



Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ
ГАЙСКОЕ
МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ
ЮЖНОГО УРАЛА

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Башкирский филиал
Институт геологии

553.43

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ
ГАЙСКОЕ
МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ
ЮЖНОГО УРАЛА

1581



Издательство
«Наука»
Москва
1975



(234.85)

УДК 553.435.

Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала (минералогия, геохимия, строение и условия формирования руд). Пешеничный Г.Н. М., "Наука", 1975 г.

Работа посвящена детальному описанию минерального и химического составов руд и их текстурно-структурных особенностей, закономерностей распределения главных элементов-примесей в рудах. Подробно рассмотрены минеральные типы руд, гипергенные процессы и вторичная вертикальная зональность рудных тел. Особое внимание уделено парагенетическим ассоциациям и генетической интерпретации главных типов полосчатых, сланцеватых и брекчиевидных текстур. Высказаны представления об условиях формирования руд.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, минералогов, геохимиков и разведчиков.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук Т.Н.ШАДЛУН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гайское месторождение является одним из интереснейших среди месторождений колчеданной формации Урала. В рудном поле расположено несколько залежей колчеданных руд, которые хорошо разведаны скважинами и вскрыты сетью подземных выработок и карьеров. Это создает благоприятные условия для крупномасштабного картирования рудных тел и детального изучения состава и текстурно-структурных особенностей руд, выяснения взаимоотношений между сульфидами и нерудными минералами, прослеживания парагенетических минеральных ассоциаций, а также решения некоторых вопросов условий формирования и метаморфических преобразований руд колчеданного типа.

В книге описываются результаты детального изучения руд и частично гидротермально измененных пород. Освещаются вопросы по минералогии, геохимии, текстурно-структурным особенностям, метаморфизму и условиям формирования руд. Некоторые положения, разработанные при изучении руд Гайского месторождения, могут иметь, по-видимому, общее значение для месторождений колчеданной формации Южного Урала. Сюда относятся выводы о том, что тонкочешуйчатые серицитоподобные минералы имеют сложный и переменный состав и представлены калиевыми и калий-натриевыми разновидностями серицитов с последовательно меняющимся отношением K_2O/Na_2O , парагонитом и пиррофиллитом; о двухэтапном и многостадийном формировании руд месторождения; представление о бессернистом или малосернистом составе гидротермальных растворов в послесерноколчеданные стадии минерализации и некоторые другие положения.

Описываемые результаты базируются на наблюдениях автора с учетом материалов, собранных коллективом геологов Гайской ГРП, с которыми автор работал в тесном творческом контакте. Учтены результаты изучения геологического строения рудного поля и условий локализации в нем оруденения (М.Б.Бородаевская, Н.А.Пенрижняк, В.С.Требухин и др.), минерального состава и текстурно-структурных особенностей первичных руд (Н.В.Петровская, А.Е.Касьянов и А.П.Мионов), минералогии и геохимии руд зоны окисления (Н.А.Читаева). В процессе исследований большую помощь в работе и ценные советы автор получал от В.И.Скрипиля, Т.Н.Шадлун, Н.В.Петровской, В.П.Логинова, М.Б.Бородаевской, М.А.Гаррис, Н.Д.Сидневой, П.Ф.Сопко и многих других, а при подготовке рукописи к печати — от И.С.Вахромеева, М.А.Гаррис и Т.Н.Шадлун. Всем перечисленным товарищам автор выражает свою глубокую благодарность.

ГЕОЛОГИЯ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основные черты геологического строения

Гайский рудный район расположен в Оренбургской области. Современные представления о геологическом строении района и месторождения сложились на основании работ М.Б.Бородаевской, Е.С.Кондаря, А.П.Наседкина, В.В.Сагло, В.И.Толоконникова, В.С.Требухина, А.Ф.Фоминых и других исследователей. В геолого-структурном отношении район приурочен к южной части западной подзоны Магнитогорского мегасинклинория и находится в Турбинско-Гайской структурно-формационной зоне. В строении района принимают участие породы главным образом среднепалеозойского возраста. Это образования сакмарской свиты, ниже-среднедевонского вулканогенного комплекса, улугауской, колтубанской и зилаирской свит.

Сакмарская свита представлена спилитами, фланитами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и кремнисто-углистыми сланцами и распространена в пределах Вознесенско-Присакмарского синклинория. Мощность свиты 800-1000 м.

Ниже-среднедевонский вулканогенный комплекс широко развит в районе. Наиболее детально разрез этих пород изучен в пределах Гайской структуры. В их составе различаются три толщи.

Нижняя лавовая толща соответствует андезито-дацитово-серии и сложена лавами и туфами дацитовых, андезито-дацитовых и андезитовых порфиритов с прослоями диабазовых порфиритов. Вулканиды последовательно дифференцированной формации слагают Новочеркасскую, Родниковскую, Камейкинскую, Гайскую и Орловскую структуры, приуроченные к Гайской зоне разломов глубинного заложения. Мощность толщи 1300-1600 м.

Средняя эффузивно-пирокластическая толща развита в пределах упомянутых структур и сложена пирокластами среднего и кислого состава, среди которых отмечаются маломощные прослои андезитовых лав. В пределах Гайского месторождения толща разделяется на две. Мощность ее 900 м.

Верхняя базальтовая толща развита в основном в пределах Гайского рудного поля. Она сложена туфами, туфобрекчиями и лавобрекчиями базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, среди которых в подчиненном количестве встречаются миндалекаменные лавы того же состава. В основании толщи расположена пачка сло-

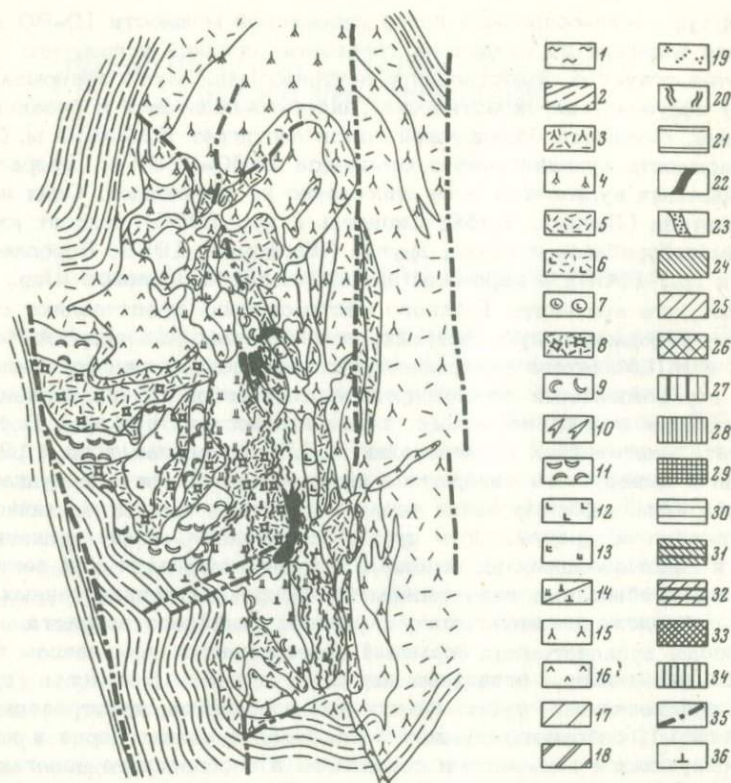
истых туфогенно-осадочных пород переменной мощности (0–80 м), которая залегает на различных горизонтах средней толщи, что свидетельствует о существовании внутрiformационного перерыва между эффузивно-пирокластической, андезито-дацитов и базальтовой толщами. Мощность базальтовой толщи достигает 600–650 м. Общая мощность вулканогенного комплекса 2500–2850 м. Возраст описываемых вулканитов пока однозначно не установлен. Одни исследователи (Ленных, 1959; Скрипиль и др., 1960) относят их к баймак-бурибайской свите, другие (Шарфоман, 1959; Борсдаевская и др., 1968) к карамальташской свите. С.Н.Иванов и др. считают, что вулканиты Гайского месторождения представляют собой внутрiformационную постройку в отложениях живета. А.А.Малахов и Н.П.Малахова утверждают, что измененные зеленокаменными перерождениями породы представляют собой континентальные терригенные осадки пермского и нижнетриасового времени. В результате многолетних исследований М.Б.Бородаевская и др. (1968) пришли к выводу, что завершение ниже-среднедевонского вулканизма и начало формирования терригенных толщ живета частично перекрывали во времени друг друга. Соотношения между вулканитами и подстилающими их породами они рассматривают как тектонические и объясняют надвиганием более древних вулканогенных пород на отложения живетского и фамен-турнейского возраста.

Породы вулканогенных формаций перекрываются комплексом туфогенно-осадочных и осадочных пород улутауской свиты (туффиты, туфопесчаники, туфы андезитовых порфиритов, туфогравелиты, алевролиты), слагающих крылья Ирландского антиклинория и характеризующихся элементами согласного и несогласного налегания на вулканиты, прислонения и облекания. В отдельных частях района А.Ф.Фоминых установлено переслаивание данных отложений с подстилающими базальтоидными породами, которое указывает на их близсинхронное формирование. В районе широко развиты малые интрузии габброидов, секущие нижние части разреза улутауской свиты и приуроченные к меридиональным разломам глубокого заложения.

Образования колтубанской (кремнистые сланцы, алевролиты, углистые алевролиты с прослоями песчаников и известняков с фауной франского возраста) и зилаирской (полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, гравелиты) свит отмечаются в восточной и западной частях района.

На палеозойских породах развита триас-нижнеюрская кора выветривания мощностью до 90 м (в среднем по району около 15–20 м). Среди перекрывающих отложений выделяются юрские, неогеновые и четвертичные образования общей мощностью от 15–30 до 60–80 м.

В районе выделяется четыре интрузивных комплекса: силурийско-нижнедевонский (серпентиниты, габбро, габбро-диориты и др.), нижнедевонско-эйфельский (субвулканические и жильные тела дацитов, андезито-дацитов, андезитов, липарито-дацитов и др.), позднежи-



Фиг.1. Схематическая геологическая карта Гайского месторождения (по Бородаевской и др., 1968)

1 - мезо-кайнозойские песчано-глинистые породы; 2 - туфогенные песчаники с кремнистыми туффитами. Породы вулканогенного комплекса. Надрудная толща: 3 - туфоагломераты и шлаковые туфы плагиоклазовых порфиритов; 4 - лавы плагиоклазовых порфиритов; 5 - слоистые перемытые туфы смешанного состава с туффитами. Рудовмещающая толща: 6 - полимиктовые литокристаллокластические туфы смешанного состава; 7 - туфоагломераты андезито-дацитов; 8 - туфобрекчии и туфы андезито-дацитов; 9 - витрокластические туфы андезито-дацитов; 10 - ключевидные брекчии андезито-дацитов; 11 - игнимбриты дацитов; 12 - лавы дацитового порфирита. Субвулканические тела и дайки: 13 - миндалекаменные дациты; 14 - липаритовые (а) и липарито-дацитовые (б) порфиры; 15 - плагиоклазовые порфиры; 16 - габбро-диабазы и миндалекаменные диабазы. Гидротермально-метасоматические породы: 17 - кварц-серицитовые с пиритом; 18 - кварц-хлорит-серицитовые с пиритом; 19 - вторичные кварциты с пиритом; 20 - кварц-серицитовые сланцы; 21 - хлоритизированные породы, часто с кварцем

ветский (габбро-диабазы, дайки диабазов и др.) и послетурнейский (габбро-диориты).

Из дизъюнктивных разломов наиболее крупными являются Иш-кининская зона смятия; зона Граничного разлома, ограничивающего Ирландский антиклинорий на западе; Гайская и Калиновская зона разломов; зона Центрального надвига, ограничивающая в пределах рудного поля западное крыло Гайской брахиантиклинальной структуры. По зоне надвига соприкасаются пирокластические образования андезито-дацито-липаритовой (рудовмещающей) толщи с различными горизонтами туфогенно-осадочных пород улутауской свиты.

Гайская структура, в пределах которой расположено одноименное медноколчеданное месторождение, представляет собой сложное вулканическое сооружение, состоящее из трех вулканических построек: собственно Гайской, вмещающей все колчеданные залежи Гайского рудного поля, примыкающей к ней сателлитной Юго-восточной и Калиновской построек. Вся структура расположена среди отложенных улутауской свиты на участке сближения Гайского и Калиновского разломов. Гайская вулканическая постройка, о вулканической природе которой впервые высказался В.И.Скрипиль (1961), сложена породами андезито-дацито-липаритовой фазы вулканизма (последовательно дифференцированная формация), подразделенными М.Б.Бородаевской, В.С.Требухиным и Н.А.Перижняк на две толщи: нижнюю пирокластическую андезито-дацитового состава, отвечающую первому ритму вулканизма, и верхнюю пирокластическую липарито-дацитового состава, соответствующую второму ритму вулканизма (фиг. 1). Извержения обоих ритмов были разделены кратковременным перерывом, в течение которого сформировался горизонт слоистых туфогенно-осадочных пород.

В осевой части постройки на расстоянии 5,5 км при ширине 0,5-0,6 км прослеживается субвертикальная многожерловая зона, насыщенная разновозрастными жерловыми, экструзивными, субвулканическими телами и дайками андезито-дацито-липаритового состава, а также субвулканическими телами и дайками базальтоидов. В пределах зоны находятся все колчеданные залежи месторождения. Боковыми ограничениями ее являются Западный и Восточный ограничивающие разломы, представляющие собой фрагменты Гайской зоны разломов. В осевой части зоны прослеживается Центральный раз-

и эпидотом; 22 - сплошные руды; 23 - тела прожилково-вкрапленных руд. Минеральные типы руд: 24 - пиритовые; 25 - халькопирит-пиритовые; 26 - халькопирит-сфалерит-пиритовые; 27 - сфалерит-пиритовые; 28 - халькопирит-сфалерит-пиритовые с блеклой рудой; 29 - халькопирит-сфалерит-борнит-пиритовые с блеклой рудой; 30 - пиритовые с сажистым тонкодисперсным пиритом; 31 - ковеллин-пиритовые; 32 - ковеллин-халькопирит-пиритовые; 33 - ковеллин-халькопирит-сфалерит-пиритовые; 34 - окисленные сульфидные руды; 35 - разрывные нарушения; 36 - скважины

лом. Важную роль в строении рудомещающей зоны играют диагональные нарушения, расчленяющие ее по простиранию на Северный, Промежуточный и Южный блоки, которые в свою очередь делятся на более мелкие поперечные блоки. Ограничения упомянутых трех блоков представлены разломами и зонами расланцевания северо-восточного направления (40–70°). Главными из них являются разломы Третьей и Второй залежей и местами Южных ограничивающих разломов, отделяющих центральную часть рудного поля от южных и северных его блоков.

После завершения липарито-дацитового ритма вулканизма во впадинах вулканической постройки отлагались породы слоистой пачки, представленные туффитами кислого и смешанного состава, переслаивающимися с кремнями и базальтовыми шлаковыми туфами. Вулканогенные породы базальтового и андезито-базальтового состава (надрудная толща), представляющие базальтоидную фазу вулканизма (слабо дифференцированная формация), слагают самостоятельную Калиновскую постройку (Требухин, 1970) и частично перекрывают рудомещающие вулканогенно-пирокластические породы кислого состава (см. фиг. 1).

Колчеданное оруденение, его размещение и морфология рудных тел

Промышленное оруденение на месторождении представлено сплошными и прожилково-вкрапленными колчеданно-медно-цинковыми рудами, сопровождающимися зонами рассеянной сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализации. В подчиненном количестве встречаются так называемые "перебойные" колчеданы, представляющие собой зоны часто перемежающихся (от десятков сантиметров до первых метров) прослоев сплошных и прожилково-вкрапленных руд. Близрасположенные тела промышленных руд, связанные между собой зонами интенсивной сульфидной вкрапленности, условно объединяются в залежи колчеданных руд. Последние занимают закономерное положение в сложной блоковой структуре месторождения. Они подчинены зонам дробления и расланцевания, связанным с движениями по Восточному и Западному ограничивающим, а также Центральному разломам.

Положение рудных тел в структуре месторождения

В пределах рудного поля залежи колчеданных руд в совокупности образуют линейно-вытянутую в близмеридиональном направлении рудную зону, совпадающую в целом с положением Гайской зоны разломов. Основные черты внутреннего строения этой зоны по данным исследований последних лет (Бородаевская и др., 1968) во многом обусловлены общим складчато-блоковым характером руд-

ного поля, которое нашло отражение и в размещении рудных тел. При общей близмеридиональной вытянутости рудоносной зоны и слагающих ее отдельных рудных тел расположение последних носит отчетливо выраженный узловый характер. В связи с этим по простиранию рудной зоны выделяют рудные и безрудные блоки. Система разломов близмеридионального (ССЗ 350°) простирания разделяет Гайскую структуру на три зоны, протягивающиеся параллельно ее оси — Восточную, Западную и Осевую, которые разграничиваются упоминавшимися Восточным и Западным разломами. По нарушениям диагонального направления (СВ 30–40°) продольные зоны в свою очередь рачленяются на три части: Северную, Промежуточную и Южную. Следовательно, для рудного поля выделяется девять главных блоков, каждый из которых в свою очередь разделяется на ряд блоков второго и более высоких порядков. Рудолокализуемыми являются Северный Осевой и Промежуточный Осевой блоки.

В пределах рудного поля известно пять залежей колчеданных руд. В настоящее время после увязки рудных залежей 3 и 4 в единую рудную зону (Бородаевская и др., 1968) их совокупность объединяется по названию Третьей залежи, где различаются рудные тела верхних и нижних горизонтов. Последние резко различны между собой по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руд. В дальнейшем для удобства изложения, кроме объединяющего названия Третья залежь, как составные ее части будут употребляться также названия залежи 3 и 4.

Особенности размещения рудных тел и залежей в пределах рудовмещающей зоны сводятся к следующему. В северной части месторождения размещены многочисленные рудные тела сплошных и прожилково-вкрапленных руд залежи 3 и располагающейся под ней на более глубоких горизонтах залежи 4. Эти залежи расположены на севере северных осевых блоков. К югу от системы диагональных разломов Третьей залежи находится небольшое рудное тело залежи 1, южной границей развития которой является диагональный разлом, отделяющий Северный Осевой блок от Южных Промежуточных Осевых блоков. В узле сопряжения этого разлома с Центральным нарушением располагаются существенно пиритовые руды залежи 2. Мощность залежи по мере удаления на юг от диагонального нарушения постепенно сокращается до полного выклинивания. Располагающиеся с севера на юг залежи 3, 1 и 2 находятся друг от друга в непосредственной близости (не более 100 м) и в приповерхностной части месторождения соединяются между собой зонами интенсивной сульфидной (преимущественно пиритовой) вкрапленности. Южнее находится почти 700-метровый безрудный участок, за которым в южной части Промежуточного Осевого блока располагается залежь 5, называемая иногда Южно-Гайским месторождением.

Морфология рудных тел

Залежь 1 представлена субвертикальной (80–85°) маломощной линзой сплошных руд, приуроченных к тектонически подновленному контакту апофизы липаритового нека и субвулканического тела липарито-дацитов. Залежь строго наследует зону рассланцевания. По падению на юг и простиранию рудное тело выклинивается, постепенно уменьшаясь в мощности, здесь же отмечаются раздувы различной мощности и расщепления. Рудное тело сопровождается ореолом вкрапленных и прожилково-вкрапленных пиритовых руд, где халькопирит и сфалерит являются большой редкостью.

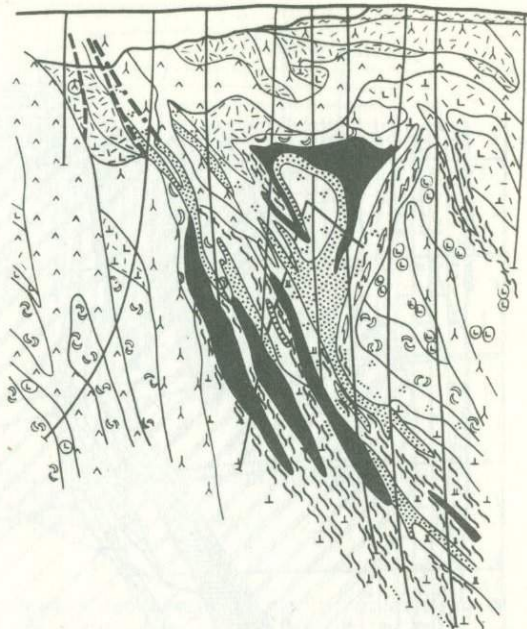
Залежь 2 представлена одним сравнительно небольшим телом сплошных пиритовых руд и по данным В.С.Требухина (1970) локализована в эксплозивной камере, заключенной в пределах липаритового нека и выполненной деформированными туфовидными породами липаритового состава. Для залежи характерна сложная морфология, где сочетаются пологие и субвертикальные элементы залегания. Пологий характер верхней границы рудного тела определяется залеганием участков автобрекчий липаритов и близостью контакта с вышележащей базальтовой надрудной толщей. Нижняя граница залежи имеет гребнеобразный характер с крутопадающими разветвлениями, согласующимися по направлению с полосчатостью, сланцеватостью и прожилками сульфидов в сплошных пиритовых рудах и за пределами рудного тела. Восстановить положение полосчатости и сланцеватости руд в верхней части залежи не всегда представляется возможным, так как руды здесь полностью окислены и превращены в бурые железняки.

Залежь 3, включающая в себя условно выделяемые на разных горизонтах единой рудной зоны залежи 3 и 4, состоит из многочисленных рудных тел, представляющих собой сложную взаимосвязанную систему сплошных и прожилково-вкрапленных рудных скоплений. Основными составляющими Третьей залежи являются Стержневая линза сплошных руд с сопутствующими ей ореолами промышленной и непромышленной вкрапленности, прожилково-вкрапленные руды западного фланга рудной зоны, а также линзообразные рудные тела глубоких горизонтов. К оруденению верхних горизонтов (залежь 3) отнесены Стержневая линза, включающая более 90% запасов руд этих горизонтов, и 36 мелких рудных тел, два из которых представлены сплошными, а остальные прожилково-вкрапленными рудами. Оруденение нижних горизонтов (залежь 4) включает более 10 промышленных тел сплошных и прожилково-вкрапленных руд, наиболее крупным из которых является рудное тело 1, содержащее около 90% промышленных запасов руд глубоких горизонтов. Морфология рудных тел Третьей залежи и их положение в структуре месторождения детально изучались и описаны группой исследователей ЦНИГРИ (Бородаевская и др., 1968).

Стержневая линза имеет пологую близгоризонтальную поверхность, осложненную незначительными уступами и впадинами, до-

фиг.2. Геологический разрез по линии 103 (по Бородаевской и др., 1968)

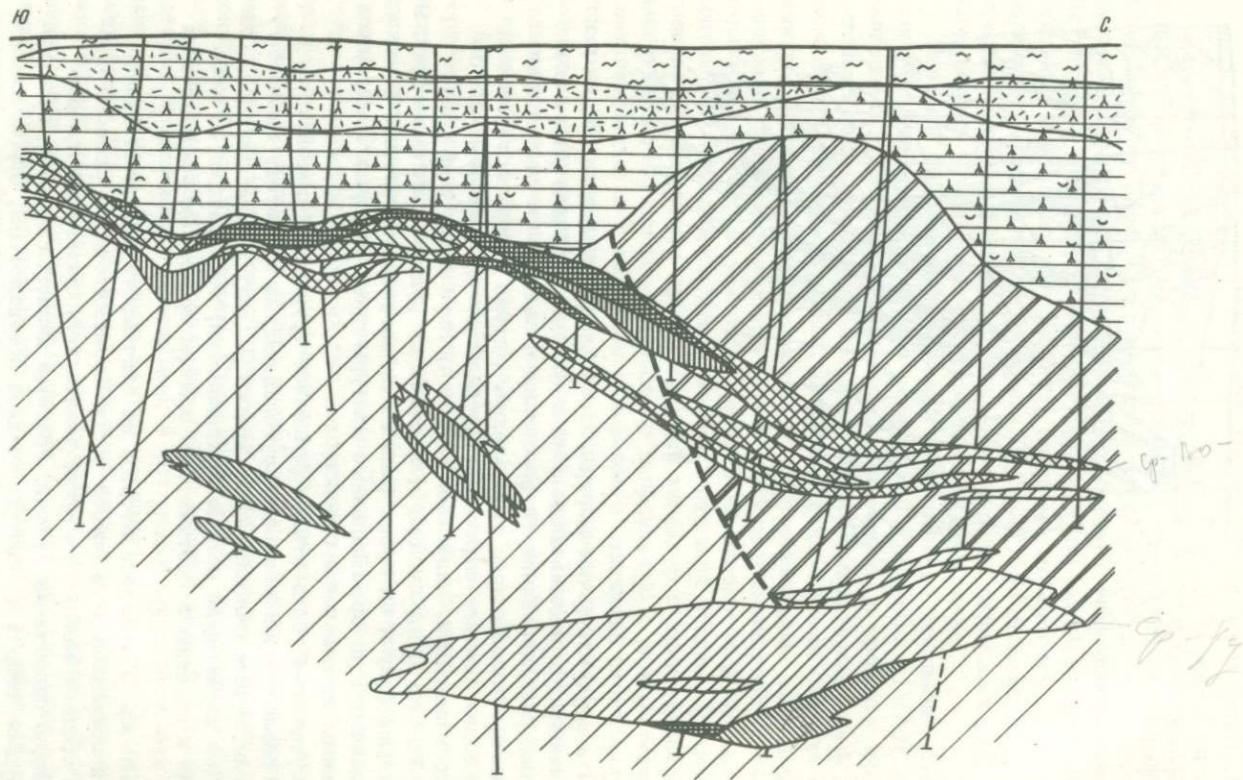
Условные обозначения см. на фиг. 1



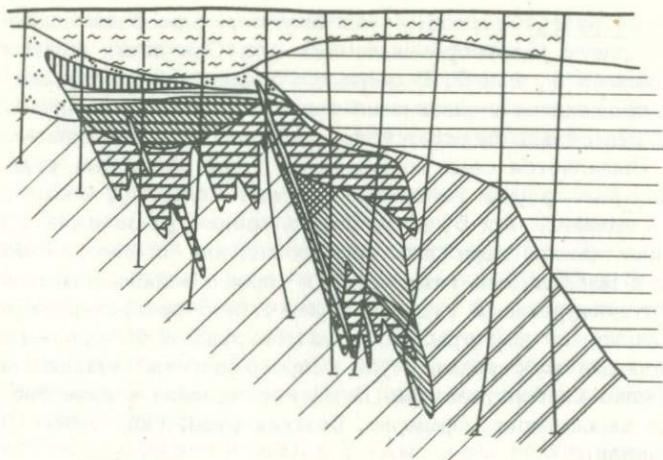
стигая в верхних частях ширины нескольких сот метров. В местах сопряжения с ограничивающими ее с востока и запада разломами и зонами расланцевания по восстанию и падению от нее отходят небольшие жилообразные ответвления. Нижняя поверхность залежи имеет более сложное строение, определяющееся наличием языковидных отщеплений, падающих навстречу друг другу под углом около 70° по Центральному и Восточному рудным разломам (фиг. 2). В лежащем боку и на обоих флангах линзы развиты мощные зоны вкрапленных руд, промышленные контуры среди которых выделяются по данным химического опробования.

