—32,0—32,9, Fe—2,6—9,5, Zn—6,9—12,2, Ge—13,7—16,9, S—32,4—36,1. Между Fe и Zn установлен совершенный изоморфизм, выделяют ферробриартит и цинкобриартит.

**Микроскопия.** Наблюдался только в шлифах. Согласно Леви, по нейтральному (голубовато-серому) цвету и интенсивности отражения бриартит настолько близок с галлитом, что визуально они не различимы даже для опытного исследователя. В воздухе двуотражение не заметно, эффекты анизотропии распознаются с трудом, в иммерсии — отчетливые. При скрещенных николях в масле различимы полисинтетические двойники, ориентированные в двух взаимноперпендикулярных направлениях. Наблюдалась зональность по чередованию более темных и светлых зон; по анализам темные зоны имеют повышенные содержания цинка. Внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф:  $H$  бриартита  $\approx H$  халькопирита  $> H$  германита.

Кривая  $R$  бриартита (рис. 43) имеет широкий максимум с симметричным спадом к синей и красной областям.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Согласно Леви, бриартит несколько светлее галлита (в непосредственном контакте), но в изолированных выделениях минералы практически не различимы, тем более что встречаются они в одном парагенезисе. Однако, судя по кривым дисперсии  $R$ , визуальные отличия должны быть заметными и не только по интенсивности отражения, но и по цвету, так как у бриартита должна проявляться зеленовато-коричневая тональность. Казалось бы, бриартит должен быть похож на станнин (см. рис. 77). Дебаеграмма бриартита практически идентична дебаеграмме реньерита, в то время как по оптическим свойствам минералы различаются четко.

**Нахождение.** Бриартит был обнаружен в рудах Кипуши (Катанга) в германите в виде нейтрального (серого) цвета пятен и зон, представляющих (согласно Леви) результат неполного распада твердого

<sup>1</sup> Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе (437).

раствора; нередко в контакте бриартитом присутствует галлит; германит часто образуется в результате разложения бриартита. Включения бриартита наблюдались также в реньерите, теннантите, сфалерите, халькопирите; сростания с халькопиритом имеют сетчатые структуры.

**Изученный материал.** Минерал описан по литературным данным.  
**Литература.** 437.

### Станноидит $Cu_5(Fe, Zn)_2SnS_8$

Ромб. с. (псевдокуб.).  $a_0=10,76$ ,  $b_0=5,40$ ,  $c_0=16,09$ ,  $z=3$ . Хим. состав<sup>1</sup>: Cu — 37,2, Fe — 12,5, Zn — 1,2, Sn — 16,5, S — 31,2. Цвет бронзово-бурый, черта темно-бурая.

**Микроскопия.** По умеренной отражательной способности (светлее борнита, темнее моусонита) и коричневато-оливковому тону близок со станнином. Эффекты двуотражения и анизотропии сильные, цветные, сходные с описанными Леви (Lèvy, 437) для «желтого» станнина и П. Рамдором (184) для гексастаннина. При двуотражении цветовая тональность меняется от розовато-буроватой до сиренево-коричневатой, в скрещенных николях — от желтовато-коричневатой до серо-синей. Внутренние рефлексы, спайность не обнаружены, наблюдались простые двойники. Рельеф выше, чем у халькопирита, но незначительно ниже, чем у станнина. Твердость по микровдавливанию 265—312 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 20 г).

Спектры отражения станноидита подобны со спектрами желтого станнина (см. рис. 78). У обоих минералов главные коэффициенты отражения имеют аномальную дисперсию и пересекаются в красной области.

**Нахождение.** Очень редкий минерал. Впервые был обнаружен в штуфе медного рудника Конджо (Окаяма, Япония). Состав образца: галенит, халькопирит, тетраэдрит, касситерит, станнин; станноидит вместе с халькопиритом и станнином выполняют кайму вокруг касситерита. А. Като полагает, что станноидитом возможно является также «желтый» станнин Волри (Франция), описанный Леви (437). Минералы имеют близкий состав, сходные оптические свойства и идентичные дебаэграммы.

В Советском Союзе станноидит был обнаружен и исследован В. М. Качаловской в медноколчеданном месторождении Уруп (Сев. Кавказ). По мнению В. М. Качаловской «Като (420) станноидитом назвал минерал, аналогичный по оптическим свойствам и близкий по составу гексастаннину, но имеющий ромб. с, т. е. на основании уточнения структуры Като переименовал анализированный им гексастаннин в станноидит. По-видимому, гексастаннин и станноидит либо представляют собой один и тот же минерал, либо относятся к одному минеральному виду и являются химическими соединениями переменного состава»<sup>2</sup>. Состав обнаруженного в Урупе минерала отличается от станноидита Като относительно более высоким содержанием меди и более низким серы.

**Изученный материал.** Уруп, обр. Качаловской, исследован на микрозонде Ms 46 (см. рис. 78). Включения станноидита в борните часто окружены оторочкой моусонита. Состав: Cu — 41,0, Sn — 15,2, Fe — 9,6, Zn — 4,9, S — 26,4, Ag — нет.

**Литература.** 437, 420.

<sup>1</sup> Определен рентгеноспектральным микрозондом (420).

<sup>2</sup> Устное сообщение В. М. Качаловской.

## Идаит $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ (?)

Природный идаит встречался в рудах всегда в виде очень мелких включений, часто настолько сложно прорастающих с ковеллином и борнитом, что в большинстве случаев даже микрометодами невозможно бывает с уверенностью определить их состав, структуру, измерить спектральную кривую  $R$ .

В минералогической практике до последнего времени существовало мнение, что идаит является природным аналогом соединения ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ ), синтезированного Х. Мервиным, Р. Ломбардом, а в 1958 г. Розебумом, Кулерудом (437). Впервые это предположение было высказано Д. П. Григорьевым и поддержано Френцелем (366). Сингония синтетического  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  гексагон.  $a_0=3,90$ ,  $c_0=16,95$ ,  $z=1$ . Некоторые авторы (178) относят его к группе ковеллина.

На свежем срезе  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  имеет бронзовый цвет, металлический блеск, черта черная. Полируется хорошо, относительный рельеф  $H \text{ Cu}_5\text{FeS}_6 > H \text{ ковеллина}$  (у природного идаита  $H < H \text{ ковеллина}$ ), наблюдались пластинчатые двойники. Под микроскопом по цвету и отражательной способности  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  сходен с борнитом, в отличие от которого не покрывается побежалостью и обнаруживает исключительно сильные цветные эффекты анизотропии: двуотражение меняется от красновато-оранжевого (светлее борнита) до коричневатого-серого (темнее борнита), при скрещенных николях преобладают красновато-коричневые, оранжевые, зелено-синие тона.

Полученные нами результаты измерения  $R$  (рис. 80) хорошо согласуются с данными Леви (437).  $R_{\min} \text{ Cu}_5\text{FeS}_6$  остается постоянным во всех сечениях, что свидетельствует об оптически одноосном положительном характере соединения. В крайней красной области происходит изменение оптического знака.

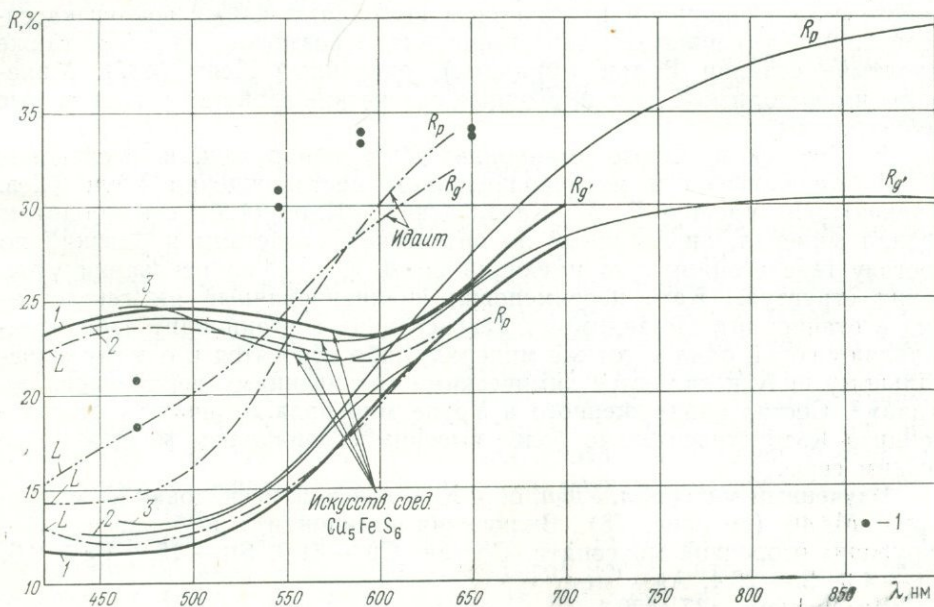


Рис. 80. Спектры отражения идаита и искусственного соединения  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ :  
1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: L (437), 1 — Леви (408)

Леви (437), детально изучавший минералы группы станнина, пришел к выводу, что исследовавшийся им в месторождениях Серро-Уемель и Банкайрун идаит имеет формулу  $Cu_3FeS_4$ , тетраг. с. (структурный тип моусонита) и является крайним, не содержащим олова, членом серии моусонит — идаит.

Под микроскопом, по данным Леви, идаит сходен с моусонитом. Интенсивность отражения умеренная, цвет насыщенный борниново-розовый. Эффекты двуотражения и анизотропии яркие, цветные.

А. Кларк (334) в отношении идаита поддерживает мнение Леви, но предлагает выделять еще один «идаитоподобный» минерал  $Cu_{5,5x}Fe_xS_{6,5x}$ , который был обнаружен в ассоциации с ковеллином в шлифе из вулканогенного месторождения серы Ауканкильча (Чили). Минерал гексаг. с.  $a_0=3,77$ ,  $c_0=11,18$ ; рентгенограмма сходна с рентгенограммой искусственного  $Cu_{5,5x}Fe_xS_{6,5x}$ , полученного Иандом. Кларк полагает, что новый минерал является аналогом гексаг. с.  $Cu_5FeS_6$  из Нукундаму (Фиджи), который описывался как идаит Френцелем и Оттеманом (366). Минерал из Ауканкильчи имеет сильное двуотражение (буровато-розоватый-зеленовато-серый), сильно анизотропен с цветными эффектами в зеленоватых тонах.

Состав минералов по результатам анализов на рентгеноспектральном микроанализаторе:

Формула	Химический состав			Месторождение	Номер литературы
	Cu	Fe	S		
$Cu_5FeS_6$ (?)	56,3	9,8	33,7	Нукундаму	366
$Cu_{5,5x}Fe_xS_{6,5x}$	56,7	9,5	33,9	Ауканкильчи	334
$Cu_5FeS_6$ (?)	50,6	14,2	34,1	Серро-Уемель	437
$Cu_5FeS_6$ (?)	54,5	15,9	31,9	Банкайрун	437

#### Сходство с другими минералами и отличительные особенности.

Спектры отражения идаита по Леви подобны спектрам моусонита (см. рис. 82), обладают сильной дисперсией аномального типа с изменением оптического знака у идаита при  $R=27,6\%$  ( $\lambda=580$  нм), у моусонита при  $R=21,8\%$  ( $\lambda=510$  нм). Спектральные кривые искусственного соединения  $Cu_5FeS_6$  имеют более сложную дисперсию (см. рис. 80) и резко различающиеся профили кривых  $R_g$  и  $R_p$ , пересекающиеся при  $R$  24% ( $\lambda=620-650$  нм). Контрасты двуотражения у  $Cu_5FeS_6$  достигают максимума в синей ( $\Delta R$  отн.=0,50), у моусонита в красной ( $\Delta R$  отн.=0,18), у идаита в сине-зеленой ( $\Delta R$  отн.=0,20) областях.

Однако по визуальной оценке оптические свойства идаита и  $Cu_5FeS_6$  (а также моусонита и «желтого» станнина, описанного Леви) близки, и так как в природных образованиях распространены главным образом мельчайшие выделения этих минералов, не доступные для количественных исследований, вопрос о точной идентификации природных и искусственных образований в системах Cu—Fe—S и Cu—Fe—Sn—S продолжает оставаться проблематичным (см. также примечания к моусониту и станнину).

**Нахождение.** Так же, как моусонит, идаит встречается главным образом в поздней борниново-халькозиновой ассоциации, но нередко образуется и в зоне гипергенеза. Обычные спутники идаита те же, что

и у моусонита. Особенно типичны для идаита, по Леви, тонкие пластинчатые включения в борните, которые вместе с тончайшими веретенцами халькопирита представляют, по его мнению, продукты распада борнита. Весьма часто идаит образуется около включений борнита и халькопирита, часто сопровождается ковеллином.

**Изученный материал.** Искусственное соединение  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  в смеси с ковеллином (синтез А. Ю. Малевского, ИМГРЭ) — см. рис. 80.

**Литература.** 217, 334, 366, 426, 437, 494, 543\*.

### Реньерит<sup>1</sup> $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{GeS}_8$

Тетраг. с. (псевдокуб.)  $D_{2d}^1-P42m$ ;  $a_0=10,60$ ,  $c_0=10,53$ ,  $z=8$ . Изоструктурен с моусонитом. Хим. состав<sup>2</sup>: Cu — 39,5—44,6; Ge — 5,9—8,7; Fe — 13,8—15,2; Zn — 1,3—3,5 (изоморфен с железом); As — 0—2,8; S — 31,6—33,3.

Леви полагает, что реньерит, так же как моусонит, показывает небольшие колебания в содержаниях компонентов, отвечающие формуле  $\text{Cu}_{2+x}\text{Ge}_{1-x}\text{FeS}_4$ . Сумма Cu+Ge остается постоянной  $\approx 3$ , а  $x$  меняется в пределах 0,5—1, т. е. содержания Cu составляют 2,5—3, а германия соответственно 0,5—0 атомных единиц. Конечными членами ряда германийсодержащих медных сульфидов с формулой  $\text{Cu}_{2+x}\text{Ge}_{1-x}\text{FeS}_4$  Леви считает идаит —  $\text{Cu}_3\text{FeS}_4$  при  $x=1$  и бриартит  $\text{Cu}_2\text{GeFeS}_4$  при  $x=0$ . Рентгеновским анализом не было выявлено четких структурных отличий между минералами (все члены ряда тетраг. с., структурный тип сфалерита). Различия в оптических свойствах более определенно показывают, что бриартит и идаит представляют самостоятельные минеральные виды.

**Микроскопия.** По общей светлоте и цвету реньерит занимает промежуточное положение между борнитом и халькопиритом, сходен с моусонитом. Двухотражение слабое, уверенно распознается только в иммерсии. Анизотропия умеренная, в воздухе в мелких изолированных выделениях может быть не замечена. Наблюдалась полисинтетическая, паркетоподобные двойники. Внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф:  $H$  германита, теннантита  $> H$  реньерита (незначительно)  $> H$  халькопирита, борнита.

Дисперсия  $R$  аномального типа (рис. 81) выражена отчетливо, обе кривые ( $R_g$ ,  $R_p$ ) резко поднимаются в сторону длинноволновой области, что соответствует насыщенному оранжевому цвету минерала. В области 460 нм кривые  $R_g$  и  $R_p$  пересекаются. По данным Леви, реньерит одноосный отрицательный.

Обращает внимание близкое совпадение спектров отражения, полученных разными исследователями на образцах из различных месторождений, хотя, как полагает Леви, состав минерала непостоянен.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** При визуальном наблюдении по цвету и умеренной отражательной

<sup>1</sup> Впервые реньерит был обнаружен Ваес (Vaes) в 1948 г. в рудах Кипуши (Катанга) в борните среди включений так называемого «оранжборнита» (см. примечание к моусониту). Первоначально Штрунц (приняв точку зрения Флейшера) рассматривал реньерит как анизотропную, богатую железом разновидность германита. Позднее было показано, что несмотря на сходство рентгенограмм, кроме германита, должны быть выделены два самостоятельных минерала — бриартит и реньерит.

<sup>2</sup> Определен на рентгеноспектральном микроанализаторе на образцах Кипуши, Тзумеба, Мпфасе (437).

способности реньерит сходен с борнитом и моусонитом. В непосредственном контакте — заметно светлее борнита и, что особенно важно для диагностики, — не покрывается побежалостью. От моусонита отличается положением в спектре точки пересечения кривых  $R_g$  и  $R_p$  (для реньерита она соответствует  $\sim 460$  нм, для моусонита  $\sim 580$  нм).

**Нахождение.** Наблюдался преимущественно в халькопирите, галените, сфалерите, теннантите, германите, борните, халькозине.

В халькопирите и сфалерите характерны пластинчатые структуры распада. В германите развивается в форме пластинок вдоль кубических и октаэдрических направлений; образует различной мощности оторочки вокруг выделений галлита и овоидов германита в борните. Замещает германит. В свою очередь содержит включения бриаррита и таннантита.

**Изученный материал.** *Принц Леопольд* (Заир) (см. рис. 81) — тонкозернистый агрегат реньерита с включениями молибденита, халькопирита, галенита, сфалерита; в образце присутствует также теннантит. Им. III Интернационала, Левиха (Урал) — состав образцов: реньерит, борнит, теннантит, халькопирит, сфалерит, галенит, халькозин, моусонит. В образцах Левихи, кроме того, серебро, алтаит, гессит. Определение реньерита подтверждено качественными испытаниями на электронном микронзонде; для обр. из месторождения *Принц Леопольд* получена дебаеграмма.

**Литература.** 21, 59, 97, 98, 100, 137, 273, 431, 437, 495\*, 507, 533, 543\*.

### Моусонит (оранжборнит)<sup>1</sup> $\text{Cu}_7\text{FeSnS}_8$

Тетраг. с. (?). Структура не изучена; полагают (120, 178, 437, 444), что моусонит близок по кристаллической структуре со станнином и, очевидно, изоструктурен с реньеритом. Хим. состав (теор.): Cu — 44,66; Fe — 11,22; Sn — 11,92; S — 32,20. По Леви (437), состав непостоянен<sup>2</sup>:

<sup>1</sup> Оранжеборнит — собирательное название, предложенное в 1916 г. Мердош для группы минералов, образующих обычно мелкие пластинчатые включения от желтого до ярко оранжево-коричневого цветов в борните. Поскольку, как выяснилось, одним термином были названы различные минеральные виды, в литературе возникла большая путаница с идентификацией этих минералов. Леви (437) с помощью новейшей аппаратуры детально исследовал химические составы и оптические свойства включений, подтвердив самостоятельность нескольких минеральных видов, объединявшихся в «оранжеборнит»: реньерита, моусонита, идаита, «желтого» станнина. Чаще других оранжеборнитом обозначали моусонит.

<sup>2</sup> Результаты анализа, полученные на рентгеноспектральном микроанализаторе. Первые цифры соответствуют образцам из месторождения Тзумеб, вторые — Маунт-Лайелл.

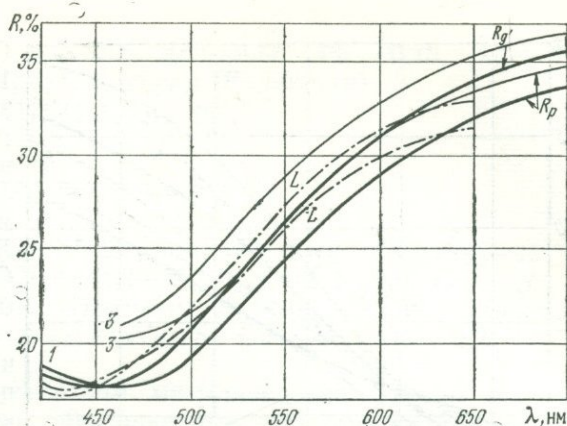


Рис. 81. Спектры отражения реньерита:  
1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные; L (408, 437)

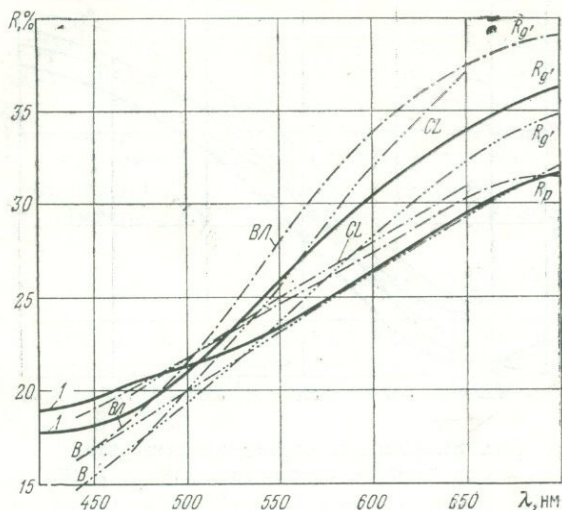


Рис. 82. Спектры отражения моусонита; измерено на приборе «Блеск»; литературные данные: ВЛ (59), В (126), СЛ — (408, 437)

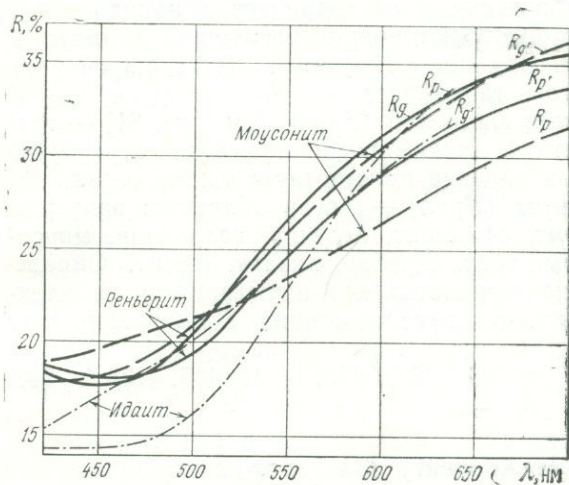


Рис. 83. Спектры отражения идаита, моусонита, реньерита

Cu — 43,0—44,9; Fe — 13,3—12,6; Sn — 13,9—13,8; S — 30,2—31,2. Учитывая результаты анализов «оранжборнитов», которые, по данным Леви, также соответствуют моусониту, состав минерала Леви выражает формулой  $Cu_{2+x}Sn_{1-x}S_4$  ( $x \approx 0,44—0,66$ ).

**Микроскопия.** По цвету и интенсивности отражения похож на борнит, несколько светлее и не покрывается побежалостью. Эффекты двуотражения и анизотропии очень сильные, цветные. Схема двуотражения в белом свете:  $\parallel R_p$  ( $\parallel$  удлинению) — борнито-розовый,  $\parallel R_g$  ( $\perp$  удлинению) — оранжевый. При скрещенных николях тональность меняется от синей до красной. Внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф выше, чем у борнита и халькопирита, близок с тетраэдритом.

Спектры отражения (рис. 82) показывают сильную дисперсию коэффициентов отражения аномального типа (борнитовую), и исключительно сильную дисперсию двуотражения с изменением оптического знака. Максимальных значений двуотражение достигает в крайней красной области ( $\Delta R$  отн. = 0,18), при  $\lambda = 510$  нм  $\Delta R$  отн. = 0 и с переменной знака вновь проявляется в синей области. По данным Леви в белом свете моусонит одноосный, положительный.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** См. станнин и идаит (рис. 83).

**Нахождение.** Моусонит так же, как идаит, встречался в составе поздней борнит-халькозиновой ассоциации колчеданных и полиметаллических руд. Обычные спутники: борнит, халькопирит, блеклые руды, энаргит, реньерит, германит, халькозин, штроемерит.

**Изученный материал.** Уруп (Сев. Кавказ), обр. Качаловской; Белоусовское (Алтай), обр. Куличихиной (см. рис. 82), хим. состав определен на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-3A (126): Cu —

44,0, Fe — 12,8, Sn — 13,3, S — 27,6, Zn — 0,17, Pb — 0,15, Ag — 0,70; им. III Интернационала (Урал); Коунрад (Казахстан).

**Литература.** 126, 322, 437, 444\*, 465, 469.

### Германит ~ $\text{Cu}_6\text{FeGeS}_8$

Куб. с  $T^3d-143m$  (?);  $a_0=5,29$  или  $10,58$ ,  $z=8$ . Структурный тип сфалерита. Хим. состав<sup>1</sup>: Cu — 44,2—46,5, Ge — 9,4—9,7, Fe — 6,7—8,5, As — 2,6—4,2, S — 31,6—34,6. Примеси: Zn — 0—1,5; W. Ванадиево-мышьяковый германит  $\text{Cu}_3(\text{As}_{0,5}\text{Ge}_{0,3}\text{V}_{0,2})\text{S}_4$ : Cu — 48,5, Ge — 6,2, V — 2,7, As — 10,0, S — 32,3<sup>2</sup>.

**Микроскопия.** В классическом месторождении Тзумеб германит представлен неоднородными образованиями, что заметно при визуальном наблюдении благодаря изменению тональности окраски от сиренево-розоватой (пурпурной), до коричневатой и более бледной желтоватой («белесой»); различные оттенки связаны собой постепенными переходами. Неоднородность проявляется в последовательном чередовании тончайших зон, неправильных пятен, концентрически сфероидальных оболочек вокруг овоидов. Обычно преобладает сиренево-розоватый (пурпурный) германит, похожий на борнит в начальной стадии окисления. В месторождении Банкайрун германит более однородный и также соответствует пурпурной разновидности, которая, очевидно, является главной. Отражательная способность германита умеренная, у главной разновидности несколько ниже, в остальных случаях несколько выше  $R$  борнита (см. рис. 41). В отличие от борнита германит на воздухе не окисляется. Форма кривой  $R$  главной разновидности германита (см. рис. 79) хорошо выражает своеобразие пурпурного тона минерала; характеризуется так же, как это наблюдалось у борнита, небольшой депрессией в средней области спектра и повышением интенсивности отражения в фиолетовом и красном концах. Приведенные у Леви (437) и у Логиновой (137) кривые дисперсии  $R$  более желтых («белесых») разновидностей занимают промежуточное положение между кривыми бриаррита и главной разновидности германита. Выполненные Леви анализы на микрозонде показали, что оптическая неоднородность минерала обусловлена колебаниями в его химическом составе. Как показали исследования состава «белесых» и желтых зон, содержание германия в них выше, чем в пурпурных зонах. По мнению Леви, различные зоны германита образуются в результате распада твердых растворов.

Ванадиево-мышьяковый германит — кремново-розоватый (коричневатый), отражательная способность выше, чем у главной разновидности, форма спектральной кривой  $R$  сходна с кривыми бриаррита, тетраэдрита и «желтой» разновидности германита (германита «3» Логиновой). Наблюдался в образцах медного и цинково-свинцово-баритового месторождений Казахстана.

<sup>1</sup> Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе (437). По данным Леви, германит неоднороден: в пределах одного кристалла устанавливаются зоны с повышенными концентрациями Ge, Fe, иногда W. Вольфрам замещает железо в менее окрашенных («сероватых») зонах.

<sup>2</sup> Рентгенограммы главной и ванадиево-мышьяковой разновидности идентичны. Сообщаются (155) средние значения из трех анализов, выполненных на рентгеноспектральном микроанализаторе.

Все разновидности германита изотропны. Внутренних рефлексов нет. Относительный рельеф:  $H$  блеклых руд, сфалерита (слегка)  $> H$  германита  $> H$  галенита.

**Изученный материал.** *Тзумеб* (Южная Африка) — мелкозернистые зональные и пятнистые образования германита (см. рис. 79) с многочисленными включениями теннантита, сфалерита, халькопирита, галенита. Кроме того, в образце присутствуют галлит, энаргит, борнит. *Майкаин* (Ц. Казахстан), обр. Смирнова.

**Литература.** 21, 59, 98, 100, 137, 155, 273, 378, 437, 473\*, 477, 507, 533, 543\*.

### Канфильдит — аргиродит $Ag_8SnS_6 - Ag_8GeS_6$

Ромб. с. Канфильдит и аргиродит являются крайними членами изоморфного ряда. Кристаллографические, физические, химические свойства, структура, а также условия образования их близки. Хим. состав (теор.):

	Ag	Ge(Sn)	S	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\alpha$
Аргиродит $Ag_8GeS_6$ . . .	76,5	6,44	17,05	14,96	12,24	6,82	4
Канфильдит $Ag_8SnS_6$ . . .	73,5	(10,14)	16,37	—	—	—	—

Аргиродит встречается главным образом в виде шарообразных и гроздевидных стяжений, редко близких к изометричным кристаллов. Канфильдит наряду с изометричной формой зерен часто обнаруживает грубопластинчатое строение, которое является, очевидно, следствием параморфных превращений высокотемпературной кубической модификации.

**Микроскопия.** Диагностические свойства минералов в шлифах изучены недостаточно, но в общем очень близки. Отражательная способность умеренная, ниже чем у блеклых руд, но выше чем у сфалерита. Цвет нейтральный (серый), с коричневато-сиреневым оттенком по контрасту с галенитово-белыми минералами. В изолированных выделениях цветной оттенок может быть не замечен. При скрещенных николях анизотропны, двуотражение в воздухе обычно не распознается, в иммерсии может быть обнаружено. Внутренние рефлексы, спайность не наблюдались. По относительному рельефу принадлежат к группе I (ниже галенита).

Визуально (под микроскопом) минералы гр. канфильдит — аргиродит похожи на энаргит и стефанит. Отличаются от них более слабой анизотропией и пониженным рельефом. Стефанит значительно слабее поддается световому травлению.

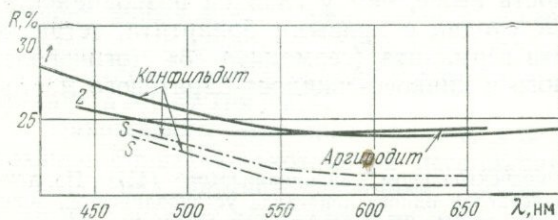


Рис. 84. Спектры отражения канфильдита и аргиродита:

1 — «Блеск»; 2 — ПОЭС; литературные данные по канфильдиту: S (495, 530)

Спектр отражения канфильдита (рис. 84) имеет нормальный тип дисперсии со слабо выраженным широким минимумом в оранжевой области.

**Нахождение.** Редкие минералы; встречались в продуктах наиболее поздних гидротермальных выделе-

ний. Обычные спутники: серебро, акантит, пираргирит, стефанит, каситерит.

**Изученный материал.** *Канфильдит* — *Дождливое* (Камчатка), обр. Казариновой (см. рис. 84). *Аргиродит* — *Фрейберг* (ГДР), обр. Степанова (см. рис. 84).

**Литература.** 46, 166, 319, 358, 401, 478, 495, 543\*.

### Энаргит, люционит, фаматинит $Cu_3(As, Sb)S_4$

Соединение  $Cu_3(As, Sb)S_4$  встречается в природе в двух структурных модификациях: энаргит — ромб. с. (псевдогексаг.)  $C_{2v}^7$  —  $Pnm$ ; люционит, фаматинит — тетраг. с  $D_{2d}^{11}$  —  $\bar{1}42m$ . Хим. состав (теор.):

	Cu	As(Sb)	S	$a_0$	$b_0$	z
Энаргит $Cu_3AsS_4$ . . . .	48,42	19,02	32,56	6,47	7,44	2
Люционит $Cu_3AsS_4$ . . . .	48,42	19,02	32,56	5,27	10,39	2
Фаматинит <sup>1</sup> $Cu_3SbS_4$ . . . .	43,27	(27,63)	29,10	5,38	10,76	2

Люционит и фаматинит изоструктурны, образуют в природных условиях непрерывную серию твердых растворов. Исследование микроскопом (505) их зерен показало, что составы минералов непостоянны и могут изменяться даже в пределах одного образца; промежуточные члены серии встречаются чаще, чем крайние. Сравнение дебаеграмм выявляет, что с возрастанием содержания Sb параметры ячейки увеличиваются. По Штрунцу (266), люционит изоструктурен со станнином ( $Cu_2SnFeS_4$ ), медь занимает места Cu + Sn, мышьяк — Fe; Леви (437), детально исследовавший люциониты разных месторождений с помощью микроскопа, олова в их составе не обнаружил.

**Микроскопия.** В отраженном свете все минералы группы умеренно светлые, обладают розоватым, похожим на борнит оттенком, вследствие избирательного повышения коэффициентов отражения в крайних красном и фиолетовом концах спектра (рис. 85, 86, 87, 88), оттенок энаргита бледный сиренево-розоватый (пурпурный). Кривые дисперсии его очень пологие,  $R_p$  имеет небольшой минимум в желто-оранжевой области и почти симметричный

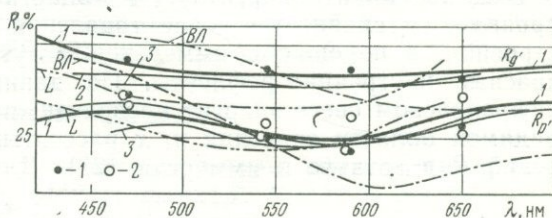


Рис. 85. Спектры отражения энаргита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: ВЛ (59), L (437), 1 — Лопец Солер (408), 2 — Цервелл (408)

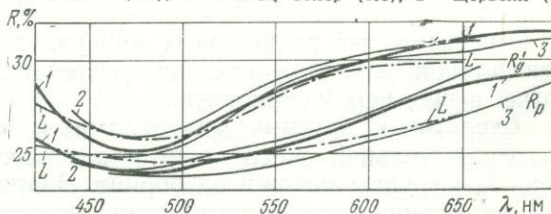


Рис. 86. Спектры отражения люционита:

1 — «Блеск»; 2 — ПООС; 3 — ФМЭ; литературные данные: L (437)

<sup>1</sup> Название фаматинит некоторые авторы, в том числе Рамдор и Волинский, относят к сурьмяному аналогу энаргита (стибноэнаргиту), существование которого в природе пока остается проблематичным. По опубликованным анализам максимальное содержание сурьмы в энаргите — 6% (20 мол. %  $Cu_3SbS_4$ ). Штрунц (266) фаматинит называет стибнолюционитом.

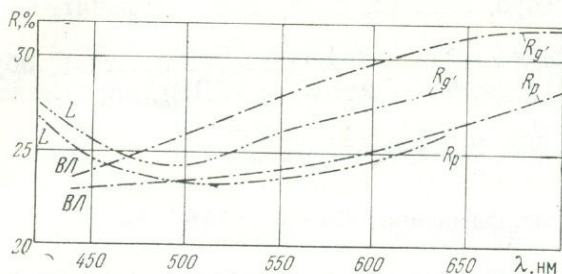


Рис. 87. Спектры отражения фаматинита; литературные данные: ВЛ (59), L (437)

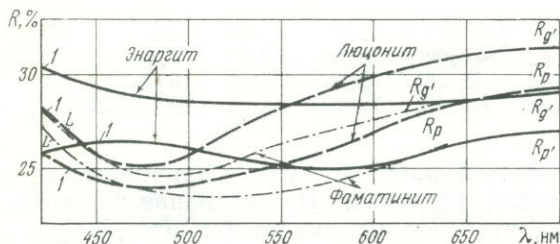


Рис. 88. Спектры отражения фаматинита, люционита, энаргита: 1 — «Блеск». Литературные данные: L (437)

блая у энаргита. По Леви (437), люционит и фаматинит одноосные положительные. Для люционита и фаматинита характерны пластинчатые двойники, очень тонкие у люционита и обычно широкие у фаматинита. В пластинчатом двойниковании участвуют при этом три различные системы ориентировки кристаллических индивидов (а не две, как в редких двойниках энаргита). У энаргита в шлифах систематически проявляется спайность; после травления иногда заметно зональное строение; в порошке с иммерсией могут быть обнаружены густые красные внутренние рефлексy. По данным Байли (285), в ближнем инфракрасном свете энаргит прозрачен: при  $\lambda=852$  нм,  $n_D=3,089$ . Для видимой области значения  $n$ ,  $x$  рассчитывались по результатам измерений  $R$  в воздухе и иммерсии (21). Для интервала  $\lambda=560-600$  нм:

	$n_g$	$x_g$	$n_p$	$x_p$
Энаргит . . . . .	2,2—2,4	0,5	2,2	0,5
Люционит . . . . .	2,2	0,6	2,2	0,5
Фаматинит . . . . .	1,7—1,9	0,7	1,7	0,7

Относительный рельеф всех минералов группы, ниже чем у сфалерита, но едва заметно выше, чем у блеклых руд и борнита. У энаргита рельеф выше, чем у люционита.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.**

По отражательной способности и розоватому тону все перечисленные минералы группы похожи на борнит. Энаргит сравнительно с борнитом светлее, окрашен менее интенсивно, поэтому кажется белесым; в контакте с блеклой рудой несколько темнее, определенно розовый; с люционитом — несколько темнее, окрашен бледнее с синеватым оттенком, люционит определенно желтовато (оранжево)-розоватый. В отличие от

подъем к красному и фиолетовому участкам. У люционита обе кривые имеют минимумы, но в отличие от энаргита — в зеленой области, оранжево-красной области соответствует на этих кривых подъем. По визуальнoму восприятию люционит и фаматинит (более чем энаргит, но менее чем борнит) насыщенно оранжево-коричнево-розоватые. Существенных отличий в цвете между фаматинитом и люционитом без специальных исследований не выявлено. Все минералы анизотропны с цветными эффектами в густых красновато-фиолетовых и светлых оливково-зеленых тонах. Сила эффектов двуетражения визуальнo наиболее сла-

люционита, у энаргита систематически (особенно после травления KCN) обнаруживаются спайность и в порошке с иммерсией густые красные внутренние рефлексы; двойники, наоборот, очень редки у энаргита, у люционита наблюдаются часто.

С энаргитом сходен также германит; цвет германита значительно насыщеннее. В скрепленных николях борнит, германит, блеклые руды изотропны, минералы группы энаргита анизотропны с цветными эффектами.

Все три минерала: энаргит, люционит и фаматинит обнаруживают значительно более высокую твердость, чем борнит, и несколько более низкую, чем германит; твердость блеклых руд находится в тех же пределах, что и минералов группы энаргита. Однако анизотропный характер отпечатка отличает их от всех упомянутых минералов.

**Нахождение.** Все перечисленные минералы встречаются главным образом в среднетемпературных гидротермальных месторождениях медноколчеданных, золото-сульфидных. Часто образуют совместные сростания. Чаще других встречается энаргит, создающий иногда скопления самостоятельного промышленного значения; люционит и фаматинит относительно редки. Люционит обычно встречается в совместных образованиях с энаргитом, который нередко развивается по люциониту вдоль границ зерен, трещин спайности. Обратные замещения очень редки. Обычные спутники: борнит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, реже лаутит, зелигманнит, халькостибит, сульфоантимониты свинца, станнын, висмутин. Мелкие включения люционита и энаргита типичны для борнита.

Описаны своеобразные замещения минералов группы энаргита «зеленой» блеклой рудой, а также сфалерита люционитом, который имеет со сфалеритом сходную структуру, благодаря чему пластинчатые двойники в новообразованиях люционита располагаются параллельно двойникам сфалерита.

**Изученный материал.** *Энаргит* — Кафан (Закавказье) (см. рис. 85); Тзумеб (Африка); Пирдоудан (Армения). *Люционит* — Челопеч (Болгария) (см. рис. 86). *Фаматинит* — Фаматина (Аргентина) (см. рис. 87).

**Литература.** 21, 59, 225, 253, 323, 337, 437, 438, 505.

### Синнерит $Cu_6As_4S_9$

Трикл. с., мотив кристаллической структуры сфалеритовый, элементарная ячейка псевдокуб. (442a):  $a_0=21,7$ ,  $b_0=19,0$ ,  $c_0=19,7$ ,  $\alpha=15^\circ 35'$ ,  $\beta=155^\circ 20'$ ,  $\gamma=137^\circ 55'$ ,  $z=1$ . Хим. состав<sup>1</sup>:

Синнерит	Cu	As	S	Pb
обр. из Ленгенбаха (448) . . . . .	40,2	29,5	29,3	—
обр. из Эльбруса (23) <sup>1</sup> . . . . .	35	34	26	3

**Микроскопия.** Интенсивность отражения умеренная, близкая к R блеклых руд, цвет нейтральный (светло-серый) с отчетливым коричневатым оттенком. Двуотражение, внутренние рефлексы, спайность не наблюдались. Эффекты анизотропии умеренные. В образцах из месторождения Эльбрус агрегаты синнерита часто обнаруживают не однородное зональное фестончатое строение и отсутствие анизотропии и двойников. Для синнерита из Ленгенбаха характерны двойники. Отно-

<sup>1</sup> Анализы выполнялись на рентгеноспектральном микроанализаторе.

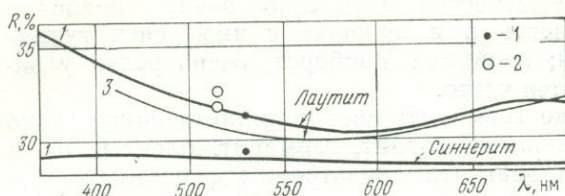


Рис. 89. Спектры отражения лаутита и синнерита:

1 — «Блеск», 3 — ФМЭ. Литературные данные по синнериту: 1 — Грессер (387); по лаутиту: 2 — Хьюги (407, 530)

**ные особенности.** Синнерит сходен с многими умеренно отражающими минералами и в первую очередь с блеклыми рудами и новацкитом<sup>1</sup>; от блеклых руд отличается эффектами анизотропии и наличием двойников. В образцах Эльбрусского месторождения двойники, а часто и эффекты анизотропии не наблюдались, поэтому уверенно различать минералы можно было только по парагенезисам: блеклые руды входили в состав полиметаллической ассоциации, синнерит с зелигманнитом выполняли кайму между полиметаллическими и мышьяковыми (реальгаровыми) рудами.

**Нахождение.** Впервые синнерит был обнаружен в месторождении Ленгенбах (Бинненталь, Швейцария) в 1964 г. Исследовался кристалл синнерита, выросший на теннантите (бинните). Минеральный состав руд месторождения Ленгенбах описан в очерке о лорандите. Позднее синнерит был встречен в месторождении Эльбрус в тесной ассоциации с зелигманнитом.

**Изученный материал.** Эльбрус (Центральный Кавказ) (см. рис. 89). Диагностика синнерита подтверждена дебаграммой и анализом на рентгеноспектральном микроанализаторе. Синнерит выполняет обычно внутреннюю часть оторочки, внешняя зона которой представлена игольчатыми кристаллами зелигманнита; развивается преимущественно на халькопирите и блеклых рудах. Отсутствие проявлений оптической анизотропии возможно связано с наличием скрытокристаллических образований. Размер выделений синнерита < 0,1 мм.