На глубоких горизонтах вкрапленное оруденение сменяется кулисообразно расположенными крутопадающими к востоку линзообразными телами сплошных руд залежи 4 (фиг. 3, см. фиг. 2). Для этих тел характерны острые выклинивания, переходящие по восстанию и падению в протяженные шлейфы прожилково-вкрапленных руд.

Залежь 5 является вторым по значимости объектом рудного поля и локализована в южной части Промежуточного Осевого блока. В составе залежи известно девять тел, сложенных преимущественно сплошными рудами. Главным является мощное компактное рудное тело 1 с пологой верхней поверхностью, обусловленной близгоризонтальным контактом с перекрывающими породами. Морфология нижней границы рудного тела близка к морфологии нижней границы Стержневой линзы, она зазубрена и имеет отходящие на глубину крутопадающие апофизы и отщепления. В районе профиля



Фиг. 3. Схема гипогенной зональности по продольному разрезу через Стержневую линзу залежи 3
Условные обозначения см. на фиг.1



Фиг.4. Схема гипогенной зональности по линии 43

Условные обозначения см. на фиг.1

37 рудное тело 1 имеет форму неправильной линзы, наклоненной к востоку под углом $70-75^{\circ}$. Ее висячий бок сложен кварцевыми липарито-дацитовыми порфирами, выполаживающий контакт которых в верхних горизонтах обуславливает и соответствующее выполаживание рудного тела до 45° . В южной части рудное тело обнаруживает тенденцию к расщеплению на две ветви с крутым восточным падением, которые в верхней части соединяются близгоризонтальной перемычкой с волнистой поверхностью. Особенностью описываемой залежи является большая насыщенность крутопадающими дайками основного состава (фиг. 4). Оруденение по восточной ветви залежи 5 прослежено на глубину более 500 м. Остальные рудные тела представлены небольшими линзами с крутым восточным падением ($70-80^{\circ}$).

Глава II

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ РУД И ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Минеральные типы руд

Руды Гайского месторождения характеризуются отчетливо выраженной неоднородностью минерального состава. Закономерно повторяющиеся минеральные ассоциации последовательно сменяются в пространстве или накладываются (иногда неоднократно) друг на друга, образуя определенные типы руд.

Сплошные руды. Сплошные руды являются преобладающими и слагают большую часть промышленных руд. Они почти полностью слагают залежи 1, 2 и 5. В залежи 4 наряду со сплошными отмечаются и прожилково-вкрапленные руды. В залежи 3 количество сплошных руд сильно снижается по сравнению с прожилково-вкрапленными. Выделяется семь минеральных типов сплошных руд.

Пиритовые руды полностью слагают залежь 2, значительную часть залежей 4 и 5, встречаются среди руд залежей 1 и 3. Они слагают нижние горизонты рудных тел или их лежащий бок. Это руды с массивными текстурами и хорошо выраженными зернистыми структурами. В рудах залежей 2 и 3 распространены типичные сланцевые текстуры. Встречаются руды с брекчиевыми и брекчиевидными текстурами. Руды сопровождаются сильным окварцеванием, редко карбонатизацией. В незначительном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, блеклая руда, гипогенный борнит и марказит.

Халькопирит-пиритовые руды слагают большую часть промышленных руд залежи 4, встречаются в нижних горизонтах северной половины залежи 5 и частично в залежи 3 (см. фиг. 3). Текстуры руд в основном массивные, реже полосчатые, сланцеватые и пятнистые. В залежи 4 распространены брекчиевые и брекчиевидные текстуры. Главными рудообразующими минералами являются пирит и халькопирит. Количественные соотношения пирита и халькопирита сильно колеблются не только в разных залежах, но и в отдельных участках рудных тел. Обычно преобладает пирит и только в отдельных участках залежи 3 (профиль 101, скв. 332, 435) руды иногда на 70-80% сложены халькопиритом. Из нерудных минералов присутствуют кварц и кальцит, реже встречаются серицит, хлорит и измененные плагиоклазы. В незначительных количествах встречаются сфалерит, блеклая руда и галенит. Последние два минерала характерны для руд залежей 3 и 5. В рудах, примыкающих к низам зоны цементации, встречаются ковеллин и халькантит. Имеются находки гипогенного борнита, халькозина, арсенопирита; встречаются теллуриды и самородное золото.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды слагают значительную часть залежей 4 и 5 и в меньшей степени залежь 3. В последнем случае они чередуются с более сложными по минеральному составу типами руд. Это обычно плотные руды с отчетливо выраженными полосчатыми, брекчиевыми, брекчиевидными, реже массивными и сланцеватыми текстурами. Из полосчатых текстур встречаются все известные для Гайского месторождения разновидности. Однако унаследованная полосчатость здесь менее распространена, чем в халькопирит-пиритовых рудах. Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит, содержания которых в отдельных участках рудных тел колеблются от единиц до нескольких десятков процентов. Постоянно присутствуют галенит и блеклая руда, содержания которых редко превышают десятые доли процента.

В описываемых рудах встречаются и почти все известные на месторождении редкие и очень редкие минералы. В залежи 5 отмечены вторичные сульфиды, сульфатные соединения меди и железа, гипс. Из нерудных минералов главными являются кварц, карбонаты, барит, присутствует серицит, реже встречаются измененные плагиоклазы и хлорит.

Сфалерит-пиритовые руды слагают маломощные линзы и прослойки (до 3-5 м) среди других типов руд в залежах 5 и 3. Главными рудными минералами являются пирит и сфалерит, средние содержания которых соответственно равны 70-80 и 5-8%. В незначительных количествах присутствуют халькопирит, галенит, блеклая руда, постоянно встречаются кварц и барит, содержания которых достигают 10-15%. Реже встречается серицит. Текстуры руд преимущественно массивные, редко встречаются полосчатые и неоднородные пятнистые.

Существенно сфалеритовые руды очень редки. Они встречены в виде небольших линзочек среди более сложных по минеральному составу типов, от которых отличаются очень высокими содержаниями сфалерита (около 70-75%) и резким уменьшением содержаний пирита, халькопирита, блеклой руды, борнита и галенита (до 2-3%). Для этих руд характерны присутствие редких зерен колусита, моусонита, станноидита и теллуридов, а также интенсивная баритизация. Особенностью описываемых руд является то, что они почти полностью сложены сфалерит-барит-пиритовой ассоциацией, где ведущую роль играют сфалерит и частично барит.

Руды отличаются массивными текстурами и отчетливыми зернистыми структурами. Все сульфиды наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности среди сплошных масс сфалерита, который представлен в основном темной разностью. Встречаются решетчатые структуры распада твердых растворов халькопирита в борните, а также пластинчатые и эмульсионные структуры халькопирита в сфалерите.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды с блеклой рудой отмечены только в залежи 3, где они слагают значительную часть сплошных руд (см. фиг. 3). От сфалерит-халькопирит-пиритовых руд данный тип отличается повышенным содержанием галенита и блеклой руды (в среднем соответственно около 0,5 и 4%), что обусловлено наложением галенит-теннантитовой минеральной ассоциации, а также увеличением количества халькопирита и сфалерита.

В описываемых рудах присутствуют почти все редкие и очень редкие минералы, установленные в рудах залежи 3. Здесь значительно чаще по сравнению с другими рудами (исключая руды, обогащенные борнитом) встречаются теллуриды, колусит и самородное золото. По текстурным особенностям эти руды аналогичны сфалерит-халькопирит-пиритовым. По сравнению с последними здесь увеличивается содержание серицита, хлорита и карбонатов. Содержания кварца и барита колеблются в широких пределах, в среднем составляя соответственно около 8 и 5%.

Сфалерит-халькопирит-борнит-пиритовые руды с блеклой рудой являются наиболее сложными по минеральному составу среди всех сульфидных руд месторождения. Они встречаются только в залежи 3, слагая в основном верхние горизонты Стержневой линзы и центральные ее части по простиранию (см фиг. 3). Характерными особенностями руд являются постоянное присутствие в них в значительных количествах гипогенного борнита и повышение содержания галенита (в среднем до 1%).

В описываемых рудах отмечены почти все редкие и очень редкие минералы, установленные в залежи 3. Из нерудных минералов кроме кварца, барита и серицита спорадически встречаются кальцит, хлорит и эпидот. Характерно многообразие морфологических форм проявления борнита, определяющих следующие текстуры руд: 1) массивные с равномерным распределением борнита; 2) массивные с неравномерным распределением различных по размерам вкраплений борнита, что нередко приводит к образованию пятнистых текстур; 3) неясно полосчатые с обособлением борнита в борнит-халькопирит-пиритовые полосы; 4) субпараллельные и разноориентированные мономинеральные прожилки борнита, секущие все более ранние минеральные агрегаты, в том числе и халькопирит-борнит-пиритовые в массивных, пятнистых, полосчатых и гнейсовидно-полосчатых рудах. Наиболее широко распространены полосчатые текстуры, массивные, пятнистые, брекчиевые и брекчиевидные встречаются реже.

Прожилково-вкрапленные руды. В эту группу руд включены вкрапленные, прожилково-вкрапленные, прожилковые руды и преобладающая часть "перебойных" колчеданов. Прожилково-вкрапленные руды на месторождении играют подчиненную роль. Однако по сравнению с другими колчеданными месторождениями Южного Урала на Гайском значительно увеличивается их доля относительно сплошных руд. В наибольшем количестве прожилково-вкрапленные руды встречаются в залежи 3, меньше распространены они в залежи 4 и редко встречаются в залежах 1, 2 и 5. Данные руды широко распространены в толщах измененных пород, подстилающих тела сплошных колчеданных руд, образуя протяженные шлейфы по падению и восстанию последних. В залежи 3 прожилково-вкрапленные руды широко развиты в западном и восточном крыльях Стержневой линзы сплошных руд. Протяженность вкрест простирания западной зоны вкрапленников часто в 3-5 раз превышает таковую Стержневой линзы. В породах надрудной базальтовой толщи наблюдаются редкие неравномерно распределенные вкрапленники и прожилки сульфидов.

В прожилково-вкрапленных рудах присутствуют те же сульфиды, что и в сплошных рудах, но количественные соотношения между ними обычно другие. Среди описываемых руд выделяется пять типов.

Пиритовые руды образуют различных размеров ореолы сульфидной минерализации, сопровождающей рудные тела в лежащем боку и на флангах. Пирит во вкрапленных рудах представлен мел-

козернистыми изометричными выделениями или правильными кристалликами, среди которых преобладают кубы и пентагондодекаэдры. Их комбинация и откэдры являются редкостью. В прожилково-вкрапленных рудах особенно отчетливо проявляется наложение более поздних генераций крупнозернистого пирита, который наблюдается в виде разноориентированных прожилков. Крупнозернистый пирит находится в ассоциации с халькопиритом, борнитом, кальцитом, реже с другими минералами. Общее содержание халькопирита обычно не превышает 1-1,5%. Описываемый тип руд не имеет промышленного значения.

Халькопирит-пиритовые руды слагают почти всю юго-западную часть залежи 3 (ниже зоны цементации), а также небольшие линзы и рудные тела в нижних горизонтах залежи. Меньше распространены они в залежи 4 и являются большой редкостью в залежах 1 и 5, где встречаются в виде линзочек и прослоек мощностью до 2-5 м среди сплошных руд. Иногда отмечаются постепенные переходы этих руд к сплошным. Преобладающими текстурами являются вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, встречаются брекчиевидно-вкрапленные.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды распространены меньше по сравнению с рудами второго типа. В наибольшем количестве они встречаются в восточной части Стержневой линзы залежи 3. От сплошных руд они отличаются резким увеличением содержания нерудных минералов (реликтов вмещающих пород, кварца и кальцита), уменьшением количества главных рудных минералов, а также текстурными особенностями.

Сфалерит-пиритовые руды характеризуются тем, что на ореол пиритовой минерализации, окаймляющей тела сплошных руд, накладывается барит-сфалеритовая ассоциация. Сфалерит обычно представлен темными разностями. Встречаются прожилки крупнозернистого темного сфалерита. Некоторые из них имеют симметрично-зональное строение: центр сложен баритом (иногда с примесью карбоната), к периферии прожилка располагаются широкие полоски сфалерита, за которыми следуют узенькие полоски халькопирита и пирита. В зальбандах прожилков иногда наблюдаются камки кварца или кварца с серицитом. В описываемых рудах в ничтожных количествах встречается большинство сульфидов, установленных на месторождении.

Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды с блеклой рудой в незначительных количествах встречаются в залежах 3 и 4. От сплошных руд аналогичного типа они отличаются уменьшением содержания рудных минералов и повышением роли нерудных минералов (особенно реликтов вмещающих пород, кварца, серицита и барита). Однако содержание галенита здесь повышается в среднем до 1,5%. Вблизи участков, где развиты сплошные борнитсодержащие руды, в описываемых рудах также появляются отдельные вкрапленники, прожилки и гнездовые скопления борнита вплоть до образования прожилково-вкрапленных борнит-халькопиритовых руд.

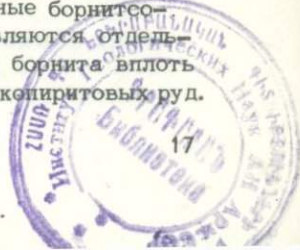


Таблица 1
 Минералого-промышленная систематика сульфидных руд Гайского

Промышленные сорта	Минеральные типы
Сплошные сульфидные руды (серы более 35%)	
Медисто-колчеданные	Халькопирит-пиритовые
	Ковеллин-халькопирит-пиритовые
	Ковеллин-пиритовые
Медисто-цинковистые	Сфалерит-халькопирит-пиритовые
	Сфалерит-халькопирит-пиритовые с блеклой рудой
	Сфалерит-халькопирит-борнит-пиритовые с блеклой рудой
	Существенно сфалеритовые
	Ковеллин-сфалерит-халькопирит-пиритовые
	Сфалерит-пиритовые
Серно-цинковистые	Сфалерит-пиритовые
Серно-колчеданные	Пиритовые
	Пиритовые с тонкодисперсным сажистым пиритом
Прожилково-вкрапленные сульфидные руды	
Медисто-колчеданные	Халькопирит-пиритовые
	Ковеллин-халькопирит-пиритовые
Медисто-цинковистые	Сфалерит-халькопирит-пиритовые
	Сфалерит-халькопирит-пиритовые с блеклой рудой
Забалансовые медисто-колчеданные	Пиритовые
	Сфалерит-пиритовые

Примечание. Вредные элементы-примеси в таблице не приведены.

месторождения

	Полезные компоненты		
	главные	второстепенные	редкие примеси
или сульфидов более 65%)			
Cu, S	-		
Cu, S	-		Ag, Au, Se, Te
Cu, S	-		
Cu, Zn, S	-		Ag, Au, Se, Te, Cd, Ga, Bi
Cu, Zn, S	Pb, Au, Ag		Se, Te, Ge, Ga, Cd, Bi, Tl, In
Cu, Zn, S	Pb, Au, Ag		
Zn, S	Cu, Pb		Au, Ag, Se, Te, Ga, Ge, Cd, Bi
Cu, Zn, S	-		Au, Ag, Se, Te, Cd, Ga
Zn, S	Cu		Au, Ag, Se, Te, Cd
S	Cu, Zn		Se, Te, Au, Ag, Co
S	Cu, Zn		
(серы менее 35% или сульфидов менее 65%)			
Cu	S		
Cu	S		Se, Te, Au, Ag
Cu, Zn	S		Se, Te, Au, Ag, Cd
Cu, Zn	S, Pb		Se, Te, Au, Ag, Cd, Bi, Ga, Ge
-	S		Se, Te
Zn	Cu, S		Se, Te, Cd

На месторождении наблюдается определенная зависимость минерального состава прожилково-вкрапленных руд от состава вмещающих пород. Так, в кварцитах развиты только пиритовые и халькопирит-пиритовые прожилково-вкрапленные руды (залежь 2, западное крыло залежи 3). Здесь обычно наблюдаются неравномерно распределенные в породе вкрапленники зерен сульфидов или их небольших скоплений. Брекчиевидные выделения являются редкостью. Прожилковые выделения не имеют строгой ориентировки в пространстве. Подобные же текстурные рисунки наблюдаются и в измененных пирокластических породах с той разницей, что здесь более широко распространены брекчиевидные и неоднородные пятнистые текстуры. В сильно измененных и рассланцованных породах (кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и серицитовые сланцы) минеральный состав прожилково-вкрапленных руд более разнообразен. Здесь, кроме пирита и халькопирита, в значительных количествах появляются сфалерит, блеклая руда, реже борнит и галенит.

На Гайском месторождении существует промышленная классификация руд, учитывающая требования к содержанию в них меди, цинка и серы. В результате сульфидные руды разделяются на сплошные и прожилково-вкрапленные, где в свою очередь выделяются сорта серноколчеданных, медисто-колчеданных, медисто-цинковистых и серно-цинковистых руд.

Представляется целесообразным привести единую систематику сульфидных руд на основе их минерального состава, где отражены особенности минерального и химического состава руд, учитывающие их технологические, экономические и горнотехнические особенности. В настоящее время еще не выработано единых принципов классификации сложных по химическому и минеральному составу руд месторождений колчеданного типа.

В предлагаемой систематике руды разделены на промышленные сорта и минеральные типы (табл. 1), где учтены также минеральные типы руд зоны цементации. Для каждого из минеральных типов руд показаны полезные компоненты, разделенные на главные, второстепенные и редкие примеси (в основном рассеянные элементы). В основу выделения промышленных сортов положены технологические свойства руд, определяющиеся соотношением сульфидной и нерудной частей (сплошные и вкрапленные руды) и содержанием главных компонентов (медь, цинк, сера) в соответствии с требованиями промышленности. Из табл. 1 следует, что минеральные типы руд являются более мелкими единицами по сравнению с промышленными сортами.

Гипогенная зональность

Минеральные типы руд закономерно распределяются в пространстве в пределах рудных тел, залежей и рудного поля, обуславливая их зональное строение. На месторождении можно выделить два по-

рядка зональности руд: 1) частную зональность в пределах отдельных рудных тел и 2) более общую зональность I порядка в пределах рудного поля. Частная зональность сильно осложняет общую картину зональности рудных залежей и зональность I порядка в пределах рудного поля.

Зональность I порядка впервые была отмечена В.И.Скрипилем еще при детальной разведке месторождения. Она характеризуется тем, что наблюдается обособление рудных тел серноколчеданного состава (залежь 2) от рудных тел и залежей, обогащенных сульфидами меди (залежи 1 и 4) или меди и цинка (залежи 3 и 5). В распределении в пределах рудного поля руд различного химического и минерального состава наблюдается некоторая симметричность. Если рассматривать рудное поле в плане и по вертикали, то его центральная часть сложена серноколчеданными рудами (залежь 2, южная часть залежи 4). По мере удаления от центра к периферии по простиранию в плане месторождения руды вначале обогащаются медью, а затем и цинком. Так, залежь 1, северная часть залежи 5 и в особенности ее глубокие горизонты, середина залежи 4 и южная часть залежи 3 сложены в основном рудами халькопирит-пиритового состава. При этом происходит постепенное увеличение содержания блеклой руды на север и на юг от залежи 2. Периферийные части месторождения в наибольшей степени обогащены медью и цинком. Сюда относятся северная и восточная части залежи 3, северная часть залежи 4, южная и восточная части залежи 5. Здесь в основном сконцентрированы наиболее сложные по составу типы руд. В северной части месторождения в связи с проявлением оруденения на нескольких этажах (залежи 3 и 4) гипогенная зональность по вертикали сильно осложняется. Однако сохраняется тенденция к обогащению руд медью, а затем цинком и свинцом в самых высоких горизонтах, где находятся наиболее сложные по составу минеральные типы руд, содержащие борнит и блеклые руды.

Частная гипогенная зональность наблюдается в пределах всех рудных тел. Отчетливее и полнее она представлена в рудных телах с наиболее сложным химическим и минеральным составом руд, примером которых может быть Стержневая линза залежи 3. Ниже приведена краткая характеристика гипогенной зональности по залежам.

Залежь 1. Верхние горизонты крутопадающего рудного тела по данным химического опробования сложены сплошными сероколчеданными рудами, которые ниже переходят в медисто-колчеданные халькопирит-пиритового состава, обогащенные в результате гипергенных процессов ковеллином. Создается впечатление, что в залежи имеет место обратная зональность. Однако изучение ее показывает, что эти руды лежат в низах подзоны выщелачивания и гипергенные процессы привели к почти полному выносу из них меди, а возможно, и цинка. Об этом свидетельствуют наличие типичных текстур гипергенного выщелачивания в рудах, а также сохранившиеся от выщелачивания и замещения реликты халькопирита

и очень редко сфалерита. Таким образом, первичная зональность залежи сильно затушевывается вторичными процессами.

Залежь 3. Руды залежи 3 самые сложные по химическому и минеральному составу, что особенно отчетливо проявилось в Стержневой линзе. Первичная зональность здесь наблюдается по вертикали и в горизонтальном направлении. Верхние горизонты линзы сложены богатыми сплошными медисто-цинковистыми рудами, а медисто-колчеданные руды присутствуют в нижних горизонтах линзы в участках ее пологого залегания или образуют тонкое переслаивание с медисто-цинковистыми рудами в участках крутого залегания.

Горизонтальная зональность более отчетливо выражена по простиранию Стержневой линзы (см. фиг. 3). Максимальные содержания медьсодержащих минералов и сфалерита в сплошных рудах наблюдаются примерно в центральной части продольного профиля; в прожилково-вкрапленных рудах, слагающих нижние горизонты линзы, наблюдаются два таких максимума. Среди сплошных медисто-цинковистых руд по минеральному составу выделяется четыре типа: 1) сфалеритовые, 2) сфалерит-халькопирит-пиритовые, 3) сфалерит-халькопирит-пиритовые с блеклой рудой и 4) сфалерит-халькопирит-борнит-пиритовые с блеклой рудой. Центральное положение по вертикали и по простиранию линзы занимают сфалеритовые руды. Со всех сторон в разрезе их облекают сфалерит-борнит-пиритовые руды с блеклой рудой, которые слагают также всю верхнюю центральную (с некоторым сдвигом на юг) часть линзы. Под этими рудами, а также к северу и к югу от них располагаются сфалерит-халькопирит-пиритовые руды с блеклой рудой, ниже которых следует зона медисто-цинковистых вкрапленных руд. Последние начинаются сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами с блеклой рудой. Севернее и южнее располагаются халькопирит-пиритовые руды, которые далее по простиранию и вниз сменяются халькопирит-пиритовыми, иногда переходящими в чистые пиритовые. С уменьшением в рудах содержания меди и цинка по вертикали и по простиранию от центральной части линзы к ее периферии они становятся более простыми и по минеральному составу. Из состава главных минералов последовательно выбывают борнит, галенит, блеклая руда, сфалерит и, наконец, халькопирит (см. фиг. 3).

Залежь 4. Рудные тела и линзы глубоких горизонтов довольно просты по составу. Здесь можно выделить всего три типа руд: 1) пиритовые, 2) халькопирит-пиритовые и 3) халькопирит-сфалерит-пиритовые. Встречающиеся галенит, блеклая руда и борнит являются второстепенными и не образуют существенных концентраций. Лишь в скв. 539 на глубине около 700 м встречен двухметровый прослой борнитсодержащих руд с блеклой рудой. В целом в пределах залежи гипогенная зональность проявляется в обособлении серноколчеданных линз от рудных тел, обогащенных медью и цинком. Для последних характерны сравнительно низкие содержания халькопирита и сфалерита и равномерное их распределение в

большом объеме. В пределах отдельных рудных тел наблюдаются лишь фрагменты гипогенной зональности, общей тенденцией которой является усложнение минерального состава руд в сторону висчего бока и по восстанию рудных тел (см. фиг. 3).

Залежь 5. Минеральный состав и гипогенная зональность залежи сильно изменены и осложнены гипергенными процессами. Восстановленная первичная зональность показывает, что верхние горизонты залежи были сложены медисто-цинковистыми рудами, которые с глубиной сменялись медисто-колчеданными, а самые глубокие горизонты (чаще нижний фланг лежащего бока) состояли из пиритовых руд. Совершенно иное расположение промышленных сортов и минеральных типов руд в настоящее время (см. фиг. 4). В разрезе профиля 43 происходит следующая смена сортов руд сверху вниз: серноколчеданные, медисто-колчеданные, медисто-цинковистые, медисто-колчеданные и серноколчеданные. Изучение показало, что серноколчеданные (пиритовые руды с большим количеством сажистого тонкодисперсного пирита) и медисто-колчеданные руды ковеллин-пиритового состава образовались за счет медисто-цинковистых руд в результате гипергенных процессов. В верхних горизонтах произошло полное растворение и вынос меди и цинка вплоть до образования серноколчеданных руд, ниже выносился только цинк и происходило образование богатых ковеллин-пиритовых руд. С глубиной интенсивность процессов вторичного обогащения ослабевает, содержание гипергенных сульфидов уменьшается, увеличивается количество реликтов сфалерита и руды переходят в медисто-цинковистые. Последние с глубиной сменяются халькопирит-пиритовыми, а затем пиритовыми. В северной части залежи гипергенные процессы проявились слабее и в меньшей степени изменили и усложнили первичную зональность.

Таким образом, на Гайском месторождении отчетливо проявляются гипогенная зональность в пределах отдельных рудных тел и залежей и зональность более общего порядка в пределах рудного поля. При этом частная зональность рудных тел сильно осложняет общую картину зональности в пределах всего месторождения. Минералогическое картирование показывает, что в распределении в рудных телах главных типов руд по минеральному составу наблюдаются определенные закономерности, которые определяют общую картину гипогенной зональности, довольно близкую или аналогичную в разных залежах месторождения. Неравномерное распределение главных типов руд в пределах отдельных рудных тел и залежей обусловлено последовательным отложением различных минеральных ассоциаций, созданных на разных стадиях рудообразующего процесса, т.е. главным фактором, определяющим неоднородность оруденения, является многостадийная зональность. Вместе с тем на протяжении каждой стадии минерализации несомненно проявлялась неоднородность в распределении в пределах рудных тел и залежей полезных компонентов руд и главных рудообразующих минералов, т.е. имело место фаціальное изменение состава в пределах

одной стадии, или одностадийная зональность (по терминологии Г.А.Соколова и др., 1972).

Порядок выделения минералов при отложении соответствующих минеральных ассоциаций влиял на формирование зональности отложения. Последняя обуславливается изменением физико-химических параметров, регулирующих выпадение рудообразующих минералов. Снижение температуры с приближением к поверхности земли определяет порядок выпадения минералов в зависимости от их растворимости и изменения хода реакций, в результате которых рудное вещество выпадает в осадок (Бетехтин, 1953). Снижение давления приводит к последовательному разрушению химических комплексов, в которых осуществляется перенос металлов в растворах, и отложению образующихся соединений в различных зонах рудолокализующей структуры (Хитаров, Москалок, 1955; Щербина, 1966).

Вместе с тем при окончательном формировании гипогенной зональности определенную роль сыграл внутрирудный и послерудный метаморфизм. Последний несомненно усиливал, усложнял, а иногда и частично видоизменял зональность, возникшую при первоначальном рудоотложении.

Глава III

ГИПЕРГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ВТОРИЧНАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела и залежи месторождения, выходящие на дневную поверхность или находящиеся близко от нее, длительное время (от средней юры) находились в условиях континентального выветривания. Это привело к образованию мощной коры выветривания в породах и вторичной вертикальной зональности в рудных телах. Кора выветривания представлена площадным и трещинным типами.

Площадная кора выветривания имеет повсеместное распространение со средней мощностью 20–25 м. Максимальное развитие она получила в породах основного состава. В породах рудовмещающей толщи в районе залежей 1 и 5 гипергенные изменения пород усиливались разрушением сульфидов, в результате чего образовались высокоактивные сульфатные растворы, способствовавшие быстрейшему разрушению и изменению пород. По данным Н.А.Читаевой, площадная кора имеет следующий профиль (снизу вверх): 1) горизонт дезинтеграции пород; 2) гидрохлоритовый горизонт; 3) гидрослюдисто-гидрохлорито-монтмориллонитовый горизонт; 4) каолинито-монтмориллонитовый горизонт.

Трещинная кора выветривания развивается ниже подошвы коры выветривания площадного типа и прослеживается до глубин 100–150 м, а иногда и более. Н.А.Читаева приводит следующие параметры развития трещинной коры в пределах рудного поля: про-

Таблица 2

Средние глубины нижних границ и мощности отдельных зон гипергенеза по залежам месторождения

Зоны, подзоны	Глубина, мощность, м	Залежи			
		1	2	3	5
Подзона окисления	Глубина	66	53	53	58
Подзона выщелачивания	Глубина	94	80	72	76
	Мощность	27	23	21	21
Зона цементации	Глубина	240	190	100	220
	Мощность	140	150	30	75

тяженность около 5 км, ширина от 500 м на севере (профиль 115) до 800 м в центральной части (профиль 3) и 1000 м в южной части месторождения. Описываемая кора имеет следующий разрез: 1) зона гидрослюдисто-кварцевых пород с самородной серой; 2) зона сульфатизированных пород, образующаяся по дайкам основного состава; 3) зона ярозитированных пород. Это наиболее развитая зона пород, связанных с кислотной переработкой; 4) зона алунизированных пород. Имеет ограниченное распространение, проявляясь вдоль крупных дизъюнктивных нарушений; 5) зона галлуазитовых пород, охватывающая всю толщу пород основного состава в пределах трещинной коры выветривания; 6) зона лимонитизированных пород, образующаяся над зоной ярозитизации в случае развития по породам кислого состава.

В верхних частях площадной коры выветривания по основным породам встречаются небольшие линзы и гнезда бурых железняков инфильтрационного типа.

Гипергенные процессы интенсивно и на большую глубину проявились в рудных телах или вблизи них, где возникла вторичная вертикальная зональность, выражающаяся в наличии зоны окисления с подзонами окисления и выщелачивания и зоны вторичного сульфидного обогащения (цементации). Особенности зон гипергенеза в пределах рудных тел сводятся к следующему. Гипергенными процессами полностью охвачены руды залежей 1 и 2, в значительной степени руды залежи 5 и частично залежи 3. Не затронуты вторичными процессами руды залежи 4. Таким образом, на месторождении имеет место редкий случай развития полного профиля вторичной вертикальной зональности руд. Глубины залегания и мощности отдельных зон колеблются в больших пределах, что видно из табл. 2.

Зона окисления

Зона представлена подзонами полностью окисленных и окисленных выщелоченных руд. Частично окисленные или насыщенные сульфатами сульфидные руды отнесены к зоне вторичного сульфатно-сульфидного обогащения. Особенности зоны окисления являются ее древний возраст, значительная глубина распространения и большая мощность (см. табл. 2). Железная шляпа перекрыта отложениями J_2 , что указывает на ее древний возраст. В этом отношении железная шляпа Гайского месторождения подобна зоне окисления Блявинского месторождения (Заварицкий, 1936). Однако в отличие от последней буре железняки Гая имеют более высокие содержания благородных металлов. В зоне окисления по ее минеральному и химическому составу, а также текстурно-структурным особенностям представляется возможным выделить несколько типов руд, которые образуют вертикальную зональность (табл. 3).

На Гайском месторождении отсутствует зона богатых медью окисленных руд.

Подзона полного окисления соответствует железной шляпе, которая развита по всей площади залежей 1 и 2, на большей части площади залежи 5 и в юго-западной части залежи 3 (см. фиг. 4). Нижняя граница подзоны четко отбивается макроскопически, она грубо параллельна дневной поверхности и проходит на глубинах от 33 до 84 м со средними значениями глубин для каждой залежи от 53 до 66 м.

Плотные буре железняки располагаются в верхних горизонтах железной шляпы (залежь 5) или ниже охристо-кварцевой сыпучки (залежь 1) и распространены в залежах 1, 2, 3, а также вскрыты скв. 437 (профиль 25) между залежами 2 и 5. Это креп-

Таблица 3

Минеральные типы руд зоны окисления

Типы руд (сверху вниз)	Зоны	Исходные руды
Плотные буре железняки Рыхлые и сыпучие буре железняки	Окисления	
Тонкозернистая кварцевая сыпучка Кварцевая сыпучка с серой Колчеданная сыпучка	Выщелачивания	Сплошные
Охристо-кварцевая сыпучка Ожелезненные вторичные кварциты	Окисления	Прожилково-вкрапленные
Обеленные и выщелоченные кварциты	Выщелачивания	

кие бурые железняки с шлаковыми, кавернозными, ящичными и на-течными текстурами. Встречается неясная полосчатость (слоистость), вероятно, обусловленная ритмичным осаждением гидроокислов железа из гипергенных растворов. Главными минералами являются гётит, гидрогётит, лепидокрокит и гидрогематит. Постоянно присутствуют кварц, представленный различными разновидностями (от маршалита до горного хрусталя), каолинит и гипс. Второстепенные минералы гематит и гидролепидокрокит. Имеются находки малахита. Сульфиды – пирит, халькопирит, борнит – обнаружены только под микроскопом. Ярозит представлен тонкопорошковатой разновидностью или находится в тонком взаимопроращении с гидроокислами железа. Редко встречаются небольшие скопления натроярозита.

Рыхлые и сыпучие бурые железняки располагаются в нижних горизонтах зоны окисления. Это тонкопористые и кавернозные рыхлые лимониты или землисто-порошковые разности гидроокислов железа с преобладанием желто-бурых или кирпично-красных цветов. Главным минералом является гидрогётит, присутствуют гётит, лепидокрокит, гидрогематит и гидролепидокрокит. Встречаются реликты сульфидов (пирит и халькопирит). Постоянно присутствует кварц, представленный различными разновидностями (от маршалита до горного хрусталя). Часто встречаются барит, гипс и каолинит. Описываемые руды слагают большую часть зоны окисления залежей 1, 2 и 5.

Охристо-кварцевая сыпучка образуется в результате полного окисления прожилково-вкрапленных сульфидных руд залежей 1 и 3 и слагает верхние горизонты зоны окисления. Сыпучка представлена кварцем, превращенным в тонкозернистую сахаровидную разность, ярозитом и охрами гидроокислов железа. Часто присутствуют каолинит и гидрослюда. Встречаются реликты пирита.

Ожелезненные вторичные кварциты образуются в результате полного окисления прожилково-вкрапленных руд залежей 1 и 3 и слагают нижние горизонты зоны окисления. Главными рудными минералами являются гидрогётит и гидролепидокрокит, которые образуют корочки и налеты в кварцитах с ноздреватыми и каркасными текстурами. Встречаются реликты пирита.

Химический состав руд зоны окисления сложный (табл. 4). Здесь присутствуют все шлакообразующие окислы, характерные для сульфидных руд. Бурые железняки, образовавшиеся по серноколчеданным рудам, имеют низкие содержания благородных металлов (залежь 2), в бурых железняках, образовавшихся за счет окисления медисто-колчеданных и медисто-цинковистых руд, благородные металлы присутствуют в повышенных количествах. Низкие содержания в рудах зоны окисления цветных металлов (медь, цинк, свинец) свидетельствуют о хорошей проработке зоны.

Подзона выщелачивания наиболее полно представлена в залежи 1 и частично в залежи 2. Средняя мощность и глубина нижней границы подзоны приведены в табл. 2. Подзона выщелачивания располагается под железной шляпой или выходит под юрские

Таблица 4

Химический состав различных типов руд зоны окисления залежей 1 и 5

Типы руд	Содержание, %	Cu	Pb	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
Бурый железняк	Минимальные	0,01	He обн.	7,60	0,60
	Максимальные	0,11	0,08	85,80	77,07
	Средние	0,04	0,02	63,68	27,74
Охристо-кварцевая сыпучка	Минимальные	0,01	0,01	46,06	7,60
	Максимальные	0,04	0,32	82,80	26,91
	Средние	0,02	0,12	73,28	12,87
Кварц-ярозитовая сыпучка	Минимальные	0,05	0,06	43,50	18,52
	Максимальные	0,05	0,08	57,95	25,03
	Средние	0,05	0,07	50,725	21,78
Кварцевая сыпучка	Средние	0,01	0,12	90,82	0,87
Кварцевая сыпучка с серой	Минимальные	0,02	0,01	42,80	0,34
	Максимальные	0,05	0,08	90,28	2,13
	Средние	0,033	0,033	72,85	1,29

Примечание: Число проанализированных проб по типам руд соответственно

отложения (южная часть залежи 5, где железная шляпа, вероятно, размыта). В подзоне выщелачивания, развивающейся по медисто-колчеданным и медисто-цинковистым рудам, отмечены повышенные содержания благородных металлов. В подзоне выщелачивания серно-колчеданных руд содержания благородных металлов очень низкие. Повышенные содержания благородных металлов характерны для тонкозернистой кварцевой или кварц-баритовой сыпучки.

Обеленные и выщелоченные ноздреватые кварциты встречаются редко. Наиболее полно они представлены в залежи 1 и располагаются ниже ожелезненных вторичных кварцитов. Переход к нижележащему горизонту кварцевой сыпучки постепенный. Главным минералом является кварц, присутствуют ярозит и охры гидроокислов железа. Преобладают кавернозные и шлаковые текстуры.

Тонкозернистая кварцевая сыпучка слагает большую часть зоны цементации залежей 1, 2 и 5. Верхние горизонты сыпучки обогащены ярозитом, а в нижних встречается самородная сера. Цвет сыпучки меняется от белого и охристо-желтого до пепельно-серого, что вызвано примесями ярозита, охр гидроокислов железа, серы и каолинита.

Кварцевая сыпучка с самородной серой встречается редко и наиболее полно представлена в залежи 1. Описываемый горизонт (около 10 м) характеризуется отсутствием ярозита и охр

Al ₂ O ₃	FeO	TiO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	S _{общ}	SO ₃	R ₂ O
0,60	Сл.	0,10	0,07	Сл.	0,01	0,09	Сл.	0,05
3,89	1,93	0,75	2,09	0,80	0,42	1,22	2,89	0,86
2,98	0,90	0,27	0,28	0,22	0,10	0,29	0,41	0,19
0,44	0,15	0,11	0,07	0,03	0,05	0,12	0,19	0,24
1,1	3,50	0,28	0,14	0,43	0,13	7,26	8,57	0,48
0,74	1,43	0,18	0,13	0,23	0,07	2,83	4,51	0,32
0,68	0,30	0,38	0,14	0,18	0,05	5,36	12,24	0,08
1,36	0,59	1,13	0,21	0,40	0,13	7,03	17,44	0,24
1,02	0,45	0,75	0,17	0,29	0,09	6,15	14,84	0,16
0,46	0,29	0,89	0,21	0,11	0,05	4,01	0,66	0,08
0,76	1,04	0,12	0,21	Сл.	0,04	3,82	1,16	0,08
1,93	2,41	2,64	0,42	0,14	0,05	48,74	2,98	0,15
1,21	1,15	1,00	0,30	0,09	0,045	19,24	1,95	0,12

равно 21, 5, 2, 1 и 3.

гидроокислов железа и содержит большие количества самородной серы (в штучных пробах до 45%). Кварцевая и нижележащая пиритовая сыпучки перспективны для концентрации в них самородного селена, как это имеет место на других колчеданных месторождениях Южного Урала (Палей, 1957).

Колчеданная сыпучка встречается в нижних горизонтах зоны выщелачивания, является переходной к зоне цементации и слагает маломощные прослои (до 1,5–2 м) в залежах 1 и 5. Состоит из кварца и пирита. Имеются налеты самородной серы и сульфатов типа мелантерита.

Зона вторичного сульфатно-сульфидного обогащения

Гипергенные процессы привели к образованию мощной зоны вторичного сульфатно-сульфидного обогащения (см. табл. 2). Наиболее интенсивно они проявились в центральной части месторождения (залежи 1 и 2 полностью находятся в зоне цементации), меньше на юге (залежь 5) и в ничтожной степени в северной части месторождения (юго-западный участок залежи 3 от профиля 6 на юге до профиля 103 на севере). Гипергенные процессы по отдельным участкам иногда проникают на большие глубины, превышающие 800 м, где встречаются вторичные борнит, ковеллин или гидроокислы желе-

за. Поэтому проведение нижней границы зоны цементации является условным. За граничную величину принято 10% меди в виде вторичных соединений (сульфиды, сульфаты, окислы, карбонаты) от общего ее содержания в исходных рудах, что соответствует техническим требованиям меднодобывающей промышленности.

Для проведения нижней границы зоны цементации использованы рациональные анализы на медь (несколько сот проб), которые корректировались данными изучения руд в полированных шлифах. Это связано с тем, что сульфидные руды содержат блеклую руду и гипогенный борнит (залежь 3), которые при рациональных анализах идут в цианистую вытяжку и, таким образом, медь входящая в их состав, определяется совместно с вторичной сульфидной медью. Нижняя граница зоны цементации в рудах залежи 3 занимает близгоризонтальное положение. Очень сложно ее поведение в залежи 5. На юге все руды лежат в зоне цементации и ее нижняя граница опускается ниже 320 м (см. фиг. 4), в то время как в центральной части залежи и на севере (профили 39, 37) нижняя граница зоны цементации проходит на глубинах 90–110 м. Обогащение руд вторичными соединениями меди неодинаково в разных залежах и на отдельных их участках. Меньше всего обогащены вторичной медью руды залежи 3 (10–20% от общего содержания), максимальные ее концентрации характерны для южной части залежи 5 (до 70–95% от общего содержания).

Гипергенные процессы в зоне вторичного обогащения привели к изменению физических свойств и химического состава руд, выразившемуся в резком увеличении в них содержания меди и в значительном выносе цинка из медисто-цинковистых руд и его рассеивании за пределами месторождения.

Среди гипергенных сульфидов главная роль принадлежит ковеллину. Незначительную роль в накоплении меди играют сульфатные и окисные соединения (халькантит, феррохалькантит, брошантит). Гипергенный халькозин и борнит являются редкими. Это резко отличает руды зоны цементации Гайского месторождения от руд месторождений Бурибай и им. XIX Партсъезда, где гипергенный халькозин присутствует в значительных количествах наряду с ковеллином. Широко развито образование вторичных сульфидов на месте халькопирита и частично пирита с сохранением формы их выделений. Распространены также реакции обменного разложения, которое происходит при замещении ковеллином галенита вдоль границ и трещин спайности или еще более легкое замещение этим же минералом сфалерита по общеизвестным реакциям. Труднорастворимый англезит выпадает тут же вдоль трещин. Сульфат цинка переходит в раствор и уносится.

При метасоматическом развитии ковеллина на месте халькопирита и пирита иногда присутствуют промежуточные продукты в виде гипергенного халькозина и борнита. Устанавливается следующий порядок замещения первичных сульфидов вторичными: халькопирит и другие сульфиды – борнит – халькозин – ковеллин.

При последовательном замещении халькопирита борнитом, а затем халькозином происходит привнос меди из верхних горизонтов в нижние и постепенный вынос железа вплоть до полного его удаления. Необычным является дальнейшее замещение халькозина ковеллином, которое связано с выносом некоторого количества меди или с привносом серы. В идеальной схеме гипергенного замещения халькозин должен развиваться по ковеллину (Бетехтин, 1937), а не наоборот, как это имеет место на большинстве колчеданных месторождений, в том числе и на Гайском.

Минеральные типы сульфидных руд зоны вторичного обогащения

Первичные руды в связи с появлением в их составе гипергенных сульфидов изменили свой первоначальный облик и сильно отличаются технологическими свойствами от руд, сложенных только первичными сульфидами. В зависимости от интенсивности проявления гипергенных процессов, а также минерального состава первичных руд в зоне цементации можно выделить четыре минеральных типа, окончательный облик которых сформировался в послепорное время и продолжает изменяться и сейчас. Особенности этих руд сводятся к следующему.

Ковеллин-пиритовые руды, образовавшиеся в результате замещения гипергенными сульфидами халькопирита и сфалерита в сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах, являются редкими. Они встречаются в южной части залежи 5, слагая верхние горизонты зоны цементации (см. фиг. 4). Главными минералами являются пирит и ковеллин со средними содержаниями соответственно 75-80 и 7-8%. Характерно почти полное замещение халькопирита и сфалерита ковеллином. Эти минералы встречаются в виде мелких реликтов. Руды характеризуются слабой крепостью, иногда сильно трещиноватые или рыхлые с землисто-порошковатыми текстурами. Встречается теннантит, имеются находки гипогенного халькозина, гипергенных борнита и халькозина, галенита, самородного золота, лимонита и сажистого пирита. Распространены сульфаты меди и железа (преобладают халькантит и феррохалькантит). Из нерудных минералов постоянно присутствуют кварц и гипс, в меньшем количестве барит, серицит и кальцит.

Ковеллин-халькопирит-пиритовые руды являются типичными представителями зоны цементации. Они полностью слагают руды залежи 1 и нижние горизонты руд в зоне цементации залежей 3 и 5 (см. фиг. 4). Это массивные, иногда трещиноватые руды, характеризующиеся различной крепостью, зависящей от степени обогащения руд гипергенными минералами. Преобладающими структурами являются зернистые, а также структуры гипергенного замещения. Описываемые руды образовались в результате почти полного замещения ковеллином сфалерита и частичного замещения халькопирита в сплошных и прожилково-вкрапленных халькопирит-пиритовых

и сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и ковеллин, второстепенными — сфалерит, блеклая руда и галенит (особенно они характерны для залежей 3 и 5). К редким относятся марказит, гипогенный и гипергенный борнит, самородное золото и серебро. Постоянно присутствуют сульфаты меди и железа (сотые — десятые доли процента). В меньших количествах встречаются окисные соединения меди, а также окисные и сульфатные соединения цинка. Имеются находки самородной меди, гётита, гидрогётита, магнетита и гипергенного халькозина. В наибольшей степени окисными и сульфатными соединениями обогащены руды залежи 5, где содержания повышаются: окислов меди до 0,011%, сульфатов меди до 0,88%, сульфатов цинка до 0,011%. Из нерудных минералов постоянно присутствуют кварц, гипс, барит и серицит. Встречаются кальцит и хлорит.

Прожилково-вкрапленные ковеллин-халькопирит-пиритовые руды встречены только в верхних горизонтах западной части залежи 3. Нижняя их граница проходит на глубине 100–120 м. В рудах постоянно присутствует ковеллин, часто встречаются халькантит, мелантерит и феррохалькантит. В ничтожных количествах установлены окисные и сульфатные соединения цинка. Из нерудных минералов появляется гипс. Во всех других отношениях этот тип руд не отличается от халькопирит-пиритовых прожилково-вкрапленных руд.

Ковеллин-сфалерит-халькопирит-пиритовые руды образовались в результате наложения гипергенных процессов на сплошные сфалерит-халькопирит-пиритовые руды залежи 5 (см. фиг. 4), где образовалось значительное количество ковеллина за счет сфалерита и халькопирита. Постоянно присутствует блеклая руда (0,5–1%), встречаются галенит, гипергенный халькозин, марказит и арсенопирит. Имеются находки вюртшита (?), пирротина, самородного золота, серебра и электрума. Из нерудных минералов присутствуют кварц, барит, кальцит и гипс. Последний нередко образует значительные скопления, распространяясь в виде прожилков и гнезд.

Пиритовые руды с сажистым тонкодисперсным пиритом встречаются в верхних горизонтах цементации залежи 2 и в низах подзоны выщелачивания залежи 5 (см. фиг. 4). В первом случае они образовались в результате разрушения пиритовых руд до состояния тонкодисперсной разности, напоминающей по внешнему виду мельниковит. В залежи 5 они возникли на месте руд халькопирит-сфалерит-пиритового состава, из которых медь и цинк выщелочены, а часть пирита разрушена до состояния тонкодисперсной разности. Сажистые руды залежи 2 на 20–25% состоят из тонкодисперсного пирита, в рудах залежи 5 его количество снижается до 5–8%. Нижняя граница руд, содержащих более 5% сажистого пирита, проходит на глубинах 100–108 м в залежи 2 и 70–80 м в залежи 5. Это рыхлые руды землисто-черного цвета. Нередко встречаются обломки сливной пиритовой руды, сцементированные рыхлой пиритовой массой. Кварц разрушен до состояния сыпучки. Встречаются ноздреватые и кавернозные текстуры.

Наиболее полно вторичная вертикальная зональность в зоне цементации наблюдается в южной части залежи 5, где сверху вниз происходит следующая смена минеральных типов руд: 1) пиритовые с сажистым тонкодисперсным пиритом; 2) ковеллин-пиритовые; 3) ковеллин-халькопирит-пиритовые; 4) ковеллин-халькопирит-сфалерит-пиритовые.

Глава IV

МИНЕРАЛОГИЯ РУД ГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Особенности минерального состава и строения руд

По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руд Гайское месторождение является характерным представителем медно-цинковых месторождений колчеданной формации. Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит, в меньшей степени борнит и блеклая руда, а среди нерудных — кварц, кальцит, барит и серициты. В то же время гайские руды обладают рядом специфических особенностей, отличающих их от руд других колчеданных месторождений Южного Урала. Главнейшими среди них являются: присутствие значительных концентраций гипогенного борнита, встречающегося лишь в ограниченном количестве на некоторых месторождениях Южного Урала (Учалинское, им. XIX Партсъезда, Александринское, Майское, Таш-Тау, Октябрьское, Комсомольское); относительно высокие содержания в рудах мышьяка, главной формой нахождения которого являются блеклые руды; частая встречаемость в рудах самородного золота, теллуридов, минералов германия и некоторых других редких и очень редких минералов; значительные содержания в рудах главных минералов, определяющих промышленную ценность месторождения: халькопирита, сфалерита и борнита. В отдельных небольших участках или блоках Стержневой линзы их средние содержания достигают 50–60%, а иногда и более.

В целом в рудах Гайского месторождения перечень минералов-примесей значительно шире, чем на других колчеданных месторождениях. Большое разнообразие в минералогии руд внесли гипергенные процессы, которые привели к образованию мощной зоны окисления и вторичного сульфатно-сульфидного обогащения. На месторождении установлено более 100 минералов, среди которых преобладают эндогенные (табл. 5). Перечисленные в табл. 5 минералы можно разделить на три группы: 1) главные, 2) второстепенные, 3) редкие и очень редкие (минералы-примеси). Как видно из таблицы 5 минералогия промышленных руд и зон прожилково-вкрапленного оруденения Гайского месторождения разнообразна и сложна. В то же время отдельные залежи и выделяемые в их пределах рудные тела сильно отличаются между собой по минеральному составу

Таблица 5

Минералы руд и зон окolorудных измененных пород

Минералы	Рудные		Нерудные, в том числе реликтовые
	гипогенные	гипергенные	
Главные	Пирит, халькопирит, сфалерит, борнит*, блеклая руда*	Ковеллин, гётит, гидрогётит, лепидокрокит	Кварц, серициты, пиррофиллит, парагонит, хлориты, кальцит, барит
Второстепенные	Галенит, халькозин	Ярозит, гидрогема-тит, малахит, азурит, мелантерит, халькантит, феррохалькантит	Доломит, группа эпидота, гидрослоды, гипс
Редкие и очень редкие	Золото, серебро, электрум, аргентит, алтаит, гессит, креннерит, колорадоит, неопределенный теллурид, колусит, моусонит, станноидит, марказит, пирротин, арсенопирит, пен-тландит, киноварь?, вюртцит?, гринокит?, магнетит, ильменит	Сульфаты цинка, калиевые квасцы, англезит, атакамит, алунит, медь, гидролепидокрокит, гидромаггемит, гидроокислы Mn, куприт, тенорит, де-лафоссит	Магнезит, брейнерит, опал, халцедон, флюорит, хлоритоид, сера, графит?, каолинит, галуазит, нонтронит, монотермит, монтмориллонит, апатит, пренит, пумпеллиит, актинолит, глаукофан, корундофиллит, стильпомелан, алюминит**, альгарит**, гинзбургит**, плагноклазы, роговая обманка, бариевый алюмосиликат, анальцим, анатаз, рутил, сфен, лейкоксен, турмалин, гранаты, циркон

* Минералы, являющиеся главными лишь в отдельных рудных залежах, в других залежах они второстепенные или даже редкие.