**Литература.** 23, 387, 442а, 446, 447, 448, 460, 462.

### Лаутит CuAsS

Ромб. с.  $D_{2h}^{16} - Pnma$ . Структура типа блеклых руд;  $a_0 = 3,79$ ,  $b_0 = 5,48$ ,  $c_0 = 11,49$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор.): Cu — 37,20, As — 44,01, S — 18,79. Примеси: Ag.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, близкая с R блеклых руд, цвет нейтральный (светло-серый) с отчетливым коричнево-фиолетовым оттенком. Двухотражение слабое, распознается нечетко лишь в некоторых случаях; анизотропия умеренная, цветной эффект неотчетливый. По мнению П. Рамдора, обнаруживаются весьма слабые признаки внутренних рефлексов; двойники наблюдались в виде локальной, но типичной двойниковой пластинчатости.

<sup>1</sup> Новацкит  $Cu_6Zn_3As_4S_{12}$  триг. с.  $C_3^4 - R3$ .  $a_0 = 13,44$ ,  $c_0 = 9,17$ ,  $z = 3$ . Известен в единственном месторождении Ленгенбах (446, 448, 460, 462) и еще очень слабо исследован. Четкие критерии отличия его в полированных шлифах от синнерита указать пока трудно.  $R \approx 30\%$ , отмечены двойники  $\parallel (0001)$ . Твердость по микровдавливанию 480—500 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 30 г). Встречен со сфалеритом и доломитом.

Спектр отражения лаутиита относится к энаргитовому типу (см. рис. 89), кривая имеет небольшой прогиб в желтой области и подъем, более крутой в направлении коротковолновой области и более пологий с небольшим максимумом (при  $\lambda=750-800$  нм) в красном спектре. Измерить двуотражение не удалось. Относительный рельеф:  $H$  лаутиита  $< H$  мышьяка  $< H$  энаргита.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.**

Лаутиит по главным оптическим свойствам сходен с энаргитом, с которым его, очевидно, нередко путали, поэтому приведенные в литературе сведения о его оптических свойствах недостаточно определены и надежны. Отличия: энаргит сильнее анизотропен, тверже лаутиита, относительный рельеф выше, обнаруживает спайность, у лаутиита спайность не наблюдалась.

**Нахождение.** Минерал очень редкий. Достоверные находки его известны в месторождениях Лаута, близ Мариенберга (ГДР, Саксония) и Габе Готес (Франция, Эльзас, близ Маркирха). Обычно образует перистый, радиальнолучистый агрегат идиоморфных таблитчатых кристаллов в мышьяке самор., иногда ассоциирует с энаргитом, фаматинитом.

**Изученный материал.** Лаута (ГДР) (см. рис. 89), обр. Музея Горного института (Ленинград).

**Литература.** 423, 429, 447.

**Сульванит  $Cu_3VS_4$ , арсеносульванит  $Cu_3(As, V)S_4$   
колусит  $Cu_3(Sn, V, As)S_4$**

В этой группе объединены родственные по химическому составу и структуре минералы; изучены недостаточно полно.

Куб. с.  $T^3d-143m$ . Хим. состав, параметры решетки:

		Cu	Sn	V	As	S	$a_0$	z
Сульванит	теор. с.	51,55	—	13,78	—	34,67	5,38	1
Арсеносульванит	Алдан	53,80	—	3,92	7,80	34,48	5,22	1
	Монголия	48,84	—	4,16	12,80	33,14	5,267	1
Колусит	Бьютт (США) <sup>1</sup>	50,8	7,3	3,2	8,6	30,1	10,608	8
	Шизей <sup>1</sup> (Франция)	48,3	8,6	2,6	6,5	30,4		

Предполагается, что существует изоморфный ряд соединений, в которых V замещается на As; в арсеносульваните As преобладает над V, крайний мышьяковый член ряда в природе не известен, возможно им является лазаревичит. Исследованиями Леви (437) показано, что V содержится также и в колусите, в котором ранее этот элемент известен не был<sup>2</sup>.

Лазаревичит ( $Cu_3AsS_4$ ) впервые был описан в борнит-энаргитовых рудах месторождения Бор; были исследованы состав и структура. Позднее Леви (437) измерил спектр отражения минерала из месторождения Бор; минерал был предположительно определен им, как лазаревичит на основании визуального сходства с сульванитом и качественного рентгенохимического анализа. Полученная Леви кривая

<sup>1</sup> Результаты исследования на рентгеноспектральном микроанализаторе (437); в образце из Шизей определены, кроме того, Sb—1,7% и Fe—1,9%.

<sup>2</sup> В прежних анализах колусита присутствовал теллур. Леви было показано, что этот элемент обязан механической примеси.

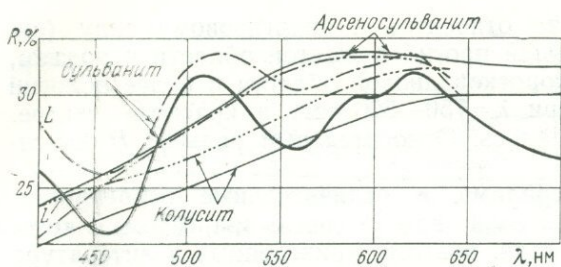


Рис. 90. Спектры отражения сульванита, арсеносульванита, колусита; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные: L (408, 437)

вуют сведения о содержании серы, соотношения меди и мышьяка отличаются от соотношения этих элементов в лазаревичите из месторождения Бор.

**Микроскопия.** При визуальных наблюдениях в полированных шлифах минералы практически не различимы; имеют умеренную, близкую к блеклым рудами, отражательную способность, оттенок цвета слегка кремовый; сульванит в контакте с галенитом зеленовато-желтоватый; изотропны<sup>1</sup>, внутренних рефлексов нет; характерны спайности по кубу и треугольнику выкрошивания, подобные галенитовым; относительный рельеф:  $H$  сульванита  $> H$  халькопирита, халькозина, борнита.

Кривые дисперсии  $R$  минералов показаны на рис. 90. Картины спектральных профилей  $R$  арсеносульванита и колусита подобны — имеют обычный профиль аномального типа с плавным, умеренно резким подъемом от синей к красной области спектра; по абсолютным значениям  $R$  кривая арсеносульванита на 3—4% выше кривой колусита. Сульванит характеризуется индивидуальной кривой, также в общем аномального типа, но с четко выраженными двумя максимумами («горбами») при  $\lambda \sim 510$  нм и 620 нм; по характеру кривых все три минерала уверенно отличаются от сходных в некоторых ситуациях (мономинеральные выделения в жильном выполнении) блеклой руды и галенита<sup>2</sup>. Внутри группы увереннее других диагностируется сульванит, даже в виде мельчайших выделений; арсеносульванит и колусит вполне надежно различаются лишь по рентгенометрическим данным (437).

**Нахождение.** Все три минерала крайне редки. Сульванит встречается в концентрациях, достаточных для макронаблюдений; обычные спутники сульванита: пирит, халькопирит, блеклые руды, энаргит, галенит, пирротин, сфалерит, минералы висмута, арсенопирит, гематит, магнетит. Арсеносульванит известен лишь в нескольких месторождениях мира: в Лебединском (Алдан) в ассоциации с борнитом, Юта (Румыния), в Монголии, в месторождении Бор (Югославия). Колусит описан в месторождении Бьютт (США) в ассоциации с энаргитом, борнитом, халькозином и халькопиритом, в Ред-Маунтин (США), в Шизей (Франция), Бор (Югославия).

**Изученный материал.** Сульванит — Бор (Югославия), обр. Качаловской (см. рис. 90), Пай-Хой (Полярный Урал), Каратау (Казахстан); арсеносульванит и колусит — Бор (см. рис. 90). Химические

<sup>1</sup> В арсеносульваните из месторождения Бор наблюдалась слабая анизотропия.

<sup>2</sup> Значительны также различия по микротвердости сопоставляемых минералов.

составы минералов определены на рентгеноспектральном микроанализаторе; сульфанит: Cu — 53,0, V — 13,90, S — 34,24, арсеносульфанит: Cu — 49, As — 12,35, V — 3,73, S — 31,73, колусит: Cu — 48,80, As — 7,84, V — 3,28, Sn — 6,50, S — 31,00.

**Литература.** 6, 8, 209, 271, 346, 437, 529, 530\*.

### Блеклые руды

Куб. с.  $T_d^3$ — $I\bar{4}3m$ . Группа блеклых руд объединяет минералы переменного состава, образующие изоморфный ряд с мышьяковым (теннантит) и сурьмяным (тетраэдрит) конечными членами. Характерной особенностью химического состава блеклых руд является совершенный изоморфизм между сурьмой и мышьяком (120) и ограниченные изоморфные замещения в катионной части (192, 307). Медь, являющаяся главным катионом в структуре блеклых руд, имеет одно- и двухвалентное состояния; одновалентная медь ограниченно замещается серебром, двухвалентная — железом, цинком, ртутью, кадмием (240, 459). Формула блеклых руд, исходя из структуры (474) и реальных химических анализов, может быть представлена в следующем виде (441):  $(Cu^*, Ag)_{10}(Cu^{**}, Fe, Zn, Hg, Cd)_2(As, Sb)_4S_{13}$ .

Физические свойства блеклых руд находятся в зависимости от вариаций в химическом составе. Так, параметры решетки изменяются от 10,21 (у теннантита) до 10,34 (у тетраэдрита);  $a_0$  у тетраэдрита с высоким содержанием Hg повышается до 10,45; тетраэдриты с высокими содержаниями Ag имеют  $a_0=10,42$ — $10,50$  (229); удельные веса возрастают от теннантита (4,61) к тетраэдриту (5,00); от мышьяковых к сурьмяным членам ряда увеличиваются коэффициенты преломления, уменьшается микротвердость (рис. 91).

Блеклые руды встречаются в виде сплошных зернистых масс, в виде вкрапленников в породах и рудах, реже — в виде хорошо образованных изометричной формы кристаллов.

**Микроскопия.** В проходящем инфракрасном свете прозрачны, прозрачность уменьшается с повышением содержания Fe. В отраженном свете светло-серые со слабым зеленоватым или коричневатым оттенком, в зависимости от состава; умеренно отражают ( $R \approx 30\%$ ), изотропны, характерны густые буровато-красные или красные внутренние рефлексы, более темные и густые у тетраэдритов. Различные минеральные виды группы очень похожи друг на друга по оптическим свойствам. Широкое развитие изоморфных замещений одновременно в анионной и катионной частях при значительной близости свойств блеклых руд затрудняет выявление индивидуальных особенностей (отличий) минералов группы. Минераграфическая характеристика минеральных видов блеклых руд до последнего времени была недостаточно определенной, в ряде случаев противоречивой. Количественные данные по дисперсии  $R$  для конкретных, детально химически охарактеризованных членов ряда появились лишь в послед-

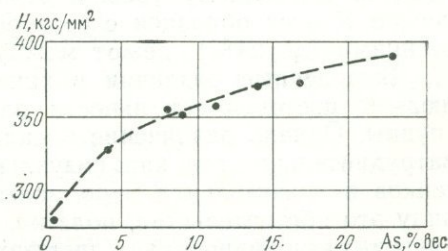


Рис. 91. Зависимость твердости минералов от состава в изоморфном ряду тетраэдрит — теннантит (132)

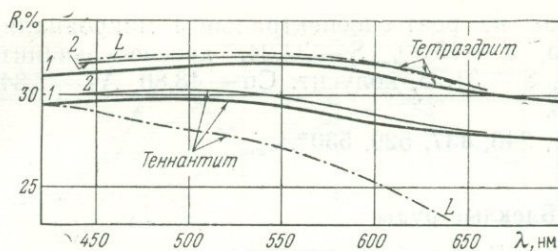


Рис. 92. Спектры отражения тетраэдрита и теннантита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС. Литературные данные; L (437)

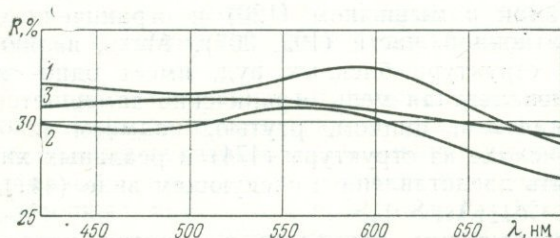


Рис. 93. Спектры отражения:

1 — швацита, 2 — ртутного теннантита, 3 — фрейбергита; измерено на приборе «Блеск»

тетраэдрита характеризуется очень незначительным по величине широким максимумом, захватывающим большую часть видимого спектра; снижение  $R$  (менее чем на 2% абсолютных) происходит только в красной части.

Кривая  $R$  теннантита располагается на 2—3% ниже кривой тетраэдрита и имеет более резко выраженный небольшой максимум в зеленой части спектра при  $\lambda=500$  нм.

Ртутьсодержащие блеклые руды, независимо от принадлежности их к тетраэдритовой или теннантитовой ветви, имеют сходные по профилю кривые дисперсии. В отличие от тетраэдрита и теннантита, здесь наблюдается значительный прогиб в зеленой области спектра, воздымание в желтой и более резкий спуск в красной части.

Серебросодержащие блеклые руды, наоборот, имеют выпрямленный профиль кривых дисперсии  $R$ , приближающийся к горизонтальной прямой. По общему уровню отражательной способности кривые дисперсии  $R$  всех образцов с серебром, даже с самыми высокими содержаниями (до 24%), лежат между тетраэдритом и теннантитом.

Выявленные различия в кривых дисперсии  $R$  хорошо объясняют нюансы цветовой тональности различных по составу разновидностей группы. Однако различие блеклых руд по цвету в отраженном свете затруднительно, так как визуальное восприятие тонких цветовых оттенков в значительной мере зависит от окружающей среды. Имея в виду это обстоятельство, полезно, однако, напомнить, что определенное других разновидностей в шлифах выглядят теннантит, фрейбергит и швацит. Чистый по составу теннантит, особенно в борнитовом окружении, отчетливо зеленоватый (максимум на кривой дисперсии  $R$  — см. рис. 92, в зеленой области); фрейбергит с высокими содержаниями

ние годы (437); в работе сообщаются кривые дисперсии  $R$  для блеклых руд с различными соотношениями мышьяка и сурьмы. Нами помимо исследования зависимости  $R$  от соотношения сурьмы и мышьяка (рис. 92) изучено также влияние на характер дисперсии  $R$  различных вариаций состава катионной части блеклых руд (рис. 93). Как можно видеть из графиков, различия в кривых дисперсии  $R$  «чистых» теннантита и тетраэдрита вполне определенные; из катионов, замещающих медь, наиболее заметное влияние оказывают ртуть и серебро.

Коэффициент отражения тетраэдрита изменяется по спектру от 31,6% до 30,2%, теннантита — от 29,9% до 27,6%. Кривая  $R$

серебра — бесцветен, выглядит очень светлым, белесым (кривая дисперсии  $R$  горизонтальна); швацит, содержащий значительные количества ртути, отчетливо кремово-желтый, особенно в контакте с кинovarью (максимум на кривой — в желтой области спектра).

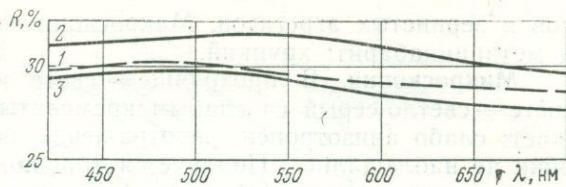


Рис. 94. Спектры отражения:  
1 — акташит, 2 — тетраэдрита, 3 — теннантита; измерено на приборе «Блеск»

По относительному рельефу блеклые руды принадлежат к IV группе:  $H$  бл. руды  $> H$  халькопирита  $> H$  галенита.

В большинстве случаев как минерал распространенный, блеклая руда диагностируется легко. Однако в случае мелких изолированных выделений за блеклую руду могут быть ошибочно приняты акташит, синнерит, лаутит, станнин, халькозин, бурнонит. Особенно легко ошибиться с акташитом, который сходен с блеклой рудой не только визуально, но и по кривой дисперсии  $R$  (рис. 94).

**Нахождение.** Широко распространенные минералы в месторождениях различных генетических типов.

**Изученный материал.** Изучено большое количество образцов блеклых руд разного химического состава из руд многих месторождений различных генетических типов: полиметаллических, колчеданных, сурьмяно-ртутных и др. Кривые дисперсии  $R$  на рис. 92, 93 приведены для следующих образцов: теннантит — Таочан (Китай), тетраэдрит — Дарасун (Вост. Забайкалье), Пришбрам (Чехословакия); швацит — Терлиг-Хая (Якутия), обр. Груздева, Ю. Хунань (Китай); ртутный теннантит — Хайдаркан (Киргизия) обр. Степанова; фрейбергит — Кан-джол (Ср. Азия), обр. Свешниковой.

	Cu	Zn	Fe	Ag	Hg	As	Sb	Bi	S	$a_0$
1 Теннантит	41,71	3,75	4,91	0,43	—	18,86	1,74	—	27,82	10,22
2 Тетраэдрит	39,44	2,80	3,57	0,14	—	4,27	22,61	0,30	25,80	10,35
3 Швацит	<i>n</i>	<i>o, n</i>	<i>n</i>	<i>o, on</i>	<i>n</i>	<i>n</i>	<i>n</i>	—	—	10,48
4 То же	34,23	1,45	3,61	0,25	6,33	2,02	25,08	0,1	24,98	10,39
5 Теннантит	37,30	7,14	0,10	—	7,56	13,64	7,71	—	25,67	10,36
6 Фрейбергит	23,6	1,8	5,3	19,7	—	—	24,1	—	22,1	

Примечание. обр. 1, 2, 4, 5. анализировались в химико-аналитической лаборатории ИМГРЭ. аналитики Л. Е. Новороссова (1, 2, 4) и Н. Г. Шумкова (№ 5); № 3 — анализ на микроспектральной установке с лазером, аналитик Д. К. Щербачев; № 6 — результаты исследования химического состава на микрозонде (МГУ. Ронами)

Литература. 96, 192, 193, 252, 297, 307, 418, 504, 543\*, 474.

### Акташит $Cu_6Hg_3As_5S_{12}$

Тригон. с.  $C_3^4$  —  $R\bar{3}$ ;  $a_h = 13,72$ ,  $c_h = 9,32$ ,  $z = 3$ ; дебаеграмма индивидуальна (82). Хим. состав:

Акташит	Hg	Cu	As	Sb	S
(Гал-Хая <sup>1</sup> ) . . . .	35,00	21,15	21,42	0,84	21,59
(Ак-Таш <sup>2</sup> ) . . . .	32,55	24,05	17,90	2,55	23,38

В рудах месторождения Гал-Хая акташит встречается в виде мелких (до 0,2 мм) идиоморфных кристаллов (тригональных пирамид), срост-

<sup>1</sup> Результаты химического анализа, приведенные к 100% после исключения пирита.

<sup>2</sup> Результаты исследования состава обычным химическим анализом и на микрозонде; среднее по 7 образцам.

ков и зернистых агрегатов. Макроскопически похож на блеклую руду и метациннабарит; хрупкий.

**Микроскопия.** В проходящем свете непрозрачен. В отраженном свете — светло-серый со слабым кремоватым оттенком; умеренно отражает; слабо анизотропен, двуотражение, внутреннее рефлексы и двойники не наблюдались. Полируется хорошо, по относительному рельефу выше метациннабарита, близок к галхаиту.

В шлифах, как и макроскопически, похож на блеклую руду; кривая дисперсии  $R$  акташита (см. рис. 94) очень близка к спектральной кривой  $R$  фрейбергита (рис. 93). Небольшие различия наблюдаются лишь в крайней сине-фиолетовой области ( $\lambda \sim 420$  нм), где у акташита намечается слабый минимум.

**Нахождение.** Сложный сульфид ртути — акташит — новый минеральный вид, известный с 1968 г. Установлен в трех месторождениях: в ртутном месторождении Ак-Таш (Алтай) (47,82), в мышьяково-сурьмяно-ртутных — Гал-Хая (Якутия) (82) и Хайдаркан (Киргизия) (устное сообщение В. И. Степанова). В рудах месторождения Гал-Хая встречается в составе двух различных ассоциаций: 1) с пиритом, галхаитом, халькопиритом, метациннабаритом и 2) с реальгаром, аурипигментом, вакабаяшилитом, антимонитом, грейгитом.

**Изученный материал.** Гал-Хая (см. рис. 94) Ак-Таш, исследовались оригиналы образцов, детально изученных ранее и описанных в работах 47, 82; Хайдаркан, обр. Волгина. Химические составы образцов см. в начале очерка.

**Литература.** 47, 82.

### Пираргирит $Ag_3SbS_3$ , прустит $Ag_3AsS_3$

Триг. с.  $C_{3v}^6$  —  $R\bar{3}c$ ; минералы изотипны с ограниченно развитыми изоморфными замещениями между Sb и As. Хим. состав (теор.):

	Ag	Sb	As	S	$a_0$	$c_0$	$z$
Пираргирит . . . . .	59,76	22,48	—	17,76	11,06	8,73	6
Прустит . . . . .	65,42	—	15,14	19,44	10,76	8,66	6

Обычно наблюдаются в зернистых массах, но нередко (в пустотах) образуют идиоморфные короткопризматические кристаллы.

**Микроскопия.** Минералы имеют близкие физические свойства. В проходящем свете оба просвечивают, прустит заметно легче. В отраженном свете — умеренно отражают, светло-серые с чуть заметным голубоватым оттенком, более отчетливым у пираргирита. Голубоватый оттенок у обоих минералов лучше заметен в темных положениях наиболее анизотропных сечений. Двуотражение заметно в воздухе (у прустита более сильное). В скрещенных николях оба анизотропны без цветных эффектов. Наблюдению эффекта анизотропии мешают интенсивные красные внутренние рефлексы, повсеместные и более светлые — у прустита и менее обильные, темно-красные (карминно-красные) — у пираргирита. Наблюдается пластинчатое двойникование. Вследствие сильного двупреломления элементы структуры, выявляемые внутренними рефлексамии (границы зерен, двойники), обнаруживают сдвоенные контуры. Относительный рельеф у обоих минералов низкий: акантит < < полибазит и пирсеит < пираргирит и прустит < миаргирит < стефанит.

Спектры отражения минералов (рис. 95) практически полностью подобны, небольшие отличия фиксируются только на границе с ультра-

фиолетовой областью; по абсолютным значениям кривые дисперсии главных коэффициентов отражения пираргирита выше прустита. Оба минерала одноосные, отрицательные. Коэффициенты отражения, вычисленные из приводимых в (129) коэффициентов преломления (для красного света), хорошо согласуются с результатами непосредственного измерения  $R$  (см. рис. 95).

В полированных шлифах, так же как и макроскопически, сходны с другими сульфосолями серебра: миаргиритом, самсонитом, ксантоконитом, а также кинварью и купритом.

**Нахождение.** В гипогенных рудах относятся к поздним образованиям. Пираргирит — распространенный серебросодержащий минерал, прустит — более редкий. Оба встречаются, главным образом, в эпitherмальных свинцово-цинково-серебряных месторождениях в ассоциации с анкеритом, баритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, штернбергитом, акантитом и др. Нередко наблюдаются также в гидротермальных рудах серебро-висмут-кобальт-никелевой формации, где ассоциируют с самородными серебром, висмутом, мышьяком и с арсенидами кобальта и никеля.

**Изученный материал.** Пираргирит — Андреасберг (ГДР), прустит — Чаньярсилло (Чили); обр. О. Л. Свешниковой. Хим. состав: пираргирит: Sb — 19,34, As — 3,14; прустит: Sb — 0,685, As — 14,40 (аналитик Дубинина, ИМГРЭ).

**Литература.** 7, 83, 129, 200, 286, 355, 440, 508, 528, 530\*, 543\*.

### Стефанит $Ag_5SbS_4$

Ромб. с.  $C_{2v} — Cmc2$ ;  $a_0=7,72$ ,  $b_0=12,34$ ,  $c_0=8,50$ ,  $z=8$ . Хим. состав (теор.): Ag — 68,33, Sb — 15,42, S — 16,25.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, выше, чем у блеклых руд и акантита, но ниже, чем у галенита. Цвет нейтральный, с оливково-желтоватым оттенком. Двухотражение умеренное, эффекты анизотропии в скрещенных николях сильные, цветные. Внутренних рефлексов нет. Полируется хорошо, рельеф выше, чем у акантита, полибазита, прустита, пираргирита. Широко распространено пластинчатое двойникование, «хорошо выявляющее псевдогексагональную структуру» (228). Спайность в одном направлении проявляется редко. Легко подвергается светотравлению.

Спектры отражения стефанита (рис. 96) имеют умеренную дисперсию нормального типа, по общему положению и по структуре близки к спектрам макинстриита и штрмейерита. Так же, как это наблюдалось

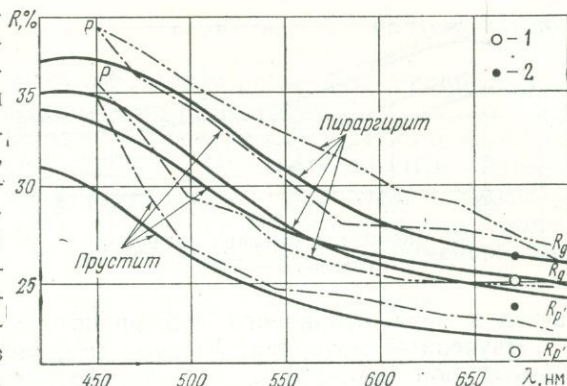


Рис. 95. Спектры отражения пираргирита и прустита; измерено на приборе «Блеск». Литературные данные:

$R$  (200); 1 — прустит; Ларсен (129), 2 — пираргирит, Ларсен (129)

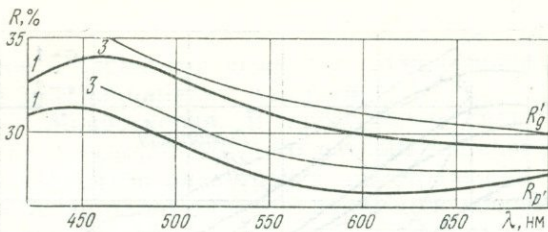


Рис. 96. Спектры отражения стефанита:  
1 — «Блеск», 3 — ФМЭ

у штрмейерита, обе кривые стефанита имеют максимум вблизи с ультрафиолетовой областью.

**Нахождение.** Встречается совместно с другими сульфосолями серебра, обычно как один из самых поздних минералов; типичен для близповерхностных месторождений; указывается в зоне вторичного сульфидного обогащения.

**Изученный материал.** Утесное (см. рис. 96). Валунистое (Северо-Восток), обр. Бермана.

**Литература.** 10, 129, 132\*, 171, 174, 208, 462, 508, 538, 543\*.

**Полибазит (Ag, Cu)<sub>16</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>11</sub>, пирсеит (Ag, Cu)<sub>16</sub>As<sub>2</sub>S<sub>11</sub>**

Монокл. с  $C_{2h}^3 - C2/m$ . Полибазит и пирсеит изоструктурны и являются крайними членами ряда, в котором Sb и As взаимно замещают друг друга; содержание Cu (замещающей Ag) может достигать 18%. Хим. состав (теор.):

	Ag	Sb(As)	S	a <sub>0</sub>	b <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	β	z
Полибазит . . . . .	73,57	10,82	15,61	26,17	15,11	23,89	90°	16
Пирсеит . . . . .	76,68	(6,92)	16,30	12,66	7,38	11,92	90°	2

**Микроскопия.** Полибазит и пирсеит визуально не различимы. Отражательная способность умеренная, ниже галенита (30—32%). Цвет у полибазита нейтральный серый, у пирсеита — со слабым зеленоватым оттенком. Двухотражение в воздухе — несильное, более заметное у мышьяковых членов ряда. Эффекты анизотропии в скрещенных николях умеренные. Внутренние рефлексы темные, вишнево-красные, обнаруживаются с трудом в иммерсии. Разновидности с повышенным содержанием меди сильнее анизотропны, имеют более густые внутренние рефлексы, при очень высоких содержаниях меди вообще не просвечивают (184). Как и другие серебросодержащие минералы, полибазит и пирсеит подвергаются световому травлению. Относительный рельеф низкий, выше, чем у акантита, ниже, чем у пираргирита и миаргирита.  $H$  стефанита  $> H$  полибазита  $\approx H$  пирсеита.

Спектры отражения изученных минералов (рис. 97) относятся к нормальному типу, близки по форме и характеризуются слабой дисперсией  $R$ . Наиболее четкое различие в спектрах наблюдается в синей области, где у полибазита заметно уменьшается двухотражение. Минералы оптически двусосные, отрицательные (129).

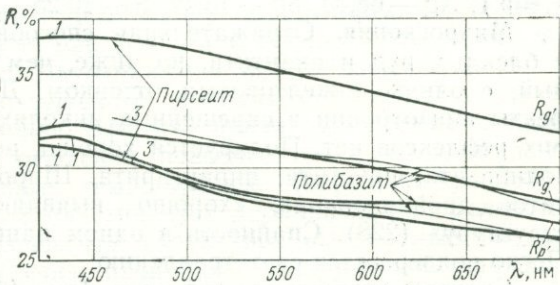


Рис. 97. Спектры отражения полибазита и пирсеита:

1 — «Блеск», 3 — ФМЭ

Визуально сходны с пруститом, пираргиритом, миаргиритом, аргентитом, стефанитом.

**Нахождение.** Как и другие сульфосоли серебра (см. пираргирит), являются наиболее поздними гипогенными минералами.

**Изученный материал.** *Полибазит — Хаканджа* (Сев. Восток СССР), обр. Андреевой (см. рис. 97); *пирсеит — Миргалимсай* (Ср. Азия), обр. Качаловской, хим. состав определен на микронзонде (МАР-1): Ag — 70—80, Cu — 6—7, As — 4—5, S — 10—13, Sb не обнаружена; пирсеит в образце ассоциировал с галенитом, теннантитом, штрουμεйеритом, сфалеритом.

**Литература.** 66, 102, 129, 241, 367, 396, 452, 508, 538, 543\*.

## Б. ЦЕПНЫЕ

### Сульфоантимониты свинца

В очерке о сульфоантимонитах свинца мы отступаем от принятой в работе схемы изложения материала и, помимо микроскопии, обсуждаем вопросы макродиагностики. Это оправдывается тем обстоятельством, что преимущественной формой нахождения в природе многих распространенных сульфоантимонитов являются крупные концентрации, доступные для определения простейшими приемами макродиагностики; однако в связи с разноречивостью сведений в справочной литературе в отношении характера агрегатов, спайности, удельных весов, а также парагенетических ассоциаций сульфоантимонитов вопросам макродиагностики не уделялось должного внимания и существовало убеждение, что макроскопически эти минералы не различаются.

До последнего времени к группе сульфоантимонитов относили 10 минералов: геокронит, менегинит, буланжерит, семсейит, джемсонит, гетероморфит, плагионит, робинсонит, цинкениит, фюльппит; пять из них — геокронит, менегинит, буланжерит, джемсонит и цинкениит —

Минерал, формула	Сингония, пространственная группа	Параметры решетки				
		$a_0$	$b_0$	$c_0$	$\beta$	$z$
Геокронит $Pb_5(Sb, As)_2S_8$	Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$	8,98	31,91	8,497	118°00'	6
Иорданит $Pb_5(As, Sb)_2S_8$	Монокл. с. $C_{2h}^2 - P2_1/m$	8,91	31,71	8,42	118°21'	6
Менегинит $CuPb_{13}Sb_7S_{24}$	Ромб. с. $C_{2v}^7 - Pmn 2_1$	11,363	24,057	99,077	—	1
Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$	Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$	21,54	23,51	8,09	100°48'	8
Джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}$	Монокл. с. $C_{2h}^5 - P2_1/a$	15,71	19,05	4,04	91°48'	2
Плагионит $Pb_5Sb_8S_{17}$	Монокл. с. $C_{2h}^6 - C2/c$ ( $C_5^4 - Cc$ )	13,47	11,83	19,98	107°11'	4
Цинкениит $PbSb_2S_4$	Гексаг. с. (?) $C_6^6 - P6_3?$	44,15		8,62		81

являются относительно распространенными природными образованиями, встречающимися в рудах в виде значительных скоплений; геокронит, менегинит, буланжерит и джемсонит в ряде случаев слагают существенную часть полиметаллических руд и являются предметом добычи. В последние годы описано несколько новых свинцово-сурьмяных и свинцово-сурьмяно-мышьяковых минералов, обнаруженных в полированных шлифах в виде микроскопически малых выделений и изученных на рентгенспектральном микроанализаторе (305, 409, 410, 411, 412, 413). Ниже описываются шесть наиболее распространенных сульфантимонитов свинца, явившихся объектом детального изучения Т. Н. Чвиловой.

В табл. 4 приводятся уточненные характеристики внешних физических признаков, полученные в результате изучения большого фактического материала. В таблице сообщаются сведения о химических составах минералов, условиях нахождения в природе и приведены основные свойства, наблюдаемые и оцениваемые под микроскопом в отраженном свете.

Химические составы и важнейшие физические

Минерал, формула $PbS \cdot Sb_2S_3$	Теоретический состав*			Условия нахождения, парагенетическая ассоциация
	Pb	Sb(As)	S	
Геокронит $5PbS \cdot (Sb, As)_2S_3$ 5:1	69,62	8,07** (5,05)	17,26	Распространенный; в полиметаллических рудах в тесной ассоциации с галенитом, бурнонитом, халькопиритом, блеклой рудой
Менегинит $Cu_2S \cdot 26PbS \cdot 7Sb_2S_3$ 3,7:1	61,51	19,46	17,58	
Буланжерит $5PbS \cdot 2Sb_2S_3$ 2,5:1	55,23	25,97	18,80	
Джемсонит $4PbS \cdot FeS \cdot 3Sb_2S_3$ 1,33:1	40,15	35,39	21,75	Распространенный; в полиметаллических месторождениях, в рудах без галенита
Плагнонит $5PbS \cdot 4Sb_2S_3$ 1,25:1	40,55	38,12	21,33	Редкий; в сурьмяных и сурьмяно-полиметаллических рудах с антимонитом
Цинкениит $PbS \cdot Sb_2S_3$ 1:1	35,79	42,06	22,15	Распространенный; в сурьмяных и сурьмяно-полиметаллических рудах в ассоциации с антимонитом

\* Химические составы минералов постоянны и близко соответствуют теоретическим формулам: из дий и кадмий в джемсоните (0,0л редко 0,л%).

\*\* При отношении Sb:As = 1:1.

Проведенным исследованием были выявлены закономерные изменения ряда физических свойств и парагенетических ассоциаций сульфоантимонитов в соответствии с изменением соотношения  $PbS : Sb_2S_3$  в минералах. В табл. 4 сульфоантимониты расположены в порядке уменьшения отношения  $PbS : Sb_2S_3$ ; это отношение (т. е. отношение основной и ангидридной «частей» в составе минерала) от геокронита к цинкениту уменьшается от 5:1 до 1:1; соответственно содержание свинца уменьшается от 69,62% (в геокроните) до 35,79% (в цинкените), а содержание сурьмы возрастает ~от 8% (в геокроните) до 42,0% (в цинкените). Наиболее богатые свинцом минералы группы — геокронит, менегинит, буланжерит систематически встречаются в полиметаллических, существенно галенитовых месторождениях или рудах; геокронит и менегинит постоянно наблюдаются с галенитом в тесной ассоциации, свидетельствующей об одновременности или очень близкой последовательности выделения; буланжерит также часто встречается с галенитом, но для этого сульфоантимонита, более бедного свинцом, чем

Таблица 4

ские признаки сульфоантимонитов свинца

Внешние физические свойства			Свойства в отраженном свете			Микротвердость H кгс/мм <sup>2</sup>
характер агрегатов	спайность	уд. в	$R_p^g$ ; $R_p$	$\Delta R$ отн.	двойники	
Зернистые массы без преимущественного развития индивидов в каком-либо одном направлении	Несовершенная	6,42	40,0 38,0	Слабое 0,06	Полисинтетические	95—140
Призматические, столбчатые, агрегаты короткопризматических зерен	Хорошая по (010) и несоверш. по (001)	6,37	42,7 35,5	Сильное 0,17	—	101—197
Таблитчато-призматические спутанно-волокнистые с перистыми окончаниями	Совершенная по (100)	6,21	42,2 35,0	Сильное 0,17	Не наблюдались	100—182
Столбчато-призматические: параллельно-шестоватые, радиальнолучистые со ступенчатыми ограничениями	Совершенная по (120) и (010) и хорошая по (001)	5,63	42,7 37,4	Умеренное 0,12	Полисинтетические по (100)	52—147
Таблитчатые по (001) кристаллы, зернистые агрегаты	Отчетливая по (112)	5,58	40,8 32,7	Сильное 0,23	Не наблюдались	159—205
Радиальнолучистые агрегаты призматическишестоватых зерен, сплошные зернистые массы	Несовершенная по (1120)	5,35	41,6 36,7	Умеренное 0,11	То же	159—208

элементов-примесей в минералах группы характерны: таллий в геокроните (до 0,1% редко выше); ин-

геокронит и менегинит, известны и самостоятельные мономинеральные скопления. Джемсонит, еще более бедный свинцом и содержащий железо сульфоантимонит, также характерен для свинцово-цинковых месторождений. Однако наблюдается джемсонит в иной минеральной ассоциации, чем та, которая обычна для буланжерита; прежде всего здесь отсутствует галенит; руды с джемсонитом всегда богаты пиритом, высокожелезистым сфалеритом, нередко пирротиним. Плагинит, и в особенности, наиболее бедный свинцом сульфоантимонит — цинкениит образуются в существенно сурьмяных месторождениях (или рудах) и всегда наблюдаются в антимонитовых рудах, в которых галенит отсутствует. Таким образом, многие сульфоантимониты свинца встречаются обособленно друг от друга, в индивидуальных минеральных ассоциациях, и являются типоморфными минералами в месторождениях различных генетических типов. Поэтому диагностику сульфоантимонитов свинца полезно начинать с анализа типа руд и парагенетических ассоциаций. Представление о преимущественно совместном образовании (и нахождении) всех сульфоантимонитов (в настоящее время разделяемое многими исследователями) возникло вследствие неоднократных диагностических ошибок, имевших место в минералогической практике (298, 299, 246, 248).

Отмеченная выше особенность химического состава сульфоантимонитов позволяет рассматривать эти минералы в качестве очень удобных объектов для изучения их с целью выяснения условий образования руд. Представляя собой соединения с различными соотношениями трех самых распространенных в рудном процессе элементов — свинца, сурьмы и серы, различные минералы группы должны отвечать узким интервалам физико-химических условий и поэтому могут рассматриваться в качестве индикаторов среды минералообразования.

В зависимости от величины соотношения  $PbS : Sb_2S_3$  в сульфоантимонитах свинца находятся такие физические свойства, как удельный вес, интенсивность отражения и твердость. Твердость по микровдавливанию выше у сульфоантимонитов, богатых сурьмой (у плагинита и цинкениита); интенсивность отражения, наоборот, имеет общую тенденцию уменьшения в направлении к высокосурьмянистым членам ряда. Удельный вес находится в прямой зависимости от отношения  $PbS : Sb_2S_3$ . Самый высокий удельный вес ( $\sim 6,4$ ) имеет наиболее богатый свинцом сульфоантимонит — геокронит, самый низкий ( $\sim 5,30$ ) присущ цинкенииту, наиболее бедному свинцом<sup>1</sup> минералу группы. Истинный удельный вес буланжерита  $\sim 6,1-6,2$ , джемсонита  $\sim 5,6-5,7$ ; указанные в справочниках (152, 184) пределы колебаний плотности джемсонита от 5,5 до 6,0 и буланжерита от 5,6 до 6,5 обязаны ошибкам в определениях минералов; низкие значения удельного веса, приписываемые буланжериту (5,6), вошли в литературу из-за неправильно определенных образцов джемсонита (главным образом, в нерчинских рудах); высокие значения  $\sim 6,5$  обязаны образцам менегинита, диагностировавшегося как эмбритит и плюмбостибит (в нерчинских рудах), позднее необоснованно отождествленных с буланжеритом (247, 250). Значения удельного веса 6,0, приписываемые джемсониту, в действительности относятся к образцам буланжерита, который нередко, особенно в зарубежной практике, определяется как джемсонит (298, 299).

<sup>1</sup> Фюллёпит, сульфоантимонит с более низким, чем у цинкениита, содержанием свинца имеет удельный вес 5,22.

По облику индивидов (в соответствии с особенностями внутренней структуры) в группе сульфоантимонитов различаются игольчатые минералы и таблитчатые. Игольчато-призматический облик характерен для менегинита, буланжерита, джемсонита и цинкенита — минералов группы, имеющих цепной мотив структуры (см. систематику). Сульфоантимониты с субкоординационным мотивом структуры имеют или таблитчатый облик (плагинит), или близкий к изометрическому, без преимущественного развития индивидов в каком-либо одном направлении (геокронит).

Индивидуализации минералов в группе игольчатых сульфоантимонитов помогает правильная оценка различий в ориентировке плоскостей спайности относительно кристаллографических осей и степени совершенства спайности (см. табл. 4). Буланжерит имеет одно направление совершенной спайности (100) по длине пластинчато-призматических зерен. В отношении джемсонита сведения по морфологии агрегатов и спайности в справочной литературе наиболее разноречивы (152, 184), и именно джемсонит чаще других сульфоантимонитов определялся неверно. В действительности этот минерал имеет своеобразный облик агрегатов — столбчато-призматический, параллельно-шестоватый со ступенчатыми ограничениями, легко отличающий джемсонит от других минералов группы. Такой облик агрегатов создается тремя направлениями спайности, четко выраженными в джемсоните: двумя, близкими к совершенным, по длине (120) и (010), и одним хорошим поперек удлинения (001). Менегинит имеет два направления спайности; одно вдоль (010), другое (001) поперек удлинения; обе плоскости, особенно поперечная, менее совершенны, чем плоскости спайности в джемсоните. Из-за недостаточно четко выраженной поперечной спайности менегинит обнаруживает некоторое сходство с буланжеритом и поэтому он так часто определялся неверно. Цинкенит характеризуется несовершенной спайностью [по призме (11 $\bar{2}$ 0)], и эта особенность прежде всего уверенно отличает его от других игольчатых сульфоантимонитов.