** Минералы по данным Н.А.Читаевой.

(табл. 6). Наиболее прост минеральный состав руд залежи 2. Они почти нацело сложены пиритом, среди которого встречается лишь незначительное количество минералов-примесей. Самые сложные по минеральному составу руды верхних горизонтов Третьей залежи (залежь 3) и в особенности ее Стержневой линзы. Здесь, кроме обычных для колчеданных месторождений пирита, халькопирита и сфалерита, в значительных количествах присутствуют гипогенный борнит, блеклая руда, а нередко и галенит. В рудах Стержневой линзы обнаружено самое большое количество минералов-примесей.

Руды остальных залежей месторождения являются промежуточными по минеральному составу между рудами залежей 2 и 3. Все залежи месторождения по степени увеличивающейся сложности минерального состава можно расположить в следующий ряд: залежи 2 - 1 - 4 - 5 - 3 - Стержневая линза залежи 3.

Некоторые сульфиды (борнит, халькозин, пирит, халькопирит) представлены гипогенной и гипергенной разностями. Подобно другим колчеданным месторождениям на Гайском главные, а иногда некоторые второстепенные и редкие минералы имеют отчетливые признаки неоднократного образования и представлены разновременными генерациями, количество которых иногда достигает восьми (пирит). Отдельные генерации различных сульфидов и сопутствующих им нерудных минералов образуют определенные сообщества - парагенетические минеральные ассоциации, типичные представители которых для руд Гайского месторождения рассматриваются в восьмой главе книги. Неоднократно проявившиеся процессы внутрирудного и послерудного метаморфизма в значительной степени усложнили и изменили первичные взаимоотношения минералов и в ряде случаев привели к образованию новых ассоциаций метаморфического происхождения.

Описание минералов

При описании минералы располагаются в последовательности: рудные, а затем нерудные. Первые подразделяются на гипогенные и гипергенные. Если минерал представлен гипогенной и гипергенной разностями, то их описания приведены совместно. В каждом из этих разделов минералы расположены преимущественно в порядке убывания их распространенности и значимости в рудах.

Рудные минералы

Из группы дисульфидов железа установлены пирит, марказит и тонкодисперсные сажистые разности дисульфидов железа. Последние два являются редкими.

Пирит составляет основную массу сплошных и прожилково-вкрапленных руд. Количество его в различных минеральных типах руд колеблется от 5-8 до 90-95% и в значительной степени определяет их текстурные особенности и характер выделения других сульфидов.

Преобладающими формами выделения являются зерна и зернистые агрегаты. Реже встречаются кристаллы: кубы, пентагондодекаэдры, иногда октаэдры и комбинации этих форм. Колломорфные выделения пирита мало характерны. Кристаллы пирита обычно преобладают в прожилково-вкрапленных рудах и реже встречаются среди сплошных руд. В верхних горизонтах серноколчеданных руд залежей 2 и 5 распространена тонкодисперсная землисто-порошковатая разность дисульфидов железа, образовавшаяся при гипергенных процессах и напоминающая мельниковит.

Таблица 6. Распределение минералов в рудных телах и зонах прожилково

Минералы		Залежь 1	Залежь 2
Минералы сульфидных рудных тел и зон			
Гипогенные руды	Главные	Пирит, халькопирит	Пирит
	Второстепенные	Сфалерит, блеклая руда	Халькопирит
	Редкие	Галенит, халькозин, золото, магнетит, рутит	Галенит, сфалерит, блеклая руда
Гипергенные рудные	Главные	Ковеллин	Малантелит
	Второстепенные	Сульфаты Cu, Fe	Ковеллин, феррохалькантит
	Редкие	Халькозин, борнит, окислы Cu, Zn, сульфаты, малахит, медь самородная, гидроокислы Fe	Окислы меди, ярозит, гидрогетит
Нерудные	Главные	Кварц, группа серицита, кальцит	Кварц, группа серицита, кальцит
	Второстепенные	Гипс, барит, хлориты, группа эпидота, флюорит	Гипс, барит, хлориты, опал, сера самородная
	Редкие	Сфен, лейкоксен, циркон	Сфен, лейкоксен
Минералы зон окисления и			
Рудные	Главные	Гетит, гидрогетит, лепидокрокит	Гетит, гидрогетит, лепидокрокит
	Второстепенные	Ярозит, гидрогематит, гидролепидокрокит	Гидрогематит
	Редкие	Сульфаты Cu, Fe, Золото самородное	Сульфаты Fe, гематит Реликты сульфидов и
Нерудные	Главные	Кварц, каолинит, сера самородная	Кварц, каолинит
	Второстепенные	Гипс, барит, кальцит	Гипс, барит, кальцит
	Редкие	Галлуазит, монотермит	Монотермит, сера самородная

вкрапленного оруденения по залежам Гайского месторождения

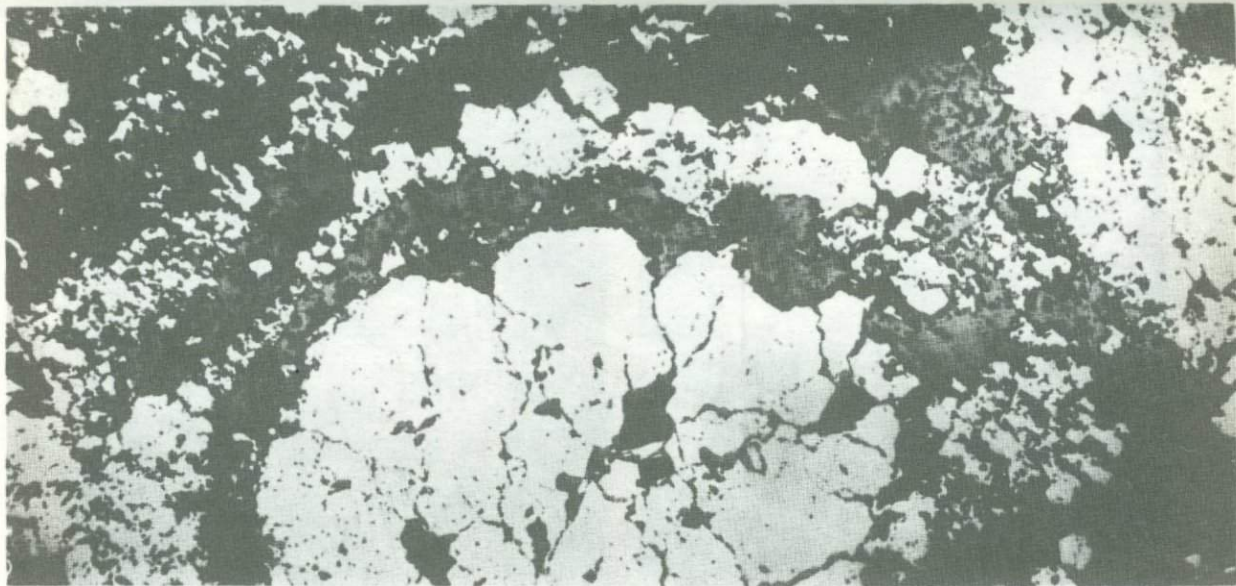
		Залежь 3	Залежь 4	Залежь 5
прожилково-вкрапленного оруденения				
		Пирит, сфалерит, халькопирит, борнит, блеклая руда	Пирит, халькопирит, сфалерит	Пирит, халькопирит, сфалерит
		Галенит, халькозин	Блеклая руда	Блеклая руда
		Золото, серебро, аргентин?, теллуриды, арсенинит, марказит, станноидит, моусонит, пентландит, магнетит, хромит, рутит, анатаз	Марказит, борнит, золото, арсенинит, гессит, хромит, анатаз, моусонит, станноидит	Золото, серебро, электрум, борнит, халькозин, марказит, арсенинит, пирротин, киноварь?, вюрцит?, моусонит, станноидит
		Ковеллин	-	Ковеллин
		Халькозин		Сульфаты Cu, Fe
		Сульфаты Cu, Fe, Zn, окислы Cu, Zn, гидроокислы Fe, борнит, англезит	Ковеллин, халькозин, борнит	Халькозин, борнит, окислы Cu, Zn, англезит, гидроокислы Fe пирит, сфалерит
		Кварц, группа серицита, кальцит, барит, хлориты, доломит	Кварц, группа серицита, кальцит, хлориты	Кварц, группа серицита, кальцит, барит
		Гипс, гидрослюда, доломит, группа эпидота, флюорит, халцедон лейкоксен, сфен	Гипс, барит, группа эпидота, опал	Гипс, хлориты, опал, халцедон, апатит, флюорит
		Апатит, пренит, гранат, циркон, амфибол	Флюорит, сфен, лейкоксен	Сфен, лейкоксен
выщелачивания сульфидных руд				
		Гетит, гидрогетит		Гетит, гидрогетит, лепидокрокит
		Ярозит, гидрогематит		Ярозит, гидрогематит, гидролепидокрокит
		Сульфаты Cu, Fe, Zn их гипергенные разности		Сульфаты Cu, Fe малахит, азурит
		Кварц, каолинит		Кварц, карлининит
		Гипс, барит, кальцит		Гипс, барит, квасцы
		Сера самородная, гидрослюда		Сера самородная, алу-нит, кальцит

Распространены структуры замещения пирита халькопиритом, сфалеритом, борнитом и другими минералами. Замещение вызвано метасоматическим развитием более поздних сульфидов, а также взаимодействием между минералами при метаморфической перегруппировке вещества.

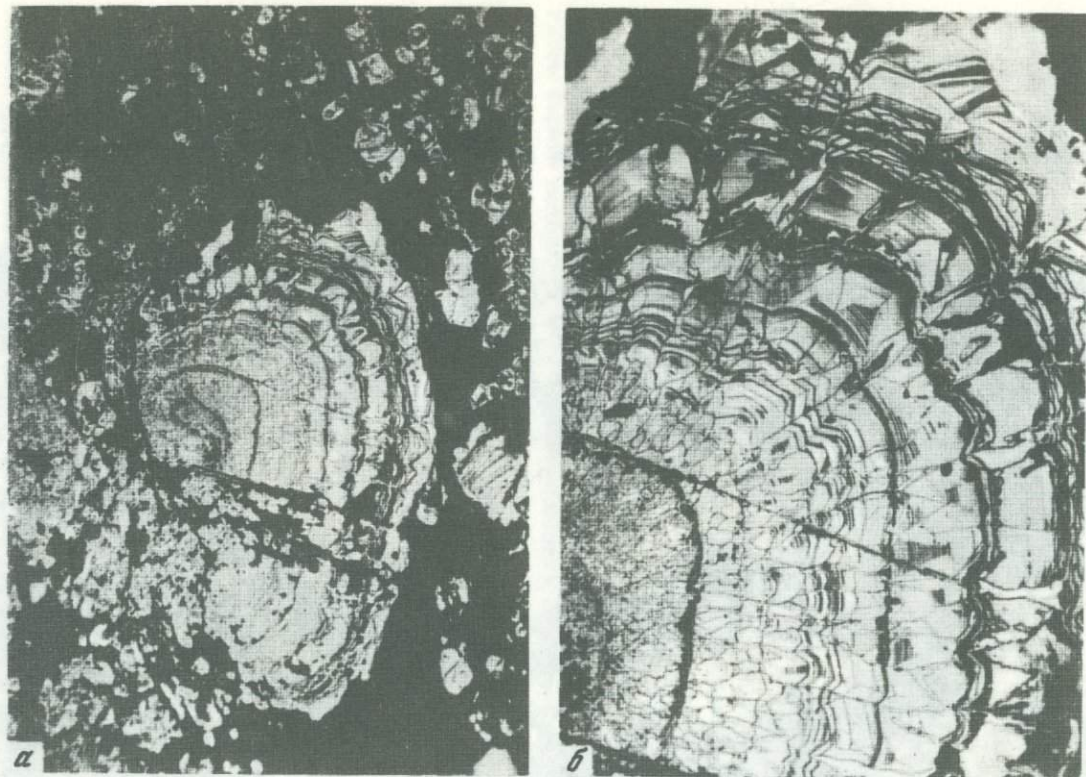
В одном из шурфов сплошной руды из залежи 5 встречен гипергенный пирит, который наблюдается в виде жилочек (доли миллиметра), пересекающих скопления гипергенного гипса. Последний в свою очередь цементирует брекчированную сульфидную руду.

Представляет интерес отношение пиритов Гайского месторождения к травлению. При электролитическом травлении колломорфных выделений пирита наряду с признаками частичной или полной их перекристаллизации в зернистые агрегаты (фиг. 5) выявляются также причудливые концентрически-зональные рисунки, напоминающие кружевные узоры (фиг. 6). В последнем случае в строении почки видны перемежающиеся зоны тонкозернистого строения, часть из которых представлена радиально-лучистыми образованиями, с зонами явно кристаллических агрегатов. Подобные особенности строения почковидных выделений по мнению некоторых исследователей (Бетехтин и др., 1958) свидетельствуют об их прерывистом росте. Различная степень кристалличности отдельных зон, вероятно, связана с изменением во времени концентрации химических компонентов в пересыщенных растворах. Отношение к травлению зернистых агрегатов пирита находится в прямой зависимости от степени метаморфизма руд, их текстурных особенностей и минерального состава, что более подробно будет рассмотрено в соответствующих разделах. Пирит из прожилково-вкрапленных и сплошных руд легко травится и обнаруживает отчетливое зональное строение с прямолинейным очертанием зон (фиг. 7), в то время как в сланцеватых, полосчатых и брекчиевидных рудах, испытавших метаморфические преобразования, зональность выявляется с трудом, имеет часто сложный рисунок или совершенно не выявляется (фиг. 8). Иногда в протравленных зернах пирита выявляется несовпадение зон роста в центре зерен и на их периферии. Четырехугольные зоны роста сменяются шестиугольными и наоборот, или контуры последующих зон не повторяют контуров предыдущих (фиг. 9). Смену форм роста в кристаллах пирита из Учалинского месторождения Е.В. Прахова (1969) объясняет тенденцией у растущих кристаллов приобрести форму куба, как форму, имеющую наименьшую поверхностную энергию. Однако приведенные материалы не согласуются с таким предположением. Наличие многократных смен форм роста в одном кристалле более убедительно может быть объяснено перерывами в процессе роста кристаллов и сменой термодинамических условий кристаллизации после каждого перерыва.

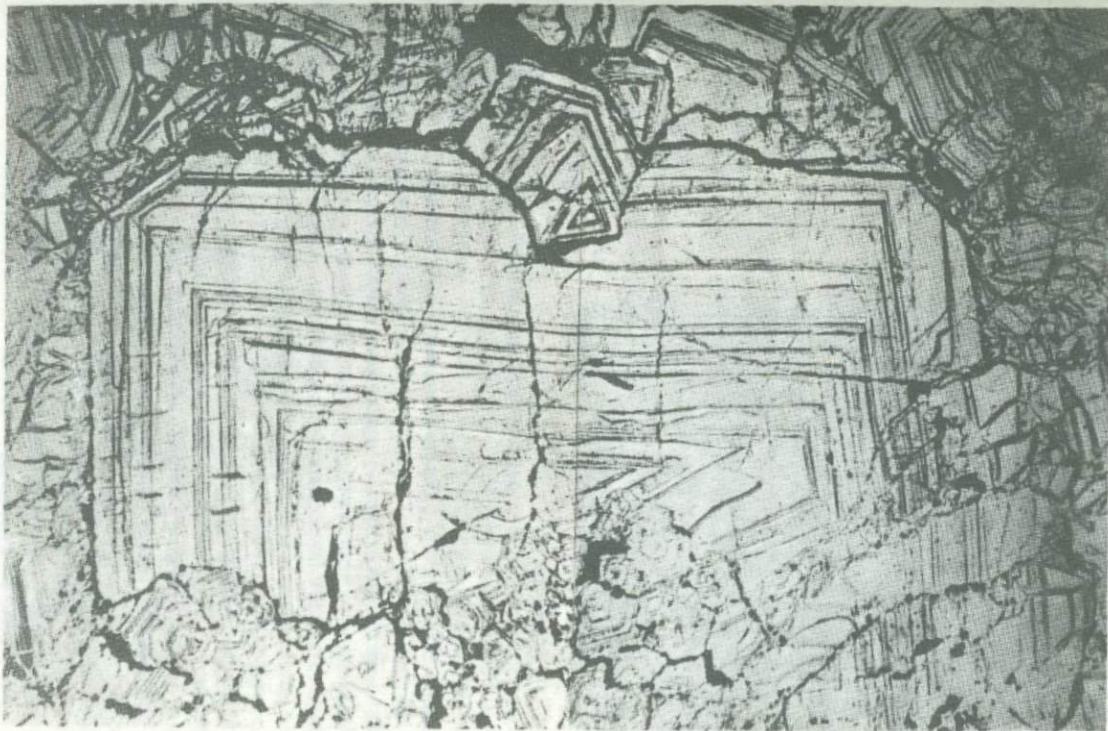
Редкой формой выделения пирита являются его псевдоморфозы по таблитчатым минералам, напоминающим плагиоклазы, несколько чаще встречаются псевдоморфозы по правильным кристаллам кварца.



Фиг.5. Раскристаллизовавшаяся почка пирита (белое) среди сфалерита (темное). Черное – нерудные. Полир. шлиф. Увел. 45



Фиг. 6. Почка пирита (програвлено) в сланцеватой пиритовой руде. Справа ее деталь. Полир. шлиф. Увел. 70 и 200



Фиг. 7. Крупное зерно пирита среди тонкозернистого его агрегата в массивной руде после травления. Полир. шлиф. Увел. 45



Фиг.8. Сплошная пиритовая руда. Протравлено. В одном зерне трижды меняется форма зон роста. Часть зерен утратила зональное строение. Полир. шлиф. Увел.200

Имеющиеся материалы позволяют выделить в рудах месторождения восемь главных генераций, исключая упоминавшийся гипергенный пирит и выделения, вызванные метаморфической перегруппировкой вещества. Последние описаны в главах "Текстуры и структуры руд" и "Метаморфизм руд" и их условно можно отнести в группу метаморфических генераций. Выделяемые ниже генерации пирита и других сульфидов в известной степени условные. Они различаются в основном по вхождению минерала в различные парагенетические минеральные ассоциации и нередко объединяют несколько близких по времени выделения морфологических разновидностей минерала.

К пириту I отнесено несколько близких по времени отложения, но различных по морфологическим признакам разновидностей пирита, слагающих основную массу серноколчеданных руд. Это наиболее ранняя генерация среди всех сульфидов месторождения. Пирит I слагает большую часть сплошных и прожилково-вкрапленных серноколчеданных руд, зон рассеянной сульфидной минерализации в породах и является своего рода базисом в промышленных медисто-колчеданных и медисто-цинковистых рудах. Количество пирита I в последних колеблется в широких пределах. Иногда он наблюдается в виде небольших островков и реликтов среди других сульфидов и пиритов более поздних генераций. Описываемый пирит представлен неравномернозернистыми агрегатами (от единиц микрон до 1 мм) с преобладанием мелкозернистых полиэдрических структур.

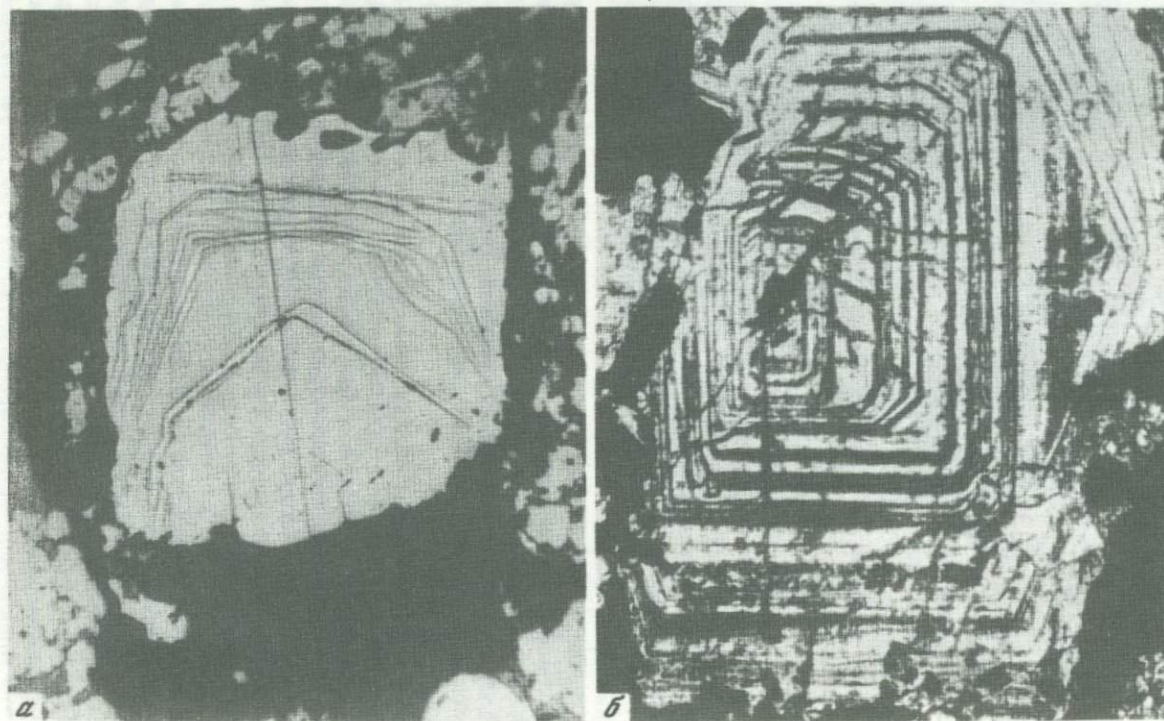
Микроструктурные особенности раннепиритовых руд характеризуются большой неоднородностью. На монотонном фоне мелкозернистой пиритовой руды встречаются небольшие участки, зонки и пятна некоторого укрупнения зернистости, приуроченные чаще к пустоткам в рудном веществе или участкам скопления нерудных минералов. Значительное место в составе пиритовых руд занимает криптокристаллический пирит, называемый Н.В. Петровской "афанитовым". Этот пирит представлен идиоморфными кристалликами кубического габитуса размером от 1 до 10 микрон, образующими как бы небольшие ступчатые скопления на фоне более широких площадей его развития.

Криптокристаллический пирит наблюдается в виде неправильных пятнистых выделений размером до нескольких миллиметров на фоне сплошных мелко-среднезернистых агрегатов пирита и образует в пиритовой руде своеобразные ветвящиеся прожилковидные образования и петли, разделяющие поля развития однородных зернистых агрегатов мелкозернистого пирита. Последнее особенно характерно для пиритовых руд очень глубоких горизонтов (более 1300 м). В участках прожилково-вкрапленных, а иногда и сплошных пиритовых руд с рассредоточенной вкрапленностью пирита мелкозернистый пирит нередко представлен правильными кристалликами кубического и пентагондодекаэдрического габитуса. При наложении на такие руды более поздней халькопиритовой минерализации отчетливо проявляется активное воздействие халькопирита на пирит вплоть до полного его замещения (фиг. 10).

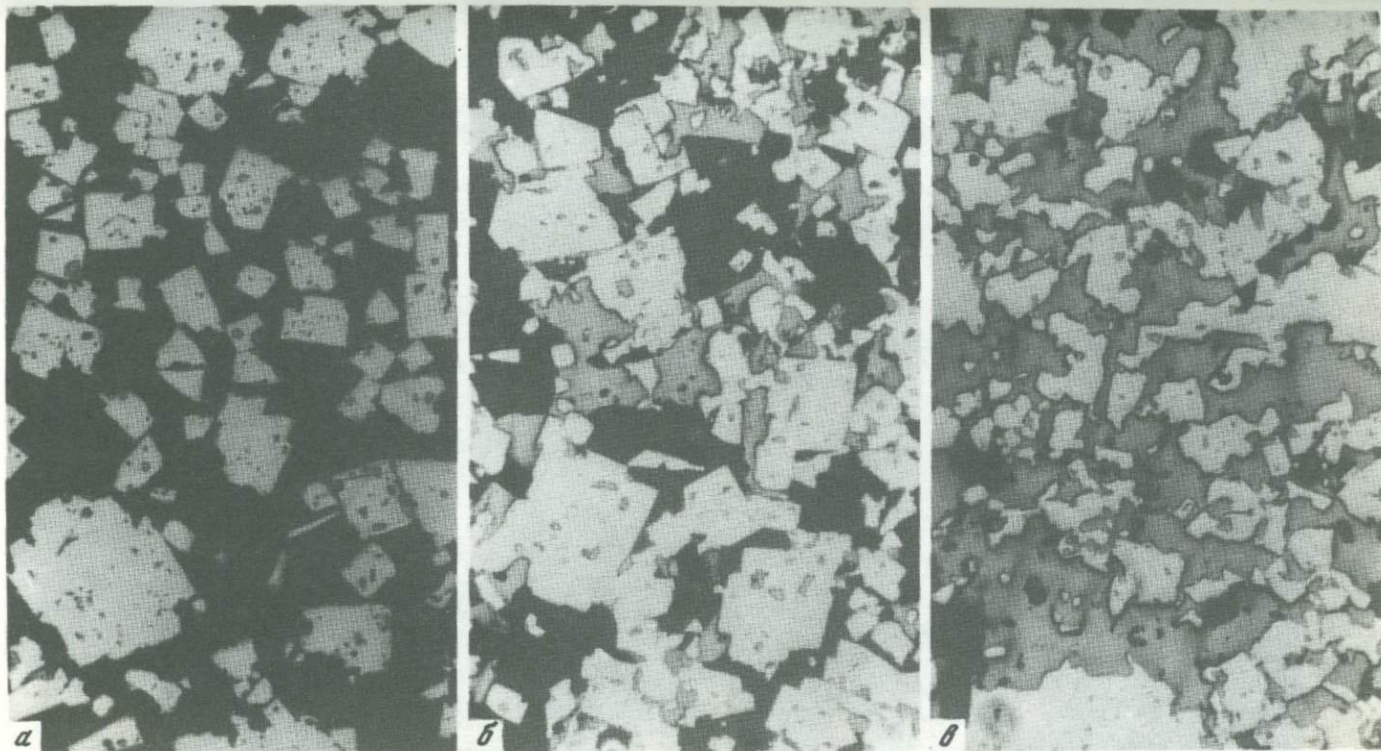
Периодически среди сплошных агрегатов разнозернистого пирита I встречаются реликты колломорфного строения, а также почковидные и глобулярные выделения (см. фиг. 5). Описанные разновидности пирита связаны между собой постепенными переходами, на что указывала Н. В. Петровская, и без сомнения являются близкими по времени образованиями.