В шлифах, в отраженном свете, сульфоантимониты визуальнo различаются менее уверенно, чем в макровыделениях по описанным выше «внешним физическим признакам». Качественное родство химических составов сульфоантимонитов и близость структурных мотивов их кристаллических построек определили большую близость оптических свойств минералов в отраженном свете. Для всех минералов группы характерны: зеленоватый оттенок в цвете; умеренная, близкая с галенитом, отражательная способность; заметные в воздухе двуотражение и эффекты анизотропии; трудно наблюдаемые (обычно только с иммерсией) буровато-красные внутренние рефлексy<sup>1</sup>; рельеф ниже галенита.

Результаты количественных измерений  $R$  показывают большое сходство и в спектральных кривых минералов (рис. 98—103). Как видно из сопоставления фигур и сведений табл. 4 и 6, по общему уровню  $R$  все сульфоантимониты близки между собой. Несколько ниже других минералов на графике  $R—\lambda$  располагается кривая  $R_p$  плагинита. Более заметные различия обнаруживаются в силе двуотражения. Наименьшее значение  $\Delta R$  отн. (5—7%) имеет геокронит, что согласуется и с визуальной оценкой силы двуотражения этого минерала;

<sup>1</sup> В проходящем инфракрасном свете сульфоантимониты свинца прозрачны, труднее других просвечивает джемсонит.

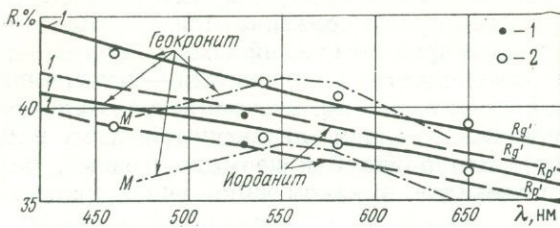


Рис. 98. Спектры отражения геокронита и иорданита:

1 — «Блеск», 2 — ПИОР (геокронит, 61, 408). Литературные данные по геокрониту: М (159, 530), по иорданиту: 1 — Грессер (387)

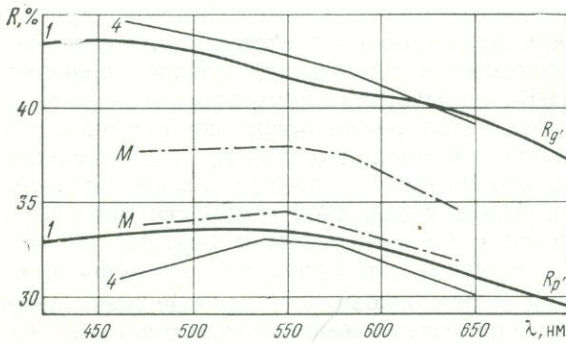


Рис. 99. Спектры отражения плагионита:

1 — «Блеск», 4 — ПИОР (61, 408). Литературные данные: М (159, 530)

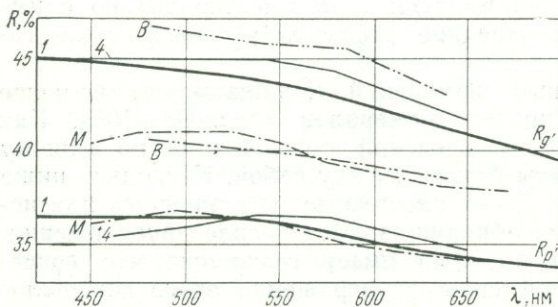


Рис. 100. Спектры отражения менегинита.

1 — «Блеск», 4 — ПИОР (61, 408); литературные данные: М (159), В (310, 530)

наиболее сильно двуотражает плагионит ( $\Delta R$  отн. = 23%); к сильно двуотражающим могут быть отнесены также менегинит и буланжерит ( $\Delta R$  отн. ~ 17%).

Отмеченные различия достаточно четко выявляются лишь в главных сечениях минералов; поэтому в случае измерения зерен ограниченного числа зерен по кривым дисперсии  $R$  не всегда оканчивается возможным точно распознать сульфоантимонит. Наименее уверенно в шлифах различаются менегинит, буланжерит и джемсонит. При подозрениях на джемсонит, помимо исследования спектров отражения и твердости полезно наблюдение полисинтетических двойников, очень характерных для этого минерала и отсутствующих у буланжерита и менегинита.

С описанными минералами по визуальному восприятию в шлифах сходны овихиит, халькостибит, бурнонит, в меньшей степени антимонит; все эти минералы по кривым дисперсии  $R$  отличаются от сульфоантимонитов вполне уверенно.

Литературные сведения по измерениям  $R$  сульфоантимонитов свинца, выполненным в последние годы (159), расходятся с результатами, полученными нами. Расхождения в картинах спектральных профилей имеют место в отношении всех минералов группы и, очевидно, связаны с иными значениями  $R$  эталона (см. описание пирита), отличными от использованных нами и принятых для международного стандарта. Расхождения в оценке

$\Delta R$  отн. некоторых сульфоантимонитов явились, по всей вероятности, следствием измерения не главных сечений минералов: заниженными, сравнительно с нашими результатами, в работе (159) оказались  $\Delta R$  менегинита, буланжерита и в особенности плагионита.

Сведения, сообщаемые в (439) для цинкениита, полностью совпадают с нашими результатами (см. рис. 103) как в отношении абсолютных значений  $R_g$  и  $R_p$  минерала по спектру, так и в отношении силы двуотражения.

Близкие, хотя и не для всех минералов тождественные с нашими, данные по дисперсии  $R$  сульфоантимонитов свинца получены, на изученном нами материале, Л. Н. Вьяльсовым (61, 408); см. рис. 99, 102, 103.

#### Изученный материал.

Изучены образцы сульфоантимонитов свинца из 40 месторождений различных провинций мира, в том числе: *геокронит* из месторождений *Екатерино-Благодатского* (Вост. Забайкалье) (1)<sup>1</sup> и *Сала*, (Швеция) (2, № К-144/1, Музей АН СССР); *иорданит* — *Кочкарь* (Урал) (3, обр. Степанова); *менегинит* — из *Боттино* (Италия) (4, обр. № 152/1, Горный Музей, Ленинград), *Алгачи* (Вост. Забайкалье) (5, обр. № 136/12, Горный Музей, Ленинград); *буланжерит* — из *Пршибрама* (Чехословакия), *Нагольного кряжа* (Донбасс), *Бот-*

<sup>1</sup> В скобках после названия месторождения указаны номер образца согласно приводимому ниже перечню изученного материала и музейный номер.

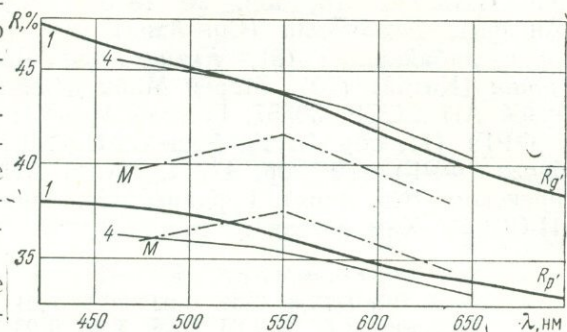


Рис. 101. Спектры отражения буланжерита: 1 — «Блеск», 4 — ПИОР (61, 408); литературные данные: М (159, 530)

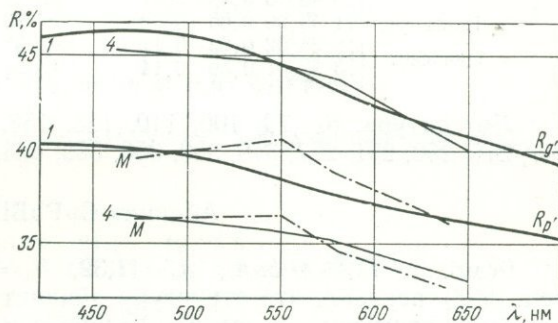


Рис. 102. Спектры отражения джемсонита: 1 — «Блеск», 4 — ПИОР (61, 408). Литературные данные: М (159, 530)

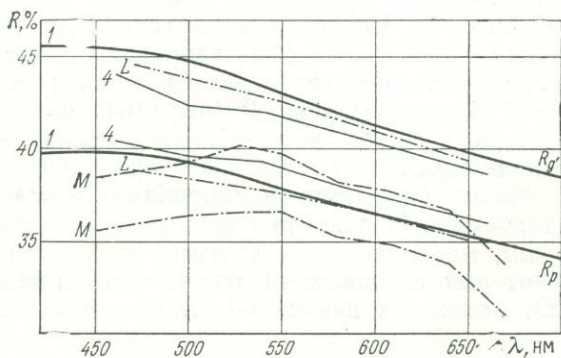


Рис. 103. Спектры отражения цинкениита: 1 — «Блеск», 4 — ПИОР (61). Литературные данные: L (438, 530), М — (159)

тино (Италия) (6, обр. № 19438, музей АН СССР), Корнуол (Англия), Тамдыкола (Ср. Азия) (7); джемсонит — с Центрального (Вост. Забайкалье) (8), Кутна Гора, Чехословакия (9, обр. Хака), Таочан (Китай) (10), Морей Майн (Сев. Америка) (обр. №№ 2598, Музей АН СССР, 39557, Горный Музей); плаггионит — из Вольфсберга ФРГ) (11, обр. 58115, Музей АН СССР); цинкениит — из Вольфсберга (ФРГ) (12, обр. 47714, Музей АН СССР), Оруро (Боливия) Терекского (Ср. Азия), Гурдары (Ср. Азия) (13, обр. № 59214, Музей АН СССР). Хим. состав<sup>1</sup>:

	Pb	Cu	Fe	As	Sb	Bi	Ag	S	Уд. вес. <sup>2</sup>
Геокронит	1 73,61	0,01	0,02	3,71	7,04	—	—	15,08	6,4
	2 67,08	0,03	0,26	3,97	9,98	1,55	0,16	17,03	6,52
	3 69,77		0,04	10,37	2,19		0,04	17,34	6,34
Менегинит	4 61,28	1,20	0,07		18,66		0,19	17,33	6,37
	5 61,41	1,15	0,47		19,62		0,012	17,12	6,35
Буланжерит	6 55,24	0,02	0,45		24,81		0,03	19,03	—
	7 55,03		0,24	1,04	24,57			18,62	6,13
Джемсонит	8 40,35		2,68		33,39			21,86	5,63
	9 39,03	0,23	2,63		35,51	0,24	0,04	21,83	5,62
	10 40,46	0,19	2,61		33,37			21,56	5,60
Плаггионит	11 40,20	0,05	0,22		37,80		0,002	21,22	5,48
	12 34,02	0,22	0,11		42,57			22,76	5,35
Цинкениит	13 33,91	0,59	0,14		42,24			22,19	5,30

Литература. 61, 79, 106, 110, 123, 158, 159, 180, 231, 235, 245, 246, 247, 248, 250, 251, 277, 310, 330, 350, 369, 424, 434, 438, 489.

### Айкинит $\text{CuPbBiS}_3$

Ромб. с.  $D_{2h}^{16} - Pbnm$ ;  $a_0 = 11,32$ ,  $b_0 = 11,66$ ,  $c_0 = 4,01$ ,  $z = 2$ . Викман (537) показал, что структуру айкинита можно рассматривать как структуру висмутита, в которой Bi частично замещен на Pb, а компенсация валентности происходит за счет внедрения одновалентных ионов Cu в тетраэдрические пустоты. В природных условиях висмутин и айкинит образуют изоморфный ряд. Хим. состав (теор.): Cu — 11,03, Pb — 35,98, Bi — 36,29, S — 16,70.

**Микроскопия.** Минерал с умеренно высоким отражением (выше галенита), нейтрального (белого) цвета с желтовато-кремовым оттенком. Двуотражение отчетливое, эффекты анизотропии в скрещенных николях сильные. Внутренних рефлексов нет. Очень характерны призматические, резко удлиненные кристаллы и зернистые агрегаты в жильном кварце. Относительный рельеф близок к висмутину, выше галенита.

Кривые дисперсии  $R$  (рис. 104) почти горизонтальны. Кривая  $R_g$  усложнена слабо выраженным широким максимумом в желтой области спектра.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Под микроскопом трудно диагностируемый минерал. Очень сходен с висмутином, матильдитом и другими сложными сульфидами Cu, Pb, Ag; в некоторых ассоциациях может быть принят за тетрадимит. Согласно (39) надежных признаков отличия для членов ряда висмутин-айкинит

<sup>1</sup> Полные химические анализы в процессе проведенного исследования выполнены для 25 образцов; аналитик Л. Е. Новороссова, ИМГРЭ.

<sup>2</sup> Удельный вес определен методом гидростатического взвешивания в спирте; аналитик Г. Г. Прохорова, ИМГРЭ.

пока не найдено, хотя некоторые закономерности в изменении свойств выявлены: от висмутита к айкиниту возрастает твердость, уменьшается отражательная способность (по  $R_g$ ) и сила двуотражения. Висмутит от айкинита отличается отсутствием желтовато-кремового оттенка (см. рис. 60).

**Нахождение.** Впервые был обнаружен в рудах Березовского месторождения (Урал), которое является для него классическим; представляет интерес как типичный спутник золота.

**Изученный материал.** Березовское (Урал) (см. рис. 104); Тары-Экан (Средняя Азия) — айкинит в сростании с матильдитом, обр. Болдыревой.

**Литература.** 39, 216, 422, 425, 453, 473\*, 535, 537, 543\*.

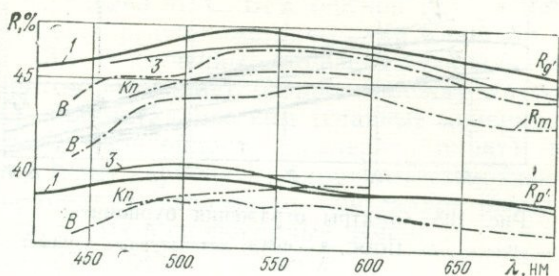


Рис. 104. Спектры отражения айкинита: 1 — «Блеск», 3 — ФМЭ; литературные данные: В (39), Кп (422)

### Бурнонит $\text{CuPbSbS}_3$ , зелигманнит $\text{CuPbAsS}_3$

Ромб. с.  $C_{2v}^7$  —  $Pmnc$  2. Изоструктурны; структурный тип антимонита. Хим. состав (теор.):

	Pb	Cu	Sb(As)	S	$a_0$	$b_0$	$c_0$	z.
Бурнонит . . . . .	42,54	13,04	24,65	19,77	8,162	8,710	7,810	2
Зелигманнит . . . . .	46,19	14,38	(16,99)	21,74	8,081	8,747	7,736	2

Примеси: Ag, Bi (замещают Pb), Fe, Zn, Mn (замещают Cu).

**Микроскопия.** В отраженном свете бурнонит и зелигманнит очень похожи. Отражательная способность умеренная, ниже  $R$  галенита, но выше  $R$  блеклых руд; цвет нейтральный с голубовато-зеленоватым оттенком у бурнонита и очень бледным коричневатым у зелигманнита. Анизотропия умеренная у бурнонита и более отчетливая у зелигманнита. Спайность в шлифе не обнаруживается. Очень характерны «паркетные» пластинчатые полисинтетические двойники. П. Рамдор полагает, что двойники ориентированы по направлению (110) и в базальных сечениях образуют угол, близкий к прямому. Внутренние рефлексии густые, красные, заметны в очень тонком порошке в иммерсии. В ближней инфракрасной области бурнонит прозрачен, при  $\lambda = 852$  нм двусный, оптически положительный  $n_g = 3,280$ ,  $n_m = 3,166$ ; при  $\lambda = 852$  нм двусный, оптически положительный  $n_g = 3,280$ ,  $n_m = 3,166$ ;  $n_p = 3,141$ ,  $n_g - n_p = 0,139$ ,  $2V = 52^\circ$  (285). Зелигманнит в инфракрасном свете не исследовался. Полируются оба минерала хорошо. По относительному рельефу, очевидно, не различимы.  $H$  халькопирита, сфалерита  $> H$  бурнонита  $> H$  буланжерита, галенита.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Зелигманнит и бурнонит по визуальным оптическим свойствам не различаются. Спектры отражения их также подобны (рис. 105, 106, 107), но у бурнонита (сурьмяного минерала) абсолютные значения  $R$  выше, а сила эффектов анизотропии значительно слабее. Рентгенограммы бурнонита и зелигманнита сходны.

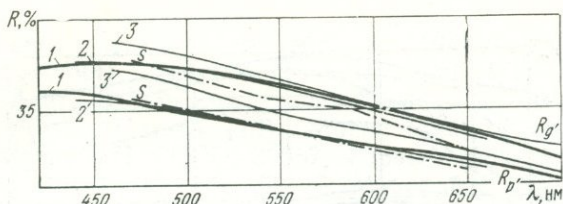


Рис. 105. Спектры отражения бурнонита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ; литературные данные: S (408)

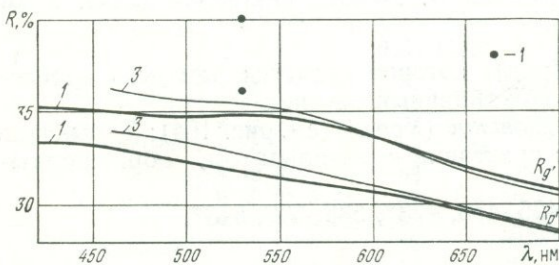


Рис. 106. Спектры отражения зелигманнита:

1 — «Блеск»; 2 — ФМЭ; литературные данные: 1 — Грессер (387)



Рис. 107. Спектры отражения бурнонита и зелигманнита

(Бинненталь, Швейцария) спутниками его являются теннантит, дюфренуазит, ратит, баумгауэрит, иорданит. Зелигманнит выделяется самым последним. В ряде месторождений подобно бурнониту, зелигманнит образуется как реакционный продукт между галенитом и теннантитом. В справочнике Айтеногардта (530) отмечены игольчатые идиоморфные включения зелигманнита в штроейерите, теснейшие сростания с петцитом, замещения зелигманнита галенитом и науманнитом.

**Изученный материал.** Бурнонит — образцы из различных отечественных и зарубежных месторождений, кривые дисперсии  $R$  (см. рис. 105) приведены для образца из месторождения *Херодсфут-Майн*, Корнуолл в Англии (Горный музей, № 145/17). Хим. анализ: Pb—42,53; Cu—12,17; Fe—0,84; Zn—0,04; Sb—21,11; As—2,03; Bi—0,20; S—19,69; не раствор. остаток 19,69 (аналитик Новороссова). Зелигманнит изучен по образцам из месторождения *Эльбрус* (Кавказ) (см.

Буланжерит светлее бурнонита, не имеет решетчатых двойников, цвет отчетливо зеленоватый.

**Нахождение.** Бурнонит встречается в рудах достаточно часто, однако крупные скопления его редки; в большинстве случаев он играет роль количественно второстепенного минерала; наиболее типичен для средне- и низкотемпературных полиметаллических и сурьмяно-полиметаллических руд; ассоциирует главным образом с галенитом и тетраэдритом; с галенитом образует мирмекитовые сростания; нередко сопровождается джемсонитом, буланжеритом, халькопиритом, сфелеритом. В месторождении Сэкэрымб наблюдались мирмекитовые сростания бурнонита и алтаита в реакционной кайме нагиагита (22). В полиметаллических среднетемпературных месторождениях бурнонит относится к поздним минералам, в низкотемпературных сурьмяных — выделяется одним из первых.

Зелигманнит принадлежит к числу минералов редких и обычно наиболее поздних. В Ленгенбахе

рис. 106), где он впервые был определен М. С. Безмертной (23). Диагностика зелигманнита подтверждена рентгенометрическими данными и анализом на микрозонде JXA — 3А. В изученных образцах зелигманнит в тесной ассоциации с синнеритом выполняет оторочки между двумя разновременными комплексами: полиметаллическим (главные минералы галенит, блеклые руды, бурнонит, халькопирит, сфалерит, пирит) и мышьяковым (реальгар, аурипигмент, карбонаты, барит). Часто развивается в пустотах в форме шестоватых, игольчатых кристаллов размером 0,5—0,1 мм, нередко объединенных в сноповидные пучки.

**Литература.** 22, 23, 129, 387, 473\*, 543\*.

### Овихит $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$

Ромб. с.  $D_{2h}^{16} — Pnam$ ;  $a_0 = 22,82$ ;  $b_0 = 27,20$ ,  $c_0 = 8,19$ ,  $z = 8$ . Хим. состав (теор.): Ag — 8,80, Pb — 42,18, Sb — 29,41, S — 19,61. Возможно Ag частично замещается Cu.

Кристаллы тонкоигольчатые, с тенденцией к волокнистой структуре.

**Микроскопия.** Обнаруживает большое сходство с джемсонитом и визуально, и по характеру спектральных кривых (рис. 108). Отражательная способность умеренно высокая, близкая к галенитом, в непосредственном контакте несколько ниже галенита; бесцветный, но в контакте с галенитом в цвете отчетливо проявляется оливковый оттенок. Двухотражение и эффекты анизотропии умеренные. Внутренние рефлексы не известны<sup>1</sup>. Полируется хорошо, рельеф:  $H$  галенита слегка  $> H$  овихита  $\geq H$  пираргирита. Описывались двойники  $\parallel$  удлинению. Как и другие серебряные минералы овихит подвергается светотравлению, но медленно.

**Нахождение.** Очень редкий минерал. Из-за большого сходства с широко распространенными сульфoантимонитами свинца (буланжеритом по внешним признакам и джемсонитом по оптическим свойствам), возможно пропускался. Встречается главным образом в серебряных, свинцово-серебряных месторождениях и в позднем парагенезисе полиметаллических руд. Обычные спутники: сидерит, красный сфалерит, сульфосоли серебра, буланжерит, бурнонит; часто содержит включения галенита.

**Изученный материал.** Мангазейское (Южное Верхоянье), обр. Проценко (см. рис. 108), минерал детально описан в работе (95), спутники: сидерит, диафорит, галенит, сфалерит, буланжерит, фрейслебенит, блеклая руда.

**Литература.** 95, 198, 432, 538.

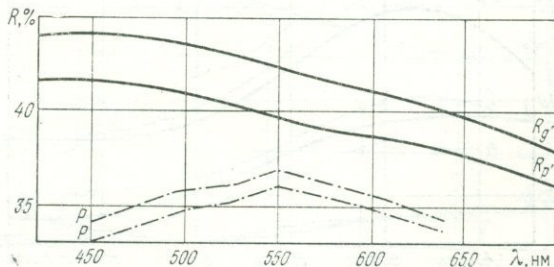


Рис. 108. Спектры отражения овихита; измерено на приборе «Блеск»; литературные данные: P (198)

<sup>1</sup> Как справедливо полагают П. Рамдор и И. С. Волынский, у овихита возможны густые красные рефлексы — тонкорастертый порошок минерала имеет красновато-коричневый цвет (57, 184). Сведения об отсутствии рефлексов могут быть связаны с недостаточностью исследований.

## Халькостибит $\text{CuSbS}_2$

Ромб. с.  $D_{2h}^{16} - Pnam$ ;  $a_0 = 6,02$ ,  $b_0 = 14,49$ ,  $c_0 = 3,79$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор.):  $\text{Cu} - 25,64$ ,  $\text{Sb} - 48,45$ ,  $\text{S} - 25,91$ ; содержит примеси (0,  $n\%$ ):  $\text{Pb}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Zn}$ . Толстотаблитчатые кристаллы, агрегаты тонкопризматических сильно зазубренных волнисто-изогнутых зерен.

**Микроскопия.** По отражательной способности подобен галениту. Бесцветен с нежным голубовато-зеленоватым оттенком. Двуотражение заметное, но не сильное (как у цинкениита и джемсонита); в скрещенных николях умеренно анизотропен с цветными эффектами в блеклых зеленоватых, голубоватых и фиолетовых тонах, несколько более ярких, чем у бурнонита. Внутренние рефлексы красные, заметны только в порошке с иммерсией. В полированных шлифах обычно обнаруживается отчетливая спайность, параллельная удлинению. По относительному рельефу выше антимонита, но несколько ниже халькопирита и сфалерита. В ближнем инфракрасном свете хорошо просвечивает.

Спектры отражения халькостибита показаны на рис. 109. Нами детально исследованы спектры отражения халькостибита двух месторождений — Терекского и Удере́йского. Минерал Терекского месторождения представлял собой таблитчато-призматический монокристалл в кварце; было измерено сечение с наиболее совершенной спайностью, соответствующее третьему пинакоиду (001) (согласно кристаллографической установке Хофмана, при которой ось  $z$  направляется по удлинению кристалла). По мнению А. Д. Ракчеева (38), в этом сечении располагаются максимальный ( $R_g$ ) и средний ( $R_m$ ) коэффициенты отражения халькостибита. В образце из Удере́йского месторождения халькостибит присутствовал в виде тонкопризматических агрегатов. Для измерений выбирались различно ориентированные зерна, и в первую очередь, зерна с наиболее резким двуотражением. Однако среди значительного количества измеренных сечений и в образце удере́йского халькостибита нами не были обнаружены значения  $R_{min}$  ниже, чем в образце Терекского. Эти наблюдения дают основание полагать, что коэффициенты отражения  $R_m$  и  $R_p$ , у халькостибита должны быть очень близки. Приведенные в работе (38) значения  $R_p$ , очевидно, занижены.

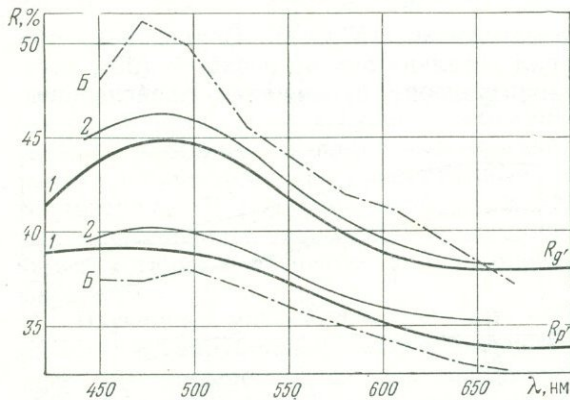


Рис. 109. Спектры отражения халькостибита:

1 — «Блеск» (месторождение Терекское); 2 — ПООС (месторождение Удере́й). Литературные данные Б (38)

Значения  $R_g$ , наоборот, завышены, так как величина  $\Delta R$  отн. (17%), вычисленная по сообщаемым А. Д. Ракчевым значениям  $R_g$  и  $R_p$  не отвечает зрительному восприятию этого эффекта.

Такая величина  $\Delta R$  отн. должна была бы характеризовать халькостибит как минерал сильно двуотражающий, подобный буланжериту и менегиниту. Характер кривых  $R_g$  и  $R_p$  также заметно отличается от полученных нами. Очевидно, эти расхождения, как и в случае сульфоантимонитов свинца, связаны с использо-

ванием А. Д. Ракчевым для пирита не общепринятых значений  $R$  (см. описание пирита).

**Нахождение.** Халькостибит до последнего времени рассматривался как редкий гидротермальный минерал (38, 152, 184); он описан лишь в нескольких месторождениях, где встречен был главным образом в виде микроскопических выделений в ассоциации с тетраэдритом, бурнонитом, баритом (Терекское), с антимонитом, бертьеритом, халькопиритом (Удере́йское). Можно предположить, однако, что он распространен значительно шире, о чем свидетельствуют находки последних лет (196, 394). Недостаточно яркое «оптическое лицо» халькостибита и некоторое сходство его в отраженном свете с антимонитом способствовали тому что этот минерал мог быть легко пропущен или принят за хорошо известный и более обычный антимонит, в ассоциации с которым халькостибит и описан в большинстве месторождений.

**Изученный материал.** *Терекское* (Средняя Азия) — монокристалл в ассоциации с тетраэдритом в кварце, обр. Степанова; *Удере́йское* (Енисейский край) — состав определялся микроспектральным анализом (см. рис. 109); Малтан (Якутия), обр. Иванова.

**Литература.** 38, 48, 152, 172, 196, 394, 501, 543\*.

### Бертьерит $\text{FeSb}_2\text{S}_4$

Ромб. с.  $D_{2h}^{16} - Pnam$ ,  $a_0 = 11,44$ ,  $b_0 = 14,12$ ,  $c_0 = 3,76$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор.): Fe — 13,06, Sb — 56,95, S — 29,99, Fe частично замещается на Mn и Zn, Sb на As. Призматически-зернистые агрегаты, сплошные выделения.

**Микроскопия.** В отраженном свете — розовато-белый; бесцветен лишь в самых светлых положениях, наиболее интенсивный розовато-коричневый оттенок — в самых темных положениях минерала ( $R_D$ ). Отполированная поверхность бертьерита на воздухе быстро тускнеет, цвет минерала становится более насыщенным и приобретает коричневатый тон. Двухотражение очень сильное, визуальное воспринимается таким же сильным, как и у антимонита благодаря цветному эффекту. В скрещенных николях сильно анизотропен с цветными эффектами, более яркими, чем у антимонита. Внутренние рефлексы отсутствуют. Нередко — двойники, подобные антимонитовым. По относительному рельефу выше антимонита, но заметно ниже сфалерита.

По удлиненной форме кристаллов и очень сильным эффектам двухотражения и анизотропии бертьерит сходен с антимонитом, за который, очевидно, нередко ошибочно и принимался. Отличается характерным розовато-коричневым тоном в цвете, более высокой твердостью и относительным рельефом. Бертьерит отличается от антимонита по форме спектров главных ко-

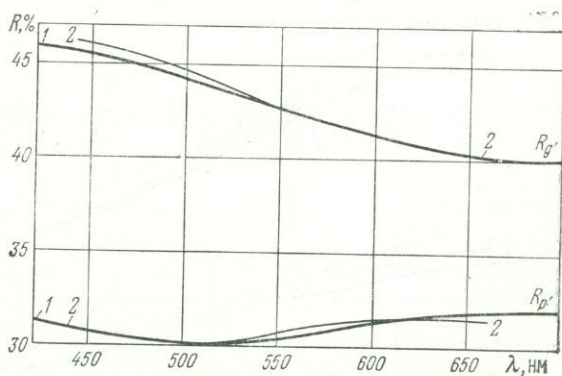


Рис. 110. Спектры отражения бертьерита: 1 — «Блеск», 2 — ПООС

эффицентом отражения: в то время, как у антимонита кривые дисперсии  $R_g^1$  и  $R_p^1$  имеют нормальный тип, дисперсия  $R_p^1$  бертьерита отчетливо аномальная (см. рис. 61, 110).

**Нахождение.** До последнего времени бертьерит рассматривался как сравнительно редкий гидротермальный минерал, характерный для кварц-антимонитовых жил. Находки последних лет (199) показывают, что этот минерал распространен значительно шире и встречается также в месторождениях более сложного минерального состава (Белуха, Валькумей), хотя и в них тесно ассоциирует также с антимонитовыми рудами.

**Изученный материал.** Удереи (Енисейский кряж), (см. рис. 110). Раздольнинское (Енисейский кряж), Валькумей (Якутия), Чалкильдак (Средняя Азия) и др. Хим. анализы (аналитик Новороссова):

	Fe	Zn	Cu	Pb	Sb	Bi	S
Удереи . . . . .	12,62	0,26	0,02	0,28	56,66	0,03	30,06
Раздольнинское . . . . .	12,96	0,32	0,02	0,43	55,91	He обн.	29,98

Литература. 199, 291, 470, 543\*.

### Ливингстонит $HgSb_4S_7$

Монокл. с.  $C_{2h}^3$  —  $A2/a$ ;  $a_0=30,25$ ,  $b_0=4,00$ ,  $c_0=21,48$ ,  $\beta=104^\circ 12'$ ,  $z=8$ . Хим. состав (теор.): Hg — 21,25, Sb — 51,59, S — 27,16; возможна примесь As (0, n%).

Обычны зернистые агрегаты призматических или игольчатых кристаллов; очень похож на антимонит, в отличие от него имеет вишнево-красную черту.

**Микроскопия.** В проходящем свете в тонких шлифах просвечивает темно-красным; оптически двуосный, отрицательный, с очень высоким двупреломлением. В отраженном свете — светло-серый со слабым зеленоватым оттенком в некоторых сечениях. Двухотражение умеренное, в главном сечении ( $R_g - R_p$ ) до сильного, но слабее чем у антимонита; в скрещенных николях сильно анизотропен (немного слабее антимонита) с блеклым коричневатым цветным эффектом. Внутренние рефлексы густые темно-красные, заметны в воздухе, но не повсеместно. Относительный рельеф низкий, как у антимонита.

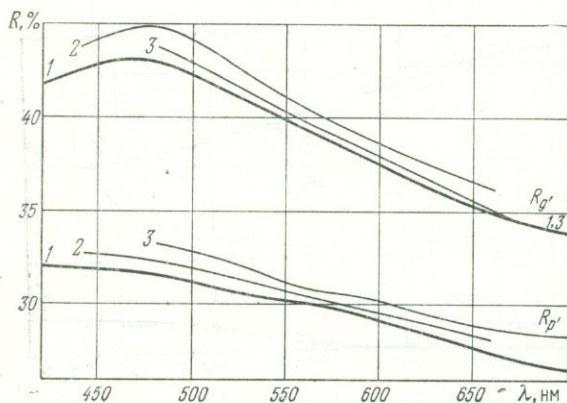


Рис. 111. Спектры отражения ливингстонита: 1 — «Блеск», 2 — ПООС, 3 — ФМЭ

По характеру кривых дисперсии  $R$  ливингстонит (рис. 111) похож на антимонит (см. рис. 61), отличается более низким положением кривой  $R_g$ , более значительным наклоном кривой  $R_p$  и рефлексами, заметными в воздухе.

**Нахождение.** До последнего времени ливингстонит был известен лишь из небольшого числа мексиканских месторождений, где он наблюдался в ассо-

циации с антимонитом и киноварью; сравнительно недавно обнаружен в месторождении Хайдаркан, где является, наряду с киноварью промышленным минералом ртути (устное сообщение В. И. Степанова).

**Изученный материал.** *Хайдаркан* (Киргизия) (см. рис. 111), обр. Степанова; хим. анализ: Hg—20,60, Sb—53,18, Ag—0,05; Zn—0,21, Fe—0,07, S—26,23 (аналитик Шумкова).

**Литература.** 357, 543\*.

### Лорандит $TlAsS_2$

Монокл. с.  $C_{2h}^5$  —  $P2_1/a$ ,  $a_0=12,27$ ,  $b_0=11,34$ ,  $c_0=6,11$ ,  $\beta=104^\circ 12'$ ,  $z=8$ . Хим. состав (теор.)<sup>1</sup>: Tl—59,52, As—21,81, S—17,67.

Лорандит — минерал очень редкий, но в группе таллиевых самый распространенный. Таллий входит в состав очень немногих, к тому же малоизвестных минералов, поэтому представляется целесообразным перед описанием лорандита привести их сравнительный перечень (табл. 5).

Таблица 5

Природные соединения таллия

Минерал	Содержание Tl, %	R, % при $\lambda=530$ нм	Эффект анизотропии	Внутренние рефлексы	Твердость по микровдавливанию, кгс/мм <sup>2</sup>
Авиценнит $Tl_2O_3$	79,5	по R и цвету похож на пирит (?)	Изотропен	Сильные	Нет данных
Рагинит $TlFeS_2$	62,5	31—25	Сильные	Очевидно нет	Нет данных
Лорандит $TlAsS_2$	59,2	33—31	Сильные	Красные	40—57
Пикополит <sup>1</sup> $TlFe_2S_3$					
Халькоталлит $Cu_3TlS_2$	44,5	30	Сильные	Нет	61—91
Имхофит <sup>2</sup> сульфосоли $TlAs$	33,6	28—31	Сильные	Красные	38
Врбант $Tl_4Hg_3S_2As_8S_{20}$	28,2	34—30	Сильные	Красные	Нет данных
Гатчит $PbTlAgAs_2S_5$	26	38, свет белый		?	» »
Валлисит $PbTlCuAs_2S_5$	25,8	?	?	?	» »
Гутчинсонит $Ag_2(Pb, Tl)As_{10}S_{17}$	18—25	30—31	Сильные	Красные	170—171
Крукесит $(Cu, Tl, Ag)_2Se$	16	35	Отчетливые	Нет	101—141

<sup>1</sup> См. табл. 6.

<sup>2</sup> Исследован недостаточно. Цвет нейтральный, в контакте с галенитом заметен кремовый оттенок. Эффекты анизотропии очень сильные; внутренние рефлексы ярко-красные, заметны в воздухе. Относительный рельеф значительно ниже, чем у гутчинсонита. Обнаружен в 1965 г. в месторождении Ленгенбах (311, 388).

Наиболее характерными природными соединениями таллия являются сульфоарсениты. Все сульфоарсениты часто встречаются вместе и обладают сходными диагностическими признаками в отраженном свете: умеренной, близкой с блеклыми рудами отражательной способностью, нейтральным с голубоватым оттенком цветом, сильными эффектами анизотропии, красными внутренними рефлексами, отчетливо заметными в воздухе. Сульфиды (рагинит, халькоталлит) и селенид таллия (крукесит) крайне редки, встречаются в индивидуальных ассоциациях; по отражательной способности близки с сульфосолями таллия, отличаются розоватым оттенком и отсутствием внутренних рефлексов даже в порошке с иммерсией.

Оксид таллия — авиценнит описан в единственном месторождении, как минерал гипергенный (куб. с., в структурном плане аналогичен биксбиту — 55).

<sup>1</sup> Изоморфизм с  $AgSbS_2$  (прим. Поваренных к справочнику Штрунца).

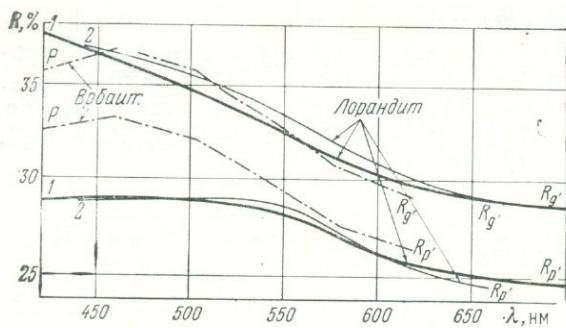


Рис. 112. Спектры отражения лорандита и врбаита:

1 — «Блеск»; 2 — ПООС. Литературные данные по врбаиту: P (320).

сходную с блеклыми рудами, врбаитом, имхофитом, гутчинсонитом. Цвет нейтральный (светло-серый), сравнительно с галенитом голубоватый. Анизотропия и двуотражение отчетливые. Спайность наблюдается ориентированные выкрошивания. Двойники не наблюдались. По относительному рельефу принадлежит к I группе:  $H$  киновари  $> H$  лорандита  $> H$  реальгара, гр. прустита.

Спектры отражения лорандита имеют нормальный тип дисперсии (рис. 112).

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** Лорандит и другие сульфосоли талия по внешним признакам и под микроскопом похожи на прустит, киноварь, реальгар; рентгенограммы их резко различны. От реальгара отличаются более высокими значениями коэффициентов отражения и красными (у реальгара оранжевые) внутренними рефлексами.

**Нахождение.** Лорандит известен в Алшаре (Македония, Югославия), Рэмблер (штат Вайоминг, США), Ленгенбах (Швейцария). Минералы-спуники: в Алшаре — реальгар, врбаит, марказит, рагинит, лорандит замещает рагинит; в Рэмблер — нарастает на массивном пирите в рудах с баритом, аурипигментом, реальгаром; в Ленгенбахе — реальгар, имхофит, гатчит, гутчинсонит, валлесит, сульфосоли богатые As.

**Литература.** 288, 311, 388, 393, 408, 430, 448, 460, 462, 463, 464, 517.

### Врбаит $^2$ $Tl_4Hg_3Sb_2As_3S_{20}$

Ромб. с.  $D_{2h}^{18}$  — *Стса*;  $a_0 = 13,38$ ,  $b_0 = 23,37$ ,  $c_0 = 11,25$ ;  $z = 4$ . Хим. состав (теор.): Tl — 28,17, Hg — 20,73, Sb — 8,39, As — 20,66, S — 22,05. Кристаллы и зернистые агрегаты черного цвета с синеватым отливом, в краях просвечивают темно-красным (320).

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная (см. рис. 112), близка к  $R$  блеклых руд. Цвет нейтральный (светло-серый) с синеватым оттенком. Двуотражение и анизотропия отчетливые, с блеклыми цветными эффектами. Наблюдается спайность по (010). Внутренние рефлексы повсеместные, темно-красные.

<sup>1</sup> Длина волны Li-света  $\lambda_{Li} = 671$  нм.

<sup>2</sup> Сведения о составе и кристаллической структуре врбаита заимствованы из работы (320). Там же сообщаются рентгенометрические данные.

**Микроскопия.** Лорандит полупрозрачен, красного цвета, аналогичного киновари. В проходящем свете двусный, положительный (?), плоскость оптических осей  $\perp (010)$ :  $Ng = b$ ;  $Np \approx a$ ; двупреломление очень сильное;  $2V$  — большой; дисперсия  $r > V$  сильная; для литиевого света<sup>1</sup>  $n'_{g(Li)} \gg 2,72$ ,  $n_{p(Li)} 2,72$  (527).

В отраженном свете лорандит имеет умеренную отражательную способность,

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** По визуальным наблюдениям вробаит и лорандит четко не различаются, у вробаита несколько более отчетливо проявляется синеватый тон, что соответствует более резко восходящему профилю его спектральной кривой в сторону коротковолновой области. Лорандит сильнее анизотропен. По сумме формальных признаков сходен также куприт, который в отраженном свете часто отчетливо анизотропен. Отличаются по твердости  $H$  вробаита  $\ll H$  куприта.

**Нахождение.** Минерал чрезвычайно редкий. Достоверно установлен в единственном сурьмяно-мышьяковом месторождении Алшар (Югославия). Спутники: лорандит, реальгар, аурипигмент.

**Изученный материал.** Описан по литературным источникам.

**Литература.** 320, 461.

### Гутчинсонит (хатчинсонит) $\text{Ag}_2(\text{Pb}, \text{Tl})\text{As}_{10}\text{S}_{17}$ ?

Ромб. с.  $D_{2h}^{15} - Pbc_a$ ;  $a_0 = 10,80$ ,  $b_0 = 35,35$ ,  $c_0 = 8,16$ ,  $z = 4$ . Хим. состав<sup>1</sup>: Cu 0—3, Ag 9—2; Fe 0—0,5; Tl 25—18; Pb — 12,5—16; As — 30,5—29,5; Sb — 0—2; S — 26—26,5.