Сплошные тонкозернистые пиритовые руды, сложенные описываемой генерацией пирита, иногда на протяжении единиц или даже десятков метров характеризуются брекчиевыми и брекчиевидными микротекстурами, образовавшимися в результате тонкого дробления или даже грануляции руд (фиг. 11). Размеры обломков обычно не превышают нескольких миллиметров. Отмеченные особенности строения характерны для наиболее глубоких горизонтов раннепиритовых руд залежи 4.

Наблюдения под микроскопом показывают, что условно выделяемая генерация пирита I в ряде случаев состоит из двух разновременных пиритов, образующих между собой тонкие взаимопрорастания с полиэдрическими структурами. В полированных шлифах при сильно затянутой апертурной диафрагме микроскопа и частично сбитой резкости в сплошных агрегатах мелкозернистых пиритовых руд удается наблюдать полиэдрические зернистые структуры, образованные двумя пиритами, различающимися между собой по оптическим и физическим свойствам (фиг. 12). Оба пирита нами условно названы пирит₁ и пирит₂. Они обладают следующими свойствами. Пирит₁

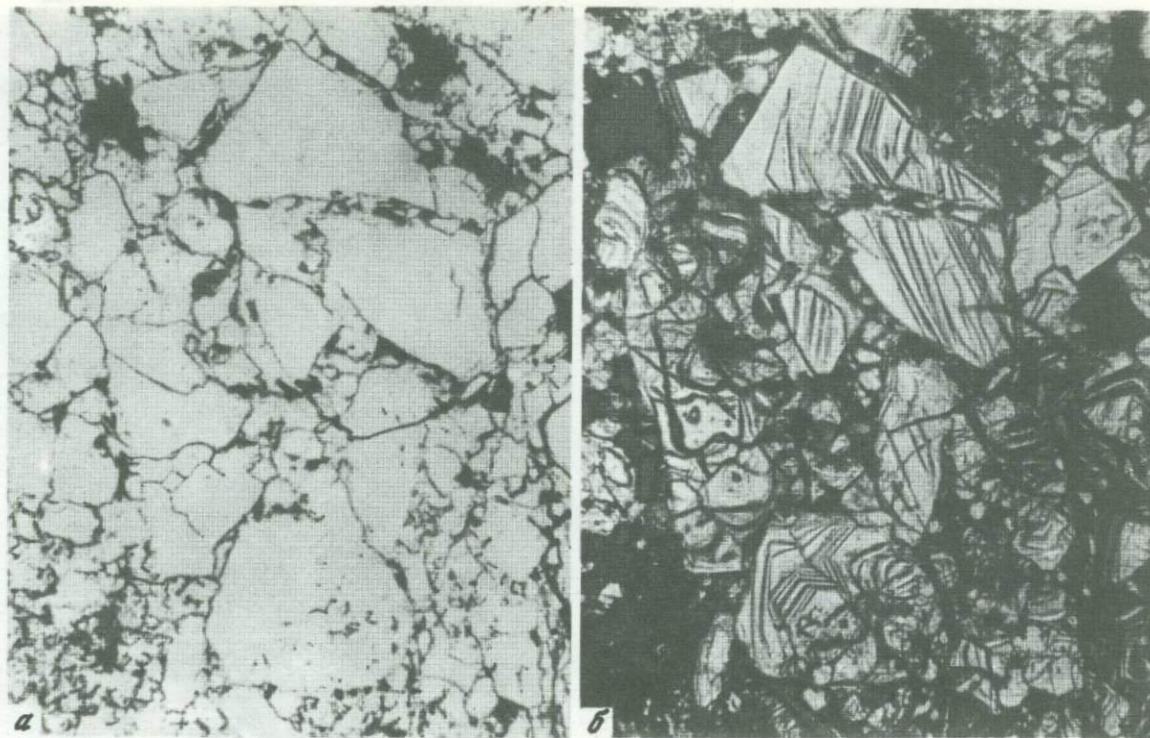


Фиг.9. Изменение формы роста кристаллов пирита в сланцеватых халькопирит-пиритовых (а) и пиритовых (б) рудах. Полир, шлифы. Увел. 115 и 160

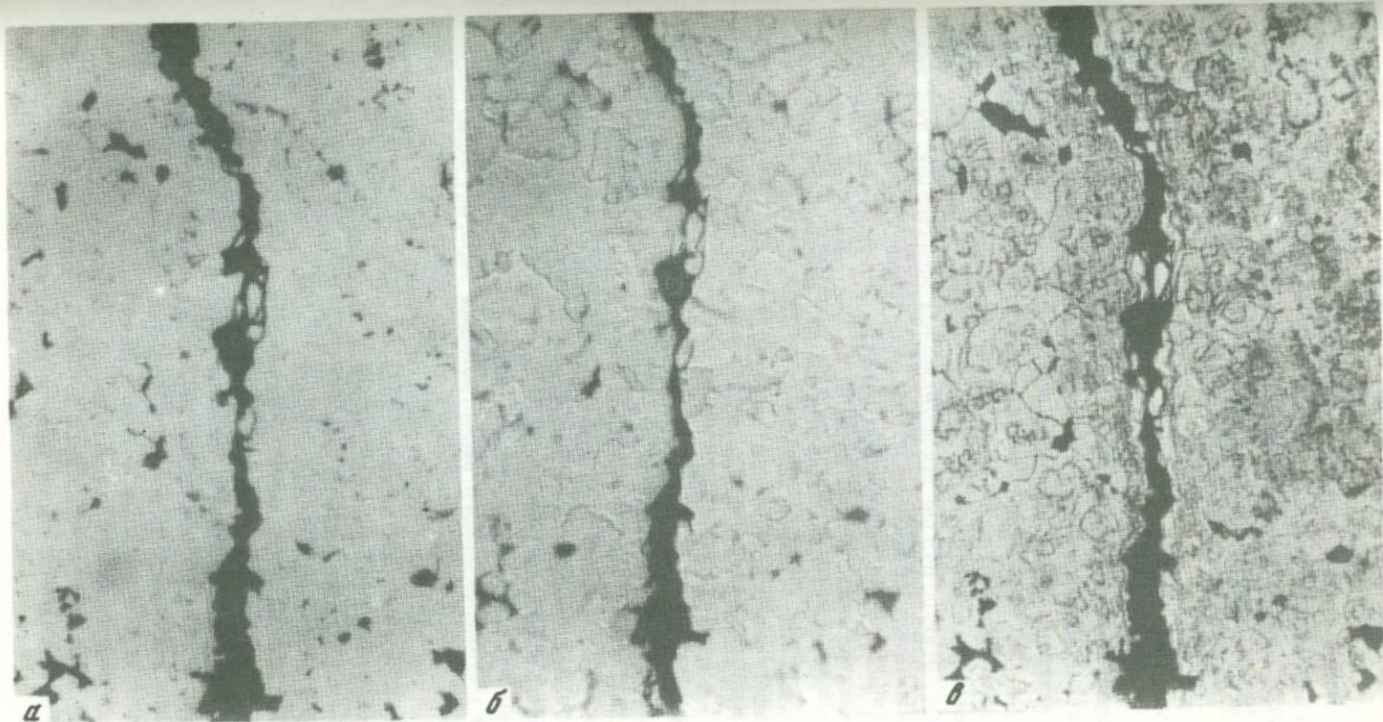


Фиг.10. Взаимоотношения пирита (белое) и халькопирита (серое) в полосчатой халькопирит-пиритовой руде; черное - нерудные. Полир. шлиф. Увел. 120.

45 а - пиритовая полоска, б - зона контакта между полосками, в - халькопирит-пиритовая полоска



Фиг. 11. Брекчиевая микротекстура пиритовой руды: до травления (а) и после травления (б).
Полированный шлиф. Увел. 70.



Фиг.12. Сплошная пиритовая руда

а - наблюдение при обычных условиях; б - при затянутой ирис-диафрагме и чуть сбитой резкости; видно тонкое взаимопрорастание пирита₁ и пирита₂; в - после электролитического травления. Полир.шлиф. Увел. 70

при сравнении с пиритом₂ имеет большую твердость (при затянутой диафрагме отчетливо наблюдаются различия в рельефе), едва заметное простым глазом меньшее отражение (R) и более отчетливо выраженный желтоватый оттенок, в то время как пирит₂ имеет слабый голубоватый оттенок. Среднее значение микротвердости пирита₁ по шести замерам равно 1190 кг/мм², а пирита₂ — 925 кг/мм². Измерения выполнены на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г.

Пирит₂ отчетливо моложе пирита₁ и интенсивно разъедает и замещает его. Такие замещения можно наблюдать не только в зернистых агрегатах, но и в правильных кристаллах. В одном из шлифов встречен небольшой куб пирита в сплошной пиритовой руде, состоящий из пирита₂, среди которого еще сохранился небольшой реликт пирита₁. При электролитическом травлении в обоих пиритах выявляется различной четкости внутреннее зональное строение. Оценить количественные соотношения и роль пирита₁ и пирита₂ в строении серноколчеданных руд не представляется возможным, так как они различимы между собой только при образовании совместных взаимопроростаний. Если какие-либо участки руд сложены одной из описываемых разновидностей пирита, то его диагностика возможна только по измерениям микротвердости, систематические выполнения которой для больших объемов руд очень трудоемки.

Аналогичные гранобластические зернистые структуры, состоящие из двух пиритов, широко распространены в рудах и других колчеданных месторождений Южного Урала (Учалы, Узельгинское, Октябрьское, Юбилейное и др.) а также установлены среди сплошных руд Сибая в экзоконтакте с послерудными дайками габбро-диабазов (Пшеничный, Кулагина, 1968). Однако в последнем случае пирит₂ отличается от замещаемого им пирита₁ значительно большей твердостью и полным исчезновением зональности с появлением вокруг зерен незатравливающих незональных зон и каемок. Эти факты и другие данные позволили заключить, что пирит₂ на Сибая является продуктом метаморфического переотложения пирита₁. Иная картина наблюдается на Гайском месторождении. Пирит₂ здесь следует рассматривать как продукт более позднего отложения из гидротермальных растворов, которые активно взаимодействовали с ранее отложенным пиритом₁, нередко растворяя и замещая его. Разрыв во времени между отложением пирита₁ и пирита₂ был, вероятно, незначительным и не сопровождался сколько-нибудь заметным дроблением, брекчированием или метаморфизмом руд.

С описываемой генерацией раннего пирита связаны постоянные примеси халькопирита, сфалерита, тонкодисперсного самородного золота и серебра. Наличие последних двух элементов подтверждается результатами систематического опробования пиритовых руд. Халькопирит и сфалерит встречаются в виде относительно равномерно распределенных очень мелких (от единиц до первых десятков микрон) включений в зернах и зернистых агрегатах пирита. Не исключена и изоморфная примесь части меди и цинка в пиритах. Содер-

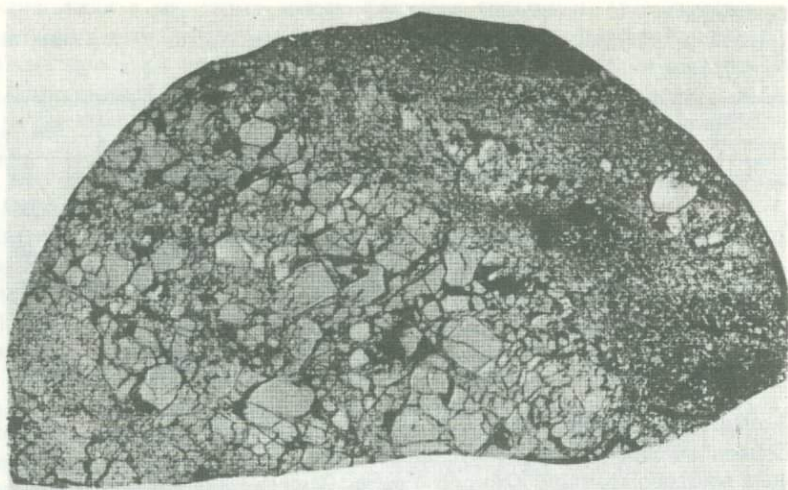
Таблица 7

Средние содержания Cu, Zn, S (в %) и отношения Ag/Au в сплошных пиритовых рудах

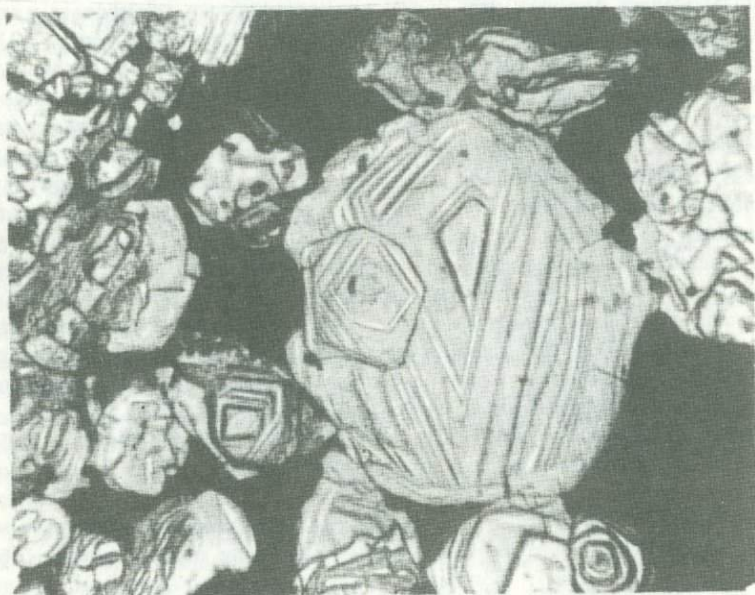
Номер залежи	Cu	Zn	S	Cu/Zn	Ag/Au
1	0,15	0,07	42,33	2,14:1	6,3
2	0,11	0,14	47,84	1:1,27	12,1
3	0,18	0,23	41,27	1:1,27	8,2
4	0,16	0,26	47,55	1:1,62	7,5
5	0,23	0,46	47,22	1:2	8,7
В целом	0,16	0,24	47,19	1:1,5	10,1

жания меди, цинка, золота и серебра в гайских пиритах, слагающих серноколчеданные руды, несколько выше, чем на других колчеданных месторождениях Южного Урала. Характерно удивительное постоянство средних содержаний в пиритовых рудах различных залежей меди и цинка, а также отношений Ag/Au (табл. 7).

Пирит II представлен относительно крупно- и грубозернистыми разновидностями на фоне пирита I. Он образует одиночные порфиоровидные вкрапления, гнездовые или прожилковидные скопления в рудовмещающих породах или среди тонкозернистых пиритовых руд, обуславливая их пятнистое или атакситовое строение (фиг. 13). Пирит II часто представлен идиоморфными зернами или правильными кристаллами пентагондодекаэдрического и реже кубического габитуса, размеры которых колеблются от 1 мм до 2-3 см, а иногда и более. При электролитическом травлении в пирите II выявляется отчетливое зональное строение. Отмечается преимущественное развитие крупнозернистого пирита в краевых частях рудных тел, особенно со стороны их лежачего бока, где он нередко слагает зоны мощностью до нескольких метров. Иногда создается впечатление, что крупные кристаллы являются более ранними, чем окружающий их тонкозернистый пирит. Однако наличие прожилков явно гидротермального происхождения, сложенных крупнозернистым пиритом в ассоциации с молочнок-белым кварцем, секущих сплошные и прожилково-вкрапленные тонкозернистые пиритовые руды, не оставляет сомнения в обратных соотношениях. Одновременно наблюдаются и следующие факты, отмечаемые также и Н.В.Петровской (Бородаевская и др., 1968). Скопления крупнозернистого пирита явно приурочены к участкам дробления мелкозернистых агрегатов. Иногда они образуют линейно-вытянутые зоны вдоль трещин, образуют оторочки вокруг обломков и пятнистых выделений агрегатов тонкозернистого пирита. Наблюдаются также случаи захвата крупными кристаллами тонкозернистого зонального пирита в процессе роста (фиг. 14). Эти факты дали основание Н.В.Петровской сделать предположение, что крупнозернистый пирит является продуктом перекристаллизации и переотложения раздробленных агрегатов более



Фиг.13. Массивная руда с атакситовым строением. Среди крупнозернистого пирита по трещинам располагается борнит (серое). Черное - нерудные. Полир. штупф. Natur.вел.



Фиг.14. Захват в процессе роста мелкого зерна пирита крупным. Протравлено. Полир.шлиф. Увел.120

Таблица 8

Распределение селена и теллура в тонкозернистых и крупнозернистых пиритах

Номер скважины	Пирит	Содержание, %		Se/Te
		Se	Te	
98	Тонкозернистый	0,0133	0,0005	27:1
	Крупнозернистый	0,0190	0,0015	13:1
635	Тонкозернистый	0,0140	0,0010	14:1
	Крупнозернистый (пентагон- додекаэдры)	0,010	0,0017	5,9:1
803	Тонкозернистый (кубы, реже зерна)	0,0003	0,0053	1:18
	Крупнозернистый (секущий прожилок)	0,0020	0,0070	1:3,5
438	Тонкозернистый	0,0058	0,0021	2,8:1
	Крупнозернистый (секущий прожилок)	0,0043	0,0021	2:1
32	Тонкозернистый (кубы)	0,0080	н.о.	
444	Крупнозернистый (пента- гондодекаэдры, кубы)	0,0017	0,0017	1:1
438	Тонкозернистый	0,0180	0,0012	15:1
438	Крупнозернистый	0,0003	0,0017	1:5,7
	Среднее по тонкозернистым пиритам	0,0099	0,0018	5,5:1
	"крупнозернистым"	0,0062	0,0026	2,4:1

раннего пирита (Петровская, Касьянов, 1960). В то же время она отмечает, что природа пирита II еще полностью не разгадана.

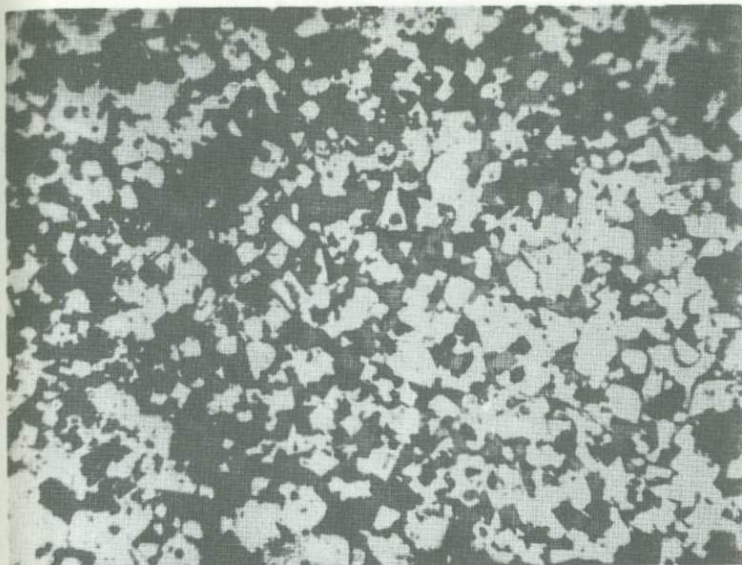
Кроме отличий по морфологическим признакам и крупности зерен первая и вторая генерации пирита различаются между собой также по содержанию примесей селена и теллура (табл. 8). В распределении остальных рассеянных элементов между этими пиритами различий не наблюдается. Оба пирита отбирались в непосредственной близости друг от друга или даже из одного штуфа. Из табл. 8 видно, что крупнозернистые пириты в среднем в 1,5 раза беднее селеном и во столько же богаче теллуrom по сравнению с мелкозернистыми пиритами. Средние значения отношений Se/Te изменяются от 5,5:1 в тонкозернистых пиритах до 2,4:1 в крупнозернистых. Наиболее вероятной причиной наблюдаемых изменений содержания селена и теллура в крупнозернистых пиритах, вероятно, является изменение концентраций этих элементов в порциях гидротермальных растворов, из которых отложились эти пириты. Таким образом, не исключая полностью роли перекристаллизации в образовании крупнозернистого пирита за счет тонкозернистого, необходимо допустить образование определенной его части из новых порций гидротермальных растворов уже с иными количественными отношениями селена

и теллура. Переотложение тонкозернистого пирита при образовании его крупнозернистых разновидностей, как это предполагает Н.В.Петровская, вряд ли происходило в существенных количествах, так как это должно быть неизбежно связано с исчезновением зональности пирита и появлением незональных непротравливающих каемок, чего не наблюдается в участках неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пиритовых руд.

Пирит III по морфологическим признакам очень близок к пириту II, но в отличие от последнего постоянно сопровождается халькопиритовой минерализацией различной интенсивности, образуя халькопирит-пиритовую парагенетическую ассоциацию. Существование выделяемой генерации пирита подтверждается наличием крупнозернистых прожилков халькопирит-пиритового состава, секущих раннепиритовые руды, а также встречающихся внутрирудных брекчий, в которых обломки существенно пиритового состава сцементированы халькопирит-пиритовым агрегатом. В данном случае значительно больше вероятности образования некоторой части пирита III за счет перекристаллизации пирита I. Последняя происходила, вероятно, в основном в результате взаимодействия медьсодержащих растворов, циркулировавших по зонам дробления раннепиритовых руд, с ранее отложенным пиритом I.

Пирит IV ассоциирует со сфалеритом и сопровождающими его минералами. Это обычно мелкозернистый пирит, образующий рассредоточенную вкрапленность идиоморфных кристалликов преимущественно кубического габитуса или изометричных и неправильных его зерен среди барит-сфалеритовых агрегатов. Несколько реже этот пирит образует сплошные зернистые агрегаты или наблюдается в виде нечетко-глобулярных и колломорфных выделений. Тесная связь пирита IV со сфалеритом особенно отчетливо проявляется в участках руд с реликтами метаколлоидного строения, где эти минералы образуют тонкие взаимопрорастания. Иногда глобулы пирита, образующие постепенные переходы с тонкозернистым идиоморфным пиритом, полностью погружены в сфалеритовые агрегаты. По морфологическим особенностям пирит IV очень сходен с ранним тонкозернистым пиритом I и нередко различия между ними почти стираются. Характерна следующая деталь. Пирит IV обладает отчетливым идиоморфизмом по отношению к парагенному с ним сфалериту и почти никогда не замещается последним (фиг. 15). В то же время сфалеритовая минерализация, накладываясь на аналогичный по морфологическим особенностям ранний пирит I, интенсивно замещает его вплоть до полного съедания, подобно тому как это имеет место при наложении халькопиритовой минерализации на пирит I (см. фиг. 10).

Распределение пирита IV в полях наложения сфалерит-баритовой минерализации очень неравномерное. Иногда он явно преобладает над сопровождающим его сфалеритом, иногда на протяжении больших участков встречается лишь в виде единичных рассредоточенных вкрапленников среди сплошных масс сфалерита. В связи с этим

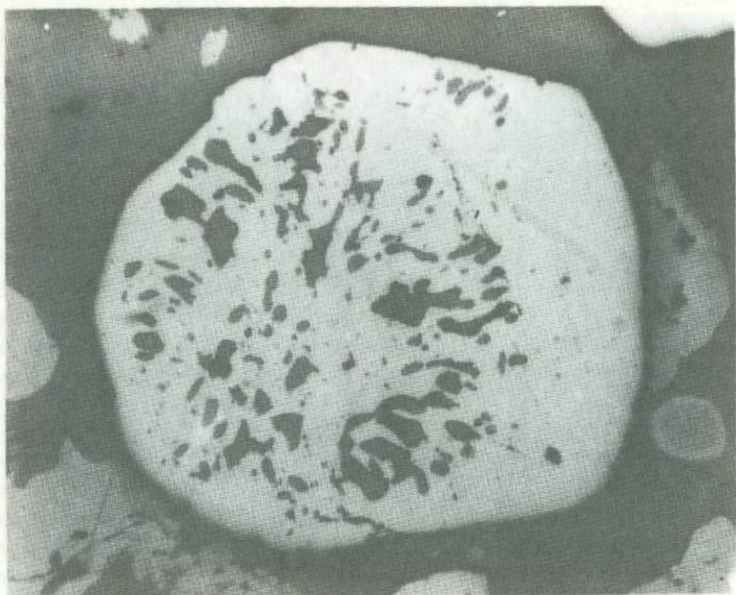


фиг.15. Идиоморфные зерна пирита (белое) среди сфалерита (серое) в массивной руде. Черное - кварц. Полир. шлиф. Увел. 200

количественная роль пирита IV в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах еще недостаточно выяснена.

Пирит V в пространстве и, вероятно, парагенетически тесно связан с проявлениями галенит-теннантитовой минерализации, на-кладывающейся на ранее сформированные руды. Количественная роль этого пирита в рудах, вероятно, незначительна. По морфологическим признакам пирит V очень близок к пириту IV, реже напоминает пирит III. Характерными его признаками являются нахождение в полях развития галенита и блеклой руды и наличие мелких изолированных включений этих минералов при отсутствии включений других сульфидов. Галенит и блеклая руда обычно не корродируют этот пирит, но часто интенсивно замешают пириты более ранних генераций.