**Микроскопия.** В тонких осколках просвечивает красным. В проходящем свете (152) слабо плеохроирует; двуосный отрицательный; плоскость оптических осей  $\perp (010)$ ; результаты измерений:

	$n_g$	$(R_g)$	$n_m$	$(R_m)$	$n_p$	$(R_p)$	$n_g - n_p$	$2V$
$\lambda = 589 \text{ нм}$	3,188	(27)	3,176	(27)	3,078	(26)	0,110	37°34'
$\lambda = 656 \text{ нм}$	3,073	(26)	3,063	(26)	2,779	(22)	0,294	19°44'

Отражательная способность несколько ниже, чем у блеклых руд, но заметно выше, чем у сфалерита. Цвет нейтральный (серый), с отчетливым голубоватым оттенком. В скрещенных николях заметно анизотропен с ярким цветным эффектом в фиолетовых и сине-зеленых тонах, двуотражение в воздухе отчетливое. Двойники и зональные структуры не наблюдались, спайность  $\parallel (010)$  заметна; внутренние рефлексы карминово-красные, проявлены повсеместно.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** По многим признакам сходен с другими сульфосолями таллия (см. лорандит), а также с сульфосолями серебра гр. прустит-пираргирита.

**Нахождение.** Очень редкий минерал, описан в двух месторождениях — Ленгенбах (Швейцария), Вислох (ФРГ). В Ленгенбахе гутчинсонит наблюдался главным образом в виде реакционных корочек на других рудных минералах, которые он замещает и образует в них таблитчатые метакристы. Иногда встречался в виде тонкого налета на других сульфоарсенидах. Выполняет трещинки в бамгауерите. В Вислохе встречается вместе с поздним сфалеритом в виде пучков хорошо образованных игольчатых кристаллов, часто совместно с аурипигментом.

**Изученный материал.** Описан по литературным источникам.

**Литература.** 387, 460, 461, 463, 464, 493, 500, 516.

## ОКИСЛЫ И КИСЛОРОДНЫЕ СОЛИ

Для большинства описываемых ниже минералов из класса окислов и кислородных солей методы отраженного света не имеют такого важного значения, как для сульфидов, теллуридов и им подобных соединений.

<sup>1</sup> Требуется уточнения. Приведены два анализа, выполненные из малых навесок (152).

Окислы и кислородные соли в большинстве своем характеризуются низкими коэффициентами отражения. Изучение этих минералов оказывается одинаково сложным как классическими методами петрографии, так и минераграфическими приемами: коэффициенты преломления значительного большинства этих минералов слишком велики ( $n=2-2,5$ ) для проходящего света и слишком малы, чтобы быть пригодными для эффективных исследований  $R$ . Последние, будучи простой зависимостью связанных с коэффициентами преломления в силу незначительного влияния коэффициентов поглощения, в большинстве случаев имеют прямолинейные спектры нормального типа. Предельно простые структуры спектров при низких значениях  $R$  сообщают весьма ограниченную информацию, которая могла бы быть использована в диагностике.

В последние годы повышенный интерес к исследованиям подобных минералов в отраженном свете проявлен в отношении вольфрамита, касситерита, а также минералов группы окислов урана. Для всех этих минералов устанавливается связь коэффициентов отражения с особенностями структуры, химического состава, однако значительные расхождения в результатах различных авторов, очевидно, свидетельствуют о недостаточной для этих объектов точности методики определения  $n$  и  $\chi$ , а возможно также и  $R$ .

### Куприт $\text{Cu}_2\text{O}$

Куб. с.  $O_h^4 - Pn\bar{3}m$ ;  $a_0=4,260$ ,  $z=2$ . Хим. состав (теор.):  $\text{Cu} - 88,82$ . Кристаллы октаэдрического, додекаэдрического, кубического облика землистые агрегаты, игольчатые выделения (халькотрихит). Цвет красный различных, преимущественно бурых оттенков.

**Микроскопия.** В проходящем свете красный, оранжево-красный до желтого. Изотропен. Дисперсия показателя преломления искусственного  $\text{Cu}_2\text{O}$  (152).

$\lambda$ нм	486	589	656	687
$n$	2,963	2,705	2,558	2,534

В полированных шлифах нейтрального (светло-серого) цвета с голубоватым оттенком, закономерно связанным с интенсивными красными внутренними рефлексами, хорошо заметными в воздухе. Отражательная способность умеренная ( $\sim 30\%$ ), но в группе окислов, как правило, слабо отражающих, куприт является одним из наиболее светлых минералов. При скрещенных николях в зернистых агрегатах куприта часто

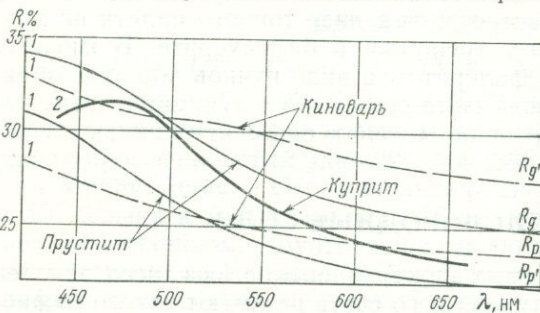


Рис. 113. Спектры отражения куприта, прустита, киновари:

1 — «Блеск», 2 — ПООС

заметна анизотропия, нередко сопровождающаяся цветными эффектами в чернильно-синих и оливковых тонах. С иммерсией может быть замечено двуотражение. Твердость средняя, по отношению рельефу куприт принадлежит к группе V (пирротина). Спайность наблюдалась очень редко.

Спектры отражения куприта приведены на рис.

113. По совокупности главных признаков в отраженном свете с купритом сходны многие минералы — киноварь, серебряные сульфосоли гр. прустит — пираргирита, сульфоарсениты таллия. Отличает куприт повышенная твердость и нахождение в зоне окисления медных и полиметаллических руд. Часто образует дисперсные сростания с лимонитом и самородной медью.

**Изученный материал.** Образцы из зоны окисления колчеданных месторождений, рудник *Аузэрбаховский* (см. рис. 113).

**Литература.** 152.

### Магнетит $Fe_3O_4$

Куб. с.  $O^7_h - Fd\bar{3}m$ ;  $a_0 = 8,391$ ,  $z = 8$ . Изоструктурен со шпинелями. Хим. состав (теор.): Fe — 72; O — 28. Примеси: Ti, Mg, Al, Cr, V. Отмечена зависимость размеров ячейки от условий образования (вариаций в составе примесей).

Обычны зернистые агрегаты, реже идиоморфные кристаллы, друзы, ритмически зональные агрегаты, псевдоморфозы по гематиту (мушкетовит) иногда радиальнолучистые образования. Непрозрачен; сильно магнитен.

**Микроскопия.** Отражательная способность незначительно выше сфалерита, бесцветен с заметным розовато-коричневым оттенком; оптически изотропен, внутренних рефлексов нет. Форма зерен обычно гипидиоморфная, спайность отсутствует. Твердость средняя (чертится острой стальной иглой), относительный рельеф VI гр.

Согласно (129)  $n_{Na} = 2,42^1$ . Спектр отражения приведен на рис. 114; форма спектра близка к горизонтальной, с тенденцией к прогибу в зеленой области и с очень слабо выраженной дисперсией аномального типа.

В полированных шлифах магнетит в разных ситуациях может быть похож на сфалерит, ильменит, браунит, якобит, хромит, уранинит.

**Нахождение.** Широко распространенный минерал, встречается в рудах самых разнообразных генетических типов от продуктов магматической дифференциации до гипергенных образований.

**Изученный материал.** КМА (см. рис. 114), Быньговское (Урал), обр. Берзона, Ключевское (Урал), обр. Борисенко.

**Литература.** 129, 205\*, 238\*, 256, 408, 374, 439, 480.

### Гематит $Fe_2O_3$

Тирг. с  $D^6_{3d} - R\bar{3}c$ ;  $a_0 = 5,04$ ,  $c_0 = 13,77$ ,  $z = 6$ ; изотипен с корундом  $Al_2O_3$ .

<sup>1</sup>  $\lambda_{Na} = 589$  нм.

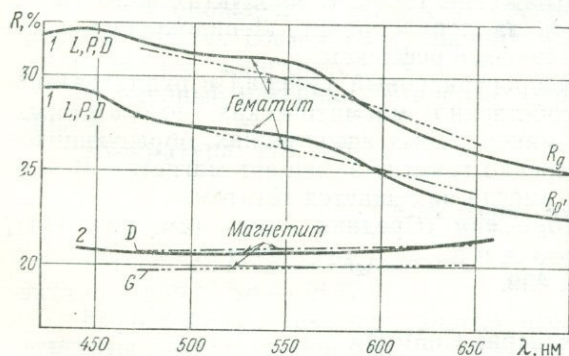


Рис. 114. Спектры отражения гематита и магнетита: 1 — «Блеск», 2 — ПООС. Литературные данные по гематиту L, P, D (376, 408, 439, 530), по магнетиту DG (374, 408, 439, 530)

Хим. состав (теор.): Fe — 70, нередко содержит Ti, Al, Mn. Вхождение Ti вызывает увеличение, Al — уменьшение параметров решетки.

Обычны кристаллы таблитчатой, иногда игольчатой формы, группирующиеся параллельно или в виде розеток (в шлифе нередко видна радиальнолучистая структура). Встречаются ориентированные взаимные прорастания, образовавшиеся в результате распада твердых растворов гематита и ильменита, гематита и рутила, гематита и магнетита. Мушкетовит — гематит, восстановленный до магнетита. Мартит — гематит, образовавшийся по магнетиту.

В природе известна также малоустойчивая магнитная разновидность  $Fe_2O_3$ , близкая по структуре к магнетиту — маггемит: куб. с.  $T^4$  —  $P2_13$ ;  $a_0 = 8,32$ ; образуется при окислении магнетита и титаномагнетита; присутствие Ti в маггемите увеличивает, так же как и в гематите, параметр решетки. Описан в работах 129, 165, 170, 480.

**Микроскопия.** Гематит в проходящем свете — кроваво-красный, землистый, оранжево-красный; плеохроизм слабый: по  $n_0$  буровато-красный, по  $n_e$  — желтовато-красный. Одноосный (—), светопреломление высокое, двупреломление очень сильное (129,285).

$\lambda$ нм	852	759	719	686	656	589
$n_0$	2,769	2,904	2,949	2,988	3,042	3,22 (3,15) <sup>1</sup>
$n_e$	2,690	2,690	2,725	2,759	2,797	2,94 (2,87) <sup>1</sup>
$n_0 - n_e$	0,079	0,214	0,224	0,229	0,245	0,28

По отражательной способности заметно светлее магнетита, рутила и других минералов, встречающихся с ним; бесцветный с легким голубоватым оттенком; сильно анизотропен, иногда с заметными цветными эффектами в блеклых тонах; двуотражение в воздухе несильное. Внутренние рефлексы густые рубиново-красные, в иммерсии заметны повсеместно, в воздухе — редко, только на сколах. Очень характерны пластинчатые двойники: простые тонкие или сложные, иногда по нескольким направлениям. Спайность незаметна. Твердость высокая (иглой не чертится), по относительному рельефу принадлежит к группе УП (выше магнетита и ильменита, ниже касситерита).

Спектры отражения имеют нормальный тип дисперсии, осложненный слабо выраженными максимумами в синей и желтой областях (см. рис. 114). Титаномагнетиты имеют пониженную отражательную способность, но более сильное двуотражение (184). В продуктах зоны гипергенеза гематит можно принять за лепидокрокит. Лепидокрокит имеет сильное двуотражение и буро-красные рефлексы.

**Нахождение.** Широко распространенный минерал в рудах различных генетических типов: от собственно магматических до осадочных; встречается в разнообразных минеральных ассоциациях, образующихся в окислительных условиях. Нередко гематит замещает магнетит. В зоне окисления довольно устойчив, иногда замещается гётитом.

**Изученный материал.** *Адрасман* (Средняя Азия) (см. рис. 114), Бьньговское (Урал), обр. Берзона и др.

**Литература.** 129, 376, 408, 439.

### Креднерит $CuMnO_2$

Монокл. с.  $C2m$ ;  $a_0 = 5,58$ ,  $b_0 = 2,88$ ,  $c_0 = 5,87$ ,  $\beta = 104^\circ 00'$ . Хим. состав (теор.):  $CuO$  — 52,86,  $MnO$  — 47,14.

<sup>1</sup> В скобках приведены данные Берека.

**Микроскопия.** Отражательная способность умеренная, в положении максимальной освещенности выше, в положении минимума ниже  $R$  блеклых руд. Цвет нейтральный (белый) с бледным кремовым оттенком. Двухотражение и эффекты анизотропии сильные, цветные. Внутренних рефлексов нет. Полисинтетические двойники очень характерны, благодаря сильному двухотражению легко обнаруживаются даже без скрещенных николей. Иногда наблюдается две системы пластинок, пересекающихся под прямыми углами.

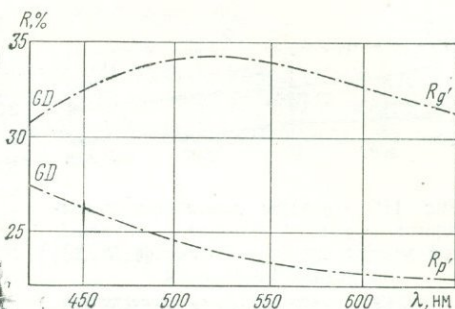


Рис. 115. Спектры отражения крестнерита по литературным данным  $GD$  (373)

Спектры отражения приведены на рис. 115. Кривая  $R_g$  имеет широкий максимум в средней области ( $\lambda = 530$  нм) и почти симметричное падение в красном и синем участках. Кривая  $R_p$  однообразно полого поднимается в направлении коротковолновой области. Соответственно сила эффектов двухотражения ( $\Delta R$  отн.) в синем спектре заметно уменьшается. Очевидно, в ближней ультрафиолетовой области спектральные кривые крестнерита пересекаются.

**Сходство с другими минералами и отличительные особенности.** В настоящее время могут быть рассмотрены только отличия крестнерита от других марганцовых минералов по значениям твердости. По данным, приведенным в работе (373), твердость по микровдавливанию в кгс/мм<sup>2</sup>: крестнерита 200, гаусманита 600, манганита 650, марокита 800, годефруазита 840, полианита 950, браунита 1000.

**Нахождение.** Крестнерит установлен в месторождениях: Фридрихсродде (Тюрингия), Мендин Хиллс (Англия), Идикель и Ташгагалыт (Марокко), Калистога (Калифорния). Образуется крестнерит в восстановительной среде и, очевидно, при высоких температурах. Восстановительные условия должны сохраняться до полного охлаждения, в противном случае крестнерит окислился бы. В условиях зоны гипергенеза крестнерит окисляется очень быстро.

В месторождении Ташгагалыт крестнерит встречен в кальцитово-баритовых жилах совместно с браунитом, гаусманнитом, марокитом, годефруазитом, манганитом.

**Изученный материал.** Минерал описан по литературным источникам.

Литература. 113, 373.

### Касситерит $SnO_2$

Тетарг. с.  $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$ ;  $a_0 = 4,737$ ,  $c_0 = 3,185$ ,  $z = 2$  (152). Хим. состав (теор.): Sn — 78,77.

Короткопризматические, иногда игольчатые кристаллы, зернистые агрегаты гилидоморфной структуры, сферолитовые агрегаты. Цвет желто-коричневый до красно-коричневого.

**Микроскопия.** Прозрачный. В проходящем свете слабо плеохроирует, одноосный (+)  $n_o = 2,006$ ,  $n_e = 2,097$ . В отраженном свете совершенно бесцветен (серый), значительно темнее сфалерита, но гораздо светлее

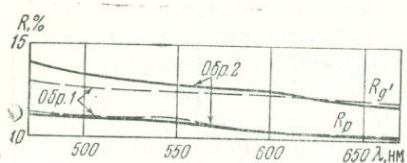


Рис. 116. Спектры отражения касситерита; измерено Максимюк на опытной модели прибора Ракчеева (МГУ), устные сообщения

1 — образец пегматоидного касситерита, 2 — образец сульфидного касситерита

ки и выкрошивания упорно сохраняются. По относительному рельефу выше кварца. Двойники обычно легко выявляются, иногда тонкопластинчатые; очень характерны зональное строение и склонность к образованию идиоморфных зерен.

Спектры отражения пологие со слабо выраженной дисперсией нормального типа (рис. 116).

С касситеритом визуально сходны сфен, циркон, тапиолит, минералы гр. колумбит-танталита. Все они имеют меньшую твердость и лучше полируются. Сфен и циркон обычно встречаются в других парагенезисах.

**Нахождение.** Промышленный минерал. Встречается в пегматитах, в грейзенах, в кварцевых жилах, сульфидно-турмалиновых жилах, в оловянно-сульфидных месторождениях. Как устойчивый минерал накапливается в россыпях.

**Изученный материал.** Исследования проводились И. Е. Максимюк на большом количестве образцов из различных месторождений СССР.

**Литература.** 141\*, 495, 530, 543\*.

### Уранинит $UO_2$ , настуран $UO_{2+x}$ , коффинит $U[(SiO_4)(OH)_4]$

Наиболее широко распространенные первичные минералы урана. По общему уровню отражательной способности относятся к группе низкоотражающих минералов, наиболее высокие значения  $R$  имеет уранинит, наиболее низкоотражающим является коффинит. Коэффициенты отражения этих минералов, параметры решетки, твердость, степень прощечиваемости и некоторые другие физические свойства изменяются в зависимости от степени окисленности, раскристаллизованности агрегата, от состава примесей и возраста руд; часто неоднородность минерала наблюдается в пределах одного и того же шлифа.

Уранинит  $UO_2$  (основной состав); куб. с.  $Oh^5-Fm3m$ ;  $z=4$ , кристаллическая структура типа флюорита. Приводимые ниже данные по дисперсии  $R$  уранинита (рис. 117) получены для образца минерала с  $a_0=5,43$ ; минерал наблюдался в виде неравномерной вкрапленности в породе, подвергшейся щелочному метасоматозу.

Настуран (урановая смолка)  $UO_{2+x}$  (основной состав). Кривая дисперсия и  $R$  (см. рис. 117) получена для типичных сфе-

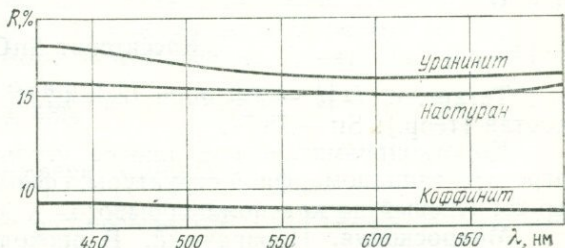


Рис. 117. Спектры отражения уранинита, настурана, коффинита; измерено на приборе «Блеск»

ролитовых выделений настурана из месторождения карбонатно-смоло-вой формации; измерены участки настурана с  $a_0=5,39$ .

Коэффициент  $U[(SiO_4)I(OH)_4]$ ; тетраг. с.  $D_{4h}^{19}-4_1/amd$ . Диагностика минерала подтверждена данными рентгенограммы и ИК-спектров. Исследованный образец (см. рис. 117) представлял собой мало измененный, слабо изотропизированный коффинит из месторождения гидротермальной ураново-рудной формации.

**Литература.** 19, 150, 168, 530\*.

### Группа вольфрамита (Fe, Mn) $WO_4$

Существует непрерывный изоморфный ряд с конечными членами  $FeWO_4$  (ферберитом) и  $MnWO_4$  (гюбнеритом). Монокл. с.  $C_{2h}^4-P2/c$ ;  $z=2$ . Хим. состав (теор.):

	FeO(MnO)	WO <sub>3</sub>	a <sub>0</sub>	b <sub>0</sub>	c <sub>0</sub>	β
Ферберит . . . .	23,65	76,35	4,71	5,70	4,94	90°53'
Вольфрамит . . . .	—	—	4,79	5,74	4,99	—
Гюбнерит . . . .	(23,42)	76,58	4,85	5,77	4,99	90°00'

Характерные примеси: Ta, Nb, Sc.

Образует главным образом крупные идиоморфные кристаллы толстотаблитчатой или сильно удлиненной призматической (до игольчатой) формы. Цвет желтовато-коричневый и красновато-коричневый (гюбнерит) до черного (ферберит).

**Микроскопия.** В проходящем свете ферберит непрозрачен, гюбнерит хорошо просвечивает;  $ng=2,32$ ,  $nm=2,22$ ,  $np=2,17$ ,  $np=b(+)$   $2V=73^\circ$  с  $ng \sim 20^\circ$  (120).

В отраженном свете все члены группы по значению  $R$  и нейтральному (серому) цвету похожи на сфалерит, отличаются по анизотропии (в иммерсии сильной) и характерной спайности, проявляющейся обычно в двух направлениях; параллельно и под углом к удлинению. Характерны также простые (редко пластинчатые) двойниковые сростки, отмечались зональные образования, обусловленные неоднородностью состава. Внутренние рефлексы густые красные, иногда — буровато-красные, обычно хорошо заметны лишь с иммерсией; густота внутренних рефлексов возрастает с увеличением содержания Fe, поэтому в гюбнерите они имеют наибольшую интенсивность, в ферберите выявляются с трудом. По относительному рельефу принадлежат к группе VI; по прочерчиванию могут быть отнесены как к мягким, так и к твердым (острой стальной иглой прочерчиваются). Твердость по микровдавливанию в зависимости от состава колеблется в пределах 232—626 кгс/мм<sup>2</sup>. Ферберит имеет большую твердость, чем гюбнерит (140, 543).

Спектры отражения минералов группы вольфрамита (рис. 118) имеют прямолинейный характер. Самые высокие значения коэффициентов отражения (17,0—18,5%), практически неизменяющиеся в пределах

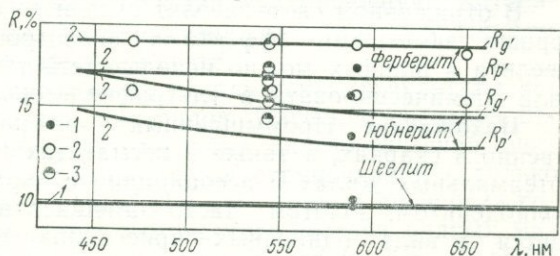


Рис. 118. Спектры отражения шеелита, ферберита, гюбнерита:

1 — «Блеск», 2 — ПООС; литературные данные: 1 — Ларсен (129), 2 — Бюрке (408), 3 — Шумская (267)

видимой области, характерны для ферберита, наиболее низкие величины  $R$  (13—15%) свойственны гюбнериту, кривые которого обнаруживают слабую дисперсию нормального типа (140, 268).

**Нахождение.** Промышленные минералы. В повышенных концентрациях встречаются в кварцевых жилах, связанных с грейзенами реже — в пегматитах, гидротермальных (преимущественно высокотемпературных) месторождениях: золото-кварцевых, молибденитово-кварцевых, силикатно-касситеритовых, а также в некоторых низкотемпературных  $Sp$  —  $Bi$  —  $Ag$  жилах. Часто замещаются шеелитом.

**Изученный материал.** Изучение отражательной способности и твердости проведено И. Е. Максимум на большом количестве образцов из различных месторождений Советского Союза и Монголии.

**Литература.** 140, 267, 268, 391, 530, 543\*.

### Шеелит $CaWO_4$

Тетраг. с.  $C_{4h}^6$  —  $14_1/a$ . Изоструктурен с повеллитом  $CaMoO_4$ ,  $a_0 = 5,24$ ;  $c_0 = 11,38$ ,  $z = 4$ . Хим. состав (теор.):  $CaO$  — 19,5,  $WO_3$  — 80,5; иногда присутствует примесь  $MoO_3$  (до 24% в молибдошеелите). Дипирамидальные (псевдооктаэдрические) кристаллы, зернистые агрегаты; спайность ясная по (111), цвет белый, желтый, светло-оранжевый.

**Микроскопия.** Прозрачный; оптически одноосный (+)  $n_o = 1,920$ ,  $n_e = 1,936$ . Значения показателей преломления возрастают с увеличением содержания  $CaMoO_4$ .

В отраженном свете бесцветный (серый). Интенсивные глубокие бесцветные внутренние рефлексы заметны повсеместно, затрудняют измерение отражательной способности. Главные коэффициенты отражения, вычисленные по известным значениям показателей преломления (в %):

	$R_o$	$R_e$	$\Delta R_{отн}$
в воздухе . . . . .	9,9	10,1	2 (не заметно)
в иммерсии . . . . .	1,4	1,5	7 (не заметно)

Хорошо совпадают с результатами измерений (см. рис. 118). При скрещенных николях анизотропность не обнаруживается. Твердость средняя, относительный рельеф ниже, чем у вольфрамита. Спайность в полированных шлифах незаметна.

В отраженном свете шеелит сходен со сфеном, который отличается хорошо заметными эффектами анизотропии. Для распознавания шеелита в шлифах можно использовать также свойство этого минерала люминесцировать в ультрафиолетовых лучах голубым цветом.

**Нахождение.** Промышленный минерал. Встречается преимущественно в скарнах, а также в пегматитах и высокотемпературных гидротермальных жилах в ассоциации с вольфрамитом, касситеритом, молибденитом, золотом. Часто замещает вольфрамит. Нередко встречается в виде одиночных кристаллов в кварцево-полевошпатовой жильной массе.

**Изученный материал.** Лянгар (Средняя Азия) (см. рис. 118) и др.

**Литература.** 391.

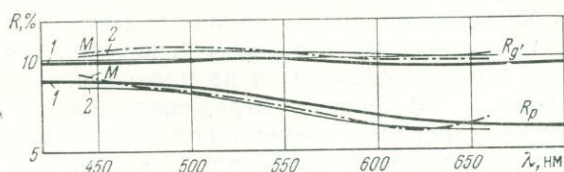


Рис. 119. Спектры отражения ильванта:  
1 — «Блеск», 2 — ПООС; литературные данные: М (156)

**Микроскопия.** В проходящем свете сильно плеохроирует: почти непрозрачный по  $N_g$  и  $N_m$  и коричневатый до желто-коричневого по  $N_p$ ;  $n_g=1,915$ ,  $n_m=1,89$ , (—) 2V довольно большой.

Отражает слабо, но в окружении жильных минералов воспринимается как светло-серый; оттенок определенно розовый; чисто железистые члены ярче. Двуотражение благодаря цветному эффекту, выражено очень отчетливо: светлые направления розоватые, темные — голубовато-сиреневые. Спектры отражения (рис. 119), соответствующие значениям  $R_g'$  горизонтальны,  $R_p'$  — имеют наклон в направлении длинноволновой области (нормальный тип дисперсии).

Эффекты анизотропии в скрещенных николях очень сильные, цветные в оранжево-красных тонах. Внутренние рефлексии буровато-красные, отчетливо видны в иммерсии. Наблюдались пластинчатые двойники и зональные структуры. Относительный рельеф очень высокий, выше чем у магнетита, но ниже, чем у гематита. В полированных шлифах может быть принят за людвигит  $(Mg, Fe)_2O_2Fe^3+VO_3$ .

**Нахождение.** Типичный контактово-метасоматический минерал, в больших количествах встречается в известковых скарнах, недавно обнаружен в медно-никелевых сульфидных рудах.

**Изученный материал.** Тетюхе, (Дальний Восток) (см. рис. 119).

**Литература.** 77, 156, 220, 290.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемый вниманию читателя определитель не претендует на замену имеющихся фундаментальных справочных руководств по минераграфии, в которых рассматриваются все важнейшие проблемы и стороны изучения рудного вещества. Авторы ставили перед собой более узкие, вполне определенные задачи — пополнить справочную литературу по минераграфии новыми, количественными характеристиками свойств рудных минералов в отраженном свете.

На данном этапе авторы предлагают использовать результаты исследований для целей диагностики минералов. Изучение спектров отражения во всех случаях гарантирует от грубых диагностических ошибок. Однако значение кривых дисперсии  $R$  не ограничивается только диагностической стороной исследования. Нередко кривые дисперсии содержат информацию об особенностях химического состава рудных минералов, и в первую очередь членов изоморфных рядов (золото — серебро, кобальтин — герсдорфит, тиманнит — метациннабарит, блеклые

<sup>1</sup>  $Fe^{2+}$  может частично замещаться  $Mn^{2+}$ .

Ильваит  $CaFe_2^{2+}Fe^{3+}[OH]_2O/Si_2O_7]^{1-}$

Ромб. с.  $D_{2h}^{17} - C_{2mm}$ ,  
 $a_0=8,90$ ,  $b_0=5,76$ ,  $c_0=13,33$ ,  
 $z=4$ .

Кристаллы призматического габитуса, вытянутые по оси  $c$ , сплошные, часто лучистые агрегаты. В тонких пластинках темно-зеленый до темно-коричневого.

руды, ферберит — гюбнерит и др.). Вместе с тем диапазон только видимой области слишком мал, чтобы до конца понять наблюдаемые в нем картины. Арсенал средств, находящихся в практическом использовании минераграфии, не позволяет дать определенный ответ на многие, встающие уже сейчас конкретные вопросы по оптике отраженного света. Для определения места в спектре минералов главных полос поглощения, основных пиков отражения необходимо углубление в ультрафиолетовую и дальнюю инфракрасную области, которые в настоящее время являются недоступными в связи с отсутствием соответствующих приборов и методов для исследования в этих областях рудных минералов.

#### IV. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОТРАЖЕНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

В этом разделе книги в табличной форме сведены материалы по спектрам отражения примерно 200 рудных минералов. Для 165 минералов сообщаются фактические материалы результатов измерения  $R$ , полученные авторами.

В табл. 6 приведены значения  $R$  через 40 нм в интервале  $\lambda=420-980$  нм. Для диапазона видимой области ( $\lambda=420-700$  нм) все значения  $R$  сняты со спектральных кривых, записанных на приборе «Блеск» с эталоном кремний. В тех немногих случаях, когда значения  $R$  приведены не по прибору «Блеск», в последней графе табл. 6 прибор указывается. В инфракрасной области ( $\lambda=700-980$  нм) все измерения  $R$  выполнены на приборе ФМЭ в ЦНИГРИ. Измерения проводились по кремнию и пириту; большая часть минералов измерялась по кремнию, в том случае, когда эталоном является пирит в первой графе таблицы при индексе стоит звездочка. В графе «Примечания» сообщаются сведения об измеренном образце: месторождение; номер рисунка, на котором спектр отражения приведен полностью; в тех случаях, когда значения  $R$  минералов даны по литературным источникам, в скобках указан номер соответствующей работы по списку литературы. Курсивом выделены минералы, не описываемые в книге; для них в табл. 6 приводятся формула, параметры решетки, краткая визуальная характеристика под микроскопом, значения твердости по микровдавливанию, сведения о химическом составе и минералах-спутниках.

Минерал		Видимая область							Инфракрасная область							Примечания, номер рисунка	
		420	460	500	540	580	620	660	700	740	780	820	860	900	940		980
Агвиларит . . . . .	$R$	36,0	36,2	36,6	35,8	34,0	32,8	32,2	31,8	30,6	30,5	30,5	30,7	30,8	30,9	31,0	Валунистое, 24 Березовское, 104
Айкинит . . . . .	$R'_g$	45,6	46,2	47,4	47,8	47,3	46,7	46,1	45,4	43,7	43,3	43,1	42,8	42,0	41,6	41,2	
	$R'_p$	38,7	39,3	39,9	39,5	39,0	39,0	38,8	38,6	41,0	37,5	37,5	37,4	37,1	36,8	36,8	Хаканджа, 24 Гал-Хая, 94 Дастакерт, 35 (87) 12 Кафан, 30 (478, 479), 13 Азатек, 61
Акантит . . . . .	$R$	34,6	36,0	35,8	34,4	33,7	32,7	31,7	31,6	31,5	31,4	31,2	31,3	31,6	31,7	32,0	
Акташит . . . . .	$R$	29,8	30,1	30,2	29,7	29,2	29,0	28,8	28,6	29,1	29,0	29,0	28,8	28,6	28,4	28,2	Альгодонит
Алабадин . . . . .	$R$	26,2	24,6	23,5	22,7	22,2	22,0	21,8	21,7	22,0	22,0	22,0	21,9	21,9	21,9	22,0	
Алмаз . . . . .	$R$		17,5	17,4	17,3	17,2	17,1	17,1									Антимонит
Алтаит . . . . .	$R^*$		68,4	71,5	71,8	69,2	66,2	63,5		56,6	56,0	55,8	55,2	55,0	55,0	55,6	
Альгодонит . . . . .	$R$	51,0	54,8	58,3	61,4	63,0	61,0										Аргиродит . . . . .
	$R'_g$	51,6	51,9	50,6	47,8	45,0	43,0	41,7	40,6	38,6	38,0	37,4	36,8	36,5	36,4	36,6	
	$R'_p$	30,8	30,9	31,4	31,2	30,2	29,6	30,0	30,1	28,4	27,8	27,2	26,8	26,4	26,4	26,4	Арсенопирит . . . . .
	$R$		25,2	24,6	24,3	24,2	24,4	24,6									
	$R'_g$		49,9	51,5	52,6	53,4	53,9	54,0		54,4	54,5	54,3	53,6	53,0	53,0	53,2	Арсеносульфанит . . . . .
	$R'_p$		52,3	52,4	52,0	51,5	51,4	51,2		52,1	52,0	51,8	51,0	51,0	51,0	51,4	
	$R$	24,0	26,0	28,2	30,9	32,3	32,1	31,6	31,5								Атабаскаит <sup>1</sup> . . . . .
	$R'_g$		26,1		26,9	26,2		25,6									
	$R'_p$		24,7		23,9	22,8		21,6									Аурипигмент . . . . .
	$R'_g$	34,9	31,9	30,0	28,6	27,6	27,2	27,0	27,0	19,4	19,2	19,1	19,0	19,0	19,0	19,0	
	$R'_p$	25,9	22,8	20,5	19,2	18,4	18,1	18,0	18,0	17,3	17,2	17,2	17,1	17,0	17,0	17,0	Бертьерит . . . . .
	$R_g$	45,9	45,2	44,0	42,8	41,8	40,9	40,4	40,0								
	$R'_p$	31,3	30,6	30,1	30,2	30,9	31,5	32,0	31,9								Берцелианит . . . . .
	$R$	26,8	29,5	30,2	28,0	24,5	21,8	19,7	17,7	15,0	13,2	11,7	10,5	10,0	10,0	10,5	
	$R'_g$	29,2	29,0	28,6	28,5	27,9	27,4	27,2	27,1	27,8	27,7	27,8	28,0	28,0	28,2	28,4	Бетехтинит . . . . .
	$R'_p$	28,8	28,1	27,6	27,4	27,1	27,6	28,0	28,2	26,5	27,0	26,8	26,5	26,5	26,6	26,6	
	$R$	46,5						52,3									Богдановичит <sup>2</sup> . . . . .
	$R^*$	18,4	17,3	17,7	20,3	23,2	26,2	29,2	31,8	35,4	36,8	37,6	38,0	38,5	38,6	38,6	
Борнит . . . . .																	(15) Гай, 41

Брейтгауптит . . . . .	$R'_g$	48,7	45,3	44,0	45,8	51,0	55,4	57,8	59,6	64,2	66,2	68,6	69,0	70,5	71,8	73,0	Андреасберг, 14 (437)
	$R'_p$	44,5	40,5	36,8	36,9	42,9	48,8	52,4	54,4	59,0	60,8	62,0	63,2	64,0	64,8	65,5	
Бриартит . . . . .	$R$	24,0	25,7	27,1	27,5	27,0	25,8										Тамдыкол, 101
Буланжерит . . . . .	$R'_g$	47,4	46,3	45,1	44,1	42,5	41,0	39,5	38,3	37,0	36,3	35,8	35,3	35,0	35,0	35,0	
	$R'_p$	38,1	37,7	37,3	36,5	35,3	34,2	33,7	33,0	32,2	31,8	31,4	31,1	30,8	30,9	31,0	Херодсфут-Майн, 105
Бурнонит . . . . .	$R'_g$	37,4	37,4	37,3	36,6	35,7	34,7	33,4	32,3	32,0	31,2	30,6	30,2	30,0	29,9	29,9	
	$R'_p$	36,1	35,8	34,8	34,2	33,4	32,8	31,9	31,2	30,8	30,0	29,7	29,4	29,0	28,7	28,4	Хайдаркан, 64
Вакабаяшиллит . . . . .	$R'_g$	29,8	27,2	25,5	24,4	23,8	23,5	23,2	23,1								
	$R'_p$	26,4	24,5	22,6	21,4	20,7	20,3	20,0	19,8								Норильское, 75
Валлерит . . . . .	$R'_g$	10,2	12,7	15,9	18,5	20,5	22,3	24,0	25,3								
	$R'_p$	11,7	11,9	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0	12,0								Талнах, 50 Кара-Оба, 8
Виоларит . . . . .	$R^*$	33,2	35,1	36,6	37,6	38,6	40,3	42,4	44,4	49,2	51,6	53,0	54,0	54,6	55,3	56,0	
Висмут . . . . .	$R^*$	59,7	60,6	62,8	65,6	68,2	70,3	71,9	72,6	74,1	74,6	74,2	73,8	73,7	73,9	74,5	Ингодинское, 60
	$R'_g$	55,2	55,2	55,7	57,4	60,3	62,9	64,6	64,9	65,2	65,2	64,2	64,0	64,0	64,0	64,3	
	$R'_p$	48,2	48,4	49,0	49,1	48,4	47,6	46,8	46,2	44,7	44,0	43,2	43,0	42,0	41,7	41,0	(478, 479), 13
Витнеит . . . . .	$R'_g$	39,3	39,4	38,7	38,2	38,0	37,9	37,8	37,8	35,4	34,6	34,0	33,8	33,6	33,3	33,0	
	$R'_p$	43,0	48,6	50,0	62,2	76,0	80,2										Якутия, 118, ПООС
Вольфрамит гр:																	
ферберит . . . . .	$R'_g$	—	18,6	18,6	18,6	18,5	18,4	18,4									Куу, 118, ПООС
	$R'_p$	—	16,9	16,8	16,8	16,6	16,7	16,8									
гюбнерит . . . . .	$R'_g$	—	16,6	16,0	15,4	14,8	14,7	14,6									Зод, 67 (320) 112
	$R'_p$	—	14,4	13,8	13,4	13,2	13,1	13,0									
Вольнскит . . . . .	$R$	53,1	53,8	53,8	53,2	53,3	54,1	55,2	56,0								Зод, 67 (320) 112
Врбант . . . . .	$R'_g$	35,7	37,0	35,8	33,4	30,7	29,0										

<sup>1</sup> Атабаскаит  $\text{Cu}_2\text{S}_4$ . Ромб. с.  $a_0=8,227$ ,  $b_0=11,982$ ,  $c_0=6,441$ ,  $z=4$ . Двухотражение и анизотропия отчетливые с блеклыми цветными эффектами. Твердость 78 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 15 г). Состав определен на микрозонде: Cu—51,1—52,0, Se—49,7—44,0, S—0—2,7. Обнаружен в урановом месторождении Мартин-Лейк (Канада), замещает умангит. Значения  $R$  приведены для  $\lambda=470, 546, 589, 650$  нм.

<sup>2</sup> Богдановичит  $\text{AgBiSe}_2$ . Состав по данным микроспектрального анализа: Ag—22,6; Bi—44,7; Se—32,1; S—0,7. Дебаеграмма сходна с дебаеграммой высокотемпературной кубической модификации  $\text{AgBiSe}_2$ . Бесцветный (белый), с кремовым оттенком; слабоанизотропен, внутренних рефлексов нет.  $H$  96 кгс/мм<sup>2</sup>. Встречен в рудопроизлении в вост. ч. Польских Судет в трех ассоциациях: 1) с урановой смолкой, эмлектитом, клаусталитом, науманнитом, серебром, борнитом; 2) с халькозинном и настураном; 3) в кварце с флюоритом. Значения  $R$  приведены для  $\lambda=435, 653$  нм.

Минерал		Видимая область							Инфракрасная область							Примечание, номер рисунка			
		420	460	500	540	580	620	660	700	740	780	820	860	900	940		980		
Врбанит	$R'_p$	32,6	33,3	32,2	30,0	27,6	26,4												
Вулканит	$R'_g$		22,3	33,0	41,0	46,2	49,6	52,7	54,4	54,4									Быньги, 71, ПИОР
	$R'_p$		24,1	22,3	16,4	14,9	14,5	17,5	21,7	27,4									
Галенит	$R$	48,8	46,5	44,6	43,2	42,6	42,4	42,7	42,7	42,4	42,2	42,0	41,0	40,6	41,0	41,0	41,0		32 Тзумеб, 43 Хайдаркан, 39 Адрасман, 114
Галлит	$R$	25,2	25,2	24,8	24,4	23,6	23,0	22,9	22,9	21,7	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0		
Галхалит	$R$	28,5	28,0	26,9	24,9	23,2	22,5	22,2	22,2	22,0	21,8	21,7	21,6	21,5	21,5	21,4			
Гематит	$R'_g$	32,0	32,3	31,2	30,8	29,3	27,0	25,9	25,0										
	$R'_p$	29,2	28,6	27,4	27,0	25,9	24,1	23,1	22,5										
Гемусит <sup>1</sup>	$R$	21,8	23,4	24,9	24,7	24,2	23,8	23,4	23,3										(522)
Геокронит	$R'_g$	44,6	43,4	42,3	41,2	40,1	39,4	38,6	37,8										Екатерино-Благодатское, 98
	$R'_p$	41,0	40,1	39,5	38,9	38,1	37,7	36,6	35,7										
Германит	$R$	21,6	21,5	20,7	21,0	23,0	24,8	26,3	27,7	29,2	30,2	30,8	31,0	31,0	31,2	31,2			Тзумеб, 79 Пышма, 52
Герсдорфит	$R$	47,4	47,2	46,4	45,6	46,0	47,1	48,3	50,4	51,4	51,6	51,8	51,8	51,8	51,8	51,9			
Гессит	$R'_g$	37,4	38,2	38,8	39,8	40,6	41,3	41,8	41,8	42,6	41,7	40,8	40,0	39,5	39,5	39,6			Башкешлак, 23
	$R'_p$	39,6	39,3	39,0	38,8	38,8	38,9	39,1	39,2	39,0	38,5	37,5	37,0	36,8	36,6	36,6			
Гетчелит	$R'_g$	36,5	35,7	33,9	31,3	29,0	28,0	27,6	27,3										Хайдаркан, 76
	$R'_p$	32,2	31,8	30,7	28,2	26,0	25,0	24,8	24,6										
Графит	$R'_g$	19,1	19,8	20,4	21,1	21,8	22,5	23,5	24,2	26,0	26,9	27,7	28,3	28,8	29,6	30,2			Ботокольское, 12
	$R'_p$	6,9	6,7	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	6,9	6,6	6,6	6,6	6,8	7,0	7,0	7,1			
Грейгит	$R$	30,7	32,1	33,1	34,4	35,4	36,8	38,5	40,2	42,2	43,5	44,8	45,6	46,6	47,0	48,5			Гал-Хая, 50 Синтетич, 40
Гринобит	$R$	20,4	20,0	22,2	20,1	19,0	18,5	18,1	17,9	17,5	17,2	17,2	17,0	17,0	17,2	17,6			
Гудмундит	$R'_g$		58,2	58,0	57,3	56,3	54,8	53,9		52,6	52,5	52,0	51,6	51,4	51,4	51,7			Чалкильдак, 57 ПООС
	$R'_p$		51,5	51,5	52,1	52,6	53,3	54,3		56,2	56,8	57,0	56,8	56,6	56,6	56,6			
Гутчинсонит <sup>2</sup>	$R'_g$					27,3		25,9											$R$ вычислено по $n$ ; приведено для $\lambda=589,656$ нм; (500)
	$R'_m$					27,2		25,7											

	$R'_p$					26,0		22,2												
Джезказганит	$R'_p$	29,6	28,6	28,1	28,0	28,2	28,7	29,0	29,3											Джезказган, 62
Джемсонит	$R'_g$	45,8	46,2	46,0	44,7	43,0	41,7	40,5	39,2	36,2	35,3	35,0	34,4	34,3	34,2	34,0				Центральное, 102
	$R'_p$	40,3	40,0	39,7	38,8	37,6	36,8	36,0	35,2	33,9	33,0	32,6	32,2	32,1	32,0	32,0				Хибины, 50 (478, 479), 13
Джерфшерит	$R$	15,7	18,0	20,3	22,1	23,5	24,6	25,4	26,0	25,5	25,6	25,6	25,7	25,8	26,0	26,3				
Домейкит	$R$	39,9	44,0	46,2	47,1	47,4	49,9													
Железо	$R$	59,8	60,3	60,4	60,0	59,4	59,6	60,2	61,2	63,6	64,8	66,0	66,2	66,8	67,7	69,6				Курейка, 7 Эргелях, 68
Жозеит А	$R'_g$	52,8	53,9	54,6	54,9	54,9	54,8	54,4	54,0											
	$R'_p$	47,5	48,8	49,8	50,0	50,4	50,7	50,8	51,2											
Жозеит Б	$R'_g$	59,9	60,2	61,2	62,7	63,8	64,2	63,8	63,0											Лянгар, 68
	$R'_p$	52,4	52,2	52,7	53,6	54,3	54,6	54,8	54,8											
Зелигманнит	$R'_g$	35,2	34,9	34,7	34,7	34,1	33,0	31,8	30,8	29,3	28,7	28,1	28,0	28,0	28,1	28,5				Эльбрус, 106
	$R'_p$	33,4	33,0	32,3	31,5	31,0	30,3	29,3	28,4	28,1	27,6	27,2	27,0	26,5	26,3	26,2				
Золото	$R^*$	35,9	37,3	55,6	73,8	83,6	86,5	88,8	89,8	92,2	93,5	94,2	93,8	93,8	93,7	94,0				Меградзор, 1
Идаит гр (синтет. $Cu_5FeS_8$ )	$R'_g$	23,2	24,4	24,6	24,1	23,2	23,8	26,9	30,0	29,6	29,0	30,6	30,8	30,8	30,8	31,0				80
	$R'_p$	11,7	11,7	12,0	13,9	17,8	21,8	25,5	28,2	35,0	37,2	38,4	39,2	40,0	40,5	40,8				
Ильваит	$R'_g$	9,8	9,8	9,9	9,9	9,6	9,5	9,4	9,6											Тетюхе, 119
	$R'_p$	8,8	8,7	8,5	7,9	7,1	6,5	6,1	6,0											
Индит	$R$	26,4	26,6	26,4	25,5	24,9	24,4	24,0	23,8											Джалинда, 44
Иорданит	$R'_g$	42,0	41,1	40,5	39,8	38,9	38,2	37,2	36,6											Кочкар, 98
	$R'_p$	40,0	39,1	38,4	37,7	37,0	36,5	35,6	34,8											
Калаверит	$R'_g$	48,2	52,5	55,0	56,4	57,5	58,0	58,2	58,4											Меградзор, 19
	$R'_p$	45,3	49,2	51,9	53,3	54,3	55,2	55,9	56,7											
Канфильдит	$R$	27,8	26,6	25,4	24,6	24,2	24,1	24,3	24,5	25,4	25,6	25,7	25,8	25,9	25,9	26,0				Дождливое, 84
Касситерит	$R'_g$			13,5	13,0	12,6	12,4	12,0												Бакенное, 116 ПООС
	$R'_p$			11,0	10,8	10,5	10,3	10,0												
Кёстерит	$R$	23,4	24,6	25,1	25,0	24,7	24,6	24,9	25,0	25,2	25,2	25,1	25,0	24,4	24,0	24,0				Кёстер, 77
Киноварь	$R'_g$	33,2	31,5	30,7	30,2	29,0	28,2	27,8	27,5	27,6	27,4	27,2	27,1	27,0	27,0	27,0				Хайдаркан, 38
	$R'_p$	28,4	26,9	25,7	25,0	24,5	24,0	23,7	23,5	23,0	22,8	22,6	22,5	22,4	22,4	22,4				

<sup>1</sup> Гемусит  $Cu_6SnMoS_8$ , Куб. с.  $a_0=10,82$ ,  $z=4$ , очевидно, имеет структуру стаянина. Оттенок сиреневатый Н 210—215 кгс/мм<sup>2</sup>. Значения  $R$  приведены для  $\lambda=433, 469, 482, 518, 589, 624, 668, 691$  нм. Обнаружен в месторождении Челопеч (Болгария), спутники: халькопирит, пирит, теннантит, энаргит и др.

<sup>2</sup> Значения  $R$  вычислено по  $n$ ; приведено для  $\lambda=589, 656$  нм; (500).

Минерал		Видимая область							Инфракрасная область							Примечания, номер рисунка	
		420	460	500	540	580	620	660	700	740	780	820	860	900	940		980
Клаусталит . . . . .	$R$	60,6	58,5	55,1	52,0	49,7	48,5	47,9	47,6	49,2	49,2	49,0	49,0	49,0	49,0	48,8	Клаусталь, 31 Трепча, 48 ФМЭ
Клинопирротин . . . . .	$R'_g$	—	36,5	39,8	41,7	43,3	45,0	46,0	47,3	48,4	49,2	50,4	51,2	52,2	53,0	53,1	
	$R_p$	—	31,9	34,8	37,0	39,5	41,5	43,5	45,2	46,8	48,4	49,4	50,4	51,3	52,4	53,2	
Клокманнит . . . . .	$R'_g$	37,7	39,3	38,7	37,1	35,2	33,5	31,8	30,0								Ла-Риоха, 73
	$R_p$	14,7	15,4	15,6	15,1	14,0	12,4	12,8	15,9								
Кобальтин . . . . .	$R$	47,6	47,5	48,1	49,7	51,8	54,1	55,4	55,6	54,8	54,6	53,6	53,1	52,4	52,2	51,8	Чорух-Дайрон, 52 Ишкинино, 52
Кобальтин (с Ni) . . . . .	$R$	48,1	47,9	48,5	49,5	50,9	52,3	53,5	54,0								
Ковеллин . . . . .	$R'_g$	31,0	29,5	27,3	24,1	21,0	20,5	21,6	22,8	34,2	36,2	36,0	35,7	34,4	34,4	34,4	Ахтала, 73
	$R_p$	13,6	12,7	10,3	6,9	4,0	2,5	5,5	17,9	47,5	57,0	63,4	68,0	71,0	73,2	75,4	
Колорадоит . . . . .	$R$	34,2	37,4	36,8	37,0	39,0	39,0	37,4	36,6	35,8	35,2	34,5	34,0	33,6	33,4	33,4	Калгурли, 37 Бор, 90 (521), 22
Колусит . . . . .	$R$	21,8	23,6	25,0	26,7	28,2	29,5	30,0	29,9								
Костовит . . . . .	$R'_g$		53,0	58,6	58,6	58,8	57,0	55,4									(478, 479), 13
	$R_p$		49,6	54,2	54,2	53,6	52,5	50,0									
Коутекит . . . . .	$R'_g$	52,5	50,5	48,0	45,5	42,0	40,5										117 (373)
	$R_p$	49,0	46,9	45,5	42,0	40,5	38,0										
Коффинит . . . . .	$R$	9,3	9,1	9,0	9,0	8,9	8,9	8,9	9,0								115
Креднерит . . . . .	$R'_g$	30,5	33,0	34,0	34,0	33,3	32,2										
	$R_p$	27,5	25,7	24,3	23,4	23,0	22,6										Меградзор, 19
Креннерит . . . . .	$R'_g$	51,8	55,7	59,0	61,1	62,7	63,6	64,3	65,0								
	$R_p$	43,2	47,8	52,0	54,4	56,0	57,1	58,0	58,9								
Крукесит . . . . .	$R'_g$	35,2	35,7	35,3	34,4	33,8	34,3	35,2	35,6	35,0	34,3	33,6	33,0	32,5	32,3	32,4	Месторождение в Чехословакии, 26
	$R_p$	32,8	32,4	32,3	32,8	32,9	33,2	33,6	33,6	33,6	33,1	32,5	31,4	30,6	30,4	30,2	
Кубанит . . . . .	$R'_g$	24,9	33,2	37,9	39,7	40,8	41,8	42,8	43,4	43,2	43,3	43,0	42,8	42,5	42,5	43,0	Питкьяранта, 46
	$R_p$	20,4	27,0	31,6	34,5	36,8	38,8	40,8	42,1	40,5	41,0	41,1	40,6	40,2	40,4	40,8	
Куприт . . . . .	$R$		31,5	30,1	26,8	24,9	23,8	23,2									Урал 113 ПОСС Чорух-Дайрон, 4
Купроаурид . . . . .	$R$	40,9	46,0	50,0	57,0	71,0	80,1	84,7	86,5								

Купроаурид <sup>1</sup> палладиевый	$R'_g$		49,6			63,5		71,6				85,0					93,5	(182)
	$R_p$		46,0			59,0		67,4				82,1					85,0	
Купростибит . . . . .	$R'_g$	59,3	57,0	52,5	46,8	43,6	47,7	53,7	56,8	58,2	57,9	58,4	59,6	61,0	60,4	62,8	62,8	Илимаусак, 17
	$R_p$	51,1	49,8	46,0	38,9	36,5	45,5	56,0	62,0	70,0	73,6	75,6	77,4	78,5	78,6	78,0	78,0	
Кутинаит <sup>2</sup> . . . . .	$R$	47,2	46,2	44,2	42,8	41,4	39,3											(404)
Кюстелит . . . . .	$R^*$	66,3	71,6	76,9	80,6	83,3	85,2	86,5	88,0	92,0	93,9	94,0	93,8	93,4	93,8	94,0	94,0	
То же . . . . .	$R$	22,3	29,8	32,2	34,8	35,8	34,7	34,2	33,6	33,0								(475)
Лангисит <sup>4</sup> . . . . .	$R'_g$		46,4		47,1	48,2		51,0										
	$R_p$		45,4		46,4	47,5		49,9										
Лаутит . . . . .	$R$	35,7	33,8	32,2	31,1	30,3	30,6	31,7	31,9	32,9	33,2	32,9	32,3	31,9	31,6	31,4	31,4	Сев. Восток СССР 56
Лёллингит . . . . .	$R'_g$	50,0	52,0	53,5	54,6	55,2	55,3	55,0	54,6	54,0	53,4	53,1	53,1	53,0	53,0	53,0	53,0	
	$R_p$	56,8	57,3	55,8	54,1	52,0	51,0	50,2	50,0	49,2	49,0	48,8	48,8	48,8	48,9	49,0	49,0	Хайдаркан, 111
Лёллингит кобальтовый . . . . .	$R'_g$	51,8	52,4	53,3	53,8	54,6	55,0	55,0										
	$R_p$	58,0	56,8	55,5	54,0	53,0	52,2	51,7	51,2									
Ливингстонит . . . . .	$R'_g$	41,8	43,0	42,3	40,2	38,4	36,7	35,0	33,9	33,3	33,0	32,9	32,6	32,4	32,3	32,0	32,0	Алшар, 112
	$R_p$	32,0	31,8	31,1	30,3	29,6	28,7	27,4	26,6	27,8	27,5	27,4	27,4	27,0	27,0	26,9	26,9	
Лорандит . . . . .	$R'_g$	37,7	36,4	34,7	33,0	30,8	29,8	29,1	28,7									Челопеч, 86
	$R_p$	28,6	28,9	28,8	28,4	26,9	25,5	24,9	24,6									
Люзонит . . . . .	$R'_g$	28,8	25,4	25,7	28,0	29,3	30,5	31,2	31,4	31,2	31,2	31,0	30,8	30,8	30,8	30,8	30,8	КМА, 114
	$R_p$	25,8	24,2	24,2	25,1	26,2	27,8	28,8	29,2	29,0	29,2	29,2	29,2	29,2	29,2	29,0	29,0	
Магнетит . . . . .	$R$	—	20,7	20,5	20,6	20,7	20,9	21,3	—	19,2	18,6	18,0	17,5	17,0	16,8	16,6	16,6	Норильское, 75
Макинавит . . . . .	$R'_g$	35,7	40,0	43,2	45,6	47,0	47,7	48,4	48,8	50,4	51,2	51,6	52,0	52,2	53,0	53,8	53,8	
	$R_p$	16,4	16,9	17,2	17,7	18,1	18,7	19,6	20,2	24,9	26,2	27,2	27,8	28,3	28,9	29,6	29,6	

<sup>1</sup> Купроаурид палладиевый (Cu, Pd)<sub>2</sub>Au<sub>2</sub>. Ромб. с.  $D_{2h}$  — Pmmn;  $a_0=3,88$ ,  $b_0=3,88$ ,  $c_0=3,84$ . Розоватый с сиреневым или красноватым оттенком, анизотропен с цветными эффектами.  $H$  195,4—213,8 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 20 г). Состав определен микрозондом: Au — 60,8—65,6; Cu — 23,0—28,4; Pd — 7,1—8,6; Rh — 1,9—3,4; Pt<sup>2</sup> — 2,3; Ag — 0,6—0,9; Bi — 0,6—0,8. Спутники: кюстелит, электрум, полярит и др.

<sup>2</sup> Кутинаит Cu<sub>2</sub>O<sub>7</sub>Ag<sub>0,84</sub>As. Куб. с.  $a_0=11,76$ ,  $z=28$ . Бесцветный с голубоватым оттенком; изотропен;  $H$  387 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 7,6 г.). Состав определен на микрозонде: Cu=45,3—44,6; Ag=31,5—31,6; As=25,6—25,7. Обнаружен в шлифах месторождения Черни Дул (Чехословакия). Спутники: новакит, коутекит, пакситом, атсеноламприт и др.

<sup>3</sup> Лазаревичит Cu<sub>2</sub>AsS<sub>4</sub>; см. описание сульванита и др.

<sup>4</sup> Лангисит CO<sub>0,8</sub>Ni<sub>0,2</sub>As. Кобальтовый аналог никелина. Установлен под микроскопом. Гексаг. с.  $a_0=3,538$ ,  $c_0=5,127$ .  $H$  780—857 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 50 г).

Значения  $R$  приведены для  $\lambda=470, 546, 589, 650$  нм.

Минерал		Видимая область							Инфракрасная область						Примечания, номер рисунка		
		420	460	500	540	580	620	660	700	740	780	820	860	900		940	980
Макинстриит	$R'_g$	36,2	35,4	33,5	31,9	30,5	29,6	28,8	28,2								Седмочисленицы, 27
	$R'_p$	29,5	30,2	29,3	28,0	27,0	26,7	26,4	26,4								
Марказит	$R'_g$	45,1	50,2	55,8	57,5	55,9	55,4	54,5	53,5	52,2	51,4	51,0	51,4	52,0	52,6	53,0	Весеннее, 53
	$R'_p$	41,4	45,4	47,5	49,4	50,1	49,7	48,9	48,3	46,8	46,4	46,2	46,3	46,4	46,6	47,0	
Матильдит	$R'_g$		44,0	44,8	44,0	43,6	44,1	43,9	43,9	43,9	43,8	43,5	43,0	43,0	42,7	42,6	Тары-Экан, 28, ФМЭ
	$R'_p$		42,8	42,6	42,0	41,8	41,3	41,0	40,4	40,2	40,0	39,8	39,6	39,2	39,2	39,3	
Маухерит	$R^*$	43,9	46,1	47,6	48,6	50,6	53,5	56,0	58,0	60,2	62,0	63,1	63,9	64,3	64,6	65,3	Талмьяси, 6
Медь	$R^*$		48,6	53,3	57,7	77,0	90,8	93,0	94,0	95,3	95,8	95,8	95,0	95,0	95,0	95,0	
Мелонит	$R'_g$		56,1	58,8	61,8	65,0	67,9	70,2									Таллах, 3, ФМЭ Зод, 65, ПООС
	$R'_p$		53,3	53,2	54,9	57,8	61,0	63,5									
Менегинит	$R'_g$	45,2	44,6	44,3	43,9	42,9	41,8	40,6	39,7								Алгачи, 100
	$R'_p$	36,4	36,5	36,5	36,2	35,6	35,0	34,3	33,9								
Метациннабарит	$R'$	26,9	25,8	25,0	24,5	24,1	24,0	23,9	23,9								Джизжикрут, 37 Березовское, 59
Миллерит	$R_g$	24,4	38,9	49,4	54,8	58,0	60,3	61,6	62,6	64,2	65,6	66,7	67,6	68,6	70,0	71,3	
Молибденит	$R_p$	31,7	40,9	47,0	49,8	51,7	53,8	55,0	56,1	56,1	56,6	56,8	56,8	56,9	57,0	57,0	Тырныауз, 74
	$R_g$	51,9	54,1	50,5	45,3	42,9	44,9	44,3	45,0	42,8	41,8	41,3	40,8	40,4	40,4	40,2	
Монтбрейт	$R_p$	24,5	26,8	24,4	22,1	20,8	20,2	19,9	19,9	20,3	20,0	20,0	19,9	19,8	19,8	19,8	Робб-Монтбрей, 18
	$R_g$	57,6	61,7	65,0	67,4	68,8	70,3	71,2	71,8	69,5	70,0	71,5	71,8	72,0	72,2	72,5	
Моусонит	$R_p$	48,0	51,2	54,2	56,4	57,8	59,0	60,1	61,1	59,6	60,0	60,8	61,1	61,3	61,5	61,8	Уруп, 82
	$R_g$	17,7	18,4	21,0	24,9	28,8	31,9	34,4	36,2								
Мышьяк	$R_p$	18,8	20,0	21,3	22,7	25,1	27,6	29,9	31,6								Садон, 9
	$R_g$	59,2	58,5	58,2	58,0	57,7	57,7	57,7	57,7								
Нагиагит	$R_p$	53,8	50,4	48,2	46,7	45,6	45,4	45,2	45,3								Сэкзрымб, 20
	$R_g$	45,2	44,6	43,0	41,2	39,4	38,2	37,2	35,9								
Настуран	$R'_p$	40,0	40,7	40,2	39,0	37,8	37,2	36,8	36,5								117 Клаусталь, 24
Науманнит	$R$	15,7	15,5	15,2	15,1	15,0	15,1	15,3	15,3	32,5	32,5	32,4	32,5	32,4	32,3	32,3	
	$R$	39,0	40,0	39,0	36,8	34,8	33,5	33,0	32,4								

Никелин	$R'_g$	44,3	44,0	46,2	50,0	54,3	58,4	61,4	63,9	66,0	68,3	70,2	71,5	72,2	73,1	74,2	Талмьяси, 15
	$R'_p$	38,5	37,2	38,8	44,0	50,0	55,0	58,7	61,0	62,3	63,9	65,5	66,2	66,2	66,2	66,5	
Нисбит	$R$	60,2	61,2	61,7	61,7	62,0	62,1	62,1	62,1								Фестивальное, 14 Мангазая, 108
Овихит	$R'_g$	43,9	44,0	43,6	42,6	41,5	40,5	39,2	37,8								
	$R'_p$	41,7	41,5	40,9	39,8	38,9	38,2	37,3	35,9								(319), 77
Окартит	$R'_g$	24,8	25,2	25,6	25,0	25,0	25,0										
	$R'_p$	24,4	24,0	23,6	23,6	23,6	23,6										Сан-Онофре, 37
Онофрит	$R$	28,5	27,0	26,0	25,4	25,1	25,0	25,1	25,1								
Парадокразит <sup>1</sup>	$R'_g$		75,0		73,8	73,6		70,2									(435)
	$R'_p$		71,2		70,5	70,7		67,8									
	$R'_m$		68,6		67,8	67,6		65,9									(314)
Паракостибит <sup>2</sup>	$R'_g$		47,8		48,1	48,4		48,8									
	$R'_p$		46,9		47,5	47,7		48,0									Чая, 49
Пенландит	$R'$	29,8	37,5	42,4	45,9	48,2	50,2	51,8	53,4	54,0	55,0	55,9	56,6	57,0	57,5	58,8	
Перминжатит <sup>3</sup>	$R'_g$	30,4	32,8	29,7	25,9	25,0	25,6										(417) Два образца Быньги, 21
	$R'_p$	29,4	30,4	28,1	25,7	24,7	24,5										
То же	$R'_g$	29,2	30,3	28,3	26,4	25,2	25,2										(417) Два образца Быньги, 21
	$R'_p$	28,8	29,8	27,9	26,0	25,0	25,2										
Петцит	$R'$	42,8	41,2	40,1	39,3	38,7	38,6	38,8	39,2	39,3	39,1	39,1	39,1	39,1	39,2	39,2	(544)
Пикополит <sup>4</sup>	$R'_g$	30,3	32,1		31,1	32,0	33,7										
	$R'_p$	24,8	25,3		24,3	24,6	25,6										

<sup>1</sup> Парадокразит  $Sb_2(Sb, As)_2$ . Монокл. с. (псевдогексагональный)  $C_2$ ;  $a_0=7,252$ ;  $b_0=4,172$ ;  $c_0=4,431$   $\beta=123^{\circ}08$ ;  $z=1$ . Состав определен на микрозонде: Sb—82,9; As—18,6. Сходен с сурьмой, алломонитом, дискразитом. Двуотражение ясно: кремново-розоватый—бесцветный (более темный). Анизотропия сильная с цветными эффектами (оранжевыми, зеленовато-голубоватыми). Наблюдались полисинтетические двойники.  $H$  121—142 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 25 г). Содержит включения алломонита и Sb-леллингита. Значения  $R$  приведены для  $\lambda=470, 546, 589, 650$  нм  $R_g \sim bc, R_m \sim c, R_p \sim b$ .

<sup>2</sup> Паракостибит  $CoSbS$ . Ромб. с.  $D_{2h}^{15} - Pbc_a$ ;  $a_0=5,764$ ,  $b_0=5,962$ ,  $c_0=11,635$ ,  $z=8$ . Возможно, по структуре сходен с парараммельсбергитом. Бесцветный со слабым зеленоватым оттенком; двуотражение и анизотропия слабые, но с цветными эффектами.  $H$  1069 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 15 г). Состав определен на электронном микрозонде: Co—26,4; Fe—0,4; Ni—0,8; Sb—56,8; S—14,9. Спутники: сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, пираргирит. Значения  $R$  приведены для  $\lambda=470, 546, 589, 650$  нм.

<sup>3</sup> Перминжатит  $Cu_3SbSe_4$ . Тетраг. с.  $D_2 = 142$  м (группа люцитона — германита);  $a_0=5,63$ ,  $c_0=11,23$ ,  $z=2$ . Состав по данным микроанализатора: Cu—30,7; Sb—17,4; As—1,5; Se—50,4; розовато-коричневатый, сильно анизотропный;  $H$  234 кгс/мм<sup>2</sup>. Спутники: берцелианит, кекейт, эскеборнит, умангит, науманнит, клаусталит, ферроселит, клокманит, золото, гематит, урановая смола, гётит, пирит, халькопирит и др. Месторождение Предборис (Чехословакия).

<sup>4</sup> Пикополит  $TiFe_2S_3$ . Ромб. с.  $a_0=5,49$ ,  $b_0=10,72$ ,  $c_0=9,94$ ,  $z=4$ . Бесцветный с кремовым оттенком; двуотражение и анизотропия сильные с цветными эффектами;  $H$  41 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 15 г). Состав определен на микрозонде: Ti—46,8—47,8; Pb—2,8—1,9; Fe—28,6—28,2; S—24,1—23,9. Замещается рагнитом. Спутники: пирит, реальгар, лорандит. Месторождение Алшар (Югославия). Значения  $R$  приведены для  $\lambda=420, 480, 540, 580, 640$  нм.

Минерал		Видимая область								Инфракрасная область							Примечания, номер рисунка
		420	460	500	540	580	620	660	700	740	780	820	860	900	940	980	
Пираргирит . . . . .	$R_g$	36,6	36,5	34,3	31,3	28,8	27,4	26,5	25,8	26,0	25,8	25,4	25,2	25,0	24,9	24,8	Андреасберг, 95
	$R_p$	34,8	34,4	31,5	28,5	26,4	25,3	24,6	24,0	23,9	23,6	23,4	23,2	23,1	23,0	23,0	
Пирит . . . . .	$R_g$	39,0	44,3	50,9	53,8	55,0	55,2	55,9	56,8	54,6	53,6	52,0	50,6	49,7	49,0	48,8	Березовское, 51 Чая, 47
	$R_p$	31,7	35,3	37,8	39,8	41,2	42,5	43,5	44,5	45,3	46,2	46,6	47,1	47,8	48,4	49,0	
Пирротин. гексаг. . . . .	$R_g$	27,8	29,7	31,6	33,5	35,7	37,7	39,8	41,6	43,6	45,0	46,2	47,0	47,5	48,3	48,8	Миргалимсай, 97
	$R_p$	36,9	37,0	36,3	35,3	34,3	33,6	32,6	31,9								
Пирсеит . . . . .	$R_g$	31,3	30,5	29,0	28,0	27,6	27,0	26,6	26,2							Вольфсберг, 99	
	$R_p$	31,3	30,5	29,0	28,0	27,6	27,0	26,6	26,2								
Плагионит . . . . .	$R_g$	43,3	43,5	43,0	41,9	40,9	40,3	39,0	37,2							Хаканджа, 97	
	$R_p$	32,9	33,4	33,3	33,4	33,0	32,0	30,6	29,4								
Полибазит . . . . .	$R_g$	32,0	31,8	31,4	31,0	30,3	29,6	29,0	28,0	26,8	26,4	26,2	25,8	25,1	25,0	24,9	Чаньярсилло, 95
	$R_p$	31,6	30,9	29,6	28,5	28,2	28,0	27,7	27,0	25,2	24,7	24,2	24,0	23,9	23,4	23,1	
Прустит . . . . .	$R_g$	34,2	32,9	30,4	28,0	26,6	25,9	25,3	24,8	25,0	25,0	24,8	24,8	24,8	24,7	24,6	(430), 63
	$R_p$	31,1	29,2	26,3	24,5	23,2	22,5	22,0	21,8	21,8	21,7	21,6	21,5	21,4	21,3	21,2	
Рагинит . . . . .	$R_g$	30,2	33,6	29,6	31,9	37,0	40,2										(213)
	$R_p$	24,0	24,6	25,0	25,3	25,6	25,8										
Расвумит <sup>1</sup> . . . . .	$R_g$		30,0	29,3	28,9	29,4	30,6	32,3	33,1	32,8							Лухуми, 39
	$R_p$		14,0	14,6	14,6	15,0	15,5	15,6	15,6	15,8							
Реальгар . . . . .	$R_g$	22,3	24,4	23,0	20,9	19,8	19,8	19,6	19,6	19,6	19,4	19,3	19,2	19,2	19,1	19,1	Принц Леопольд, 81
	$R_p$	22,0	20,8	19,7	18,8	18,2	18,1	17,8	17,8	18,0	17,8	17,8	17,5	17,5	17,4	17,4	
Реньерит . . . . .	$R_g$	18,3	17,7	20,7	25,5	29,5	32,5	34,2	35,6	36,6	37,0	37,0	37,0	37,2	37,2	37,8	Быньги, 71
	$R_p$	18,7	18,0	19,3	23,5	27,5	30,3	32,1	33,8	35,6	35,8	35,8	36,0	36,2	36,6	36,8	
Риккардит . . . . .	$R_g$	33,0	31,0	26,7	20,5	18,2	18,3	21,7	27,5	33,7							Уруп, 44 Тува, 55
	$R_p$	24,0	22,3	17,0	12,1	12,7	21,8	34,1	45,0	54,5							
Рокезит . . . . .	$R_g$	24,7	23,6	22,9	22,3	22,0	22,1	22,2	22,5								
Сафлорит . . . . .	$R_g$	52,8	53,7	54,2	54,3	54,3	54,5	54,8	54,8								

Свинец . . . . .	$R_p$	55,9	55,2	53,9	52,6	51,2	50,2	50,1	50,0								Лонгбан-Вермланд, 7 Синтетич, 10
	$R_g$	56,7	55,8	55,3	55,2	55,4	56,5	58,0	60,2								
Селен . . . . .	$R_g$	38,9	37,3	35,8	35,5	35,6	35,4	34,7	33,3								Екатерино-Благо- датское, 11
	$R_p$	28,8	26,9	25,7	25,9	26,8	27,7	28,0	27,0								
Сера . . . . .	$R_g$	14,4	14,4	14,7	14,8	14,8	14,8	14,9	15,0	14,4	14,4	14,4	14,4	14,4	14,5	14,7	Силвер-Иселт, 2 Оффенбания, 20
	$R_p$	10,5	10,2	10,3	10,5	10,6	10,6	10,8	10,9	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0	
Серебро . . . . .	$R_p$	79,8	84,3	86,9	88,1	89,4	90,4	90,9	91,4	95,4	96,4	96,8	96,7	96,4	96,4	96,5	Эльбрус, 89 Чат-Карагай, 77 (437) 78
	$R_g$	52,2	56,6	59,1	59,8	60,0	60,5	60,9	61,2	58,8	59,0	59,1	59,2	59,2	59,3	59,5	
Силванит . . . . .	$R_g$	40,2	44,9	48,0	49,7	50,4	51,3	52,3	53,3	52,0	53,0	53,7	53,6	53,6	53,7	54,1	Уруп, 78
	$R_p$	29,3	29,3	29,0	29,0	28,7	28,5	28,5	28,5	27,8	27,6	26,8	26,2	25,8	25,5	24,9	
Синнерит . . . . .	$R_g$	22,3	25,0	26,6	27,5	27,9	27,7	27,5	27,7								Утесное, 96
	$R_p$	21,0	22,6	23,8	25,6	27,8	29,5										
Станнин . . . . .	$R_g$	19,4	19,5	21,2	23,0	25,6	27,7										Бор, 90 Черненское, 9
	$R_p$	20,8	22,6	24,5	25,3	26,3	27,3	28,6	30,1								
Станноидит . . . . .	$R_g$	17,8	18,9	20,4	21,4	23,0	25,4	28,1	30,9	28,8	28,4	28,0	27,8	27,9	27,8	27,8	Хапчеранга, 35 Левиха Талнах, 42
	$R_p$	32,4	34,0	32,8	31,3	30,2	29,6	29,3	29,1	26,7	26,2	26,0	25,5	25,2	25,0	25,0	
Стефанит . . . . .	$R_g$	30,8	31,1	29,4	27,7	26,9	26,8	27,2	27,6	26,7	26,2	26,0	25,5	25,2	25,0	25,0	Оффенбания, 10
	$R_p$	26,0	22,6	30,8	28,2	29,1	31,2	28,2	26,6	25,0	24,4	24,0	23,5	23,4	23,0	23,0	
Сульванит . . . . .	$R_g$	73,2	75,6	76,2	75,4	74,3	74,0	73,6	73,6	73,8	74,0	73,8	73,1	72,8	72,8	72,9	Робб-Монтбрей, 67
	$R_p$	70,0	72,4	73,0	72,0	70,5	69,5	68,3	67,2	67,7	68,5	68,0	67,2	67,0	67,0	67,2	
Сфалерит: (сод. Fe—14,24%) . . . . .	$R_g$	19,6	18,6	18,0	17,5	17,1	17,0	16,9	17,0	17,2	17,2	17,0	17,0	17,0	17,0	17,2	Хапчеранга, 35 Левиха Талнах, 42
	$R_p$	17,4	16,9	16,6	16,1	15,9	15,7	15,5	15,5	16,4	16,4	16,4	16,4	16,4	16,4	16,4	
Талнахит . . . . .	$R_p$	13,9	22,4	30,6	35,8	39,0	40,8	41,7	42,0	41,0	41,0	41,0	40,8	40,7	40,5	41,0	Оффенбания, 10
	$R_g$	65,6	66,0	66,3	66,5	65,9	65,0	64,0	62,9	57,8	57,5	56,8	56,6	56,2	56,0	56,6	
Теллур самор. . . . .	$R_p$	56,7	57,6	57,8	58,0	57,6	56,9	56,0	54,5	51,2	50,3	49,6	49,1	49,0	49,0	49,2	Робб-Монтбрей, 67
	$R_g$	62,2	63,3	64,2	64,8	65,1	66,1	67,6	68,9								

<sup>1</sup> Расвумит  $K_2Fe_9S_{14}$ . Ромб. с.;  $a_0=9,12$ ;  $b_0=11,08$ ;  $c_0=5,47$ ,  $z=1$ . Тонкоиглычатый, легко расщепляется на тончайшие иглы. Под микроскопом сильно анизотропен с блеклыми цветными эффектами, при двуотражении изменяется от белого до кремовато-серого. Погасание прямое. Внутренних рефлексов нет. Н 33,9 кгс/мм<sup>2</sup> (нагрузка 10 г). Встречен в пегматитах Хибинского массива в парагенезисе с джерфшиеритом. Образуется в связи с поздними процессами замещения в условиях высокой щелочности среды.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроскин Л. С., Папаян Г. В., Раутиан Л. П. Абсолютный регистрирующий микроспектрофотометр «Блеск». — «Геология рудных месторождений», № 3, 1972, с. 81—90.
2. Новый теллурид висмута  $\text{Bi}_2\text{Te}_5$ . — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2, с. 443—446. Авт.: В. С. Аксенов, Е. А. Косяк, Ш. К. Мергенов, Т. К. Рафиков.
3. Аксенов В. С. и др. Находка новых минералов серебра и теллура в рудах Зырянского месторождения на Алтае. — «Изв. АН Каз. ССР», серия геол., 1969, № 3, с. 74—78.
4. Аксенов В. С., Инин В. Д., Литвинович А. Н. Находка цинксодержащего гринокита в рудах Орловского месторождения на Рудном Алтае. — «Тр. Ин-та геол. АН Каз. ССР», 1970, т. 29, с. 164—167.
5. Амосов Р. А. Гидротермальный смайтит из Дарасунского золоторудного месторождения. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 3, с. 674—677.
6. Анкинович Е. А. Сульфанит из горизонта глинисто-антраксолитовых сланцев Каратау и Джебаглинских гор. — «Изв. АН Каз. ССР, серия геол.», 1958, вып. 1, с. 29—37.
7. Атанасов В. А. Минералогия стратиформного медно-свинцово-цинкового месторождения Седмочисленицы в Болгарии. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук (на болгарском языке). Автореф. дис. (на русском языке). Новосибирск, 1972, 59 с.
8. Афанасьева Е. Л., Вяльсов Л. Н., Ильин Н. П. О первой находке лазаревичита в СССР. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 1, с. 169—171.
9. Бабкин П. В., Ким Е. П. Первая находка самородного мышьяка ртутном месторождении Чукотки. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2, с. 424—427.
10. Бабкин П. В., Еремин Р. А., Тренина Т. И. Стефанит из золото-серебряного рудопроявления Северо-Востока СССР. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 4, с. 908—910.
11. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. Изоморфные элементы-примеси галенитов (на примере Кармазара). — «Геол. журнал», 1969, т. 29, № 4, с. 53—60.
12. Бадалов С. Т., Поваренных А. С. Изоморфные элементы-примеси пиритов. — «Геол. журнал», 1970, т. 30, вып. 3, с. 27—34.
13. Бадалова Р. П., Николаева Э. П., Толкачева Л. Ф. Изучение микротвердости минералов ряда золото-серебра из золоторудных месторождений Узбекистана. — В кн.: Физические свойства редкометальных минералов и методы их исследования, М., «Наука», 1969, с. 72—75.
14. Баженов И. К., Индукаев Ю. В., Яхно А. В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край). — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1959, ч. 88, вып. 2, с. 180—184.
15. Банась Марян. О богдановичите — селениде серебра и висмута. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, ч. 100, вып. 5, с. 612—613.
16. Баранова Р. В., Имамов Р. М., Пинскер З. Г. Кристаллохимия соединений  $\text{A}^{\text{I}}-\text{B}^{\text{VI}}$ . Некоторые структурные характеристики и геометрический анализ механизма упорядочения в теллуридах серебра и золота. — «Кристаллография», 1971, т. 16, вып. 1, с. 127—137.

17. Бартиян П. М. Самородные свинец и цинк в породах Армении. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1966, ч. 95, вып. 1, с. 99—102.
18. Барышников Э. К., Мерлич Б. В. и Славская А. И. Метаиннабарит из Закарпатья. — «Минер. сб. Львовского геол. о-ва», 1957, № 11, с. 342—346.
19. Баюшкин И. М. и Ильменев Е. С. Кристаллы коффинита из молибден-уранового месторождения. — «Изв. вузов», серия «Геология и разведка», 1969, № 11, с. 39—42.
20. Безсмертная М. С., Соболева Л. Н. О вольтинските — новом теллуриде висмута и серебра. — В кн.: Экспериментально-методические исследования рудных минералов. М., «Наука», 1965, с. 129—142.
21. Безсмертная М. С., Логинова Л. А. Примеры расчета оптических констант ( $n$ ,  $\chi$ ) светопоглощающих (рудных) минералов по измеренным в воздухе и иммерсии значениям показателя отражения ( $V$ ). — В кн.: Методические минералогические исследования, М., «Наука», 1971, с. 79—92.
22. Безсмертная М. С., Логинова Л. А., Соболева Л. Н. Определение теллуридов под микроскопом. М., «Наука», 1969, 175 с.
23. Безсмертная М. С., Козеренко С. В., Колпакова Н. Н. Зелигманит и синнерит (?) в мышьяковом комплексе Эльбрусского полиметаллического месторождения. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 5—14.
24. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. — «Минер. сб. Львовского геол. о-ва», 1959, № 6, с. 21—34.
25. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Шпигованная структура блеклых руд. — «Минер. сб. Львовского геол. о-ва», 1965, № 19, вып. 1, с. 3—9.
26. Белов Н. В., Победимская Е. А. Ковеллин (кломанит) — халькозин (акантит, штромейрит, борнит) — блеклые руды. — «Кристаллография», 1968, т. 13, вып. 6, с. 969—976.
27. Белов Н. В. и Победимская Е. А. Ковеллин — халькозин (акантит, штромейрит) — борнит. — «Рентгенография минерального сырья», Новосибирск, «Наука», 1970, вып. 7, с. 4—6.
28. Берман Ю. С., Казаринова Е. И. Первая находка агвиларита в СССР. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 6, с. 1406—1409.
29. Бернштейн П. С., Бочек Л. И. Определение показателей преломления и поглощения минералов методом измерения отражательной способности в двух средах. — «Тр. ЦНИГРИ», 1969, вып. 86, ч. II, с. 68—75.
30. Бернштейн П. С. Выбор эталонов для измерения отражательной способности рудных минералов. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 93, с. 14—20.
31. Бернштейн П. С., Лившиц Д. М. Определение отражательной способности эталонов для микроспектрофотометрических установок. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 93, с. 20—29.
32. Бернштейн П. С. Оптические методы диагностики рудных минералов мало зависящие от качества полировки шлифов. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 93, с. 34—44.
33. Бернштейн П. С., Козак С. С. Определение пробы золота оптическим методом. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 87, с. 247—254.
34. Бови С., Тейлор К. Определитель рудных минералов. — В кн.: Геология атомного сырья (Тр. II конф. по мирному использованию атомной энергии). М., Атомиздат, 1958, с. 161—183.
35. Болдырева М. М. Матильдит —  $\beta$   $\text{AgBiS}_2$  из месторождения Тары—Экан (Восточный Карамазар) — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 407—409.
36. Борисенко Л. Ф., Лебедева С. И., Сердобова Л. И. О титаномagnetите и магнетите из месторождений различного генезиса. — «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 4, с. 40—53.
37. Борисов О. Г. Источник самородной вулканогенной серы. — «Геохимия», 1970, № 3, с. 332—343.
38. Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н., Сендерова В. М. О халькостибите из Терекса (Кирг. ССР). — «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 3, с. 675—678.
39. Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н., Вальсов Л. Н. Изоморфный ряд висмутит-айкинит. — «Вестн. Моск. ун-та, серия «Геология», 1970, № 1, с. 18—33.
40. Брызгалов И. А., Ракчеев А. Д. Поглощение и светопреломление трюлитов, гексагональных и моноклинных пирротитов и диагностика их по оптическим свойствам. — «Вестн. Моск. ун-та, серия 4, Геология», 1970, № 6, с. 92—106.