Пирит VI завершает формирование продуктивных минеральных ассоциаций месторождения. Во времени и в пространстве он тесно связан с проявлениями борнитовой минерализации и отложением ба-ррита. Это мелко- и среднезернистый преимущественно идиоморфный пирит, образующий рассредоточенную вкрапленность среди бор-нита и вмещающих его минералов (халькопирит, реже сфалерит). Наряду с идиоморфными зернами кубического или пентагондодока-эдрического габитуса нередко встречаются и округлые выделения, напоминающие перекристаллизованный пирит. Описываемый пирит постоянно содержит изолированные включения борнита I, а нередко и переполнен ими (фиг. 16). Коррозия пирита VI борнитом обычно

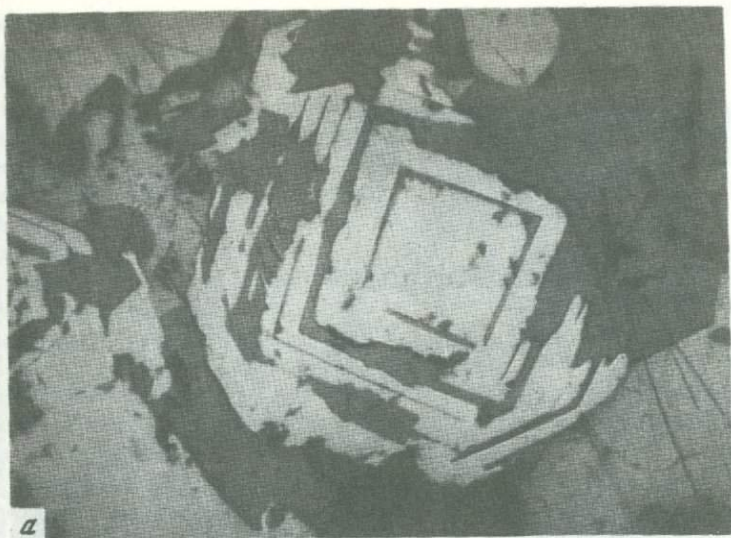


фиг.16. Включения борнита в крупном зерне пирита. Вокруг борнит (серое) с халькопиритом (светлое). Полир. шлиф. Увел.120

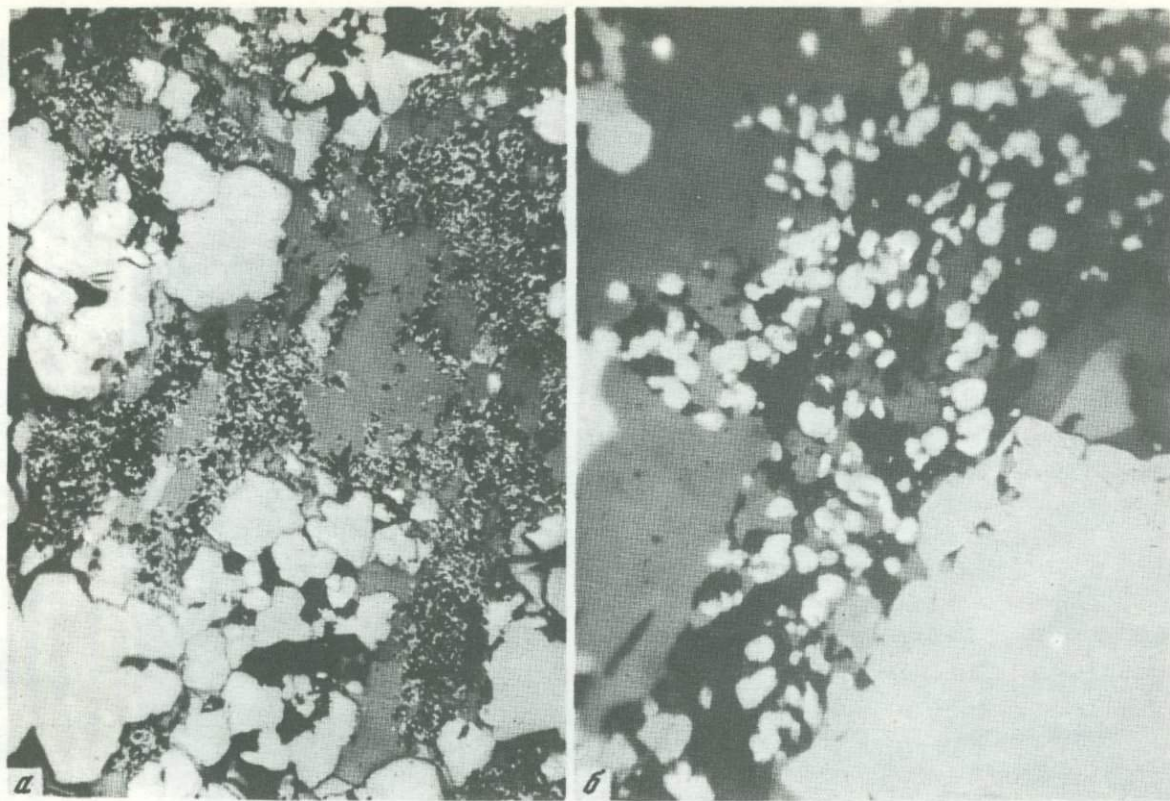
отсутствует, что свидетельствует о равновесном состоянии этой ассоциации, и лишь изредка можно встретить признаки разъедания и замещения борнитом пирита VI. Правда подобные заливообразные заходы борнита в пирит можно объяснить и неполным, частичным их захватом в процессе кристаллизации или перекристаллизации пирита.

В отличие от пирита VI все более ранние генерации пирита интенсивно замещаются борнитом вплоть до полного их исчезновения, что свидетельствует о резко выраженных неравновесных условиях между этими пиритами и отлагавшимся борнитом (фиг. 17).

Пирит VII выделен в известной степени условно. Это мало распространенный тонкозернистый пирит, образующий рассредоточенные идиоморфные вкрапленники кубического и пентагондodeкаэдрического габитуса размером от единиц до первых десятков микрон среди борнита. Пирит VII приурочен к периферии борнитовых выделений и тяготеет к контактам с крупно- и среднезернистым идиоморфным пиритом (фиг. 18). В участках больших скоплений описываемого пирита в борните наблюдаются многочисленные поры и пустотки размером от сотых долей миллиметра до 3-4 мм, напоминающие поры, полученные А.А.Филимоновой (1952) в опытах по нагреванию борнит-пиритовых руд. Подобный борнит установлен нами и в борнит-пиритовых рудах Майского месторождения, где он наблюдается в виде четковидных прожилков, секущих зернистые агрегаты



Фиг. 17. Особенности замещения кристаллов (а) и сплошных агрегатов (б) пирита (белое) борнитом (темное). Серое — халькопирит. Полир. шлифы. Увел. 340 и 200



Фиг.18. Борнит (серое)-пиритовая (белое) руда. В борните вокруг пор (черное) видны зерна позднего пирита, б - деталь левого снимка (а). Полир. шлиф. Увел. 70 и 600

халькопирита и борнита или цепочек, окаймляющих выделения борнита. Часто правильные кристаллики пирита VII образуют мелкие друзочки на стенках пор и пустот в сплошных борнит-пиритовых рудах. На гранях таких кристалликов Т.Н.Шадлун найдены сростки мельчайших кубиков прозрачного бесцветного флюорита. Вопрос о происхождении описываемого пирита остается открытым. Не исключено, что он является реакционным минералом и возник в результате метаморфизма руд, в пользу чего говорят многочисленные поры и пустоты в борните.

Пирит VIII является наиболее поздней генерацией. Он встречается в виде рассеянной разнозернистой вкрапленности в поздних кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-баритовых прожилках, секущих все сплошные и прожилково-вкрапленные руды. Пирит в прожилках ассоциирует с галенитом, халькопиритом и блеклой рудой, которая преобладает. Подобные нерудные прожилки с поздними сульфидами отмечаются исследователями (Петровская, 1961) и на других колчеданных месторождениях Южного Урала, а также наблюдались нами на месторождениях им. XIX Партсъезда, Октябрьское, Юбилейное, Сибайское, Узельгинское и в Учалах. Пирит VIII имеет очень незначительное распространение.

В интерминерализационных дайках Гайского месторождения встречается вкрапленность тонкозернистого пирита. Однако его происхождение остается не вполне ясным. Возможно, это одна из поздних генераций пирита или пирит, переотложенный в результате метаморфизма.

Пириты Гайского месторождения постоянно содержат различные элементы-примеси, в том числе Se, Te, Ga, Ge, Tl, In, Bi. В табл. 9 показано распределение этих элементов в пиритах по данным химических анализов более чем 40 мономинеральных проб и концентратов, чистота которых составляла не менее 85% (в основном за счет примесей нерудных минералов) и нередко достигала 95-98%.

По сравнению с исходной рудой в пиритах не наблюдается лишь незначительная концентрация селена и частично таллия, по сравнению с земной корой в них концентрируется большинство рассеянных элементов за исключением галлия и германия.

Наиболее характерными элементами-примесями, имеющими типоморфное значение для отдельных генераций пирита, являются селен и теллур, что видно из табл. 8 и 10.

Эти пириты представлены: в пиритовых рудах пиритом I с примесью пирита II; в халькопирит-пиритовых - пиритом III с примесью пирита I; в халькопирит-сфалерит-пиритовых - пиритами III и IV с примесью пирита I; в сфалерит-пиритовых - пиритом IV с примесью пирита I. Из табл. 10 отчетливо видно, что средние содержания селена последовательно уменьшаются от ранних пиритов к поздним, а содержание теллура увеличиваются в этом же направлении. Отношения Se/Te изменяются от 4:1 в пиритах из пиритовых руд до 1:1,35 в пиритах из халькопирит-сфалеритовых руд.

Таблица 9

Распределение рассеянных элементов в пиритах

Элементы	Число		Содержание, %			К	КК
	проб	встреч	от	до	среднее		
Селен	34	34	0	0,019	0,0064	2,12	129
Теллур	34	30	0	0,0134	0,0026	0,71	2670
Галлий	46	21	0	0,003	0,0003	0,2	0,2
Германия	45	29	0	0,0015	0,0003	0,2	0,4
Таллий	44	39	0	0,0019	0,0004	1,2	1,2
Индий	27	16	0	0,0012	0,0001	0,94	15
Висмут	12	12	сл	0,007	0,0040	0,66	19,9

Примечание. Здесь и далее во всех таблицах при рассмотрении рассеянных элементов приняты следующие обозначения: КК — кларк концентрации элемента. Определяется как частное от деления средних содержаний элементов в минерале на кларк элемента в земной коре; К — концентрация элемента в минерале по сравнению с исходной рудой, из которой выделен минерал. Определяется как частное от деления средних содержаний элементов в минерале на средние содержания элементов в исходной руде.

Аналогичная закономерность наблюдается и в разновременных пиритах (I и II), выделенных из раннепиритовых руд (см. табл. 8). Любопытные детали вытекают при сравнении табл. 8 и 10 с табл. 9. Концентрация селена в пирите II и I почти в 1,5 раза превышает средние его содержания во всех пиритах месторождения. Эти же пириты несколько обеднены теллуром. В пиритах из халькопирит-пиритовых и халькопирит-сфалерит-пиритовых руд содержания селена почти в 2,3 раза ниже средних значений для всех пиритов, но более чем в 1,5 раза в них повышается содержание теллура. Пириты сфалерит-пиритовых руд (преобладает пирит IV) имеют очень низкие содержания селена и теллура.

Тонкодисперсные сажистые разности дисульфидов железа в рудах Гайского месторождения являются большой редкостью. Они встречены на разных горизонтах до глубин более 1400 м в составе колломорфных выделений пирита, где образуют концентрические зоны или кружевные узоры. Иногда они образуют самостоятельные выделения в виде почек и глобулей. Встречаются различные переходные разности от сажистых образований до пирита.

Марказит встречен в единичных полированных шлифах в виде очень мелких (сотые, реже десятые доли миллиметра) включений в пирите. Это обычно единичные зерна, реже их тонкозернистые агрегаты.

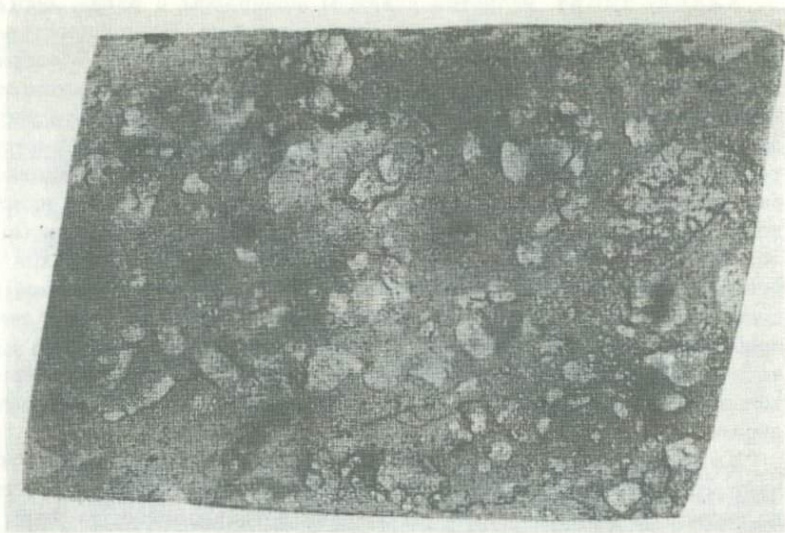
Халькопирит является главным минералом в рудах, определяющим промышленную ценность месторождения. По распространению среди рудных минералов он уступает только пириту. Содержание халькопирита в различных минеральных типах руд колеблется от долей процента до 50–60%, а иногда и более. Особенности распределения халькопирита среди пирита нередко определяют характерные текстурные рисунки руд. Выделение отдельных генераций халькопирита связано с большими трудностями вследствие большой пластичности минерала и значительно большей по сравнению с пиритом легкости его перегруппировки при неоднократно проявившихся процессах метаморфизма. В халькопирите не сохраняются в такой степени, как в пирите, признаки кластических и хрупких деформаций, дробления, перекристаллизации и переотложения вещества. По морфологическим признакам и ассоциациям с другими сульфидами сравнительно уверенно выделяется пять разновременных генераций халькопирита.

Халькопирит I является наиболее ранней генерацией и встречается в виде неравномерно распределенных мельчайших (от единиц до первых десятков микрон) включений в тонкозернистом пирите I. Выделение описываемой генерации халькопирита основано на наблюдениях в полированных шлифах, а также на признаках равномерного распределения незначительных примесей меди (десятые доли процента) в раннепиритовых рудах. Халькопириту I постоянно сопутствуют такого же рода включения сфалерита I. Иногда халькопирит I и сфалерит I образуют совместные сростки. Отсутствие следов коррозии со стороны халькопирита I и сфалерита I свидетельствует о том, что эти минералы образуют единую равновесную ассоциацию. Общее количество такого халькопирита невелико и он равномерно распространяется в больших объемах пиритовых руд со средним содержанием около 0,3–0,5% (см. табл. 7). Описанная генерация халькопирита в целом типична для южноуральских колчеданных месторождений (Петровская, 1961; Пшеничный, 1972а).

Таблица 10

Поведение селена и теллура в пиритах из различных минеральных типов руд

Типы руд	Число проб	Среднее содержание %		Se/Te
		Se	Te	
Пиритовые	17	0,0089	0,0022	4:1
Халькопирит-пиритовые	14	0,0035	0,0038	1:1,1
Халькопирит-сфалеритовые	2	0,0028	0,0038	1:1,35
Сфалерит-пиритовые	4	0,0022	0,0016	1,4:1



Фиг.19. Обломковидные обособления пирита (светлое) сцементированы халькопиритом с пиритом (серое). Полир. штуф. Натур. вел.

Халькопирит II относится к числу наиболее распространенных генераций минерала. В ассоциации с укрупненнозернистым пиритом III описываемый халькопирит, накладываясь на раннепиритовые минеральные ассоциации, образует промышленные медисто-колчеданные руды месторождения и нередко принимает участие в строении медисто-цинковистых руд. Морфологические особенности халькопирита II невыдержаны и резко меняются в пространстве. Во вмещающих породах и в прожилково-вкрапленных рудах он нередко образует крупнопрожилковые и гнездовые обособления с пиритом III. В сплошных рудах халькопирит II приурочен к зонам дробления более ранних пиритовых руд, образуя различного рода прожилки, петельки и неправильные гнездовые обособления. В участках тонко- и мелкозернистых пиритовых руд встречаются небольшие гнездовые скопления мелкозернистого халькопирита, который также, вероятно, относится ко второй его генерации. Данный халькопирит иногда сопровождается небольшими количествами сфалерита и блеклых руд и постоянно интенсивно корродирует более ранний пирит вплоть до полного его замещения.

В этом отношении весьма характерны брекчиевидно-пятнистые руды халькопирит-пиритового состава (фиг. 19), где обломковидные обособления раннего пирита цементируются халькопирит-пиритовым агрегатом, состоящим из халькопирита II, очень мелких реликтов от замещения перетертого раннего пирита и редких вкрапленников или небольших гнезд укрупненнозернистого пирита III.

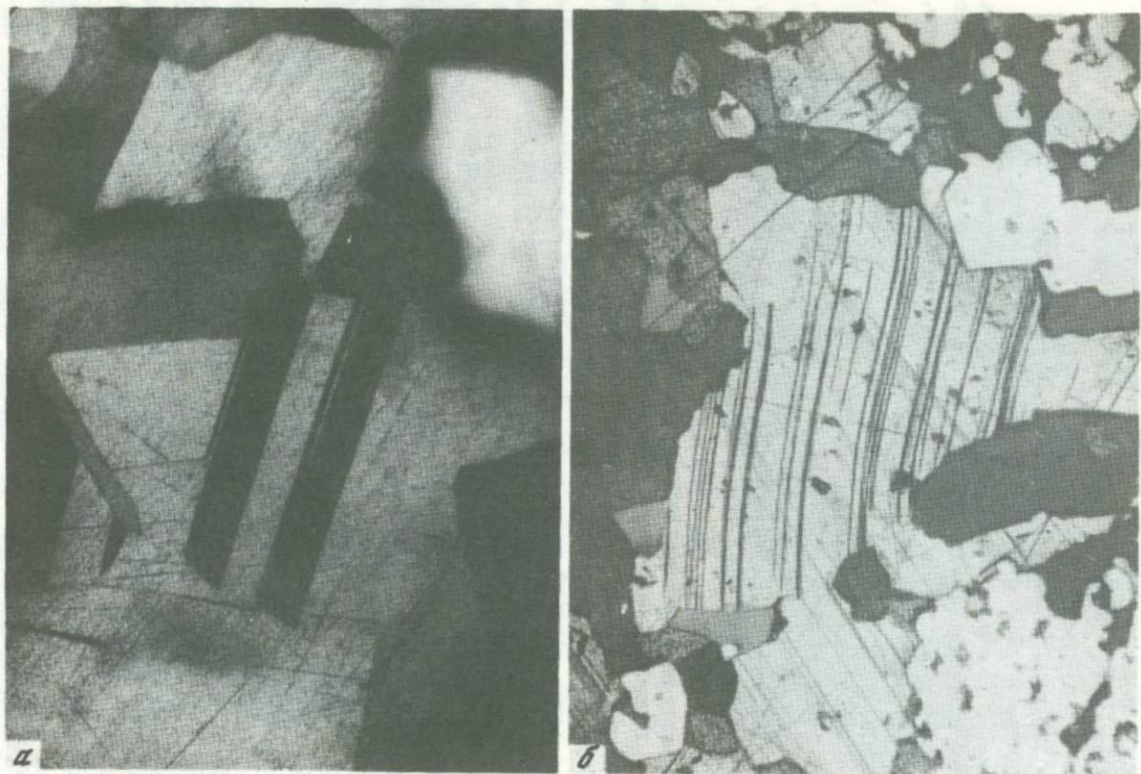
При резком увеличении содержаний халькопирита нередко образуются тонкозернистые, иногда почти сливные халькопирит-пиритовые руды, где среди сплошных масс халькопирита наблюдаются расщепленные вкрапленники и гнездовые скопления сильно корродированного раннего пирита.

В Стержневой линзе залежи 3 можно проследить все постепенные переходы от халькопиритсодержащих пиритовых руд до почти мономинеральных халькопиритовых. По мере увеличения в рудах содержания халькопирита II резко возрастают его агрессивные действия к раннему пириту вплоть до полного съедания последнего, а также исчезают вкрапленники и гнездовые скопления парагенного с халькопиритом укрупненнозернистого пирита III. Подобные факты, вероятно, можно объяснить тем, что гидротермальные растворы с высокими концентрациями меди активно воздействовали на ранее отложенные пиритовые руды, иногда почти полностью растворяя их, заимствовали из них серу и железо, которые, связываясь с медью, кристаллизовались в виде халькопирита. Для появления же парагенного с ним пирита III в гидротермальных растворах уже не было достаточных концентраций серы и железа.

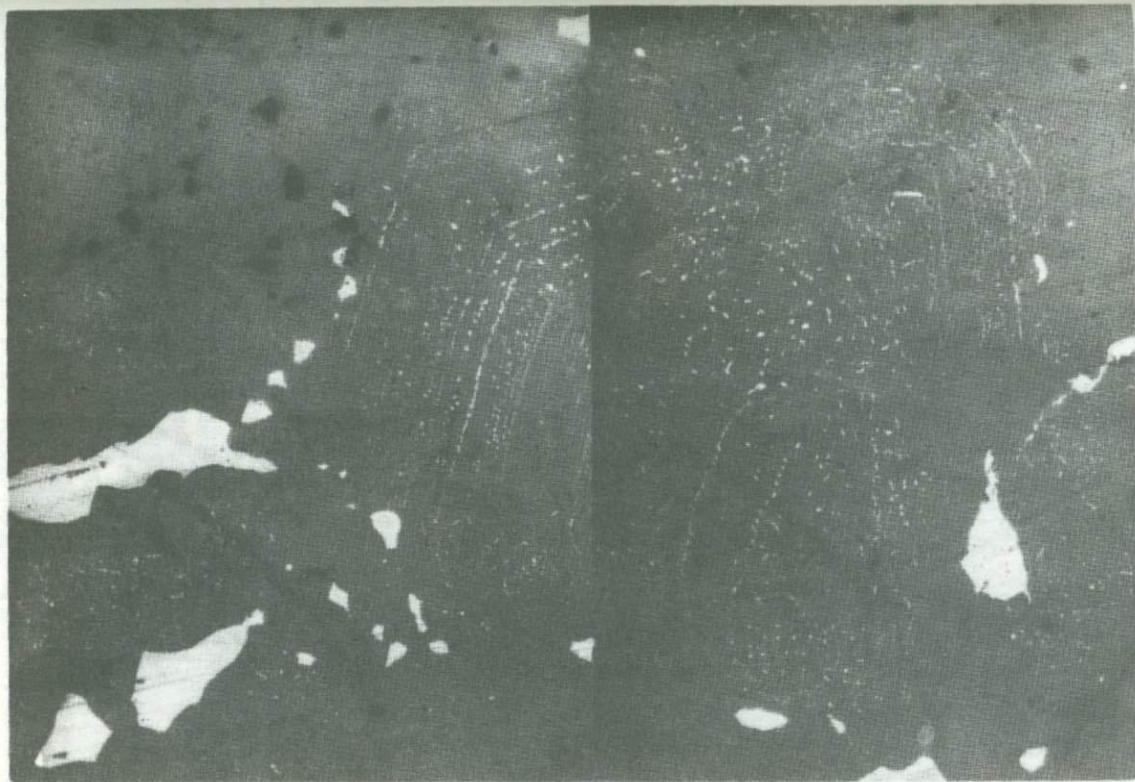
Резко выраженная неравномерная зернистость халькопирита (от тонко- до грубозернистых его агрегатов) в халькопирит-пиритовых рудах, образовавшихся в результате наложения халькопиритовой минерализации (иногда в ассоциации с пиритом III) на более ранние пиритовые руды, вероятно, является следствием изменения термодинамических условий кристаллизации минерала в различных участках рудных тел и залежей, а также обусловлена более поздними метаморфическими преобразованиями.

При травлении халькопирита смесью перекиси водорода и аммиака или в парах "царской водки" в массивных и прожилково-вкрапленных рудах в основном выявляются аллотриформные разномасштабные структуры, иногда с простыми или полисинтетическими двойниками роста. При появлении признаков метаморфизма в этих же рудах, а также в рудах с полосчатыми и сланцеватыми текстурами обычны гранобластические равномернозернистые структуры. Здесь же встречаются полисинтетические двойники давления (фиг. 20), которые от двойников роста отличаются неправильной формой, изогнутостью, невыдержанной толщиной двойниковых индивидов.