41. Будько И. А., Кулагов Э. А. Троилит в жильных рудах Норильска и Талиха. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2, с. 428—430.
42. Будько И. А., Брызгалов И. А., Ракчеев А. Д. К вопросу о полиморфных модификациях кубанита. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, т. 100, вып. 4, с. 429—436.
43. Будько И. А., Кулагов Э. А., Митенков Г. А. О кубическом халькопирите в связи с температурными условиями кристаллизации медистых жильных руд Талнахского и Норильского месторождений. — «Изв. вузов, серия Геология и разведка», 1969, № 6, с. 49—54.
44. Буре Г. П., Клейнбок В. Е. Микрофотометрическая установка ПЮОС-1 и условия точных измерений. — «Докл. к семинару «Новые методы и аппаратура для минералого-петрограф. исслед.» М., ВИМС, 1968, с. 31—40.
45. Бурьянова Е. З. О ферроселите. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1956, ч. 85, № 3, с. 286—291.
46. Буцко Н. И., Бартошинский З. В., Осипов И. С. О синтетических кристаллах аргиродита и канфильдита. — «Минер. сборник», № 23, 1969, вып. 1, с. 98—101.
47. Васильев В. И. Новые рудные минералы ртутных месторождений Горного Алтая и их парагенезисы. — В кн.: Вопросы металлогении ртути, М., «Наука», 1968, с. 111—129.
48. Васильев В. И., Бердичевский Г. В. Находка халькостибита в ртутных рудах Горного Алтая. — «Докл. АН СССР, сер. геол.», 1967, т. 115, № 2, с. 429—431.
49. Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Находка онофрита-селенсодержащей разновидности черного сульфида ртути в ртутных рудах Алтае-Саянской области. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 2, с. 430—433.
50. Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г. Новая ртутьсодержащая разновидность сфалерита. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 4, с. 911—913.
51. Вейц Б. И., Крикунова Н. П., Слюсарев А. П. Редкие минералы золоторудного месторождения Жана-Тюбе. — В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 16—35.
52. Великорец Т. А. Кристалломорфология и кобальтоносность пирита. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 1, с. 169—172.
53. Вершковская О. В., Лебедева С. И. Гудмундит Горевского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 2, с. 424—427.
54. Владимирова Е. В. О находке самородных свинца и цинка на территории Кузнецкого Алатау. — «Изв. Томского политех. ин-та», 1969, вып. 165, с. 11—12.
55. Власов К. А. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1966, т. 2, 830 с.
56. Первая находка гетчелита в СССР. «Минерал. исслед.», вып. 2, 1972, М., Изд-во ИМГРЭ, с. 3—17. Авт.: Ю. В. Волгин, В. С. Иванов, В. П. Мичкарев, В. П. Парфенов.
57. Волюнский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т. I, II и III, М., Госгеолиздат, 1949, 267 с., 100 с, 338 с.
58. Волюнский И. С. К методике измерения оптических постоянных рудных минералов. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. — «Тр. ИМГРЭ», 1959, вып. 3, с. 135—226.
59. Волюнский И. С., Логинова Л. А. Сравнительная количественная характеристика оптических постоянных некоторых «розовых» сульфидов. — В кн.: Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов. «Тр. ИМГРЭ АН СССР», 1961, вып. 6, с. 72—85.
60. Волюнский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т. I, М., «Недра», 1966, 348 с.
61. Вяльсов Л. Н. Определение осности и оптического знака рудных минералов по измерениям отражательной способности. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 1, с. 77—85.
62. Гамянин Г. Н. Сульфотеллуриды висмута Северо-восточной Якутии. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 3, с. 679—682.
63. Геворкьян С. В., Поваренных А. С. О химической формуле и вероятной структуре валлернита. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, «Наукова Думка», 1967, вып. 2, с. 46—52.

64. Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 3, с. 3—23.
65. Генкин А. Д., Муравьева И. В. Индит и джалиндит — новые индийские минералы. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1963, ч. 92, вып. 4, с. 445—457.
66. Генкин А. Д., Добровольская М. Г. О находке пирсента в свинцово-цинковом месторождении Сокольное — «Тр. Минер. музея», вып. 16, 1965, с. 90—100.
67. Генкин А. Д., Филимонова А. А., Лапутина И. П. Первая находка алабандина в медно-никелевых сульфидных рудах. «Докл. АН СССР», 1971, № 5, т. 200, с. 1185—1187.
68. Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 1, т. 8, с. 41—54.
69. Генкин А. Д., Вяльсов Л. Н. О валлерите и макинавите и условиях их нахождения в рудах. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 2, т. 9, с. 94—107.
70. Генкин А. Д., Тронева Н. В., Журавлев Н. Н. Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди — джерфишерита. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 5, т. 11, с. 57—64.
71. Гогель Г. Н. К вопросу о происхождении самородного железа в гранитоидах. — «Изв. АН Каз. ССР, серия геол.», 1969, № 6, с. 50—53.
72. Гогиберидзе Д. Г. Графит в рудах Ольховского золоторудного месторождения (Вост. Саяны). — «Изв. Томского политехн. ин-та», 1970, т. 185, с. 3—6.
73. Годовиков А. А. Минералы ряда висмутин-галенит. Новосибирск, «Наука», 1965, 188 с.
74. Годовиков А. А., Кочеткова К. В., Лаврентьев Ю. Г. О систематике сульфотеллуридов и теллуридов висмута. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, т. 100, № 4, с. 417—428.
75. Годовиков А. А., Ненашева С. Н., Лейбсон Р. М. Экспериментальное изучение системы  $PbSe-Bi_2Se_3$ . — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, Новосибирск, «Наука», 1967, т. 5, с. 34—54.
76. Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 1, с. 190—193.
77. Горбунов Г. И., Корнилов Н. А. О новой находке ильванита в медно-никелевых сульфидных рудах. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 94, № 2, с. 323—325.
78. Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Жозент из оловорудного месторождения Центрального Забайкалья. — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1955, вып. 7, с. 154—157.
79. Григорян Г. О. О некоторых закономерностях и условиях образования свинцово-сурьмяных руд. — «Геохимия», 1960, № 1, с. 60—67.
80. Галхайт —  $HgAs_2S_2$ , новый минерал из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 5, с. 1194—1197. Авт.: В. С. Груздев, В. И. Степанов, Н. Г. Шумкова, Н. М. Черницова, Р. Н. Юдин, И. А. Брызгалов.
81. Грейгит из Якутии и его оптические свойства. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 4, с. 916—918. Авт.: В. С. Груздев, И. А. Брызгалов, Н. М. Черницова, Н. Г. Шумкова.
82. Груздев В. С., Черницова Н. М., Шумкова Н. Г. Акташит — новые данные. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 3, с. 694—697.
83. Оптические свойства монокристаллов  $Ag_3AsS_3$ . — «Физика твердого тела», 1971, т. 13, № 4, с. 1202—1203. Авт.: Я. О. Довгий, Н. И. Буцко, В. Н. Корольшин, Е. Г. Мороз.
84. Неоднородность сфалерита из оловорудных месторождений Забайкалья. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971, с. 77—99. Авт.: Е. И. Доломанова, Р. В. Боярская, Л. Н. Вяльсов, М. Т. Дмитриева, И. П. Лапутина.
85. Дриц В. А., Чухров Ф. В. Срастание политипных модификаций в кристаллах молибденита. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., Наука, 1971, с. 73—76.
86. Дунин-Барковская Э. А., Лидер В. В., Рожанский В. И. Свинцово-жозентит из Устарася ЗВМО, 1968, ч. 97, вып. 3, с. 332—341.

87. Система минералогии. М., Изд-во иностр. лит., т. I, полутом I, II, с. 607, 419. Авт.: Дж. Д. Дэна, Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Франдель.
88. Зленко Б. Ф. Детальное исследование моносulfидов железа ряда троилит-пирротин на примере руд Вавилонского месторождения Алтая. — В кн.: Экспериментально-методическое исследование рудных минералов. М., «Наука», 1965, с. 142—161.
89. Зубов В. И. О кристаллах метациннабарита одного из ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа. — «Тр. по геол. и полезн. ископаемым Сев. Кавказа». СКГУ, Ставропольское книжное изд-во, 1967, вып. 12, с. 178—181.
90. Иванов В. С. Оптические свойства гетчелита  $SbAsS_3$  в проходящем свете. — «5-я научн. конференция молодых сотрудн. ИМГРЭ АН СССР», М., изд. ИМГРЭ, 1967, с. 29—31.
91. Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М., «Наука», 1969, 160 с.
92. Иванов В. В., Пятенко Ю. А. О так называемом кестерите. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1959, сер. 22, вып. 2, с. 165—168.
93. Иванова Н. В., Дружинина И. А., Ожигова В. А. Микрофотометрическая насадка ФМЭ-1 к микроскопам. — В кн.: Экспериментальные методы исследования рудных минералов. М., «Наука», 1965, с. 93—98.
94. Изойтко В. М., Вяльсов Л. Н. Об ассоциациях арсенидов и антимонидов никеля в рудах Талнахского м-ния. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского р-на. Норильск, 1971, с. 199—202.
95. Индолев Л. Н. Овихит из месторождений Южного Верхоянья. — «Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6, с. 1351—1354.
96. Индолев Л. Н., Невойса Г. Г., Брызгалов И. А. Новые данные о составе сурьмяных блеклых руд и изоморфизме меди и серебра. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 5, с. 1146—1149.
97. Кан Э. М. О реньерите из германиево-цинково-медного рудопоявления. — «Изв. вузов, серия Геология и разведка», 1970, № 1, с. 37—41.
98. Карамян К. А. Германит и реньерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. — «Зап. Арм. отд. Всес. минер. о-ва», 1959, вып. 1, с. 101—108.
99. Карапетян А. И. Штроемейрит в рудах Ахтальского полиметаллического месторождения. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 33, № 5, с. 217—221.
100. Карапетян А. И. Количественная характеристика оптических постоянных реньерита и германита. — «Докл. АН Арм. ССР», 1961, т. 33, № 3, с. 129—134.
101. Касьянов А. В., Бочек Л. И., Розова Е. В. Исследование некоторых физических свойств устойчивых минеральных фаз в системе  $FeS-Fe_7S_8$  с целью их диагностики. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 93, с. 86—103.
102. Качаловская В. М., Тронева Н. В. Пирсент из месторождения Миргалимсай. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1969, т. 98, вып. 2, с. 234—238.
103. Качаловская В. М. О рокезите. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 209—212.
104. Качаловская В. М., Кукоев В. А. Первая в СССР находка ниобита — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 213—214.
105. Круглова Г. И., Ясинская А. А. К вопросу о магнитной восприимчивости некоторых сульфидов. — «Минер. сб. Львовского геол. о-ва», 1952, № 6, с. 257—261.
106. Керимов Г. И., Мусейбов К. И. Менегинит и гудмундит в рудах Физличайского медно-полиметаллического месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 6, с. 706—711.
107. Киселев А. И. Серебро-цинковый станин из месторождения Арга-Бинах-Хайской интрузии в басс. р. Яны. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 3 (первая серия), Магадан, изд-во «Советская Колыма», 1948, с. 113—117.
108. Клейнбок В. Е. О современном методе измерения отражательной способности минералов. — В кн.: Методические минералогические исследования. М., «Наука», 1971, с. 5—16.
109. Кляхин В. А. Синтез ферроселита в гидротермальных условиях. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 2, с. 346—348.

110. Кляхин В. А., Годовиков А. А., Ягофарова Е. Г. Гидротермальный синтез свинцово-сурьмяных сульфоселей. — В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии, 1968—1969, Новосибирск, «Наука», 1969, с. 50—57.
111. Коваленкер В. А., Лапутина И. П., Вьяльсов Л. Н. О первой находке минералов ряда галенит-клаусталит в сульфидных медно-никелевых рудах. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 2, с. 98—101.
112. Кобилев Г. А. О находке самородного мышьяка в Эльбрусском рудном поле (Северный Кавказ). — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 6, с. 743—744.
113. Кондрашев Ю. Д. О кристаллической структуре и составе креднерита  $\text{CuMnO}_2$ . — «Кристаллография», 1958, т. 3, вып. 6, с. 696—699.
114. Королев Д. Ф., Козеренко С. В. Экспериментальное изучение условий образования сульфидов железа из растворов. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 165, № 6, с. 1402—1405.
115. Королев Н. В., Агроскин А. С. Установка для определения минералов. — «Геология рудных месторождений», М., «Наука», 1959, № 4, с. 137—140.
116. Королева Н. Н. Кюстелит из кварц—золото—серебряного рудопроявления в Кармазаре. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3, с. 693—695.
117. Корсунский М. И., Муратов Э. М. Спектр отражения природного галенита при температурах  $77^\circ$  и  $290^\circ \text{K}$ . — «Изв. АН Каз.ССР, сер. физ.-мат.», 1969, № 2, с. 44—49.
118. Корсунский М. И., Митряева Н. М., Муратов Э. М. Спектры отражения кремния, галенита и пирита в области 0,62—5,48 эв. — «Изв. АН Каз.ССР, сер. геол.», Алма-Ата, «Наука», 1969, № 6, с. 11—22.
119. Корсунский М. И., Муратов Э. М. Спектр отражения пирита в области 2—65 микрон. — «Изв. АН Каз.ССР, сер. физ.-мат.», Алма-Ата, «Наука», 1970, № 6, с. 63—72.
120. Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971, 584 с.
121. Косяк Е. А. Фазовые превращения в борнитах при электроннозондовом микроанализе. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 4, с. 921—923.
122. Косяк Е. А. Электроннозондовый микроанализ джезказганита. — В кн.: Металлургия рения, М., «Наука», 1970, с. 26—28.
123. Кузнецов К. Ф. Геохронит в рудах Екатерино-Благодатского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 114, № 4, с. 880—883 с табл.
124. Кулагов Э. А., Евстигнеева Т. Н. Новые никелевые минералы в рудах Норильского и Талнахского месторождений. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопром. р-на. Норильск, 1968, с. 157—159.
125. Кулагов Э. А., Изотенко В. М., Митенков Г. А. Хизлевудит в сульфидных медно-никелевых рудах Талнахского месторождения. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 4, с. 900—902.
126. Куличихина Р. Д., Вьяльсов Л. Н. О находке моусонита в СССР. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 2, с. 410—413.
127. Куличихина Р. Д., Губанов А. М. Герсдорфит и кобальтин из месторождения Чорух-Дайронского рудного поля. — «Тезисы докл. Ленингр. гос. ун-та», 1971, с. 154.
128. Курдюкова З. И. Алабандин в сульфидных рудах Тырнауза. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, ч. 100, вып. 1, с. 95—96.
129. Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., «Недра», 1965, 464 с.
130. Лебедев Л. М., Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. О некоторых особенностях современного образования сульфидов железа на Челекене. «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 1413—1416.
131. Лебедев В. И., Шишкин Н. Н. Некоторые закономерности состава и причины образования арсенидов железа, кобальта и никеля. — «Докл. АН БССР», 1970, т. 14, № 7, с. 657—660.
132. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963, 122 с.
133. Лебедева С. И. О возможностях применения метода микровдавливании при минералогических исследованиях. — «Тр. ИМГРЭ», 1963, вып. 18, с. 116—123.
134. Лебедева С. И. Применение метода микротвердости для количественной характеристики титоморфных особенностей рудных минералов. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1969, вып. 19, с. 174—178.
135. Лебедева С. И., Южко-Захарова О. Е. Исследование микротвер-

дожести сплавов системы NiTe—NiTe<sub>2</sub> и аналогичных им природных теллуридов (группы мелонита).— В кн.: Минералогические исследования, М., Изд-во ИМГРЭ, 1969, вып. 1, с. 10—13.

136. Литвин А. Л., Поваренных А. С. О соотношении элементарной ячейки гетчеллита (AsSbS<sub>3</sub>) и аурипигмента (As<sub>2</sub>S<sub>3</sub>).— «Конституция и свойства минералов». Киев, «Наукова Думка», 1967, вып. 2, с. 60—65.

137. Логинова Л. А. Опыт измерения оптических постоянных германита и вольфрамита.— «Тр. ИМГРЭ АН СССР», 1960 вып. 4, с. 224—234.

138. Ляхницкая И. В., Шумская Н. И. О новой разновидности герсдорфита в Беркульском месторождении.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1966, ч. 95, вып. 5, с. 567—540.

139. Макарова Р. А., Чернов Ф. М. О находке алабандина в северо-западной части Восточного Саяна.— «Тр. Сиб. НИИ геол. геофиз. и минеральн. сырья». Красноярское отд., 1971, вып. 114, с. 122—124.

140. Максимюк И. Е. Зависимость физических свойств вольфрамитов от их химического состава.— «Минералогия, геохимия вольфрамовых месторождений», Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1971, с. 275—281.

141. Максимюк И. Е., Лебедева С. И. Изучение физических свойств касситеритов с целью выяснения форм нахождения в них тантала и ниобия.— В кн.: Физические свойства редкометалльных минералов. М., «Наука», 1968, с. 31—42.

142. Малевский А. Ю. Об изоморфном вхождении таллия в галенит.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 6, с. 1324—1328.

143. Марзуванов В. Л., Муратов Э. М. К методике определения отражательной способности рудных минералов.— В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 186—189.

144. Марков М. Н., Хайкин А. С. Оптические свойства массивного висмута в области спектра 3—36 мк.— «Оптика и спектроскопия», 1960, т. 9, № 4, с. 487—492.

145. Маркова Э. А. О находке верлита на Чалкуйрюк-Акджилгинском месторождении.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 713—714.

146. Маркова Э. А. О находке вольтинскита в золоторудном месторождении Средней Азии.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 3, с. 324—326.

147. Маркова Э. А. О гессите из Кочбулака.— «Зап. Узбекист. отд. Всесоюз. минер. о-ва», 1970, вып. 21, с. 97—99.

148. Маркова Э. А. Гудмундит Чалкуйрюк—Акджилгинского месторождения.— «Зап. Узб. отд. Всесоюз. минер. о-ва», 1962, вып. 14, с. 161—168.

149. Меликсетян Б. М., Фармазян А. С., Хуртудян Э. Х. Теллуридо-висмутит и некоторые другие теллуриды из Калерского месторождения молибденита.— «Докл. АН Арм.ССР», 1960, т. 30, № 4, с. 239—244.

150. Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, М., 1970, 352 с.

151. Мец О. Ф., Меньшиков Ю. П. Самородное железо из пегматитов района р. Стрельной (Кольский п-ов).— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, ч. 100, вып. 3, с. 329—332.

152. Минералы. Справочник. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 1, 616 с.

153. Минцер Э. Ф., Мымрин В. А., Исаева К. Г. Жозеит А из Средней Азии.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 2, с. 428—431.

154. Мирошниченко Л. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И. Изменение пробы и размерности выделений золота в зависимости от температурных условий минералообразования.— «Изв. АН Каз.ССР, сер. геол.», Алма-Ата, 1971, № 2, с. 39—42.

155. Митряева Н. М., Яренская М. А., Косяк Е. А., Муратова Д. Н. Ванадиево-мышьяковый германит.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 3, с. 325—331.

156. Мозгова Н. Н. О некоторых физических свойствах ильванта.— «Тр. Минер. музея АН СССР», 1965, вып. 16, с. 114—139.

157. Мозгова Н. Н. Об отражательной способности, микротвердости и термостойкости галенита в связи с изоморфными примесями серебра и висмута.— «Геология рудных месторождений», 1966, т. VIII, № 3, с. 63—71.

158. О находке гетероморфита в коллекции Минералогического музея АН СССР.— «Тр. Минерал. музея АН СССР», 1971, вып. 20, с. 114—119. Авт.: Н. Н. Мозгова, Ю. С. Бородаев, В. М. Сендерова, Г. Н. Ронами, Т. А. Яковлевская.

159. К диагностике сульфoантимонидов свинца. — «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 2, с. 60—73. Авт.: Н. Н. Мозгова, Ю. С. Бородаев, А. Д. Ракчеев, С. С. Боришанская.
160. Мосс Т. Оптические свойства полупроводников. М., Изд-во иностранной литературы, 1961, с.
161. Муқанов К. М., Каркелюн Л. Ф., Яковлевская Т. А. О находке бетехтинита на Джекказганском месторождении. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 130, № 2, с. 404—407.
162. Муратов Э. М. Определение пробности золота по показателю отражения в фиолетовой части спектра. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», Алма-Ата, № 1, 1966, с. 64—67.
163. Муратов Э. М. К вопросу о влиянии изоморфных примесей на отражательную способность галенита. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1969, ч. 98, вып. 6, с. 730—735.
164. Муратов Э. М. Исследование дисперсии отражения отдельных рудных минералов в различных областях оптического спектра и некоторые возможности их использования ее для аналитических и диагностических целей. Автореф. дисс. М., 1970, с. 19.
165. Овчинников Л. Н. О маггемите (Минер. сб.). — «Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1953, вып. 20, № 2, с. 3—13.
166. Первая находка теллуристого канфильдита. — «Докл. АН СССР», 1971, № 3, т. 201, с. 693—696. Авт.: Д. О. Онтоев, Н. В. Тронева, А. И. Цепин, Л. Н. Вяльцев.
167. Орлова З. В. Сборник химических анализов руд и минералов месторождений полезных ископаемых Северо-Востока СССР. — «Тр. Всесоюз. Магаданск. науч.-исслед. ин-та», Магадан, 1956, т. 2, 25 с.
168. Осипов Б. С. Некоторые оптические и физические свойства синтетического уранинита. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, с. 672—675.
169. Островский И. А. Оптический метод определения важнейшей особенности химического состава самородного золота в микроскопических препаратах. — «Колыма», Магадан, № 6, 1946, с.
170. Павлов Н. В. О маггемите и магнетитовых рудах Кежемского месторождения. — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1957, вып. 8, с. 77—84.
171. Пеньков И. Н., Сафин И. А. Изучение стефанита ( $Ag_3SbS_4$ ) методом ядерного квадрупольного резонанса. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 5, с. 1148—1150.
172. Пеньков И. Н., Сафин И. А., Ненашева С. Н. Исследование халько-стибита ( $CuSbS_2$ ) методом ядерного квадрупольного резонанса. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 3, с. 689—692.
173. Неоднородность самородного золота. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971, с. 44—62. Авт.: Н. В. Петровская, В. Г. Лютцау, К. А. Фролова, И. П. Лапутина, Г. В. Васильева.
174. Кристаллическая структура стефанита  $Ag_3SbS_4$ . — «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 2, с. 342—344. Авт.: А. А. Петрунина, Б. А. Максимов, В. В. Илюхин, Н. В. Белов.
175. Пиотровский Г. Л. К вопросу о генезисе киновари и метациннабарита. — «Минер. сб. Львовского геол. о-ва», 1958, № 12, с. 225—232.
176. Платонов А. Н., Марфунин А. С. Оптические спектры поглощения сфалеритов. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, ч. 97, вып. 3, с. 257—272.
177. О политипии природных сфалеритов и ее типоморфном значении. — «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 2, с. 3—16. Авт.: А. Н. Платонов, Т. Н. Шадлун, О. П. Полякова, М. Г. Добровольская.
178. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, «Наукова Думка», 1966, 547 с.
179. Покровская И. В., Слюсарев А. П. Изотропный гёссит и сильбемит в Тишинском месторождении. — В кн.: Минералогия и геохимия Центральной Казахстана и Алтая. Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 35—42.
180. Полякова О. П. Геокронит из Смирновского месторождения (Восточное Забайкалье). — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1957, вып. 8, с. 99—102.
181. Равич Ю. И., Ефимов Б. А., Смирнов И. А. Методы исследования полупроводников в применении к халькогенидам свинца. М., «Металлургия», 1968, 383 с.

182. Новый природный интерметаллид золота, меди и палладия из руд Талнахского месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, т. 100, вып. 1, с. 66—76. Авт.: Л. В. Разин, А. И. Гомонова, В. И. Быков, В. И. Мещанкина.
183. Ракчеев А. Д. Оптической неоднородности зерен пиритов из руд колчеданных месторождений Урала. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971, с. 110—117.
184. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 1132 с.
185. Римская-Корсакова О. М., Троянов М. Д. Новые данные о тунгстенице. «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1956, с.
186. Роков А. Н., Червова В. В. О новой находке смайтита и условия его отложения. — «Изв. вузов сер. Геология и разведка», 1971, № 11, с. 43—47.
187. Рябева Е. Г., Дубакина Л. С. К вопросу о влиянии примесей Fe, Mn и Cd на параметры решетки сфалерита. — «Минеральное сырье», М., «Недра», 1968, вып. 18, с. 29—43.
188. Рябев В. Л., Рябева Е. Г., Малаева И. П. Некоторые особенности отражательной способности и микротвердости галенитов в зависимости от формы содержащегося в их составе серебра. — «Тр. ЦНИГРИ», 1969, вып. 80, с. 188—195.
189. Рябоконт С. М. Герсдорфит из тальково-карбонатных пород Верховцевского района (Украинский щит). — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 5, с. 604—605.
190. Сатпаева М. К. Электронномикроскопическое изучение рениевого минерала из Джезказганского месторождения. — «Вестн. АН КазССР», 1965, № 8, с. 36—44.
191. Сатпаева М. К., Полякова Т. П. Разноокрашенные борниты из вкрапленных медных руд Джезказганского месторождения. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», Алма-Ата, 1971, № 5, с. 21—29.
192. Сахарова М. С. Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 1, с. 23—41.
193. Сахарова М. С. О зависимости состава блеклых руд от условий образования. — В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М., «Наука», 1966, с. 109—118.
194. Сахарова М. С. О находке β-матильдита в Восточном Забайкалье. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 2, с. 418—420.
195. Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. Об арсенипирите как индикаторе условий рудообразования. — «Тр. Минер. музея им. Ферсмана», 1969, вып. 19, с. 210—217.
196. Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. О халькостибите Дарасунского золоторудного месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 3, с. 340—344.
197. Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н. О находке виллиамита и брейтгауптита в Забайкалье. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 3, с. 687—689.
198. Свешникова О. Л., Ракчеев А. Д. Овихит из Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье). — «Докл. АН СССР», 1965, т. 5, с. 1164—1167.
199. Свешникова О. Л., Ракчеев А. Д. Марганецсодержащий бертьерит из Тырнауза (Северный Кавказ). — «Тр. Минер. музея им. Ферсмана», 1969, вып. 19, с. 218—223.
200. Свешникова О. Л., Ракчеев А. Д. К вопросу о составе и свойствах прустита и пираргирита. — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1971, вып. 20, с. 133—139.
201. Халькоталлит — новый сульфид таллия и меди из Илимаусака. Южная Гренландия. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», т. 181, вып. 5, 26 с. Авт.: Е. И. Семенов, Х. Соренсен, М. С. Безсмертная, Л. Е. Новороссова.
202. Семенов Е. И., Безсмертная М. С. Сульфиды, арсениды, антимониды. — В кн.: Минералогия щелочного массива Илимаусак. М., «Наука», 1969, с. 23—28.
203. Сергеева Э. И., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия образования самородного мышьяка в гидротермальных месторождениях. — «Геохимия», № 7, 1969, с. 846—859.
204. Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959, 257 с.
205. Синяков В. И. Микротвердость магнетита из месторождений различного генезиса. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 4, с. 929—932.
206. Изменение некоторых физических свойств борнита при растворении в нем халькопирита. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 4, с. 113—115. Авт.: А. И. Славская, В. М. Качаловская, М. А. Шарыбкина, В. Е. Рудниченко.

207. Сладков А. М., Кудрявцев Ю. П. Алмаз, графит, карбид-аллотропные формы углерода. «Природа», № 5, 1969, с. 37—44.
208. Слюсарев А. П. Применение рентгеновского микроанализа при изучении минералов серебра. — «Вопросы общей и прикладной физики», Алма-Ата, «Наука», 1972, с. 219—223.
209. Смирнов Ф. Л., Премыслер К. М. Сульванит в кварцево-карбонатных жилах Пай-Хоя. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 1, с. 100—103.
210. Смирнова Т. А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 6, с. 745—748.
211. Спектры отражения некоторых минералов. Исследов. по полупроводникам. (АН Молд. ССР, Ин-т прикладной физики), Кишинев, 1968. Авт.: В. В. Соболев, Б. К. Залевский, В. Г. Воробьев, Ю. В. Попов, И. Н. Лерман.
212. О находке и распространении джерфишерита в пегматитах Хибинского массива. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 2, с. 62—71. Авт.: М. Н. Соколова, М. Г. Добровольская, Н. И. Органива, М. Е. Казакова, Г. Л. Васильева.
213. Сульфид калия и железа — новый минерал расвумит. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 6, с. 712—720. Авт.: М. Н. Соколова, М. Г. Добровольская, Н. И. Органива, М. Е. Казакова, А. Л. Дмитрик.
214. Сомина М. Я. Тригональный молибденит из карбонатитов Восточной Сибири. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 4, с. 898—901.
215. Соренсен Х., Семенов Е. И., Безсмертная М. С. Купростибит — новое природное соединение меди и сурьмы. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1969, ч. 98, вып. 6, с. 716—724.
216. Сорокин Ю. П., Мелкозеров Ю. П. Айкинит из месторождения Невьянская седловина. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1965, ч. 94, вып. 6, с. 693—697.
217. Сорокин В. И., Груздев В. С., Брызгалов В. А. Синтез идаита. — «Тр. VIII совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии». М., «Наука», 1971, с. 309—311.
218. Сорокин В. И., Груздев В. С., Шорыгин В. А. Изменение параметра  $a_0$  сфалерита, полученного в гидротермальных условиях, в зависимости от содержания в нем железа. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., «Наука», 1968, с. 113—116.
219. Сребродольский Б. И., Сидельникова В. Д. Селен в самородной сере. — «Геохимия», № 8, 1969, с. 1010—1013.
220. Спиридонов Э. М. Ильваит из скарнового месторождения Ичке-Ульпис в Сев. Казахстане. — «Вестн. Моск. гос. ун-та сер. геол.», 1970, сер. 4, № 5, с. 110—111.
221. Старичкий Ю. Г. Самородное железо и медь с реки Курейки. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1965, т. 94, вып. 5, с. 580—582.
222. Старова М. М. Гриноцит в рудах Орловского месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Вост. Казахстана, Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 79—80.
223. Строителев А. Д., Бабанский М. Д. К вопросу о возможности использования сфалерита в качестве геологического термометра. — «Геохимия», № 5, 1969, с. 627—630.
224. Сузуки, Теруо. Связь между некоторыми свойствами пиритов и их образованием. — В кн.: Онтогенетические методы изучения минералов, М., «Наука», 1970, с. 64—89.
225. Терзиев Г. И. О люцит-фаматинитовой серии минералов. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1966, ч. 95, вып. 3, с. 260—271.
226. Тимофеев В. Д., Плужникова В. Ф. Тамбовский молибденит. — «Советская геология», № 10, 1968, с. 113—115.
227. Тимофеева Н. В., Аполлонов В. Н., Виноградова Г. З. О новой полиморфной модификации реальгара, полученной при высоком давлении. — «Геохимия», № 12, 1970, с. 1522—1523.
228. Тимофеевский Д. А. О сульфоантимонитах свинца и серебра группы овихита месторождений Восточного Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1967, ч. 96, вып. 1, с. 30—44.
229. Тимофеевский Д. А. О первой находке в СССР фрейбергита с высоким содержанием серебра. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 6, с. 1388—1391.

230. Тимофеевский Д. А. Находка овихита в серебро-свинцово-цинковом месторождении Боровушка (Восточное Забайкалье). — «Тр. ЦНИГРИ», 1969, вып. 80, с. 212—215.
231. Тимофеевский Д. А. Геокронит и шульцит в рудах Ag—Pb—Zn месторождения Усть-Теремки Восточного Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1968, т. 97, № 4, с. 431—439.
232. Тимофеевский Д. А. Находка в СССР гипогенных теллуридов меди. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 2, с. 425—428.
233. Тубо Г. Изучение непрозрачных рудных минералов в ближнем инфракрасном свете. — В кн.: Физика минералов. М., «Мир», 1964, с. 415—421.
234. Филиппс Д. Оптические спектры твердых тел в области собственного поглощения. М., «Мир», 1968, 174 с.
235. Филимонова А. А. Парагенетические ассоциации сульфoантимонитов свинца в рудах Дарасунского месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. IX, вып. 2, с. 107—121.
236. Филимонова А. А., Вахрушев В. А. Мелонит из золотоносных скарпов Синохиинского месторождения в Горном Алтае. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1969, т. 98, № 2, с. 175—182.
237. Филимонова Л. Е., Слюсарев А. П. Минералы теллура в рудах медно-молибденового месторождения Бошекуль. — В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. М., «Наука», 1971, с. 42—51.
238. Фоминных В. Г. Микротвердость магнетитов и титаномагнетитов Урала. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 3, с. 670—672.
239. Фриш С. Э., Тиморева А. В. Курс общей физики. М., Изд-во иностр. лит., т. 3, 2, 1952, 608 с.
240. Халтаев Ж. Т., Слюсарев А. П., Муратов Э. М. О цинкосодержащей блеклой руде из месторождения Миргалимсай. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», Алма-Ата, «Наука», 1969, № 1, с. 66—69.
241. Халтаев Ж. Т., Слюсарев А. П. О пирсенте. — «Вестн. АН КазССР», 1969, вып. 10, с.
242. Исследование твердых растворов системы HgSe—HgS. — «Изв. АН СССР, неорганич. материалы», 1968, 4, № 1, с. 39—43. Авт.: Ф. Ф. Харахорин, М. В. Пашковский, Р. В. Луцив, В. М. Петров, Л. Г. Свеколкина, Г. П. Михайлюк.
243. Хуршудян Э. Х., Арутюнян Л. А., Меликсетян Б. М. О генезисе политипов молибденита. — «Геохимия», № 10, 1969, с. 1200—1209.
244. Цонев Д., Бонев Ив. и Терзиев Г. Бетехтинит из месторождения Радка. — «Изв. геол. ин-та, сер. геохим., минерал. и петрограф.», София, 1970, кн. 19, с. 167—177.
245. Чвилева Т. Н. О цинкенте Терекского месторождения. — В кн.: Экспериментальные методы исследования рудных минералов. М., «Наука», 1965, с. 162—176.
246. Чвилева Т. Н. К находке цинкентита месторождения Гурдара (Средняя Азия). — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1966, вып. 17, с. 235—239.
247. Чвилева Т. Н. Значение внешних физических свойств для диагностики буланжерита и джемсонита. — В кн.: Физические свойства редкометаллических минералов и методы исследования. М., «Наука», 1969, с. 56—71.
248. Чвилева Т. Н. Сульфoантимониты свинца в процессе рудообразования. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1969, ч. 98, вып. 3, с. 340—343.
249. Чвилева Т. Н. К оптической характеристике гудмундита и арсенопирита. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 61—66.
250. Чвилева Т. Н. К истории открытия и изучения менегинита. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 77—81.
251. Чвилева Т. Н. Редкие элементы в сульфoантимонитах свинца. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 82—92.
252. Чвилева Т. Н. Влияние примесей на оптические и некоторые другие свойства блеклых руд. — В кн.: Исследования в области рудной минералогии. М., «Наука», 1973, с. 67—76.
253. Чекалова К. А. О люцитите и фаматините Орловского месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, т. 100, № 3, с. 337—340.

254. Черепнин В. К. Самородная сера в зоне окисления Майкаинского медно-колчеданного месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1958, т. 67, № 4, с. 503—504.
255. Черницын В. Б., Апостолов Д. А. Самородный мышьяк в рудопроявлениях руды на Северном Кавказе. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 1, с. 199—200.
256. Чистяков В. К. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетит. — «Геохимия», № 2, 1970, с. 217—227.
257. Чувикина Н. Г., Чешенко Ю. А. Пирротины и троилиты сульфидного медно-никелевого месторождения (Сев. Прибайкалье) и их рентгенометрическое изучение. — «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 93, с. 75—85.
258. Чухров Ф. В., Звягин Б. Б., Ермилова Л. П. и др. Политипы молибденита и их нахождение в рудах. — «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 2, с. 12—26.
259. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова. — «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1965, с. 60—69. Авт.: Ф. В. Чухров, А. Д. Генкин, С. У. Соболева, Г. В. Вазова.
260. Шадлун Т. Н., Дмитриева М. Т. О зависимости размера параметра кристаллической решетки от изоморфных примесей в сфалеритах. — «Минер. сб. Львовск. геол. о-ва», 1968, № 22, вып. 2, с. 116—131.
261. Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). — В кн.: Типоморфизм минералов, М., «Наука», 1969, т. 15—48. Авт.: Т. Н. Шадлун, Н. Г. Добровольская, Нестерова Ю. С., Арапова Г. А.
262. Шадлун Т. Н., Турпетко С. А. О зависимости микротвердость — содержание изоморфного железа в синтетическом сфалерите. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 6, с. 1412—1414.
263. О некоторых характерных чертах сфалеритов по данным электронной микроскопии и локального рентгеноспектрального анализа. — В кн.: Типоморфизм минералов, М., «Наука», 1969, с. 49—68. Авт.: Т. Н. Шадлун, Р. В. Боярская, В. В. Лидер, Л. М. Горохова.
264. О пентландите из сплошных руд Талнахского и Октябрьского месторождений (Талнахский рудный узел). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 2, с. 431—434. Авт.: Н. Н. Шишкин, Г. А. Митенков, В. А. Михайлова, А. М. Карпенков.
265. Шишкин Н. Н. О никелистой разновидности кобальтина. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 114, № 2, с. 414—415.
266. Штрунц Х. Минералогические таблицы, М., «Госгортехиздат», 1962, 531 с.
267. Шумская Н. И. Зависимость отражательной способности минералов группы вольфрамита от их химического состава. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971, 100, вып. 5, с. 629—635.
268. Шумская Н. И., Клейнбок В. Е., Александрова Н. П. Изучение отражательной способности рудных минералов, Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1971, 128 с.
269. Юрковский И. М. Структурные особенности графита Ботогольского месторождения. — «Химия тверд. топлива», № 1, 1969, с. 97—106.
270. Юсупова А. Б. Исследование рениеносных руд Джекказгана методом химического фазового анализа. — В кн.: Новое в исслед. руд Джекказгана, Алма-Ата, «Наука», 1970, с. 124—154.
271. Юшко С. А. Сульванит в свинцово-цинковых рудах хребта Каратау. — «Тр. Минер. музея АН СССР», 1961, вып. 11, с. 215—219.
272. Яренская М. А., Слюсарев А. П. Первая в СССР находка рорезита. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 5, с. 1138—1139.
273. Яренская М. А. Борнит — теннантит — халькозиновая ассоциация в колчеданных рудах Казахстана. — В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая, Алма-Ата, «Наука», 1971, с. 5—15.
274. Agrinier H., Geffroy J. Les minéraux selenies du point uranifere de Liauzun-en-Olloix (Puy-de-Dome): clauthalite selenium, natif, selenite de plomb et chalcomenite. Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist., 1967, 90, 383—386.
275. Agrinier H., Geffroy J., Lissilour J., Pouget R. Nouvelles données sur l'eskebornite a partir d'échantillons de chameane (Puy-de-Dome), Compt. rend. Acad. sci., 1967, D265, N 9, 653—656.

276. Agrinier H., Geffroy J., Pulou R. Paragenese filonienne a uranium-selenium-cuivre a Previnquieres, pres Entraygues (Aveyron). Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist., 1969, 92, 232—234.
277. Aicard P., Picot P., Pierrot R., Poulain P. A. Sur la presence de meneghinite dans deux gites francais. Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist., 1968, 91, 497—499.
278. Allen E. T. Crenshaw J. L., Merwin H. E. The sulphides of zinc, cadmium and mercury; their crystalline forms and genetic conditions.—the American Journal of science 1912 v. XXXIV p. 341.
279. Antun P., El Goresy A., Ramdohr P. Ein neuartiger Typ hydrothermaler Cu--Ni—Lagerstätten. Mit Bemerkungen über die Mineralien: Vallerit, Mackinawit, Oregonit. Mineral. Deposita, 1966, 1, 113—132.
280. Araya R. Untersuchungen über das Reflexionsvermögen einiger Erzminerale unter Berücksichtigung unterschiedlicher Versuchsbedingungen für seine Bestimmung. Ph. D. Thesis, University of Munich, 1968.
281. Arnold R. G. Composition, structure and temperature of stability of natural and synthetic pyrrhotites. Canad. Mineralogist, 1966, 8, 660—661.
282. Atanassov V. A. On the natural amalgams of silver. Докл. Болг. АН 1969, 22, N 5, 577—580.
283. Атанасов В. А. Сребърна—амальгама от находище Седмо численци, Врачанско.—Списание Бълг. геол. дружество, 1971, т. 32, № 1, с. 105—113.
284. Balkine J. Conquere F. Nouvelles données sur la composition de la mackinawite dans les roches basiques et ultrabasiques.—C. r. Acad. sci., Sér. D, 1968, t. 267, N 3, p. 267—270.
285. Bailly R. Infrared light for mineral determination.—Amer. Mineralogist, 1948, v. 33, N 9—10.
286. Bardsley W., Davies P. H., Hobden M. V., Hulme K. F., Jones O., Pomeroy W., Warner J. Synthetic proustite ( $Ag_3AsS_3$ ): a summary of its properties and uses. Optoelectronics, 1969, v. 1, N 1, p. 29—31.
287. Bariand P., Cesbron F., Agrinier H., Geffroy J., Issakhaniyan V. La getchellite,  $AsSbS_3$ , de Zarehshuran, Afshar, Iron.—Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr., 1968, t. 91, N 4, p. 403—406.
288. Barić L. Neuntersuchung des Lorandit-Vorkommens von Mazedonien und Vergleich der Mineralvergesellschaftungen in den beiden bisher bekannten Fundorten des Lorandits.—Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1958, Bd 38, H 2, S. 247—253.
289. Barrabe L., Orcel J. Sur un nouveau gisement Pyrénéen d'ullmannite. In: Comptes rendus du 78<sup>e</sup> Congrès national des Sociétés savantes [de Paris et des départements]. Sect. sci. Paris, 1953, p. 203—206.
290. Bartholomé P., Duchesne J. C., Van Der Plas L. Sur une forme monoclinique de l'ivaite.—Ann. Soc. géol. Belgique. Bull., 1968, v. 90, N 10, p. 779—778.
291. Barton P. B. The Fe—Sb—S system.—Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1, p. 121—132.
292. Bayliss P. The different crystal structures of gersdorffite ( $NiAsS$ ). Canad. Mineralogist, 1968, v. 9, pt 4, p. 570.
293. Bayliss P. X-ray data, optical anisotropism, and thermal stability of cobaltite, gersdorffite, and ullmannite.—Mineral. Mag., 1969, v. 37, N 285, p. 26—33.
294. Bayliss P. Isomorphous substitution in synthetic cobaltite and ullmannite.—Amer. Mineralogist, 1969, v. 54, N 3/4, p. 426—430.
295. Bayliss P., Standard J. C. Further mineralogical data on native lead bolts.—Mineral. Mag., 1967, v. 36, N 277, p. 141—143.
296. Benešova-Talandová M. Nález claushtalitu na Moravě.—Casop. mineral. a geol., 1965, sv. 10, N 1, s. 83—86.
297. Bernard J. H., Hak I. Stříbrem bohatý tetradrit z Kutné Hory, Staré, Vožice a Příbrami.—Casop. mineral. a geol., 1960, sv. 5, N 1, s. 1—9.
298. Berry L. G. Studies of mineral sulpho-salts: II. Jemesonite from Cornwall and Bolivia.—Mineral. Mag., 1940, v. 25, N 170.
299. Berry L. G. Studies of mineral sulpho-salts: III Boulangerite and «epi-boulangerite».—Univ. Toronto Stud. Geol. ser., 1940, v. 44.
300. Berry L. G. The crystal structure of covellite,  $CuS$ , and klockmannite,  $CuSe$ .—Amer. Mineralogist, 1954, v. 39, N 5—6, p. 504—509.
301. Berry L. G. The probable identity of laitakarite and selenjoseite.—Canad. Mineralogist, 1963, v. 7, pt 4, p. 677—678.

302. Berry L. G., Thompson R. M. X-ray Powder Data for ore minerals. The Peacock atlas. — Mem. Geol. Soc. America, 1962, v. 85.
303. Beugnies A., Robaszynski F. Réfractométrie et absorptiométrie de la löllingite, du mispickel et de la rammelsbergite. Bull. Soc. belge géol., paléontol. et hydrol., 1969, v. 78, N 3—4, p. 199—212.
304. Boorman R. S., Abbott D. Indium in co-existing mineral from the Mount Pleasant tin deposit. — Canad. Mineralogist, 1967, v. 9, pt 2, p. 166—179.
305. Borcea A. Contributii la studiul fülöpitului de la Baia—Mare. Dări sea-măsedint. — Instn geol. mineral. petrol., and geochim., 1970, v. 56, p. 51—56.
306. Bouldadon J., Picot P. Sur les minéralisations en cnivre des ophiolites de Corse, des Alpes francaises et de Ligurie. — Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1968, Deuxième Sér., Sect. 11, N 1, p. 23—41.
307. Bouška V. Zmena mrzkove konstanty Hg—tetrardritu vlivem ruzheho chemickeho slozeni. — Rozpr. CSAV, Rada MPV, 1956, v. 66, N 13.
308. Budzyska. Anwendung von Natriumarid  $\text{NaN}_3$  zur Unterscheidung des Löllingits von Arsenopyrit. — Ber. Geol. Ges., 1968, Bd. 13, H 3, S. 367—371.
309. Burke E. A. J., Kioft C. Franklinite from Langbad, Sweden a new occurrence. — Lithos, 1972, v. 5, N 1, p. 63—72.
310. Burnol L., Picot P., Pierrot R. La ménéghinite des gisements de Saki et de Gouskhalat (Iran). — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1965, v. 88, N 2, p. 290—293.
311. Burri G., Graeser S., Marumo F., Nowacki W. Imhofit, ein neues Thallium—Arsensulfosalz aus dem Lengenbach (Binnatal, Kanton Wallis). — Chimia, 1965, v. 19, N 9, p. 499—500.
312. Cabri L. J. Note on the occurrence of calaverite and petzite in the Phantom lode, Great Boulder mine, Kalgoorlie. — Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy, 1967, N 222, p. 95.
313. Cabri L. J. A new copper—iron sulfide. — Econ. Geol., 1967, v. 62, N 7, p. 910—925.
314. Cabri L. J., Harris D. C., Stewart J. M. Paracostibite ( $\text{CoSbS}$ ) and nisbite ( $\text{NiSb}_2$ ), new minerals from the Red Lake area, Ontario, Canada. — Canad. Mineralogist, 1970, v. 10, pt 2, p. 232—246.
315. Cabri L. J., Rucklidge J. C. Gold-silver tellurides relation between composition and X-ray diffraction data. — Canad. Mineralogist, 1968, v. 9, N 4, p. 547—551.
316. Callow K. J. The geology of the Thanksgiving mine, Baguio district, Mountain Province, Phillipines. — Econ. Geol., 1967, v. 62, N 4, p. 472—481.
317. Cameron E. N., Threadgold I. M. Vulcanite, a new copper telluride from Colorado, with notes on certain associated minerals. — Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, N 3—4, p. 258—268.
318. Caye R., Cervelle B. D. Détermination de l'indice de réfraction et du coefficient d'absorption des minéraux non transparents. — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1968, t. 91, N 3, p. 284—288.
319. Caye R., Laurent Y., Picot P., Pierrot R., Lévy C. La hocartite,  $\text{Ag}_2\text{SnFeS}_4$ , une nouvelle espèce minérale. — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1968, t. 91, N 4, p. 381—387.
320. Caye R., Picot P., Pierrot R., Permingeat F. Nouvelles données sur la vrbaite, sa teneur en mercure. — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1967, t. 90, N 2, p. 185—191.
321. Cervelle B. Contribution a l'étude des propriétés optiques de minéraux fortement absorbants. — Bull. Bur. Rech. Geol. et Minérales, Sec. 2, 1971, N 5, p. 9—34.
322. Cervelle B., Levy C., Caye R. Sur l'inversion du signe de la bireflectance de certains minéraux absorbants: cas de la mawsonite. — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1968, t. 91, N 5, p. 468—478.
323. Cervelle B., Levy C. Propriétés optiques de la covelline et de l'enargite dans le visible et dans l'infrarouge proche. — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1971, t. 94, N 2, p. 146—155.
324. Chamberlain J. A., Delabio R. N. Mackinawite and vallerite in the Muscox intrusion. — Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, N 5—6, p. 682—695.
325. Chamberlain J. A., McLeid C. R., Traill R. J., Lachance G. R. Native metals in the Muscox intrusion. — Canad. J. Earth Sci., 1965, v. 2, N 3, p. 188—215.

326. Clark A. H. Rhombohedral molybdenite from the Minas da Panasqueira, Beira Baixa, Portugal.—*Mineral. Mag.*, 1965, v. 35, N 269, p. 69—71.
327. Clark A. H. The composition and conditions of formation of arsenopyrite and löllingite in the Ylöjärvi copper-tungsten deposit, Southwest Finland.—*Bull. Commiss., geol. Finlande*, 1965, v. 217.
328. Clark A. H. Some comments on the composition and stability relations of mackinawite.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1966, H. 67, S. 300—304.
329. Clark A. H. The mineralogy and geochemistry of the Ylöjärvi Cu—W deposit, Southwest Finland: mackinawite—pyrrhotite—troilite assemblages.—*Bull. Commiss. Geol. Finlande*, 1966, v. 222, p. 331—342.
330. Clark A. H. Note on zinckenite from Turhal antimony deposit, Turkey.—*Trans. Instn. Mining and Metallurgy, Sec. B*, 1967, v. 76, p. 117—118.
331. Clark A. H. Preliminary observations on chromian mackinawite and associated native iron, Mina do Abesedo, Vinhais, Portugal.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1969, H. 6, S. 282—288.
332. Clark A. H. An unusual copper—iron sulfide  $Cu_{0,12}Fe_{0,94}S_{1,00}$ , from the Ylöjärvi copper-tungsten deposit, Finland.—*Econ. Geol.*, 1970, v. 65, N 5, p. 590—591.
333. Clark A. H. Compositional differences between hexagonal and rhombohedral molybdenite.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1970, H. 1, S. 33—38.
334. Clark A. H. An occurrence of the assemblage native sulfur-covellite Chile.—*Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 5—6, p. 913—918.
335. Clark A. H. Supergene metastibnite from Mina Alacran, Pampa Larga, Copiapo, Chile.—*Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 11—12, p. 2104—2106.
336. Clark A. H., Clark A. M. Electron microprobe analysis of mackinawite from the Ylöjärvi deposit, Finland.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1968, H 8, S. 259—268.
337. Clark A. H., Moraga A. Ternary solid solutions in the systems Cu—As—S; Mina El Guanaco, Taltal, Chile.—*Amer. Mineralogist*, 1969, v. 54, N 9—10, p. 1269—1273.
338. Clark A. H., Sillitoe R. H. Cuprian sphalerite and a probable copper-zinc sulfide, Cachinyo de Llampos, Copiapo, Chile.—*Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, 1970, v. 55, N 5—6, p. 1021—1025.
339. Clark A. H., Sillitoe R. H. Cuprian galene solid solutions, zapallar mining district, Atacama, Chile.—*Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, N 11—12, p. 2142—2145.
340. Clark A. H., Sillitoe R. H. First occurrence in ores of tetragonal chalcocite.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1971, H 9, S. 418—424.
341. Clark A. H., Sillitoe R. H. A note on iron-bearing normal covellite.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1971, H. 9, S. 424—428.
342. Coquère F. A propos d'un nouveau gisement de mackinawite «nickelifère». — *C. r. Acad. Sci. Sér. D.*, 1969, t. 269, — 20, p. 1919—1921.
343. Craig J. R. Phase relations and mineral assemblages in the Ag—Bi—Pb—S system.—*Mineral. depos.*, 1967, v. 1, H. 3, p. 278—306.
344. Czamanske G. K. The stability of argentopyrite and sternbergite.—*Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 4, p. 459—461.
345. Czamanske G. K., Larson R. R. The chemical identity and formula of argentopyrite and sternbergite.—*Amer. Mineralogist*, 1969, v. 54, N 7/8, p. 1198—1201.
346. Dangel Ph. N., Wuensch R. I. The crystallography of colusite.—*Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 9—10, p. 1787—1791.
347. Demirsoy S. Beitrag zu spektralen Reflexionsfunktionen von Millerit.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1969, H. 10, S. 477—479.
348. Demirsoy S. Untersuchungen über den Einfluss der chemischen Zusammensetzung auf die spektralen Reflexionsfunktionen und Mikroindruckhärten im System  $FeS_2—NiS_2—CoS_2$ , an Zonen eines natürlichen Bravoi—Kristalls.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*, 1969, H. 7, S. 323—333.
349. Dickson F. W., Tunell G. The stability relations of cinnabar and metacinnabar.—*Amer. Mineralogist*, 1959, v. 44, N 5—6, p. 471—487.
350. Douglass R. M., Murphy M. J., Pabst A. Geocronits.—*Amer. Mineralogist*, 1954, v. 39, N 11—12, p. 908—928.
351. Drude P. Über Oberflächenschichten. Teil I, II. *Ann. Phys.*, 1889, Bd. 36, H. 4, S. 532—560; 865—897.

352. Earley J. W. Description and synthesis of the selenide minerals. — *Amer. Mineralogist*, 1950, v. 35, N 5—6, p. 537—364.
353. Eales H. V. Reflectivity of gold and gold—silver alloys. — *Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 3, p. 412—420.
354. Edenharter A., Nowacki W., Takeuchi Y. Verfeinerung der Kristallstruktur von Bournonit  $[(SbS_3)_2/Cu_2^{IV}Pb^{VII}Pb^{VII}]$  und Seligmannit  $[(AsS_3)_2Cu_2^{IV}Pb^{VII}Pb^{VII}]$ . *Z. Kristallogr.*, 1970, Bd 131, H. 6, S. 397—417.
355. Engel P., Nowacki W. Die Verfeinerung der Kristallstruktur von Proustit,  $Ag_3AsS_3$  und Pyrargyrit,  $Ag_3SbS_3$ . *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1966, H. 6, S. 181—184.
356. Evans H. T., Allmann R. The crystal structure and crystal chemistry of valleriite. — *Z. Kristallogr.*, 1968, Bd 127, H. 1—4, S. 73—93.
357. Fabregat Guinchard F. J. Los minerales Mexicanos. 5. Livingstonita. — *Bol. Inst., geol. Univ. nacl auton. Mexico*, 1966, Bol. 79, p. 1—84.
358. Fiorentini M., Minutti L. Nuove osservazioni nel argirodite e canfieldite. — *Rend. Soc. mineral. ital.*, 1965, an. 21, p. 355.
359. Flaig—Baumann R., Moh G. H., Nuber B. Darstellung und Stabilität des Greigits,  $Fe_2S_4$ . — *Naturwissenschaften*, 1970, Jg 57, N 4, S. 192—193.
360. Fleet M. E. The crystal structure of a pyrrhotite ( $Fe_7S_8$ ). — *Acta crystallogr.*, 1971, v. 27, N 10, p. 1864—1867.
361. Fleet M. E., MacRae N. Two—phase hexagonal pyrrhotites. — *Canad. Mineralogist*, 1969, v. 9, pt 5, p. 699—705.
362. Forsyth D. L. Calaverite at Vatukoula Fiji. Comment on the paper: «Synthetic and natural phases in the system Au—Ag—Te» by N 7, Markham. — *Econ. Geol.*, 1968, v. 63, N 6, p. 694—695.
363. Franz E. D. Röntgenographische und thermische Untersuchungen im System Cu—Fe—Se. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1970, H. 4, S. 147—157.
364. Franz E.—D. Kubischer Zinnkies und tetragonaler Zinnkies mit Kupferkiesstruktur. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1971, H. 5, S. 218—223.
365. Franz E. D. Das System Pyrit ( $FeS_2$ )—Ferroseilit ( $FeSe_2$ ) im Temperaturbereich 220—800°C in bezug auf seine Bedeutung als geologisches Thermometer. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1971, H. 10, S. 436—440.
366. Frenzel G. On crystal data for idaite. — *Amer. Mineralogist*, 1963, v. 48, N 5—6, p. 676—677.
367. Frondel C. Isodimorphism of the polybasite and pearceite series. — *Amer. Mineralogist*, 1963, v. 48, N 5—6, p. 565—572.
368. Frueh A. J. The use of zone theory in problems of sulfide mineralogy. Part III; Polymorphs of  $Ag_2Te$  and  $Ag_2S$ . — *Amer. Mineralogist*, 1961, v. 46, N 5—6, p. 654—660.
369. Frumar M. Synthesen und einige physikalischen Eigenschaften der ternären Halbleiterverbindung  $Pb_5Sb_4S_{11}$ . — *Collection Czech. Chem. Commun.*, 1969, v. 34, N 10.
370. Gaines R. V. Mineralizacion de telurio en la mina La Moctezuma; cerca de Moctezuma, Sonora. — *Bol. Inst. geol. Univ. nacl auton. Mexico*, 1965, Bd 75, pt 1, p. 1—15.
371. Galopin R., Henry N. F. M. Microscopic study of opaque Minerals. Cambridge, 1972. p. 322.
372. Gammon J. B. Some observations on minerals in the system  $CoAsS$ — $FeAsS$ . — *Norsk geol. tidsskr.*, 1966, v. 46, N 4, p. 405—426.
373. Gaudetroy C., Dietrich J., Permingeat F., Picot P. La credherite, sa composition chimique et sa signification genetique. — *Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1966, v. 89, N 1, p. 80—88.
374. Gehlen K. v., Hausmann K. New data on the optical properties and micro-hardness of galena, bornite, pyrite, chalcopyrite and magnetite. — *Medd. Dansk Geol. Foren.*, 1969, v. 19, N 3, p. 327—328.
375. Gehlen K., Piller H. Zur Optik von Covellin. — *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1964, Bd 10, H. 1, S. 94—110.
376. Gehlen K., Piller H. Zur Optik von Hämatit und Ilmenit. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1965, H 4, S. 97—108.
377. Gehlen K., Piller H. Optics of hexagonal pyrrhotine ( $\sim Fe_9S_{10}$ ). — *Mineral. Mag.*, 1965, v. 35, N 270, p. 335—346.

378. Geier B. H., Ottemann J. New primary vanadium-, germanium-, gallium-, and tin-minerals from the Rb—Zn—Cu—deposit Tsumeb, South West Africa.—*Mineral. depos.*, 1970, v. 5, N 1, p. 29—40.
379. Geller S., Wernick J. H. Ternary semiconducting compounds with sodium chloride-like structure:  $\text{AgSb}_2$ ,  $\text{AgSbTe}_2$ ,  $\text{AgBiS}_2$ ,  $\text{AgBiSe}_2$ .—*Acta crystallogr.*, 1959, v. 12, pt 1, p. 46—54.
380. Gibbons G. S. Optical anisotropy in pyrite.—*Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 3—4, p. 359—370.
381. Gies H. Zur Paragenese von Gersdorffit und Ullmannit—ein Vergleich von mikroskopischen und Mikrosonde—Untersuchungen.—*Freiberger Forschungs. C.*, 1968, N 230, S. 367—376.
382. Gies H. Untersuchungen an Kobaltarsenkiesen des Siegerlandes.—*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1970, Bd. 112, H. 3, S. 279—301.
383. Giese R. F., Kerr P. F. The crystal structure of ordered and disordered cobaltite.—*Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, N 7—8, p. 1002—1014.
384. Giraud R., Picot P., Grammont X. de, Tollon F. Sur la presence de millerite dans la region de Gedre (Hautes—Pyrenees). *Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1968, v. 91, N 3, p. 279—283.
385. Giusca D. Le chemie de la nagyagite.—*Bull. Soc. Romane geol.*, 1937, v. 3.
386. Glatz A. C. The  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ — $\text{Bi}_2\text{S}_3$  system and the synthesis of the mineral tetradyomite.—*Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 1—2, p. 161—170.
387. Graeser S. Die Mineralfundstellen im Dolomit des Binnatales.—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1965, Bd 45, H 2, S. 597—795.
388. Graeser S. Ein Vorkommen von Lorandit ( $\text{TlAsS}_2$ ) in der Schweiz.—*Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1967, Bd 16, H. 1, S. 45—50.
389. Grafenauer S., Gorenc B., Marinkovič V., Strmole D. Physical properties and the chemical composition of sphalerites from Yugoslavia.—*Mineral. depos.*, 1969, v. 4, N 3, p. 275—282.
390. Granger H. C. Ferroselite in a roll—type uranium deposit, Powder River Basin, Wyoming.—*U.S. Geol. Surv., Profess. Papers*, 1966, N 550—C, p. 133—137.
391. Grubb P. L. C. Solid solution relationships between wolframite and scheelite.—*Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 3/4, p. 418—426.
392. Guildert F., Picot P., Schubnel H. J. La gersdorffite des Alt—Ahmane, Maroc.—*Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1968, v. 91, N 5, p. 412—413.
393. Guillemin C., Johan Z., Laforet C., Picot P. La pierrite  $\text{Tl}_2(\text{Sb}, \text{As})_{10}\text{S}_{17}$  une nouvelle espèce minerale.—*Bull. franç. mineral. et cristallogr.*, 1970, v. 93, N 1, p. 66—71.
394. Hak J., Kvaček M., Johan Z. Chemical—mineralogical investigation of chalcostibite from the Nizké Tatry Mountains.—*Sbor. Národn. muzea Praze. B*, 1964, sv. 20, N 5, s. 241—256.
395. Häkli T. A., Vuorelainen Y., Sahama Th. G. Kitkaite ( $\text{NiTeSe}$ ), a new mineral from Kuusamo, Northeast Finland.—*Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, N 5—6, p. 581—586.
396. Hall H. T. The pearceite and polybasite series.—*Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 9/10, p. 1311—1321.
397. Halls C., Clark A. M., Stumpf E. F. Some observations on silverantimony phases from Silverfields mine, Ontario, Canada.—*Trans. Instn. Mining and Metallurgy. Sec. B*, 1967, v. 76, p. B19—B24.
398. Harris D. C., Burke E. I. Eskebornite two Canadian occurrences.—*Canad. Mineralogist*, 1971, v. 10, pt 5, p. 787—796.
399. Harris D. C., Cabri L. J., Kaiman S. Athabascaite: a new copper selenide mineral from Martin Lake, Saskatchewan.—*Canad. Mineralogist*, 1970, v. 10, pt 2, p. 207—215.
400. Harris D. C., Cabri L. J., Murray E. I. An occurrence of a sulphur-bearing berzelianite.—*Canad. Mineralogist*, 1970, v. 10, pt 4, p. 737—740.
401. Harris D. C., Owens D. R. A tellurium bearing canfieldite, from Revelstoke, B. C.—*Canad. Mineralogist*, 1971, v. 10, pt 5, p. 895—898.
402. Harris D. C., Thorpe R. I. New observations on matildite.—*Canad. Mineralogist*, 1969, v. 9, pt. 5, p. 655—662.
403. Harwood H. F. The greenockite locality at Bishopton, Scotland.—*Amer. Mineralogist*, 1951, v. 36, N 7—8, p. 630.

404. Hau J., Johan Z., Skinner B. J. Kutinaite a new copper — silver arsenide mineral from Very Dul, Czechoslovakia. — *Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 7—8, p. 1083—1087.
405. Honnorez — Guerstein B. M. Betekhtinite and Bi — sulfosalts from the copper mine of «La Leona» (Argentina). — *Mineral depos.*, 1971, v. 6, N 2, p. 111—121.
406. Horiuchi S. Zur Umwandlung von Mackinawit (FeS) in Greigit ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) durch Elektronenstrahlen. — *Z. anorgan. und allgem. Chem.*, 1971, Bd 386, H. 2, S. 208—212.
407. Hugi Th., Köppel V., de Quervain F., Rickenbach E. Die Uranvererzungen bei Jsérables (Wallis). — *Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser.*, 1967, Lfg 42.
408. International tables for the microscopic determination of crystalline substances absorbing in visible light. Barcelona, 1970, 33p.
409. Jambor J. L. New lead sulfantimonides from Madoc, Ontario. Pt2. *Mineral descriptions.* — *Canad. Mineralogist*, 1967, v. 9, pt 2, p. 191—213.
410. Jambor J. L. New lead sulfantimonides from Madoc, Ontario. Part. 3 — Syntheses, Paragenesis, origin. — *Canad. Mineralogist*, 1968, v. 9, pt 4, p. 505—521.
411. Jambor J. L. Dadsonite (minerals Q and QM), a new lead sulphantimonide. — *Mineral. Mag.*, 1969, v. 37, N 288, p. 437—441.
412. Jambor J. L. Sulphosalts of the pligionite group. — *Mineral. Mag.*, 1969, v. 37, N 288, p. 442—446.
413. Jambor J. L., Lachance G. R. Bismuthian robinsonite. — *Canad. Mineralogist*, 1968, v. 9, pt. 3.
414. Jedwab J. Mineralisation en greigite de debris vegetaux d'une vase recente (Grote Geul). — *Bull. Soc. belge geol. paléontol. et hydrol.*, 1967, v. 76, p. 27—38.
415. Johan Z., Kvaček M. La hakite un nouveau mineral du groupe de la tetradrite. — *Bull. Soc. franc. mineral. et cristallogr.*, 1971, v. 94, pt. 1.
416. Johan Z., Picot P., Pierrot R. Nouvelles données sur la raguinite. — *Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1969, t. 92, N 2, p. 237.
417. Johan Z., Picot P., Pierrot R., Kvaček M. La permingeatite  $\text{Cu}_3\text{SbSe}_4$ , un nouveau mineral du groupe de la luzonite. — *Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1971, t. 94, N 2, p. 162—165.
418. Joshio T. On the crystal chemistry of sulfides and sulphosalts. In: *Volcanism and ore genesis*, Tokyo, 1970, 448 p.
419. Karup — Møller S. Secondary violarite and bravoite, English Lake, Manitoba. — *Canad. Mineralogist*, 1969, v. 9, pt 5, p. 629—643.
420. Kato A. Stannoidite,  $\text{Cu}_5(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{SnS}_8$ , a new stannitelike mineral from the Konjo mine, Okayama Prefecture, Japan. — *Bull. Nat. Sci. Museum*, 1969, v. 12, N 1, p. 165—172.
421. Kato A., Shinohara K. The occurrence of roquesite from the Akenobe mine, Hyogo, Prefecture, Japan. *Mineral. J.*, 1968, v. 5, p. 276.
422. Kingston P. W. Studies of mineral sulphosalts; XXI — Nuffieldite, a new species. — *Canad. Mineralogist*, 1968, v. 9, pt 4, p. 439—452.
423. Klemm D. D. Anisotropie Effekte bei kubischen Erzmineraleien. — *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1962, Bd 97, H. 3, S. 337—356.
424. Koch S., Grasselly G., Padera K. Contribution to the jamesonite problem. — *Acta Univ. szeged, Sec. Mineral. et Petrogr.*, 1960, v. 13, p. 17—32.
425. Kohatsu I., Wuensch B. I. The crystalstructure of aikinite,  $\text{PbCuBiS}_3$ . — *Acta crystallogr.*, 1971, v. B27, pt 6, p. 1245—1252.
426. Krause H. Contributions to the mineralogy of Norway. N 33. Idaite,  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$ , from Konnerud near Drammen. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1965, v. 45, N 4, p. 417—421.
427. Kullerud G. The lead-sulfur system. — *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 2, p. 233—256.
428. Kullerud G., Donnay G. Natural and synthetic ferroselite. A roentgenographic mimesis of rammelsbergite. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, v. 15, N 1/2, p. 73—79.
429. Kulpe S. Die Kristallstruktur des Lautit. *Fortschr. Mineral.*, 1961, Bd 39, H. 2, S. 332.

430. Laurent Y., Picot P., Pierrot R., Permingeat F., Ivanov T. La raguinite,  $TiFeS_2$ , une nouvelle espèce minérale et le problème de l'allcharite. *Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1969, t. 92, N 1, p. 38—48.
431. Lauzac F. Decouverte de renierite dans une blende germanifère de Saradoagne. — *Bull. Soc. franç. mineral et cristallogr.*, 1965, t. 88, N 4, p. 347—348.
432. Lawrence L. J. Owyheeite from Rivertree, New South Wales. — *Mineral. Mag.*, 1962, v. 33, N 258, p. 315—319.
433. Lawrence L. J. A mineragraphic study of Mount Morgan copper—gold ore. — *Australas. Inst. Mining Metallurgy, Proc.*, 1967, N 223, p. 29—47.
434. Le Bel Laurent. Sur le diagnostic d'un sulfoantimoniure de Pb. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1971, Bd 51, H. 2—3, S. 443—450.
435. Leonard B. F., Mead C. W., Finney J. J. Paradocrasite,  $Sb_2(Sb, As)_2$ , a new mineral. — *Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, N 7—8, p. 1127—1146.
436. Leow J. H. Reflectivity measurements on molybdenite. — *Econ. Geol.*, 1966, v. 61, N 3, p. 598—612.
437. Lévy C. Contribution à la minéralogie des sulfures de cuivre du type  $Cu_3XS_4$ . — *Mem. Bur. rech. géol. et minières*, 1967, N 54, p. 1—178.
438. Lopez-Soler A., Bosch-Figueroa J. M. Optical characteristics of some opaque minerals. — *Medd. Dansk. Geol. Foren.*, 1969, v. 19, N 3, p. 330—332.
439. Lopez-Soler A., Bosch-Figueroa J. M. Medida de la reflectancia de una superficie pulida: estudio microscópico de minerales opacos. — *Acta Geol. Hisp., Acad. Hungr.*, 1971, v. 6, N 3, p. 67—70; 74—77; 78—81.
440. Euke Li-Yu Chang. Dimorphic relation in  $Ag_3SbS_3$ . — *Amer. Mineralogist*, 1963, v. 48, N 3—4, p. 429—432.
441. Machatshki F. Formel Kristallstruktur des Tetradrites. — *Norsk. geol. tidsskr.*, 1928, v. 10.
442. Maillard P. Un aperçu sur l'étude de «graphites naturels» par diffraction des rayons. X. — *Bull. Soc. franc. céram.*, 1968, N 81, p. 21—22.
- 442a. Makovicky E., Skinner B. S. Studies of the sulfosalts of copper. — *Amer. Mineralogist*, 1972, v. 57, N5—6, p. 824—834.
443. Markham N. L. Synthetic and natural phases in the system Au—Ag—Te. — *Econ. Geol.*, 1960, v. 55, N 6, p. 1148—1178.
444. Markham N. L., Lawrence L. J. Mawsonite, a new copper—iron—tin sulfide from Mt. Lyell, Tasmania and Tingha, New South Wales. — *Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, N 7—8, p. 900—908.
445. Markham N. L., Ottemann J. Betekhtinite from Mt. Lyell, Tasmania. — *Mineral. dep.*, 1968, v. 3, N 2, p. 171—173.
446. Marumo F., Burri G. Nowackiite, a new copper zinc arseniosulfosalt from Lengenbach (Binnatal, Kanton Wallis). — *Chimia*, 1965, v. 19, N 9, p. 500—501.
447. Marumo F., Nowacki W. The crystal structure of lautite and of sinnerite, a new mineral from the Lengenbach Quarry, Binnatal, Switzerland. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1964, Bd 44, H 2, S. 439—454.
448. Marumo F., Nowacki W., Engel P. Kristallchemische Untersuchungen an Sulfosalzen. — *Schweiz. mineral und petrogr. Mitt.*, 1966, Bd 46, H. 2, S. 694—695.
449. Medicis R., de Giasson G. Le système Cu—Se—Te. *Acad. sci. Sér. D*, 1971, t. 272, N 4, p. 513—515.
450. Milton C., Milton D. Nickel—gold ore of the Mackinaw mine, Snohomish County, Washington. — *Econ. Geol.*, 1958, v. 53, N 4, p. 426—447.
451. Minutes of meeting of the I. M. A. Commission on ore microscopy. — *Econ. Geol.*, 1965, v. 60, N 6, p. 1326—1329; 1967, v. 62, N 2, p. 278—282; 1970, v. 65, N 1, p. 72—73.
452. Мьянков С. Пирсент от Осоговского оловно-цинково находниче Руети. — *Списание Българ. геол. дружество*, 1971, т. 32, № 1, с. 1—10.
453. Moore P. B. A classification of sulfosal structures derived from the structure of aikinite. — *Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 11—12, p. 1874—1877.
454. Nakhla F. M. The hardness of metallic minerals in polished sections. — *Econ. Geol.*, 1956, v. 51, N 8, p. 811—827.
455. Nickel E. H. Structural stability of minerals with the pyrite, marcasite, arsenopyrite and löllingite structures. — *Canad. Mineralogist*, 1968, v. 9, pt. 3, p. 311—321.

456. Nickel E. H., Harris D. C. Reflectance and microhardness of smythite.—*Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, N 7—8, p. 1464—1469.
457. Nikobageva E. P., Grigorenko V. A., Garankina S. D., Tsyphina P. Ye. New natural intermetallides of tin, antimony and copper.—*Internat. Geol. Rev.*, 1970, v. 12, p. 1470—1472.
458. Nicolaou M., Häkli T. A. The presence of ailinite in the Aberdeen area of the Kirki mine, Western Thrace, Greece.—*Bull. géol. Soc. Finland*, 1970, N 42, p. 53—55.
459. Novaček R. Slovenske rtutnate tetradritu Spravy. Geologikeho ustevu pro Cechy a Moravu, Praha, 1943, sv. 18.
460. Nowacki W. Überblick über einige Sulfid- und Arsenosulfosalz—Kristallstrukturen.—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1967, Bd 47, H 2, S. 659—681.
461. Nowacki W. Über Hatchit, Lengenbachit und Urbait.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1968, H 3/4, S. 69—75.
462. Nowacki W. Über Stephanit  $[SbS_3/S/Ag_5^{III}]$  und Pyrrargyrit  $[SbS_3/Ag_5^{III}]$  aus dem Lengenbach (Binnatal, Schweiz).—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1969, Bd 49, H. 2, S. 381—384.
463. Nowacki W., Burri G., Engel P., Marumo F. Über einige Mineralstufen aus dem Lengenbach (Binnatal) II.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1967, H 2/3, S. 43—48.
464. Nowacki W., Engel P., Matsumoto T., Ohmasa M., Ribar B., Takéuchi Y. Die Kristallstruktur von Gratonit  $Pb_9As_{14}S_{15}$ , Xanthokon  $Ag_3AsS_3$ , Trechmannit  $AgAsS_2$  und Wallisit  $PbTiCuAs_2S_5$ , dem Cu—Analogon von Hatchit  $PbTiAgAs_2S_5$ .—*Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1967, Bd 47, H. 2, S. 1138—1139.
465. Oen I. S. Paragenetic relations of some Cu—Fe—Sn sulfides in the Mangualde pegmatite, North Portugal.—*Mineral. depos.*, 1970, v. 5, N 1, p. 59—84.
466. Oen I. S., Burke E. A. I., Kieft C., Westerhof A. B. Ni—arsenides, Ni—rich loellingite and (Fe, Co)—rich gersdorffite in Cr—Ni—ores from Malaga province, Spain.—*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1971, Bd 115, H. 2, S. 123—139.
467. OrceI I. La mesure du pouvoir réflecteur des minéraux opaques à l'aide de la cellule photoélectrique et ses applications. *Bull. Soc. Franç.* 1930, 53, p. 301—349, (Русский перевод опубликован в сборнике методических работ по микроскопическому исследованию руд в отраженном свете ОНТИ—НКТИ—СССР М—Л. 1936.
468. Oosterbosch R., Picot P., Pierrot R. La digénite sélénifère de Musonoi (Katanga).—*Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1964, t. 87, N 4, p. 613—617.
469. Ottemann J., Frenzel G. Neue Mikrosonden—Untersuchungen an Idait, Covellin und blaubleibendem Covellin.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1971, H 2, s. 80—89.
470. Pääkkönen V. On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinäjoki, Finland.—*Bull. Commiss. géol. Finlande*, 1966, N 225, p. 1—70.
471. Panagos A., Ramdohr P. Ein bemerkenswertes Vorkommen von Valleriit,  $CuFeS_2+nMg(OH)_2$ , im Chromerz von Eretris, (Griechenland).—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1965, H 5, S. 149—151.
472. Papezik V. S. Native arsenic in Newfoundland.—*Canad. Mineralogist*, 1967, v. 9, pt 1, p. 101—108.
473. Pärnamaa E. On the use of Vickers microhardness (VH) in the microscopic identification of ore minerals, especially sulphides of Pb, Bi, Sb.—*Lunds univ. arsskr. Avd. 2*, 1963, v. 59, N 3, p. 1—51.
474. Pauling L., Neuman E. W. The crystal structure of binnite  $(CuFe)_{12}As_4S_{13}$ , and the chemical composition and structure of minerals of the tetradrite group.—*Z. Kristallogr.*, 1934, Bd 88, H. 1 S. 54—62.
475. Petruk W., Harris D. C., Stewart J. M. Langisite, a new mineral, and the rare minerals cobalt pentlandite, siegenite, parkerite and brovoite from the Langis Mine, Cobalt—Gowganda area, Ontario.—*Canad. Mineralogist*, 1969, v. 9, pt 5, p. 597—616.
476. Picot P., Pierrot R. La roquésite, premier minéral d'indium:  $CuInS_2$ .—*Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1963, t. 86, N 1, p. 7—14.
477. Picot P., Sainfeld P., Vernet J. Découverte de germanite en France.—*Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.*, 1963, t. 86, N 3, p. 299—300.
478. Picot P., Sainfeld P., Vernet J. Présence d'arséniures de cuivre dans

- le dôme de Barrot (Alpes — Maritimes). — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1966, t. 89, N 3, p. 259—261.
479. Picot P.; Vernet J. Un nouveau gisement de koutekite. Le dôme du Barrot (Alpes — Maritimes). — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1967, t. 90, N 1, p. 82—89.
480. Prévot M., Rémond G., Caye R. Etude de la transformation d'une titanomagnétite en titanomaghémite dans une roche volcanique. — Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1968, t. 91, N 1, p. 65—74.
481. Radcliffe D., Berry L. G. Clinosafflorite: a monoclinic polymorph of safflorite. — Canad. Mineralogist, 1971, v. 10, pt 5, p. 877—881.
482. Radušinović D. R. Greigite from Lojane chromium deposit, Macedonia. — Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, N 1—2, p. 209—215.
483. Ramdohr P. Alabandin von Broken Hill, Neu South Wales, Australien. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. 1971, N 4, S. 179—182.
484. Rao N. K., Rao G. V. U. Ore microscopic study of copper ore from Koli-han, Rajasthan — India. — Econ. Geol., 1968, v. 63, N 3, p. 277—287.
485. Rensburg W. C. J. van, Liebenberg L. Mackinawite from South Africa. — Amer. Mineralogist, 1967, v. 52, N 7—8, p. 1027—1035.
486. Robaszynski F. Etude de quelques propriétés des löllingites, mispickels et skutterudites (optique — diffraction X — microdureté — A.T.D.). — Bull. Soc. Belge géol., paléontol. et hydrol., 1968 (1969), t. 77, N 2—3, p. 274—289.
487. Robinson B. W., Morton R. D. Mckinstryite from the Echo Bay Mine, N.W.T., Canada. — Econ. Geol., 1971 v. 66, N 2, p. 342—347.
488. Rojškovič I. Cobalt — nickel arsenides and sulfarsenides of some U—Co—Ni—BiAg veins at Great Bear Lake, Canada. — Geol. sbor., 1971, sv. 22, N 1, s. 79—96.
489. Roland G. W. The system Pb—As—S. Composition and stability of jordani-te. — Mineral depos., 1968, v. 3, N 3, p. 249—260.
490. Santos E. S. Reflectivity and microindentation hardness of ferroselite from Colorado and New Mexico. — Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, N 5, p. 2075—2077.
491. Sarkar S. C. Mackinawite from the sulfide ores of the Singhbhum copper belt, India. — Amer. Mineralogist, 1971, v. 56, N 7—8, p. 1312—1318.
492. Sarkar S. C., Deb M. Tetradymite and wehrlite from Singhbhum Copper — Belt, India. — Mineral. Mag., 1969, v. 37, N 287, p. 423—425.
493. Seeliger E. Ein neues Vorkommen von Hutchinsonit in Wiesloch in Baden. — Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1954, Bd 86, H. 2, S. 163—178.
494. Sillitoe R. H., Clark A. H. Copper and copper — iron sulfides as the initial products of supergene oxidation, Copiapo mining district, northern Chili. — Amer. Mineralogist, 1969, v. 54, N 11—12, p. 1684—1610.
495. Singh D. Santokh. Tables for the microscopic identification of tin minerals. — In: International Tin Council. London, 1967, 20 p.
496. Skinner B. J. The system Cu—Ag—S. — Econ. Geol., 1966, v. 61, N 1, p. 1—26.
497. Skinner J., Luce F. D. Stabilities and compositions of domeykite and al-godonite. — Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1, p. 133—139.
498. Skinner B. J., Jambor J. L., Ross M. Mckinstryite, a new copper silver sulfide. — Econ. Geol., 1966, v. 61, N 8, p. 1383—1389.
499. Sladkov A. M., Kudrajavcev Ju. P. Diamant, Graphit, Carbin. Die Allotropen Kohlenstoffmodifikationen. — Wiss. und Fortschr., 1969, Bd 19, N 12, S. 552—557.
500. Smith G. F., Prior G. — Mineral Mag., 1907, v. 14, N 67, p. 283.
501. Sobotka J. Chalcostibite, a new mineral for Czechoslovakia. — Casop. mineral. a geol., 1956, v. 1, s. 269.
502. Springer G. Electronprobe analyses of mackinawite and vallerite. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1968, H. 8, S. 252—258.
503. Springer G. Electronprobe analyses of stannite and related tin minerals. — Mineral. Mag., 1968, v. 36, N 284, p. 1045—1051.
504. Springer G. Electronprobe analyses of tetrahedrite. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1969, H. 1, S. 24—32.
505. Springer G. Compositional variations in enargite and luzonite. — Mineral. depos., 1969, v. 4, N 1, p. 72—74.
506. Springer G. Naturally occurring compositions in the solid solution series  $\text{Bi}_2\text{S}_3$ — $\text{Sb}_2\text{S}_3$ . — Mineral Mag., 1969, v. 37, N 286, p. 294—296.

507. Springer G. Microanalytical investigations into germanite, renierite, briarite, and gallite. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1969, H. 10, S. 435—441.
508. Stephens M. M. Effect of light on polished surfaces of silver minerals. — *Amer. Mineralogist*, 1931, v. 16, p. 532—549.
509. Stranz H. *Mineralogische Tabellen*. 5. Leipzig, 1970.
510. Stumpfl E. F. New electron probe and optical data on gold tellurides. — *Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55, N 5—6, p. 808—814.
511. Stumpfl E. F., Rucklidge V. New data on natural phases in the system Ag—Te. — *Amer. Mineralogist*, 1968, v. 53, N 9—10, p. 1513—1522.
512. Suh M. S., Weege R. J. Native selenium from Grants, New Mexico. — *Amer. Mineralogist*, 1959, v. 44, N 11—12, p. 1309—1311.
513. Sutherland J. K., Boorman R. S. A new occurrence of roquesite at Mount Pleasant, New Brunswick. — *Amer. Mineralogist*, 1969, v. 54, N 7—8, p. 1202—1203.
514. Takeno S. Vallerite synthesis. — *Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1970—1971, p. 300—301.
515. Takeno S., Clark A. Horrell observations on tetragonal  $(\text{Fe, Ni, Co})_{1+x}\text{S}$ , mackinawite. — *J. Sci. Horishima Univ., Ser. C*, 1967, v. 5, N 3, p. 287—293.
516. Takeuchi Y., Ghose S., Nowacki W. The crystal structure of hutchinsonite. — *Z. Kristallogr.*, 1965, Bd 121, H. 5—6, S. 321—348.
517. Takeuchi Y., Ohmasa M., Nowacki W. The crystal structure of wallisite,  $\text{Pb, Tl, CuAs}_2\text{S}_5$ , the Cu analogue of hatchite,  $\text{PbTlAgAs}_2\text{S}_5$ . — *Z. Kristallogr.*, 1968, Bd 127, H. 5—6, S. 349—365.
518. Takeuchi Y., Sadanage R. Structural principles and classification of sulfosalts. — *Z. Kristallogr.*, 1969, Bd 130, H. 4—6, S. 346—368.
519. Taylor K. A. The significance of twinning in  $\text{Ag}_2\text{S}$ . — *Amer. Mineralogist*, 1969, v. 54, N 5—6, p. 961—963.
520. Taylor L. A., Finger L. W. Structural refinement and composition of mackinawite. *Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1971, p. 318—322.
521. Terziev G. Kostovite, an Au—Cu telluride from Bulgaria. *Amer. Mineralogist*, 1966, v. 51, N 1, p. 29—36.
522. Terziev G. I. Hemusite, a complex copper—tin—molybdenum sulfide from the Chelopech, ore deposits Bulgaria. — *Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, N 11—12, p. 1847—1854.
523. Thompson M. E., Roach C., Braddock W. New occurrences of native selenium. — *Amer. Mineralogist*, 1956, v. 41, N 1—2, p. 156—157.
524. Tischendorf G. Zur Genesis einiger Selenidvorkommen, insbesondere von Tilkerode im Harz. — *Freiberger Forschungsh.*, C, 1959, N 69, S. 1—168.
525. Tischendorf G. Eskebornite von Tilkerode im Harz. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1960, Bd 94, S. 1169—1182.
526. Tollon F., Picot P. Sur la paragenese des mineraux filoniens de Salsigne. Presence de matildite. *Bull. Acad. et Soc. lorraines sci.*, 1969, v. 8, N 2, p. 112—117.
527. Tokody L. IV. Notizen über den Lorandit, *Z. Kristallogr.*, 1923, Bd 59, H. 1, S. 83—85.
528. Toulmin P. the 3D. Proustite, pyrrargyrite solid solutions. — *Amer. Mineralogist*, 1963, v. 48, N 7—8, p. 725—736.
529. Trojer F. J. Refinement of the structure of sulvanite. — *Amer. Mineralogist*, 1966, v. 51, N 5—6, p. 890—894.
530. Uytendogaardt W., Burke E. A. J. *Tables for microscopic identification of ore minerals*, Amsterdam, London, N. Y. 1971.
531. Vaughan D. J. Nickelian mackinawite from Vlakfontein, Transvaal. — *Amer. Mineralogist*, 1969, v. 54, N 7—8, p. 1190—1193.
532. Vaughan D. J., Burns R. G., Burns V. M. Geochemistry and bonding of thiospinel minerals. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, N 4, p. 365—381.
533. Viaene W., Moreau J. Contribution a l'etude de la germanite, de la renierite et de la briarite. — *Ann. Soc. géol. Belgique. Bull.* 1968, v. 91, N 1, p. 127—143.
534. Weissberg B. G. Getchellite,  $\text{AsSbS}_3$ , a new mineral from Humboldt County, Nevada. — *Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, N 11—12, p. 1817—1826.
535. Welin E. Notes on the mineralogy of Sweden. 5. Bismuthbearing sulphosalts from Glad hammar, a revision. — *Arkiv mineralogi och geol.*, 1968, v. 4, N 5, p. 377—386.