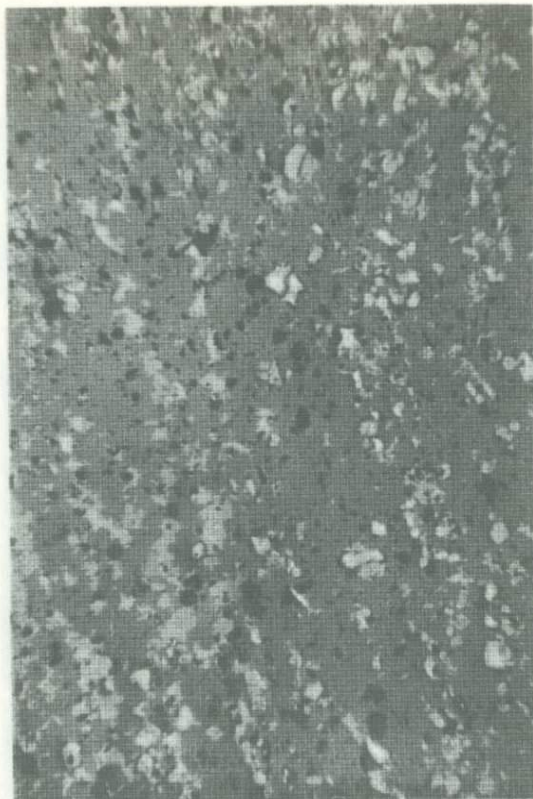
Халькопирит III в пространстве и, вероятно, во времени тесно связан с основной массой сфалеритовой минерализации. О близком по времени образовании определенной части халькопирита со сфалеритом в халькопирит-сфалеритовой ассоциации свидетельствуют эмульсионные структуры распада, а также пойкилитовые, субграфические и другие сростания этих минералов (фиг. 21, 22). Имеются примеры различных возрастных взаимоотношений халькопирита III и сфалерита, которые свидетельствуют о наложении в целом сфалеритовой минерализации на халькопиритовую, а также о том, что некоторая часть халькопирита выделилась позже сфалерита. Более поздние метаморфические процессы в ряде случаев привели к зна-



Фиг. 20. Двойники роста (а) и давления (б) в зернах халькопирита (серое разных оттенков). Протравлено. Белое — пирит. Полир. шлифы. Увел. 270 и 120



Фиг. 21. Зональное распределение эмульсии халькопирита (светлое) в сфалерите (серое).
Полир. шлиф. Увел. 200

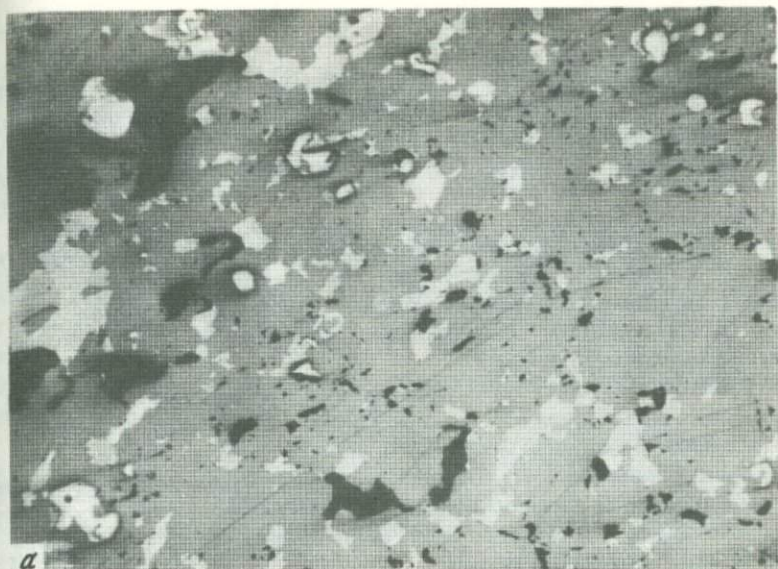


Фиг.22. Ориентированное распределение халькопирита (светлое) в сфалерите (серое). Черное - нерудные. Полир. штуф. Увел. 40

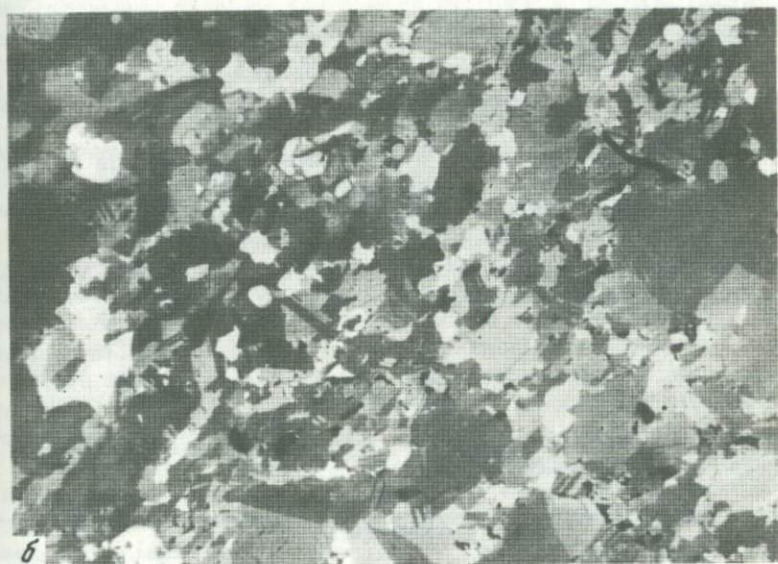
чительной перегруппировке веществ (собирательная кристаллизация халькопирита, его хвосты в тенях давления пирита, кварца (фиг. 23), в связи с этим уверенно отличить халькопирит III от других его генераций иногда бывает затруднительно. Однако в целом присутствие халькопирита III в рудах не вызывает сомнений.

При наложении только сфалеритовой минерализации на руды халькопирит-пиритового состава и последующем их метаморфизме могут возникнуть взаимоотношения между халькопиритом и сфалеритом, аналогичные описанному. В этом случае практически полностью стираются черты различия между халькопиритом II и III. По данным Н.В. Петровской, описываемый халькопирит (у нее это халькопирит IV) имеет наиболее высокие примеси рассеянных элементов, в том числе селена, теллура, индия и галлия.

Халькопирит IV выделен условно. В борнитсодержащих рудах встречаются тесные взаимопроростания некоторой части халькопирита с галенитом и борнитом, минералами более поздними, чем сфалерит. Примеры гипогенного замещения галенита халькопиритом, а также наличие субграфических сростаний и структур распада твердых растворов борнита с халькопиритом свидетельствуют о



а



б

Фиг.23. Цепочки халькопирита (светлое) в сфалеритовом агрегате (серое). Черное — нерудные. а — до травления, б — после травления в парах "царской водки". Полир. шлиф. Увел. 45

близком по времени выделении этих минералов. Описываемый халькопирит представлен то крупнозернистыми скоплениями (особенно на периферии распространения борнитовой минерализации), то образует с борнитом тонкие почти субпойкилитовые взаимопрорастания. Генезис описываемой генерации халькопирита не вполне ясен.

Халькопирит V имеет очень ограниченное распространение. Он встречается в виде рассеянной мелкой вкрапленности и небольших гнездовых скоплений в наиболее поздних кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-баритовых прожилках в ассоциации с поздними пиритом, галенитом и блеклой рудой. Эти прожилки секут все типы сплошных и прожилко-вкрапленных руд. Минеральный состав прожилков не обнаруживает существенных изменений при переходе их из руд во вмещающие породы.

На Гайском месторождении встречаются метаморфические новообразования халькопирита. Это мономинеральные чисто халькопиритовые жилки различной мощности и протяженности. Иногда этот халькопирит сопровождается незначительными выделениями сфалерита и блеклой руды. По всем особенностям отмеченные жилки соответствуют метаморфическим. Более подробная их характеристика приведена в главе "Метаморфизм руд".

В зоне гипергенеза встречаются единичные прожилковидные выделения гипергенного халькопирита. Н.А. Читаевой также наблюдались жилочки гипергенного халькопирита, секущие по трещинам борнит. В зоне гипергенеза гипогенный халькопирит неустойчив и легко замещается гипергенными сульфидами: халькозином, борнитом и ковеллином.

Микротвердость халькопирита по 10 замерам колеблется от 183 до 235 кг/мм², в среднем составляя 209 кг/мм², что по шкале Мооса соответствует 4. Существенных различий в микротвердости халькопиритов отдельных генераций не установлено.

Распределение рассеянных элементов в халькопиритах (без разделения их на генерации) приведено в табл. 11

Таблица 11

Распределение рассеянных элементов в халькопиритах и их концентратах по данным химических анализов

Элементы	Число		Содержание, %			К	КК
	проб	встреч	от	до	среднее		
Селен	22	12	0	0,008	0,0010	0,05	20
Теллур	23	22	0	0,0112	0,00358	1,63	3580
Галлий	33	31	0	0,0151	0,00236	1,55	1,58
Германий	33	28	0	0,0026	0,00080	1,34	1,15
Таллий	33	33	0,0001	0,0008	0,00025	0,91	0,83
Индий	11	11	0,0002	0,011	0,00292	1,82	292
Висмут	8	8	0,001	0,02	0,00475	0,91	23,7

Из табл. 11 следует, что в халькопиритах рассеивается только таллий, для остальных рассеянных элементов они являются концентраторами. В одной из фракций халькопирита, отобранной из прожилково-вкрапленной халькопирит-сфалерит-пиритовой руды, установлено ураганное содержание селена - 0,12%, которое в 20 раз превышает его содержание в исходной руде. В табл. 11 эта проба не учтена.

Сфалерит - это второй по промышленной ценности и третий по распространению в рудах минерал. Выделение отдельных генераций сфалерита связано с теми же трудностями, что и при выделении генераций халькопирита и носит определенные элементы условности. Сравнительно отчетливо на месторождении можно выделить пять генераций, среди которых главную роль в формировании промышленных руд играют сфалериты II и III.

Сфалерит I имеет незначительное распространение. Совместно с пиритом I и халькопиритом I он образует единую ассоциацию и встречается в основном в виде мелких (не крупнее первых десятков микрон) изолированных включений в пирите I. Характерно его равномерное распространение, что подтверждается систематическим опробованием серноколчеданных руд, где средние содержания цинка по отдельным залежам колеблются от 0,11 до 0,23%, составляя в среднем по месторождению 0,16% (см. табл. 7). Сфалерит I подобно халькопириту I равномерно распределяется в громадных объемах рудного вещества.

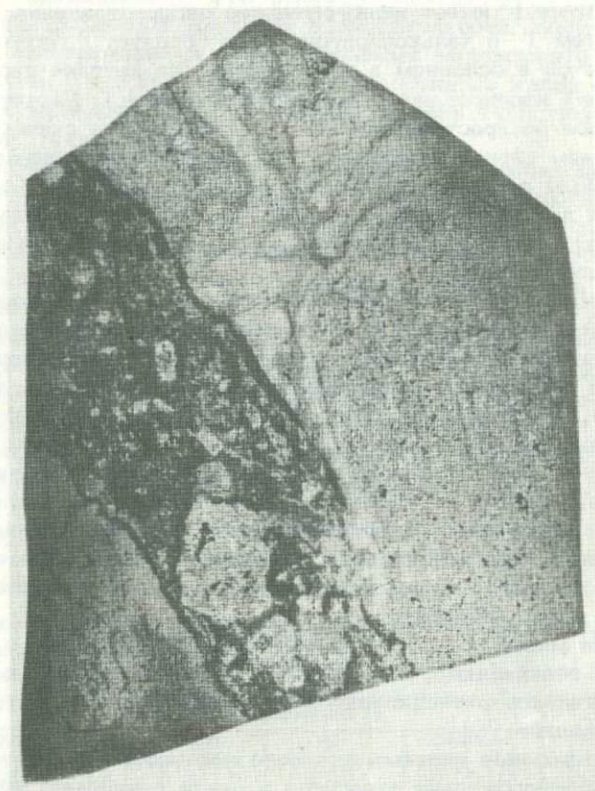
Все последующие генерации сфалерита являются более поздними, чем главная часть пирита и халькопирита. Это подтверждается почти повсеместным развитием в рудах и во вмещающих породах трещин и зон дробления, залеченных пирит-сфалеритовыми агрегатами (фиг. 24), пирит-сфалеритовых прожилков, не несущих признаков сегрегационного образования, широким распространением в медистощинковистых рудах брекчиевых, брекчиевидных и гнейсовидно- или линзовидно-полосчатых текстур руд, где отдельные обломки, обломковидные обособления и ориентированные по направлению полосчатости линзы руд халькопирит-пиритового состава сцементированы темным сфалеритом с примесью пирита и других сопутствующих сульфидов (фиг. 25, 26).

Главная масса сфалерита на месторождении связана с его второй и третьей генерациями, входящими в качестве главных компонентов в состав халькопирит-сфалерит-пиритовой и сфалерит-барит-пиритовой ассоциаций.

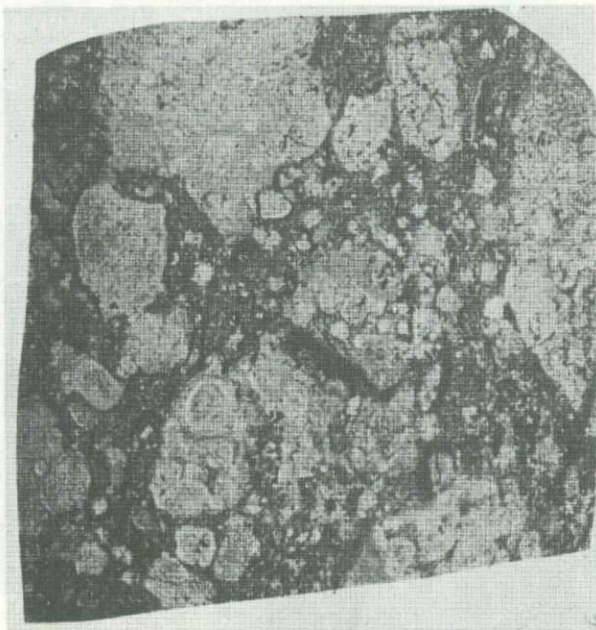
Н.В. Петровская считает, что основная часть сфалерита в рудах Гайского месторождения относится к одной генерации, участвующей в строении трех продуктивных разновременных минеральных ассоциаций: пирит-халькопирит-сфалеритовой, сфалерит-блеклорудной и галенит-сфалеритовой (Бородаевская и др., 1968). Материалы наших исследований позволяют сделать несколько иные выводы в отношении числа генераций сфалерита, образующего основную массу цинксодержащих руд, а также числа и состава минеральных ассо-

циаций, в строении которых принимает участие сфалерит (см. также главу VIII).

Сфалерит II наиболее широко распространен на месторождении. Это темный, мелко- и тонкозернистый сфалерит, слагающий основную массу прожилково-вкрапленных и сплошных цинксодержащих руд с массивными, брекчиевыми, полосчатыми и сланцеватыми текстурами. Сфалерит II постоянно ассоциирует с пиритом IV, баритом, частично с кальцитом. Часто отчетливо выражена ассоциация описываемого сфалерита с халькопиритом III. Кроме перечисленных соотношений главной сфалеритовой минерализации с пиритовыми и халькопирит-пиритовыми рудами следует отметить приуроченность сфалерита в виде четковидных и сплошных полос или ориентированной сгущенной вкрапленности к зонам трещиноватости и плоскостям расщепления пород и руд. Следовательно, периоды отложения



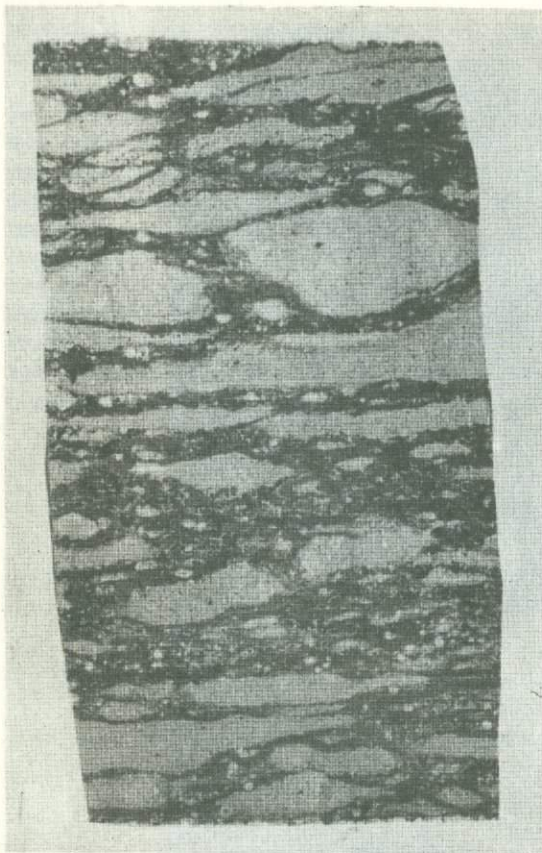
Фиг.24. Полоска пирит-сфалеритового состава сечет халькопирит-пиритовую руду с нечетко выраженной брекчиевидной текстурой. Полир. штупф. Натур. вел.



Фиг. 25. Обособления халькопирит-пиритового состава, спемментированные пирит-сфалеритовым агрегатом. В обломках видна более тонкая брекчиевидная текстура. Полир. штупф. Natur. вел.

сфалерита и ранее сформировавшихся руд разделены не только перерывом в минералообразовании, но и интенсивными динамическими воздействиями, вызвавшими дробление, брекчирование и метаморфизм ранее сформированных руд.

Мелкозернистые темные сфалериты, участвующие в строении сфалерит-пиритовых и богатых халькопиритом халькопирит-сфалерит-пиритовых руд между собой практически не различаются и ведут себя как одна генерация, с которой в одних случаях ассоциирует халькопирит III, а в других он отсутствует. Это может быть объяснено сильным колебанием количественных отношений в главной халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации. Так, Н.В.Петровская считает, что эта ассоциация представлена то почти чистым сфалеритом, что существенно пиритовыми или пирит-халькопиритовыми агрегатами с малой примесью сфалерита. В то же время имеющиеся материалы позволяют выделить в рудах Гайского месторождения две последовательно образовавшиеся минеральные ассоциации со сфалеритом: халькопирит-сфалерит-пиритовую и сфалерит-барит-пиритовую (см. главу VIII). Отсутствие морфологических и оптичес-



Фиг.26. Линзовидные скопления халькопирит-пиритового состава (светлое) в сфалеритовой массе. Полир. штупф. Натур.вел.

ких различий между сфалеритами этих ассоциаций можно объяснить близкими физико-химическими условиями кристаллизации сфалерита и его более поздними диагенетическими и метаморфическими преобразованиями. В связи с тем, что на данной стадии изучения месторождения не удастся уверенно различить между собой мелко- и тонкозернистые сфалериты, являющиеся главными компонентами двух одновременных минеральных ассоциаций, мы их условно объединяем в одну генерацию сфалерита II.

Сфалерит III представлен крупно- и грубозернистыми разновидностями темного сфалерита, образующего обособленные участки, неправильные скопления и гнезда, прожилки в массе сфалерита II. Иногда сфалерит III наблюдается в виде крупных очковых выделений среди его тонкозернистых агрегатов (фиг. 27). Кристаллизовался он, вероятно, из остаточных растворов, принесших основную сфалеритовую минерализацию. Крупнозернистый и мелкозернистый сфалериты различаются между собой не только по морфологическим признакам, но и по элементам-примесям, что видно из табл. 12. Круп-



Фиг.27. Линзовидное выделение крупнозернистого сфалерита (в центре снимка (а) темное, протравлено) среди его тонкозернистого агрегата. Светлое — пирит; б — деталь очка сфалерита. Полир. штэф. Увел. 6

Таблица 12

Средние содержания рассеянных элементов в сфалерите по данным химических анализов шести проб (в г/т)

Сфалерит	Se	Te	Ga	Ge	In	Tl	Cd	Bi
Тонкозернистый	53	26	150	42	13	7	3160	20
Крупнозернистый	16	20	513	76	21	3	2950	50

нозернистый сфалерит отличается от вмещающего его сфалерита II повышением содержаний галлия, индия, висмута и пониженным — таллия. Поведение селена, теллура, германия и кадмия невыдержанное. Однако сохраняется тенденция в крупнозернистых сфалеритах к понижению содержаний селена, теллура и кадмия и к повышению — германия. Тенденция к одновременному резкому снижению содержаний селена и теллура в поздних генерациях сульфидов является, вероятно, общей для всего колчеданного рудообразования и наблюдается на примере различных минералов (см. табл. 10 и 12).

Сфалериты II и III уверенно отличаются один от другого в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах, не испытывавших значительного метаморфизма. В полосчатых и сланцеватых рудах крупнозернистый сфалерит часто почти полностью перекристаллизован в тонкозернистый агрегат. Отличить в этих случаях сфалерит II от сфалерита III очень трудно или даже невозможно. Сфалерит III встречается в составе халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации.

Сфалерит IV представлен светлой, близкой к клейофану, разновидностью. Он встречается в виде небольших рассредоточенных или гнездовых вкрапленников в кварце и барите среди сплошных и прожилково-вкрапленных руд и является более поздним по отношению к описанным генерациям сфалерита. Светлый сфалерит на Гайском месторождении распространен шире, чем на других колчеданных месторождениях Южного Урада, хотя общее его содержание в рудах невелико.

Природа светлой разности сфалерита еще не вполне ясна. В ряде случаев сфалерит IV в ассоциации с парагенными с ним минералами несет характерные черты гидротермально-метасоматического образования, хотя некоторые исследователи (Н.В. Петровская, П.Я. Ярош) считают его сегрегационным.

Сфалериты Гайского месторождения, за исключением сфалерита I, часто обнаруживают зональное строение, на что впервые обратил внимание П.Я. Ярош (1965). Зональность обусловлена различной окраской или неодинаковой ее густотой при одном тоне окраски в отдельных зонах. Иногда зональность сфалерита обусловлена неравномерным распределением в зерне эммульсионной вкрапленности халькопирита (см. фиг. 21). При перекристаллизации сфалерита зональное его строение полностью исчезает. Нередко можно наб-

людовать дробление зерен сфалерита и залечивание зон дробления нерудными минералами или переотложенным почти бесцветным сфалеритом. Последний иногда образует каймы вокруг зерен темного непрозрачного сфалерита. Описанные явления можно наблюдать только при сильном косом освещении, а также в отраженном ультрафиолетовом свете. При изучении зонального строения сфалерита П.Я.Ярош отметил, что крупные его зональные зерна координируются мелкозернистым пиритом. Это послужило ему основанием для вывода о том, что сфалерит отложился до формирования главной массы пирита. Однако это не согласуется с приведенными данными по текстурным взаимоотношениям сфалеритовых и ранних пиритовых агрегатов, на что справедливо также указывает Н.В.Петровская. Проведенные исследования показывают, что подобная коррозия проявляется только со стороны послесфалеритовых генераций пирита.

Сфалерит V. В отмечавшихся ранее поздних кварц-карбонатных, кварц-баритовых и кварцевых прожилках в ассоциации с халькопиритом и блеклой рудой встречаются иногда редкие мелкие вкрапленники темного сфалерита. В залежи 5 среди гипса были встречены мелкие кристаллики (десятые доли миллиметра) гипергенного сфалерита бледно-медово-желтого цвета.

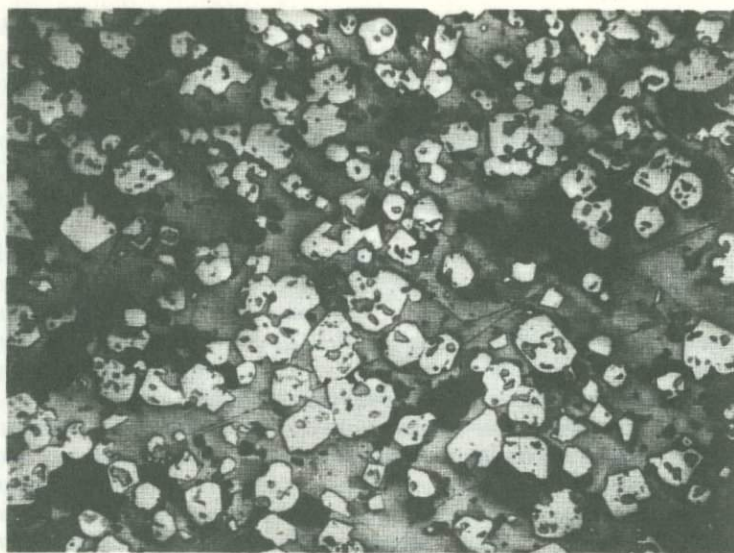
В табл. 13, составленной по данным химических анализов мономинеральных фракций, показано распределение рассеянных элементов в сфалеритах. Из нее следует, что сфалерит является основным носителем важнейших рассеянных элементов и в первую очередь галлия и германия. Характерно, что среднее содержание индия в сфалеритах почти в 2 раза ниже, чем в халькопиритах (см. табл. 11, 13). Подобное явление характерно и для других колчеданных месторождений Южного Урала (Муталов, Пшеничный, 1970).

В единичных шлифах встречен минерал, который может быть определен как вюртцит (?). Он образует небольшие выделения с желтыми и желто-бурыми внутренними рефлексамии и очень слабо анизотропен. Иногда проявляется игольчатое или скорлуповатое строение. По другим свойствам минерал не отличим от сфалерита. В связи с очень мелкими выделениями рентгенометрические определения не проведены.

Таблица 13

Распределение рассеянных элементов в сфалеритах

Элементы	Число		Содержание, %			К	КК
	проб	встреч	от	до	среднее		
Селен	17	15	0	0,026	0,0040	1,04	79,4
Теллур	17	13	0	0,0092	0,0011	0,3	1060
Галлий	22	22	0,001	0,114	0,0436	9,8	29,1
Германий	24	24	0,0002	0,0145	0,0042	1,4	6
Таллий	25	25	0,0001	0,0018	0,0005	0,92	1,5
Индий	11	10	0	0,0040	0,0017	2,1	1,6
Висмут	6	6	0,001	0,014	0,0065	0,97	32,5



Фиг.28. Сплошная теннантит (серое)-халькопирит (чуть светлее)-пиритовая (белое рельефное) руда. В пирите много включений халькопирита и блеклой руды. Полир. шлиф. Увел. 45

Блеклая руда встречается постоянно в рудах, являясь в целом второстепенным минералом. Наиболее высокие ее содержания встречены в рудах залежей 3 и 5. В отдельных минеральных типах руд ее средние содержания повышаются до 3-4%, а в локальных участках и блоках до 8-10%. В Гайском месторождении блеклая руда распространена значительно шире, чем во всех известных на Южном Урале колчеданных месторождениях, исключая месторождения Новое и Узельгинское, расположенные вблизи месторождения им. XIX Партсъезда. По составу блеклая руда относится к сурьмяно-мышьяковистым разностям, где содержание мышьяка в 5-10 раз превышает содержание сурьмы. В одной из фракций блеклой руды химическим анализом установлено 0,75% сурьмы и 7,73% мышьяка. Однако в отдельных пробах руд содержания сурьмы резко возрастают, достигая содержания мышьяка, а иногда и преобладая над ним. Это, вероятно, связано с тем, что поздние генерации блеклых руд являются преимущественно сурьмянистыми. Под микроскопом не удалось обнаружить блеклых руд, различающихся по оптическим свойствам. Лишь иногда встречаются разности с интенсивными красными внутренними рефlekсами с сухим объективом.