536. Wieggers G. A. The crystal structure of the low — temperature form of silver selenide. — *Amer. Mineralogist*, 1971, v. 56, N 11—12, p. 1882—1888.
537. Wickman F. E. The crystal structure of aikinite,  $\text{CuPbBiS}_3$ , *Arkiv mineralogi och geol.*, 1953, v. 1, N 14, p. 501—507.
538. Williams S. A. Complex silver ores from Morey, Nevada. — *Canad. Mineralogist*, 1968, v. 9, pt. 4, p. 478—484.
539. Williams S. A. More data on greigite. — *Amer. Mineralogist*, 1968, v. 53, N 5, p. 2087—2088.
540. Wright I. B., Lovering I. F. Electron probe microanalysis and geothermometry of sphalerite in the Moke Creek sulfide lode, Wakatipn, Queenstown. — *Amer. Mineralogist*, 1967, v. 52, N 3—4.
541. Wuensch B. J., Nowacki W. Neue Mikrosonden — Untersuchungen an Idait, Covellin und blaubleibendem Covellin. — *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1971, H. 2, S. 80—89.
542. Yamaguchi S., Wada H. Umwandlung des  $\text{Fe}_3\text{S}_4$  von  $\text{Fd}3m$  nach  $\text{Pa}3$ ,  $\text{P4/mnn}$  bzw.  $\text{P6}_3/\text{mmc}$  beim hydrothermalen Prozess. — *Kristall und Technik*, 1971, Jg 6, H. 3, S. 353—358.
543. Young B. B., Millman A. P. Microhardness and deformation characteristics of ore minerals. — *Trans. Instn Mining and Metallurgy*, 1964, v. 73, p. 437—466.
544. Zdenek J., Picot P., Pierrot R., Kvaček M. La fischesserite  $\text{Ag}_3\text{RuSe}_2$ , premier seleniure d'or, isotype de la petzite. — *Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1971 (1972), v. 94, N 4, p. 381—384.

**Список минералов,  
расположенных по основному элементу**

**Золото Au**

Золото Au  
 Калаверит  $AuTe_2$   
 Костовит  $CuAuTe_4$   
 Креннерит  $(Au, Ag)Te_2$   
 Купроаурид  $Au_2Cu$   
*Купроаурид палладистый*  $(Cu, Pd)_3Au_2$   
 Кюстелит  $(Ag, Au)$   
 Монтбрейит  $Au_2Te_3$   
 Нагиагит  $Pb_3Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$   
 Петцит  $Ag_3AuTe_2$   
 Сильванит  $AgAuTe_4$   
*Фишессерит*  $Ag_3AuSe_2$

**Серебро Ag**

Агвиларит  $Ag_4SeS$   
 Акантит  $Ag_2S$   
 Аргиродит  $Ag_8GeS_6$   
*Богдановичит*  $AgBiS_2$   
 Волынскийит  $AgBiTe_2$   
*Гатцит*  $PbTlAgAs_2S_5$   
 Гессит  $Ag_2Te$   
 Гутчинсонит  $Ag_2(Pb, Tl)As_{10}S_{17} (?)$   
 Канфильдит  $Ag_8SnS_6$   
 Креннерит  $(Au, Ag)Te_2$   
 Круксит  $(Cu, Tl, Ag)_2Se$   
*Кутинаит*  $Cu_{2,07}Ag_{0,84}As$   
 Кюстелит  $(Ag, Au)$   
 Макинстриит  $Cu_{0,8}Ag_{1,2}S$   
 Матильдит  $AgBiS_2$   
 Науманнит  $Ag_2Se$   
 Овихит  $Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$   
 Окартит  $Ag_2FeSnS_4$   
 Петцит  $Ag_3AuTe_2$   
 Пираргирит  $Ag_3SbS_3$   
 Пирсеит  $(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$   
 Полибазит  $(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$

Прустит  $Ag_3AsS_3$   
 Серебро Ag  
 Сильванит  $AgAuTe_4$   
 Стефанит  $Ag_5SbS_4$   
*Фишессерит*  $Ag_3AuSe_2$   
 Фрейбергит  $(Cu, Ag)_{10}(Zn, Fe, Cu)_2Sb_4S_{13}$   
 Штернбергит  $AgFe_2S_3$   
 Штрмейерит  $CuAgS$

**Медь**

Айкиннит  $CuPbBiS_3$   
 Акташит  $Cu_6Hg_3As_5S_{12}$   
 Альгодонит  $Cu_{6-7}As$   
 Арсеносульванит  $Cu_3(As, V)S_4$   
*Атабаскаит*  $Cu_5Se_4$   
*Балканит*  $CuAs$   
 Берцелианит  $Cu_2Se$   
 Бетехтинит  $Cu_{21}Pb_2S_{15}$   
 Борнит  $Cu_5FeS_4$   
 Бриартит  $Cu_2(Zn, Fe)GeS_4$   
 Бурнонит  $CuPbSbS_3$   
 Валлерит  $CuFeS_2[Mg, Fe, Al] \times \times (OH)_{2-3}$   
 Витнеит  $(Cu, As)$   
 Вулканит  $CuTe$   
*Валлисит*  $PbTlCuAs_2S_5$   
 Галлит  $CuGaS_2$   
*Гемусит*  $Cu_6SnMoS_8$   
 Германит  $Cu_6FeGeS_8$   
 Джекказганит  $CuReS_4 (?)$   
 Джерфшерит  $K_3CuFe_{12}S_{14}$   
 Домейкит  $Cu_3As$   
 Зелигманнит  $CuPbAsS_3$   
 Идаит  $Cu_5FeS_6 (?)$   
 Кёстерит  $Cu_2ZnSnS_4$   
 Клокманнит  $CuSe$   
 Ковеллин  $CuS$

Колусит  $\text{Cu}_8(\text{As}, \text{V}, \text{Sn})\text{S}_8$   
 Костовит  $\text{CuAuTe}_4$   
 Коутекит  $\text{Cu}_5\text{As}_2$   
 Креднерит  $\text{CuMnO}_2$   
 Крулесит  $(\text{Cu}, \text{Tl}, \text{Ag})_2\text{Se}$   
 Кубанит  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$   
 Куприт  $\text{Cu}_2\text{O}$   
 Купроаурит  $\text{Au}_2\text{Cu}$   
*Купроаурит палладистый*  $(\text{Cu}, \text{Pd})_3\text{Au}_2$   
 Купростибит  $\text{Cu}_2\text{Sb}$   
*Кутинаит*  $\text{Cu}_{2,07}\text{Ag}_{0,84}\text{As}$   
*Лазаревичит*  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
 Лаутит  $\text{CuAsS}$   
 Люционит  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
 Макинстриит  $\text{Cu}_{0,8}\text{Ag}_{1,2}\text{S}$   
 Медь  $\text{Cu}$   
 Менегинит  $\text{CuPb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{24}$   
 Моусонит  $\text{Cu}_7\text{FeSnS}_8$   
*Новацкит*  $\text{Cu}_6\text{Zn}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$   
*Перминжтит*  $\text{Cu}_3\text{SbSe}_4$   
 Пирсеит  $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$   
 Полибазит  $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2$   
 Реньерит  $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{GeS}_8$   
 Риккардит  $\text{Cu}_3\text{Te}_2$   
 Рокезит  $\text{CuInS}_2$   
 Синнерит  $\text{Cu}_6\text{As}_4\text{S}_9$   
 Станнин  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$   
 Станноидит  $\text{Cu}_5(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{SnS}_8$   
 Сульванит  $\text{Cu}_3\text{VS}_4$   
 Талнахит  $\text{CuFeS}_2$   
 Теннантит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$   
 Умангит  $\text{Cu}_3\text{Se}_2$   
 Фэмагинит  $\text{Cu}_3\text{SbS}_4$   
 Фрейбергит  $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$   
*Халькозин*  $\text{Cu}_2\text{S}$   
 Халькопирит  $\text{CuFeS}_2$   
 Халькоталлит  $\text{Cu}_2\text{TlS}_2$   
 Халькостибит  $\text{CuSbS}_2$   
*Хекаит*  $(\text{Cu}, \text{Hg})_3\text{SbSe}_3$   
 Швацит  $(\text{Cu}, \text{Hg})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$   
 Штроейерит  $\text{CuAgS}$   
 Энаргит  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
 Эскеборнит  $\text{CuFeSe}_2$

#### Свинец

Айкинит  $\text{CuPbBiS}_3$   
 Алтаит  $\text{PbTe}$   
 Бетехтинит  $\text{Cu}_{21}\text{Pb}_2\text{S}_{15}$   
 Буланжерит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$   
 Бурнонит  $\text{CuPbSbS}_3$   
*Валлисит*  $\text{PbTlCuAs}_2\text{S}_5$

Галенит  $\text{PbS}$   
*Гатчит*  $\text{PbTlAgAs}_2\text{S}_5$   
 Геокронит  $\text{Pb}_5(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_8$   
 Гутчинсонит  $\text{Ag}_2(\text{Pb}, \text{Tl})\text{As}_{10}\text{S}_{17}$  (?)  
 Джемсонит  $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$   
 Зелигманнит  $\text{CuPbAsS}_3$   
 Иорданит  $\text{Pb}_5(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_8$   
 Клаусталит  $\text{PbSe}$   
 Менегинит  $\text{CuPb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{24}$   
 Нагиагит  $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te}, \text{Sb})_4\text{S}_{5-8}$   
 Овихинит  $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$   
 Плагинит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$   
 Свинец  $\text{Pb}$   
 Цинкениит  $\text{PbSb}_2\text{S}_4$

#### Железо

Арсенопирит  $\text{FeAsS}$   
 Бертьерит  $\text{FeSb}_2\text{S}_4$   
 Борнит  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$   
 Бриартит  $\text{Cu}_2(\text{Zn}, \text{Fe})\text{GeS}_4$   
 Валлерит  $\text{CuFeS}_2[(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{OH})_2]_{2-3}$   
**Виоларит**  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$   
 Вольфрамит  $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$   
 Гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$   
 Германит  $\text{Cu}_6\text{FeGeS}_8$   
 Глаукопирит  $(\text{Fe}, \text{Co})\text{As}_2$   
 Грейгит  $\text{Fe}_3\text{S}_4$   
 Гудмундит  $\text{FeSbS}$   
 Джемсонит  $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$   
 Джерфишерит  $\text{K}_3\text{CuFe}_{12}\text{S}_{14}$   
 Железо  $\text{Fe}$   
 Идаит  $\text{Cu}_5\text{FeS}_6$  (?)  
 Ильваит  $\text{CaFe}_2\text{Fe}^{2+}[\text{OH}|\text{O}|\text{Si}_2\text{O}_7]$   
 Индит  $\text{FeIn}_2\text{S}_4$   
 Клинопирротин  $\text{Fe}_7\text{S}_8$   
 Кубанит  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$   
 Лёллингит  $\text{FeAs}_2$   
 Маггемит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$   
 Магнетит  $\text{Fe}_3\text{O}_4$   
 Макинавит  $\text{FeS}$   
 Марказит  $\text{FeS}_2$   
 Моусонит  $\text{Cu}_7\text{FeSnS}_8$   
 Нагиагит  $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te}, \text{Sb})_4\text{S}_{5-8}$   
 Окартит  $\text{Ag}_2\text{FeSnS}_4$   
 Пентландит  $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$   
*Ликополит*  $\text{TlFe}_2\text{S}_3$   
 Пирит  $\text{FeS}_2$   
 Пирротин  $\text{Fe}_{7+x}\text{S}_8$   
 Рагинит  $\text{TlFeS}_2$   
*Расвумит*  $\text{K}_3\text{Fe}_9\text{S}_{14}$   
 Реньерит  $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{GeS}_8$   
 Саффорит  $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$

Смайтит  $\text{Fe}_3\text{S}_4$   
Станнин  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$   
Станноидит  $\text{Cu}_5(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{SnS}_8$   
Сфалерит  $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$   
Талнахит  $\text{CuFeS}_2$   
Теннантит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$   
Тетраэдрит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu})_2(\text{Sb}, \text{As})_4$

$\cdot\text{S}_{13}$   
Троилит  $\text{FeS}$   
Ферроселит  $\text{FeSe}_2$   
Франклинит  $\text{ZnFe}_2\text{O}_4$   
Фрейбергит  $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu})_2\text{Sb}_4$

$\cdot\text{S}_{13}$   
Фробергит  $\text{FeTe}_2$   
Халькопирит  $\text{CuFeS}_2$   
Швацит  $(\text{Cu}, \text{Hg})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$   
Штернбергит  $\text{AgFe}_2\text{S}_3$   
Эскеборнит  $\text{CuFeSe}_2$

### Висмут Bi

Айкинит  $\text{CuPbBiS}_3$   
Богдановичит  $\text{AgBiSe}_2$   
Висмут Bi  
Висмутин  $\text{Bi}_2\text{S}_3$   
Вольфскит  $\text{AgBiTe}_2$   
Жозеит  $\text{A Bi}_4\text{TeS}_2$   
Матильдит  $\text{AgBiS}_2$   
Теллуrowисмутит  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$   
Тетрадимит  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$

### Сурьма

Антимонит  $\text{Sb}_2\text{S}_3$   
Брейтгауптит  $\text{NiSb}$   
Бертьерит  $\text{FeSb}_2\text{S}_4$   
Буланжерит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$   
Бурнонит  $\text{CuPbSbS}_3$   
Вакабаяшиллит  $(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_3$   
Врбаит  $\text{Tl}_4\text{Hg}_3\text{Sb}_2\text{As}_8\text{S}_{20}$   
Геокронит  $\text{Pb}_5(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_8$   
Гетчелит  $\text{SbAsS}_3$   
Гудмундит  $\text{FeSbS}$   
Джемсонит  $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$   
Иорданит  $\text{Pb}_5(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_8$   
Ливингстонит  $\text{HgSb}_4\text{S}_8$   
Купростибит  $\text{Cu}_2\text{Sb}$   
Менегинит  $\text{CuPb}_{13}\text{Sb}_7\text{S}_{24}$   
Нагиагит  $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te}, \text{Sb})_4\text{S}_{5-8}$   
Нисбит  $\text{NiSb}_2$   
Овихинит  $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$   
Парадокразит  $\text{Sb}_2(\text{Sb}, \text{As})_2$   
Паракостибит  $\text{CoSbS}$   
Плагинит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$

Перминжатит  $\text{Cu}_3\text{SbSe}_4$   
Пираргирит  $\text{Ag}_3\text{SbS}_3$   
Полибазит  $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$   
Стефанит  $\text{Ag}_5\text{SbS}_4$   
Сурьма Sb  
Теннантит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$   
Тетраэдрит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{Sb}, \text{As})_4\text{S}_{13}$   
Ульманит  $\text{NiSbS}$   
Фаматинит  $\text{Cu}_3\text{SbS}_4$   
Фрейбергит  $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu})_2\text{Sb}_4$

$\cdot\text{S}_{13}$   
Халькостибит  $\text{CuSbS}_2$   
Хекаит  $(\text{Cu}, \text{Hg})_3\text{SbSe}_3$   
Цинкениит  $\text{PbSb}_2\text{S}_4$   
Швацит  $(\text{Cu}, \text{Hg})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$

### Мышьяк As

Акташит  $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_5\text{S}_{12}$   
Альгодонит  $\text{Cu}_{6-7}\text{As}$   
Арсенопирит  $\text{FeAsS}$   
Арсеносульванит  $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{V})\text{S}_4$   
Аурипигмент  $\text{As}_2\text{S}_3$   
Балканит  $\text{CuAs}$   
Вакабаяшиллит  $(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_3$   
Валлисцит  $\text{PbTlCuAs}_2\text{S}_5$   
Витнеит  $(\text{Cu}, \text{As})$   
Врбаит  $\text{Tl}_4$  и  $\text{Hg}_5\text{Sb}_2\text{As}_8\text{S}_{20}$   
Галхаит  $\text{HgAsS}_2$   
Гатчит  $\text{PbTlAgAs}_2\text{S}_5$   
Геокронит  $\text{Pb}_5(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_8$   
Герсдорфит  $\text{NiAsS}$   
Гетчелит  $\text{SbAsS}_3$   
Глаукопирит  $(\text{Fe}, \text{Co})\text{As}_2$   
Гутчинсонит  $\text{Ag}_2(\text{Pb}, \text{Tl})\text{As}_{10}\text{S}_{17}$  (?)  
Домейкит  $\text{Cu}_3\text{As}$   
Зелигманнит  $\text{CuPbAsS}_3$   
Имхофит  
Иорданит  $\text{Pb}_5(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_8$   
Кобальтин  $\text{CoAsS}$   
Колусит  $\text{Cu}_8(\text{As}, \text{V}, \text{Sn})\text{S}_8$   
Коутекит  $\text{Cu}_5\text{As}_2$   
Кутинаит  $\text{Cu}_{2,07}\text{Ag}_{0,84}\text{As}$   
Лазаревичит  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
Лангисит  $\text{Co}_{0,8}\text{Ni}_{0,2}\text{As}$   
Лаутит  $\text{CuAsS}$   
Лёллингит  $\text{FeAs}_2$   
Лонаит  $22\text{PbS} \cdot 13(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_3$   
Лорандит  $\text{TlAsS}_2$   
Люционит  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$   
Маухерит  $\text{Ni}_{<3}\text{As}_2$   
Мышьяк As  
Никелин  $\text{NiAs}$

*Парадокразит*  $Sb_2(Sb, As)_2$   
*Пирсеит*  $(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$   
*Прустит*  $Ag_3AsS_3$   
*Реальгар*  $As_4S_4$   
*Саффлорит*  $(Co, Fe)As_2$   
*Синнерит*  $Cu_6As_4S_9$   
*Теннантит*  $Cu_{10}(Zn, Fe)_2(As, Sb)_4S_{13}$   
*Тетраздрит*  $Cu_{10}(Zn, Fe, Cu)_2(Sb, As)_4 \cdot S_{13}$   
*Энардит*  $Cu_3AsS_4$

#### Теллур Те

*Алтаит*  $PbTe$   
*Волынскийт*  $AgBiTe_2$   
*Вулканиит*  $CuTe$   
*Гессит*  $Ag_2Te$   
*Жозеит*  $A Bi_4TeS_2$   
*Калаверит*  $AuTe_2$   
*Киткаит*  $NiSeTe$   
*Креннерит*  $(Au, Ag)Te_2$   
*Колорадоит*  $HgTe$   
*Костовит*  $CuAuTe_4$   
*Мелонит*  $NiTe_2$   
*Монтбрейит*  $Au_2Te_3$   
*Нагиагит*  $Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$   
*Петцит*  $Ag_3AuTe_2$   
*Риккардит*  $Cu_3Te_2$   
*Сильванит*  $AgAuTe_4$   
*Теллур*  $Te$   
*Теллурувисмутит*  $Bi_2Te_3$   
*Тетрадимит*  $Bi_2Te_2S$   
*Фробергит*  $FeTe_2$

#### Селен Се

*Агвиларит*  $Ag_4SeS$   
*Атабаскаит*  $Cu_5Se_4$   
*Берцелианит*  $Cu_2Se$   
*Богдановичит*  $AgBiSe_2$   
*Киткаит*  $NiSeTe$   
*Клаусталит*  $PbSe$   
*Клокманнит*  $CuSe$   
*Крукесит*  $(Cu, Tl, Ag)_2Se$   
*Науманнит*  $Ag_2Se$   
*Онофрит*  $Hg(SeS)$   
*Перминжатит*  $Cu_3SbSe_4$   
*Селен*  $Se$   
*Тиманнит*  $HgSe$   
*Умангит*  $Cu_3Se_2$   
*Ферроселит*  $FeSe_2$   
*Фишессерит*  $Ag_3AuSe_2$   
*Хекаит*  $(Cu, Hg)_3SbSe_3$   
*Эскеборнит*  $CuFeSe_2$

#### Галлий Ga

*Галлит*  $CuGaS_2$

#### Германий Ge

*Аргиродит*  $Ag_8GeS_6$   
*Бриартит*  $Cu_2(Zn, Fe)GeS_4$   
*Германит*  $Cu_6FeGeS_8$   
*Реньерит*  $Cu_5Fe_2GeS_8$

#### Ртуть Hg

*Акташит*  $Cu_6Hg_3As_5S_{12}$   
*Врбаит*  $Tl_4Hg_3Sb_2As_8S_{20}$   
*Галхаит*  $HgAsS_2$   
*Киноварь*  $HgS$   
*Колорадоит*  $HgTe$   
*Ливингстонит*  $HgSb_4S_8$   
*Метациннабарит*  $HgS$   
*Онофрит*  $Hg(Se, S)$   
*Тиманнит*  $HgSe$   
*Хекаит*  $(Cu, Hg)_3SbSe_3$   
*Швацит*  $(Cu, Hg)_{10}(Zn, Fe)_2Sb_4S_{13}$

#### Индий In

*Индит*  $FeIn_2S_4$   
*Рокезит*  $CuInS_2$

#### Таллий Tl

*Авиценнит*  $TlO_3$   
*Валлисит*  $PbTlCuAs_2S_5$   
*Врбаит*  $Tl_4Hg_3Sb_2As_8S_{20}$   
*Гатчит*  $PbTlAgAs_2S_5$   
*Гутчинсонит*  $Ag_2(Pb, Tl)As_{10}S_{17}(?)$   
*Имхофит*  $TlAs$   
*Крукесит*  $(Cu, Tl, Ag)_2Se$   
*Лорандит*  $TlAsS_2$   
*Пикополит*  $TlFe_2S_3$   
*Рагинит*  $TlFeS_2$   
*Халькоталлит*  $Cu_3TlS_2$

#### Никель Ni

*Брейтгауптит*  $NiSb$   
*Виоларит*  $FeNi_2S_4$   
*Герсдорфит*  $NiAsS$   
*Киткаит*  $NiSeTe$   
*Лангисит*  $Co_{0,8}Ni_{0,2}As$   
*Маухерит*  $Ni_{<3}As_2$   
*Мелонит*  $NiTe_2$   
*Миллерит*  $NiS$   
*Никелин*  $NiAs$

Нисбит  $\text{NiSb}_2$   
Пентландит  $(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$   
Ульманит  $\text{NiSbS}$

#### Ванадий V

Арсеносульванит  $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{V})\text{S}_4$   
Колусит  $\text{Cu}_8(\text{As}, \text{V}, \text{Sn})\text{S}_8$   
Сульванит  $\text{Cu}_3\text{VS}_4$

#### Кадмий Cd

Гринокит  $\text{CdS}$

#### Кобальт Co

Глаукопирит  $(\text{Fe}, \text{Co})\text{As}_2$   
Кобальтин  $\text{CoAsS}$   
Лангсит  $\text{Co}_{0,8}\text{Ni}_{0,2}\text{As}$   
Паракостибит  $\text{CoSbS}$   
Саффорит  $(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$

#### Вольфрам W

Вольфрамит  $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$   
Тунгстенит  $\text{WS}_2$   
Шеелит  $\text{CaWO}_4$

#### Рений Re

Джезказганит  $\text{CuReS}_4(?)$

#### Молибден Mo

Гемусит  $\text{Cu}_6\text{SnMoS}_8$   
Молибденит  $\text{MoS}_2$

#### Марганец Mn

Алабандит  $\text{MnS}$   
Вольфрамит  $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$

Креднерит  $\text{CuMnO}_2$

#### Цинк Zn

Бриартит  $\text{Cu}_2(\text{Zn}, \text{Fe})\text{GeS}_4$   
Кёстерит  $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$   
Новацкит  $\text{Cu}_6\text{Zn}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$   
Станноидит  $\text{Cu}_5(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{SnS}_8$   
Сфалерит  $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$   
Теннантит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{13}$   
Тетраэдрит  $\text{Cu}_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu})_2(\text{Sb}, \text{As})_4\text{S}_{13}$   
Франклинит  $\text{ZnFe}_2\text{O}_4$   
Фрейбергит  $(\text{Cu}, \text{Ag})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Cu})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$   
Швацит  $(\text{Cu}, \text{Hg})_{10}(\text{Zn}, \text{Fe})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$

#### Олово Sn

Гемусит  $\text{Cu}_6\text{SnMoS}_8$   
Канфильдит  $\text{Ag}_8\text{SnS}_6$   
Касситерит  $\text{SnO}_2$   
Кёстерит  $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$   
Колусит  $\text{Cu}_8(\text{As}, \text{V}, \text{Sn})\text{S}_8$   
Моусонит  $\text{Cu}_7\text{FeSnS}_8$   
Окартит  $\text{Ag}_2\text{FeSnS}_4$   
Станнин  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$   
Станноидит  $\text{Cu}_5(\text{Fe}, \text{Zn})_2\text{SnS}_8$

#### Углерод C

Алмаз C  
Графит C

#### Уран U

Коффинит  $\text{U}[(\text{SiO}_4)(\text{OH})_4]$   
Настуран  $\text{UO}_{2+x}$   
Уранинит  $\text{UO}_2$

## Алфавитный указатель минералов

- Авиценнит*<sup>1</sup> 165  
Агвиларит 29, 33, **62**, 178  
Айкинит 27, 35, 67, 106, **158**, 178  
Акантит 29, 33, 61, **62**, 66, 139, 178  
Акташит 29, 35, **147**, 178  
Алабандин 30, 33, **73**, 178  
Алмаз 31, 33, **50**, 178  
Алтаит 26, 33, **67**, 178  
Альгодонит 26, 33, **51**, 178  
Антимонит 27, 34, **106**, 178  
Аргиродит 30, 35, **138**, 178  
Арсенопирит 27, 34, **102**, 178  
Арсеносульванит 29, 34, **143**, 178  
*Атабаскаит* 178  
Аурипигмент 30, 34, **126**, 178  
*Балканит* 65, 66  
Бертьерит 28, 35, 103, 107, **163**, 178  
Берцелианит 30, 33, 64, **117**, 178  
Бетехтинит 29, 34, 83, 107, 109, 178  
*Богдановичит* 178  
Борнит 30, 33, **79**, 178  
Брейтгауптит 27, 33, **53**, 179  
Бриартит 30, 34, 80, 82, 128, **130**, 179  
Буланжерит 28, 35, **151**, 179  
Бурнонит 28, 35, **159**, 179  
Вакабаяшиллит 30, 34, **110**, 148, 179  
Валлерит 31, 34, 50, **123**, 179  
*Валлисит* 165, 166  
Виоларит 28, 33, **90**, 179  
Висмут 26, 33, **46**, 179  
Висмутин 27, 34, **105**, 179  
Витнеит 26, 33, **51**, 179  
Вольфрамит гр. 31, 35, **173**, 179  
Вольнскит 27, 34, 37, **113**, 179  
Врбаит 29, 35, 110, 111, **166**, 179  
Вулканиит 27, 34, 37, **117**, 180  
Галенит 27, 33, **67**, 180  
Галлит 30, 33, 61, 80, 81, 131, 180  
Галхаит 30, 33, 77, 110, 148, 180  
*Гатчит* 165, 166  
Гематит 29, 35, **169**, 180  
*Гемусит* 180  
Геокронит 28, 35, **151**, 180  
Германит 30, 35, **137**, 180  
Герсдорфит 27, 34, **95**, 180  
Гессит 28, 33, 37, 60, 61, **62**, 113, 121, 180  
Гетчелит 29, 34, **125**, 180  
Глаукопирит **99**  
Графит 30, 33, **50**, 64, 123, 124, 180  
Грейгит 28, 33, 89, **91**, 95, 148, 180  
Гриноцит 31, 33, **78**, 180  
Гудмундит 27, 34, 97, **102**, 180  
Гутчинсонит 30, 35, 165, **167**, 180  
Джезказганит 29, 34, 80, **108**, 183  
Джемсонит 27, 35, **151**, 181  
Джерфишерит 30, 33, **92**, 181

<sup>1</sup> Курсивом выделены минералы, которые в работе не обсуждаются; сведения по этим минералам, заимствованные из литературы, приведены только в таблицах.

- Домейкит 27, 33, 51, 181  
 Железо 26, 33, 45, 181  
 Жозент А, Б 26, 27, 34, 113, 181  
 Зелигманнит 29, 35, 141, 142, 159, 181  
 Золото 26, 33, 37, 58, 61, 181  
 Идаит 34, 132, 181  
 Ильваит 31, 35, 175, 181  
 Индит 30, 33, 92, 181  
*Имхофит* 165, 166  
 Иорданит 28, 35, 151, 181  
 Калаверит 26, 33, 37, 58, 181  
 Канфильдит 30, 35, 130, 138, 181  
 Касситерит 31, 35, 171, 181  
 Кёстерит 30, 34, 128, 129, 181  
 Киноварь 29, 34, 75, 181  
 Киткаит 26, 34, 111  
 Клаусталит 27, 33, 48, 64, 67, 71, 76, 112, 182  
 Клинопирротин 27, 33, 85, 182  
 Клокманнит 28, 34, 64, 115, 182  
 Кобальтин 27, 34, 95, 102, 182  
 Кавеллин 31, 34, 115, 182  
 Колорадоит 28, 33, 37, 58, 60, 61, 71, 75, 121, 182  
 Колусит 29, 35, 143, 182  
 Костовит 26, 33, 60, 182  
 Коутекит 27, 33, 51, 182  
 Коффинит 31, 35, 64, 172, 182  
 Креднерит 29, 35, 170, 182  
 Креннерит 26, 33, 37, 58, 60, 61, 182  
 Крукесит 29, 33, 64, 121, 182  
 Кубанит 28, 33, 84, 182  
 Куприт 30, 35, 168, 182  
 Купроаурит 26, 33, 37, 182  
 Купростибит 27, 33, 56, 183  
*Кутинаит* 183  
 Кюстелит 26, 33, 37, 183  
*Лазаревичит* 183  
*Лангисит* 183  
 Лаутит 29, 35, 141, 142, 183  
 Лёллингит 27, 34, 57, 99, 102, 183  
 Ливингстонит 28, 35, 107, 164, 183  
 Лорандит 29, 35, 110, 111, 165, 167, 183  
 Люционит 29, 35, 139, 183  
 Маггемит 169  
 Магнетит 31, 35, 169, 183  
 Макиनावит 27, 34, 123, 183  
 Макинстриит 29, 33, 65, 184  
 Марказит 27, 34, 97, 184  
 Матильдит 27, 33, 66, 158, 184  
 Маухерит 27, 31, 54, 55, 97, 102, 112, 184  
 Медь 26, 33, 37, 51, 184  
 Мелонит 26, 34, 37, 54, 58, 99, 111, 184  
 Менегинит 27, 35, 151, 184  
 Метациннабарит 30, 33, 75, 148, 184  
 Миллерит 26, 34, 91, 104, 184  
 Молибденит 27, 34, 122, 184  
 Монтбрейт 26, 33, 37, 57, 99, 112, 184  
 Моусонит 29, 35, 135, 184  
 Мышьяк 26, 33, 46, 184  
 Нагиагит 28, 34, 37, 61, 119, 160, 184  
 Настуран 31, 35, 64, 172, 184  
 Науманнит 28, 33, 62, 160, 184  
 Никелин 27, 33, 53, 185  
 Нисбит 26, 34, 99, 185  
*Новацкит* 142  
 Овихит 28, 35, 95, 156, 161, 185  
 Окартит 30, 34, 128, 129, 185  
 Онофрит 30, 33, 76, 185  
*Парадокразит* 185  
*Паракостибит* 185  
 Пентландит 27, 33, 89, 92, 105, 124, 185  
*Перминжатит* 185  
 Петцит 28, 30, 32, 58, 60, 61, 185  
*Пикополит* 185  
 Пираргирит 29, 35, 60, 148, 186  
 Пирит 27, 34, 93, 186  
 Пирротин 28, 33, 85, 186  
 Пирсеит 29, 35, 148, 150, 186  
 Плагинит 28, 35, 151, 186  
 Полибазит 29, 35, 57, 148, 150, 186  
 Прустит 30, 35, 91, 113, 148, 186  
 Рагинит 28, 34, 109, 166, 186  
*Расвумит* 186  
 Реальгар 31, 34, 111, 186  
 Реньерит 29, 35, 134, 186  
 Риккардит 31, 34, 37, 117, 186  
*Родостаннит* 127  
 Рокезит 30, 33, 82, 186  
 Сафлорит 27, 34, 96, 99, 186

Свинец 27, 33, **44**, 187  
Селен 28, 33, **48**, 187  
Сера 31, 33, **49**, 187  
Серебро 26, 33, **37**, 187  
Сильванит 26, 33, 37, 48, **59**, 61, 187  
Синнерит 29, 35, **141**, 187  
Смайтит 89, **91**  
Станнин 29, 34, **126**, 127, 131, 187  
Станноидит 30, 34, 128, 129, **131**, 187  
Стефанит 29, 35, 138, 148, **149**, 150, 187  
Сульванит 29, 34, **143**, 187  
Сурьма 26, 33, **46**, 187  
Сфалерит 31, 33, 73, 187  
Талнахит 28, 33, **80**, 92, 187  
Теллур 26, 33, 47, **48**, 60, 61, 187  
Теллуровисмутит 26, 34, 58, 61, 99, **113**,  
187  
Теннантит 29, 35, **145**, 188  
Тетрадимит 26, 34, 37, 60, 61, **113**, 188  
Тетраэдрит 29, 34, **145**, 188  
Тиманнит 29, 33, 75, 188  
Троилит 27, 28, 33, 188  
Тунгстенит 28, 34, **122**, 188  
Ульманит 27, 34, **95**, 188  
Умангит 31, 34, 64, 76, **117**, 188  
Уранинит 31, 35, **172**, 188  
Фаматинит 30, 35, **139**, 143, 188  
Ферроселит 27, 34, 64, **97**, 188  
*Фишессерит* 188  
*Франклинит* 188  
Фрейбергит 29, 34, **145**, 188  
Фробергит 27, 34, 37, 58, **97**, 188  
*Хекаит* 188  
Халькопирит 27, 33, **80**, 189  
Халькостибит 28, 35, 141, 156, **162**, 189  
Халькоталлит 29, 34, 64, **121**, 189  
*Хромит* 105, 169  
Цинкениит 28, 35, **151**, 189  
Швацит 29, 34, **145**, 189  
Шеелит 31, 35, **174**, 189  
Штернбергит 28, 33, **84**, 89, 149, **189**  
Штрмейерит 29, 33, **65**, 83, 136, **189**  
Энаргит 29, 35, **139**, 189  
Эскеборнит 29, 33, 64, **83**, 189

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие (М. С. Безсмертная, Т. Н. Чвилева) . . . . .	3
Введение (М. С. Безсмертная, Т. Н. Чвилева) . . . . .	6
<b>I. Общие сведения по методике (Л. И. Бочек) . . . . .</b>	<b>9</b>
Краткие сведения о спектрах отражения . . . . .	9
Приборы, использовавшиеся для получения спектров отражения минералов и приемы их юстировки и проверки . . . . .	11
Эталоны для измерения коэффициентов отражения . . . . .	17
Исследования спектров отражения минералов и обработка результатов измерения $R$ (Т. Н. Чвилева) . . . . .	19
<b>II. Таблица основных диагностических признаков минералов в отраженном свете . . . . .</b>	<b>23</b>
Пояснения к таблице (М. С. Безсмертная, Т. Н. Чвилева) . . . . .	23
Сводная таблица основных диагностических признаков исследованных минералов, систематизированных в последовательности убывающих значений $R$ при $\lambda = 590$ нм . . . . .	26
<b>III. Описание минералов . . . . .</b>	<b>32</b>
Систематизация изученных минералов (Т. Н. Чвилева, М. С. Безсмертная) . . . . .	32
Пояснения к описанию минералов (Т. Н. Чвилева, М. С. Безсмертная) . . . . .	35
Простые вещества (элементы) и интерметаллические соединения (М. С. Безсмертная, Л. И. Бочек) . . . . .	37
Висмутиды, антимониды, арсениды. Теллуриды, селениды, сульфиды (Т. Н. Чвилева, М. С. Безсмертная, Л. И. Бочек) . . . . .	57
Сульфосоли (Т. Н. Чвилева, М. С. Безсмертная) . . . . .	126
Окислы и кислородные соли (Т. Н. Чвилева) . . . . .	167
Заключение . . . . .	175
<b>IV. Результаты измерения коэффициентов отражения рудных минералов . . . . .</b>	<b>177</b>
Список литературы . . . . .	190
Список минералов, расположенных по основному элементу . . . . .	213
Алфавитный указатель минералов . . . . .	218

*Марианна Сергеевна Безмертная,  
Татьяна Никифоровна Чвилева,  
Лев Семенович Агроскин,  
Любовь Ивановна Бочек,  
Серафима Ивановна Лебедева,  
Лидия Алексеевна Логинова*

**Определение рудных минералов  
в полированных шлифах по спектрам  
отражения и твердости**

Редактор издательства *Л. С. Цаплина*  
Переплет художника *Ю. Г. Асафова*  
Художественный редактор *В. П. Покусаев*  
Технический редактор *Н. В. Жидкова*  
Корректор *Л. А. Голованова*

---

Сдано в набор 2/IV 1973 г.  
Подписано в печать 29/X 1973 г.  
Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага № 1  
Печ. л. 14,0 Усл. п. л. 18,2  
Уч.-изд. л. 18,43 Тираж 2900 экз.  
Заказ № 216/4452—14 Цена 2 р. 19 к.

---

Издательство «Недра», 103633,  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6  
Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета  
Министров СССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли,  
109088, Москва, Ж-88,  
Южнопортовая ул., 24.

## Уважаемый товарищ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ

НОВЫЕ КНИГИ

**АФАНАСЬЕВА Е. Л., ИСАЕНКО М. П.** Определитель гипергенных минералов окисленных сульфидных руд в отраженном свете. 10 л. 60 к.

Книга является справочным пособием по рудной микроскопии. Она содержит таблицу-определитель минералов окисленных руд и три диагностические таблицы для минералов низкой, средней и высокой твердости. Таблица-определитель построена по величине отражательной способности и твердости минералов; в ней выделены главные первичные рудные минералы, образующие реликты в окисленных и полуокисленных рудах, и гипергенные рудные минералы. В диагностических таблицах минералы сгруппированы по убыванию отражательной способности и по фазовому микрохимическому анализу. Для каждого минерала приводятся сингония, формула, химический состав, отражательная способность, двуотражение и другие диагностические признаки. Рассмотрены методы, применяемые при определении оптических, физических и химических свойств рудных минералов в отраженном свете.

Книга рассчитана на минералогов, геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, обогатителей. Кроме того, она может служить пособием для преподавателей и студентов геологических факультетов вузов.

**ВЯЛЬСОВ Л. Н.** Оптические методы диагностики рудных минералов. 15 л. 1 р. 64 к.

В книге изложены основные сведения по общей теории оптических свойств рудных минералов. Дана интерпретация оптических свойств в рамках зонной теории твердого тела. Описаны методы количественных исследований главных оптических свойств рудных минералов и применяемые при этом приборы. Особое внимание уделено ошибкам измерений и вопросам улучшения сходимости результатов. Рассмотрены различные принципы составления определительных таблиц. Приведена новая систематика рудных минералов с учетом как абсолютных значений коэффициента отражения, так и формы спектров отражения.

Книга рассчитана на геологов, минералогов и геохимиков, исследующих вещественный состав руд. Она также представляет интерес для преподавателей и студентов геологических вузов в качестве пособия по рудной микроскопии.

**ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ свойства рудных минералов.** Изд. 2, перераб. и доп., 21 л. 1 р. 29 к. Авт.: Юшко С. А., Юшко-Захарова О. Е., Лебедева С. И., Максимюк И. Е.

Описаны основные свойства минералов и методы их исследования в полированных шлифах — количественное измерение отражательной способности и микротвердости, рентгеноструктурный анализ, методы микронзондирования и др. Приведены диагностические таблицы, для платиноидов, танталониобатов, сульфоарсенидов и сульфостибнидов, минералов кобальта, никеля, железа, селена, теллура и другие, а также окислов и гидроокислов различных металлов. Даны определительные таблицы. В отличие от первого издания книга дополнена описанием методов электронной микроскопии, определения термоэлектродвижущей силы и удельного электрического сопротивления минералов. Диагностические определительные таблицы переработаны с учетом новейших данных, количество минералов увеличено до 400.

Книга является пособием по методике исследования руд и рассчитана на минералогов, геологов и других специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений, а также на преподавателей и студентов геологических вузов.

**ЗАЛИЩАК Б. Л., БУРИЛИНА Л. В., КИПАРЕНКО Р. И.** Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. 8 л. 43 к.

Книга содержит данные по составу и кристаллооптической характеристике главных породообразующих минералов, опубликованные в последние годы как в отечественной, так и в иностранной литературе. Описание каждого минерала сопровождается рисунком ориентировки его оптической индикатрисы и диаграммами «химический состав — оптические свойства». Приведена характеристика 130 минералов, с которыми обычно приходится сталкиваться при петрографических и минералогических исследованиях.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, минералогов и петрографов, она может быть использована студентами геологических специальностей при практических занятиях.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга-почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61,

№ 59 — 127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»**

2019

835

HEAPA 1973