Наиболее распространенными формами выделения блеклых руд являются: мелкие и редкие включения в халькопирите, сфалерите, борните, пирите; аллотриоморфные выделения в межзерновых пространствах различных сульфидов или в тесных взаимосрастаниях с халькопиритом, сфалеритом и борнитом (фиг. 28). Иногда блеклая



Фиг.29. Сплошная пиритовая руда с зоной дробления. Раздавленный пирит (светлое) сцементирован блеклой рудой и сфалеритом. Черное - нерудные. Полир. штуп. Натур. вел.

руда совместно со сфалеритом цементирует раздавленный пирит (фиг. 29). Характерна ассоциация блеклой руды и галенита. Встречаются очень тонкие мономинеральные прожилки, секущие выделения сфалерита, халькопирита, а также более крупные (до нескольких миллиметров) прожилки блеклых руд в ассоциации с халькопиритом, которые секут существенно пиритовые руды. Распространены выделения блеклой руды, связанные с метаморфической перегруппировкой вещества. Они наблюдаются в виде прямолинейных прожилков, корочек и пленок по трещинам отдельности и вдоль зеркал скольжения, сопровождаясь иногда корочками кальцита.

В гипергенных условиях блеклая руда наиболее устойчива из всех сульфидов и позже них замещается вторичными минералами.

Микротвердость блеклой руды (по 18 замерам) колеблется от 253 до 430,3 кг/мм², в среднем составляя 335,4 кг/мм².

Представляется возможным выделить три генерации блеклой руды, которые отличаются друг от друга по морфологическим особенностям и по ассоциации с различными сульфидами. Наиболее ранними образованиями блеклой руды являются, вероятно, ее выделения, находящиеся постоянно в тонких взаимопрастаниях с

халькопиритом в халькопирит-пиритовых и халькопирит-сфалерит-пиритовых рудах. С блеклой рудой часто связаны выделения алтаита и гессита. Частые совместные нахождения блеклой руды I с халькопиритом II и реже с халькопиритом III позволяют предполагать, что эти минералы близки по времени образования и являются парагенными.

Блеклая руда II является наиболее распространенной генерацией и приурочена к участкам руд, сложенным поздними минеральными ассоциациями, образуя тесные взаимопрорастания с галенитом и некоторой частью темного сфалерита. В отдельных блоках наиболее богатых халькопиритом руд Стержневой линзы залежи 3 встречаются наложенные прожилково-полосчатые текстуры, где почти мономинеральные полоски блеклой руды II, содержащей редкие мелкие вкрапленники галенита и реже сфалерита, секут халькопирит-пиритовые агрегаты. Характерно, что прожилки блеклой руды секут под углом около 30° менее четко выраженные прожилки халькопирита, накладывающиеся на раннепиритовые руды, т.е. ассоциации с блеклой рудой в ряде случаев унаследуют иной план деформаций, нежели широко распространенная халькопирит-пиритовая ассоциация. На фиг. 29 показан раздробленный и разлинзованный пирит с халькопиритом II, которые цементируются блеклой рудой в ассоциации с галенитом и частично тонкозернистым темным сфалеритом.

Взаимоотношения блеклой руды II с главной массой сфалерита менее отчетливы. Однако в ряде случаев встречены прожилки блеклой руды, секущие полосчатые обособления не только пирита и халькопирита, но и сфалерита. Под микроскопом волосовидные прожилки блеклой руды иногда секут зерна и зернистые агрегаты сфалерита. Отсутствие резко выраженных деформаций и дробления сфалерит-содержащих руд и последующей их цементации блеклой рудой, вероятно, свидетельствует о том, что отложение галенит-теннантитовой минеральной ассоциации завершило формирование сфалерит-баритовой ассоциации и продолжалось позднее отложения сфалерита без перерыва в рудообразовании и существенных изменений минерального равновесия, что также отмечается Н.В. Петровской. Блеклая руда II нередко сопровождается пиритом V, в котором присутствуют мелкие включения блеклой руды и галенита (см. фиг. 28).

Выделения блеклой руды III наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности в ассоциации с другими сульфидами в наиболее поздних кварц-карбонатных, кварц-баритовых и кварцевых жилках, секущих все минеральные типы сплошных и прожилково-вкрапленных руд. Блеклая руда III постоянно сопровождается выделениями гессита и самородного золота. С блеклой рудой связаны повышенные содержания (относительно исходных руд или других сульфидов) некоторых рассеянных элементов (табл. 14).

Для блеклых руд характерны повышенные концентрации серебра. Если в рудах и других сульфидах по данным спектральных анализов

Таблица 14

Распределение рассеянных элементов в блеклой руде по данным химических анализов

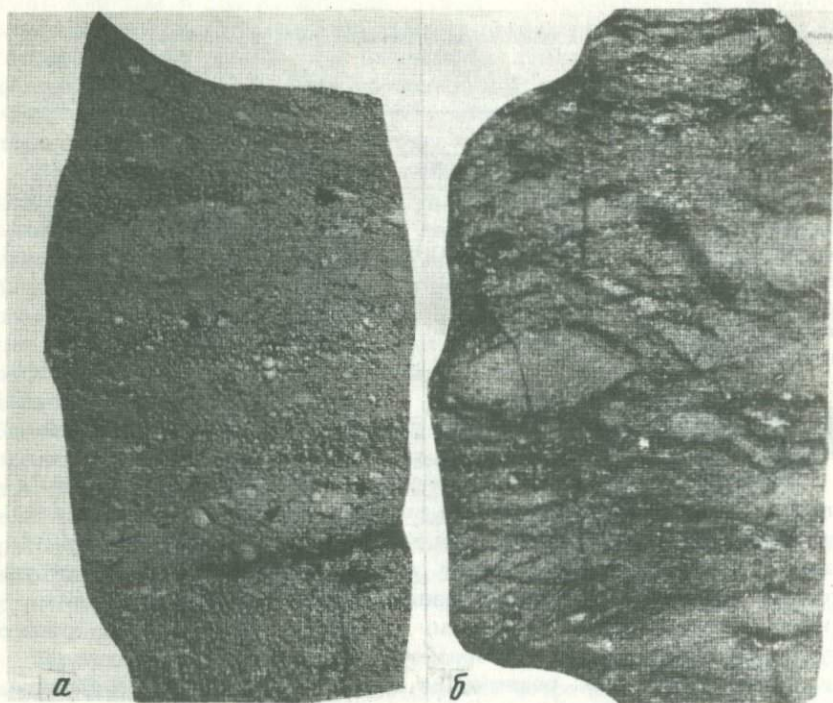
Элементы	Число проб	Содержание, %			К	КК
		от	до	среднее		
Селен	1	-	-	-	0,00	-
Теллур	1	-	-	0,002	0,00	2000,0
Галлий	2	0,001	0,005	0,003	2,30	2,0
Германий	2	0,001	0,013	0,007	0,00	10,0
Таллий	1	-	-	0,0007	1,94	2,3
Индий	1	-	-	0,0015	0,93	150,0
Висмут	1	-	-	0,03	-	150,0

содержания серебра не превышают тысячных и редко сотых долей процента, то в блеклых рудах оно достигает 0,3 – 0,5%.

На Гайском месторождении установлен гипогенный и гипергенный борнит. Последний является редким минералом, встречен в зоне цементации залежей 1 и 5 и в отдельных участках руд залежей 3 и 4. Гипергенный борнит от гипогенного отличается структурными особенностями, парагенезисом с вторичными минералами, а иногда и оптическими свойствами (цветом). Однако в некоторых случаях гипергенный борнит образует такие же рисунки структур, как и гипогенный. Так, решетчатые выделения гипогенного борнита по халькопириту часто очень сходны со структурами распада твердых растворов этих минералов. Развивается гипергенный борнит по халькопириту и в свою очередь замещается халькозином, а затем и ковеллином.

Гипогенный борнит является распространенным минералом и встречается в рудах залежей 3 и 4. Максимальные концентрации борнита отмечаются в Стержневой линзе залежи 3. Содержания его колеблются в очень широких пределах: от единицы процентов до почти мономинеральных борнитовых руд на протяжении нескольких метров. Борнитовая минерализация завершает продуктивное минералообразование на месторождении и несомненно накладывается на ранее сформированные медисто-цинковистые руды. На месторождении сравнительно отчетливо выделяется две генерации борнита.

Борнит I является преобладающим. Он встречается в прожилково-вкрапленных, массивных, неяснополосчатых и линзовидно-полосчатых рудах и постоянно сопровождается галенитом II (нередко с гипогенным халькозином), в меньшей степени поздними выделениями халькопирита IV, пирита VI и частично редкими вкрапленниками блеклой руды. В прожилково-вкрапленных и вкрапленных рудах борнит I наблюдается в виде рассеянной вкрапленности или гнездовых скоплений в сростках с халькопиритом IV и галенитом IV. В массивных рудах он образует вкрапленники в межзерновых пространствах других сульфидов (см. фиг. 13) или крупные выделения,

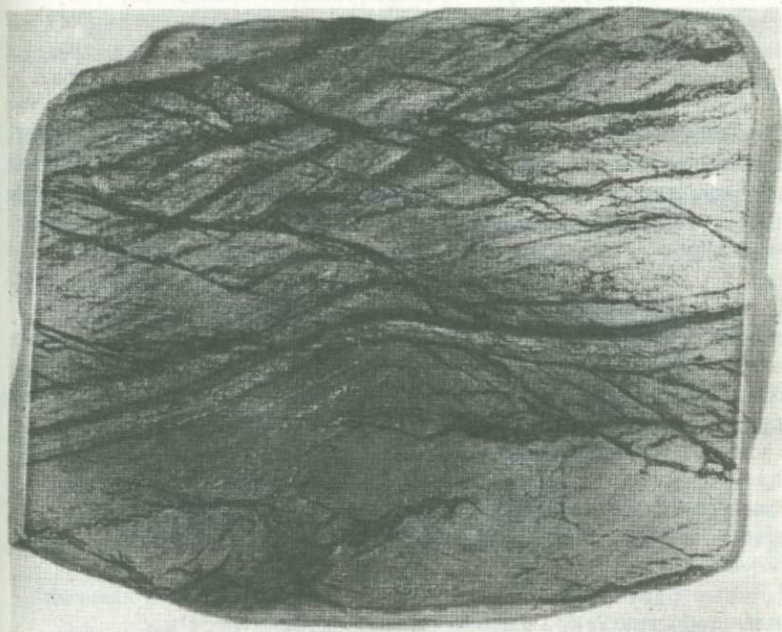


Фиг.30. Типы полосчатости борнит-пиритовой руды. а - нечеткая прямолинейная полосчатость. В пирите чередуются полосы с преобладанием халькопирита или борнита. б - система пересекающихся жилок борнита цементирует разлинзованную халькопирит-пиритовую руду. Полир. штуфы. Natur.вел.

цементирующие скопления более ранних минеральных агрегатов. Различаются разности массивных руд с равномерным и неравномерным распределением в рудах борнита (см. описание типов руд). Несколько реже борнит I встречается в полосчатых и линзовидно-полосчатых рудах (фиг. 30). В этих случаях борнит явно развивается как более поздний минерал, отлагаясь вдоль трещинок или замещающая халькопирит в полосчатых рудах, а также цементируя линзовидные выделения, сложенные халькопиритом и пиритом. Несколько реже по сравнению с другими текстурными рисунками встречаются наложенные прожилково-полосчатые руды, где полосчатость обусловлена прожилковидными выделениями существенно борнитового или борнит-халькопиритового состава в ассоциации с галенитом II. Прожилково-полосчатые выделения борнита I часто секут тонкополосчатые халькопирит-сфалерит-пиритовые руды (фиг. 31). В послесфалеритовом возрасте борнитовой минерализации свидетельствует также установленное П.Я. Ярошем и Ю.Ф. Юриным (1965) явление

фотолюминесценции сфалерита. Они установили, что в участках руд с борнитом сфалерит приобретает способность светиться в ультрафиолетовом свете. Фотолюминесценция сфалерита обусловлена радиоактивными элементами, привнесенными гидротермальными растворами во время образования борнита.

Тесные ассоциации борнита I с блеклой рудой, галенитом и частично с халькозином свидетельствуют также о том, что он является более молодым по сравнению с основной массой халькопирита и сфалерита. В участках тесных сростаний борнит I и халькопирит IV часто образуют структуры распада твердых растворов. Описываемый борнит почти постоянно корродирует пириты ранних генераций, но остается пассивным в отношении парагенного с ним пирита VI, образуя в нем микровключения (см. фиг. 16). Массивные борнитсодержащие руды часто бывают пористыми. Размер пор колеблется от сотых долей миллиметра до 3-4 мм. Под микроскопом они сильно напоминают поры, полученные А.А. Филлимоновой (1952) в опытах по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. Характерно, что к участкам максимальной пористости приурочены выделения тонкозернистого наиболее молодого пирита VII (см. фиг. 18). Не исключена возможность, что возникновение описы-



Фиг.31. Диагональные прожилки борнита секут близгоризонтальную извилистую полосчатость халькопирита в пирите. Иногда борнит унаследует полосчатость, образованную халькопиритом (темное в нижней части штуфа). Полир. штуф. Natur.вел.



Фиг.32. Наложенная прожилковая плосчатость борнита (темное) в пирите (светлое). Полир.штурф. Натур.вел.

ваемых пор и части борнита связано с термальным или динамотермальным метаморфизмом руд.

Борнит I сопровождается самородным золотом, обычно более крупным, чем в ассоциации с другими сульфидами, часто содержит мелкие включения колусита, моусонита и станноидита.

Борнит II образует серии субпараллельных прожилков, секущих различные минеральные типы сплошных и полосчатых руд. Среди минералов, слагающих эти руды, часто в значительных количествах присутствует борнит I, который перескается прожилками борнита II (фиг. 32). Описываемые прожилки образуют текстурные рисунки, внешне очень сходные с наложенными прожилково-полосчатыми текстурами, где полосчатость обусловлена выделениями борнита I. В отдельных случаях в штурфах удалось наблюдать пересечения полос борнита I полосами борнита II под углом около 30° . Последнее свидетельствует не только о более молодом возрасте борнита II, но также и о том, что его выделение отделено от образования борнита I периодом тектонической подготовки, но уже с несколько иным планом деформаций. Прожилки борнита II имеют четкие границы и отличаются большой чистотой. Здесь отсутствуют столь характерные для борнита I включения самородного золота, теллуридов, минералов германия и других редких и очень редких минералов. Редко встречающиеся в этом борните включения пирита, халькопирита, блеклой руды и галенита являются реликтами от замещения их борнитом или представлены вкрапленниками с полигональными очертаниями несовершенного развитых кристаллов, возникающих при перекристаллизации.

Некоторые различия между борнитами обеих генераций намечаются и по дебаеграммам. Борнит II характеризуется несколько меньшими межплоскостными расстояниями, что, вероятно, связано с уплотнением кристаллической решетки (возможно, за счет освобождения от примесей) в результате метаморфизма. Однако это требует дальнейшего изучения. Вопрос о происхождении позднего борнита остается пока открытым. Вероятно, борнит II частично

отложился в одну из поздних стадий гидротермальной деятельности, а частично является продуктом перестройки более раннего борнита при динамическом метаморфизме или, возможно, представляет собой продукт реакции раствора, поступившего по трещинам с пиритом или халькопиритом.

Н.В. Петровская считает, что борнит на месторождении представлен одной генерацией и всю борнитовую минерализацию рассматривает как проявление рудного метаморфизма, где борнит развивается за счет халькопирита. Однако изложенный материал не позволяет согласиться с таким выводом. Большая часть борнита Гайского месторождения (борнит I) имеет характерные черты минералов гидротермально-метасоматического происхождения. Он отложился из новой порции гидротермальных растворов преимущественно иного состава, чем в предыдущие стадии минерализации, и лишь незначительное его количество (борнит II) несет на себе признаки метаморфического образования (Пшеничный, 1967; Пшеничный, Пирожок, 1970).

С борнитами связаны максимальные концентрации теллура и индия; в несколько меньших количествах по сравнению с другими минералами (сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой) в борнитах присутствуют галлий, германий и висмут (табл. 15).

Галенит является второстепенным минералом и присутствует во всех типах руд. Наиболее высокие его концентрации наблюдаются в сложных по минеральному составу рудах Стержневой линзы залежи 3. В локальных участках его содержание колеблется от сотых долей процента до нескольких процентов. В участках значительных скоплений галенит образует аллотриоморфные выделения в сростках с халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой и реже другими сульфидами. Чаще он встречается в виде тонких включений в сульфидах или образует небольшие выделения в ассоциации с самородным золотом и теллуридами.

В одном полированном шлифе из вкрапленной сфалерит-халькопирит-галенитовой руды встречены признаки нитенсивного замещения гале-

Таблица 15

Распределение рассеянных элементов в борните по данным химических анализов

Элементы	Число проб	Содержание, %			K	KK
		от	до	среднее		
Селен	6	0,0007	0,006	0,00214	0,46	43,00
Теллур	6	0,004	0,061	0,0191	0,70	191,00
Галлий	10	Сл.	0,004	0,00183	1,14	1,22
Германий	10	Сл.	0,004	0,00097	1,00	1,40
Таллий	10	0,0001	0,0008	0,00036	0,53	1,20
Индий	6	0,00014	0,0068	0,0026	2,30	260,00
Висмут	.2	0,005	0,009	0,007	1,07	35,00

нита халькопиритом IV, сопровождающим во времени борнит I. Галенит в рудах представлен тремя генерациями. Выделение первых двух генераций и их разделение между собой основано на анализе возрастных взаимоотношений галенита с различными генерациями других сульфидов.

Галенит на Гайском месторождении представлен тремя генерациями и наиболее часто встречается в рудах залежи 3, где является второстепенным минералом.

Галенит I распространен более широко. Для него характерна постоянная ассоциация с поздними выделениями блеклой руды в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах. Иногда он образует мелкие включения в халькопирите II и сфалерите II при отсутствии блеклой руды, но замещается халькопиритом IV. Галенит I часто сопровождается выделениями самородного золота и теллуридов, среди которых преобладает алтаит.

Галенит II сопровождает выделения борнита I, образуя с ним тесные взаимоотношения. В ассоциации с галенитом II встречаются выделения минералов германия, сопровождающих борнитовую минерализацию. С халькозином галенит II образует мирмекитовые структуры.

Галенит III совместно с другими сульфидами встречается в составе позднерудных кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-баритовых прожилков, секущих все типы сплошных и прожилково-вкрапленных руд. Содержание галенита III в общем незначительно.

Микротвердость галенита по данным 11 замеров колеблется от 56 до 84 кг/мм², в среднем составляя 66 кг/мм².

В гипергенных условиях галенит неустойчив и одним из первых замещается вторичными минералами англезитом и ковеллином. По концентрации рассеянных элементов галенит не существенно отличается от других рудообразующих сульфидов (табл. 16).

Халькозин редкий минерал. Представлен он гипогенной и гипергенной разновидностями, которые отличаются друг от друга по структурным признакам и некоторым оптическим свойствам (по цвету).

Гипогенный халькозин образует выделения в межзерновых пространствах других сульфидов или мелкие включения в борните, халько-

Таблица 16

Распределение рассеянных элементов в галените по данным химических (проба 1) и спектральных анализов (пробы 2, 3)

Номер пробы	Содержание, %									
	Sc	Te	Ge	Ga	Tl	Bi	Ag	Cu	Zn	Pb
1	0,003	0,004	0,0004	0,007	0,0002	0,01	0,05	2,18	17,15	59,5
2	-	-	-	0,002	Не обн.	Не обн.	0,5	Много	Оч.мн.	Оч.мн.
3	-	-	<0,00n	0,00n	-	0,00n	0,00n	n	n	>> n

пирите и галените. Иногда с галенитом образует мирмекитовые взаимоотношения. Встречены также решетчатые взаимоотношения борнита с халькозином, которые имеют характерные признаки структур распада и частично напоминают структуры замещения. Эти данные свидетельствуют о принадлежности халькозина к галенит-борнитовой ассоциации. В гипергенных условиях халькозин неустойчив и первым из всех сульфидов замещается ковеллином.

Микротвердость халькозина колеблется от 73,3 до 91,9 кг/мм², в среднем составляя 82,3 кг/мм².

Из группы золота установлены золото, серебро и электрум. Диагностические свойства этих минералов ранее описаны (Пшеничный, 1962а) и ниже не приводятся. Основные черты их поведения в рудах сводятся к следующему.

Самородное золото встречается почти во всех минеральных типах (за исключением пиритовых) сплошных и прожилково-вкрапленных руд, а также в наиболее поздних кварцевых и кварц-баритовых жилах, несущих рассеянную сульфидную минерализацию. В сплошных и прожилково-вкрапленных рудах золото находится в тесных сростках почти со всеми главными и второстепенными рудообразующими минералами. В сростках с пиритом золото встречено в рудах, которые обогащены халькопиритом, сфалеритом или другими сульфидами. В существенно пиритовых рудах золотинок не обнаружено. Не исключено, что золото в этих рудах присутствует только в субмикроскопическом состоянии.

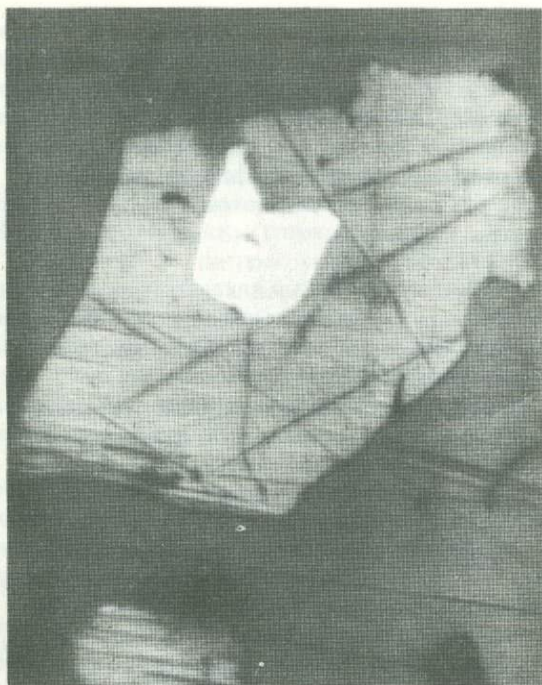
Форма золотинок различная, встречаются волосовидные прожилки, слабоудлиненные и, наконец, изометричные выделения. В прожилковидных выделениях золото нередко ассоциирует с гесситом. Очень мелкие золотины обычно имеют изометричные формы, для более крупных выделений (более 10 мк) проявляется некоторая зависимость форм выделения от механических свойств вмещающих золотины минералов. Прожилки золота встречены только в блеклой руде, в то время как слабо удлиненные или изометричные выделения его встречаются в наиболее мягких сульфидах (халькопирит, борнит и галенит).

Частота встречаемости золотинок в виде включений или сростков с минералами увеличивается в следующем ряду: барит-кварц-пирит-галенит-сфалерит-борнит-блеклая руда-халькопирит. Эти данные согласуются с результатами определения содержаний золота и серебра в продуктах обогащения технологических проб.

В секущих кварцевых и кварц-баритовых жилах золото находится в тесных сростках с сульфидами и реже с кварцем. При этом выделяются две ассоциации: золото-кварц-халькопиритовая и золото-гессит-теннантитовая.

В первой ассоциации золото находится в виде включений в халькопирите или в кварце. В последней оно встречается в самих зернах гессита или в блеклой руде в непосредственной близости от гессита (фиг. 33).

Встречаются также волосовидные прожилки золота в блеклой руде, которые соединяют отдельные зерна гессита.



Фиг.33. Крупное выделение гессита (серое) в блеклой руде (темное). В гессите зерно золота (белое), в котором видно точечное включение гессита. Полир. шлиф. Увел. 1350 (в иммерсии)

Для двух крупных золотин, находящихся в халькопирите, пробирным анализом установлено содержание золота 70,6%, серебра 29,4%, что указывает на серебристый характер золота и по существу соответствует электруму. В связи с мелкими размерами включений золота в гессите сделать их пробирный анализ представляется возможным. При структурном травлении халькопирита установлено, что золотинки находятся как внутри отдельных зерен халькопирита, так и между ними.

Электрум на Гайском месторождении, как и вообще в сульфидных рудах Урала, является редким минералом. Достоверно к электруму отнесены те выделения самородного золота, в которых по данным пробирных анализов присутствует значительное количество серебра (до 29,4%) или которые образуют с самородным серебром пластинчатые структуры распада твердых растворов. Не исключено, что на Гайском месторождении электрум распространен более широко, чем считается в настоящее время.

Самородное серебро является очень редким и встречено в единичных полированных шлифах в виде точечных (до 3-4 микрон) включений в блеклой руде или в виде пластинчатых структур распада твердых растворов в электруме.

К настоящему времени в рудах установлено пять минералов теллуридов, четыре из которых диагностированы достоверно, а один остался неопределенным. В дополнение к ранее описанным свойствам

гессита, алтаита и креннерита (Пшеничный, 1961) ниже приведены лишь новые данные по диагностике этих минералов и описание их ассоциаций.

Гессит установлен во всех минеральных типах (кроме пиритовых) сплошных руд и в более поздних кварцевых и кварц-баритовых сульфидсодержащих жилках. Большая часть находок гессита приходится на руды, обогащенные блеклой рудой, сфалеритом и галенитом. Гессит образует тесные сростки с блеклой рудой, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, кварцем, самородным золотом и алтаитом (фиг. 34). Сростки алтаита с гесситом являются большой редкостью, при этом отсутствуют какие-либо признаки замещения алтаита гесситом в отличие от таких явлений на месторождениях им. XIX Партсъезда и Комсомольском (Муталов и Пшеничный, 1962). Форма выделений гессита различная, от изометричных зерен и зернистых агрегатов до неправильных, иногда удлинённых выделений (фиг. 34 и 33). Встречаются тонкие волосовидные прожилки гессита в других сульфидах. Максимальные размеры выделений достигают 40×45 мк в изометричных агрегатах и до 15×70 мк в удлинённых агрегатах. В участках руд с низкими содержаниями теллура гессит встречается редко и его выделения не превышают 5-10 мк.

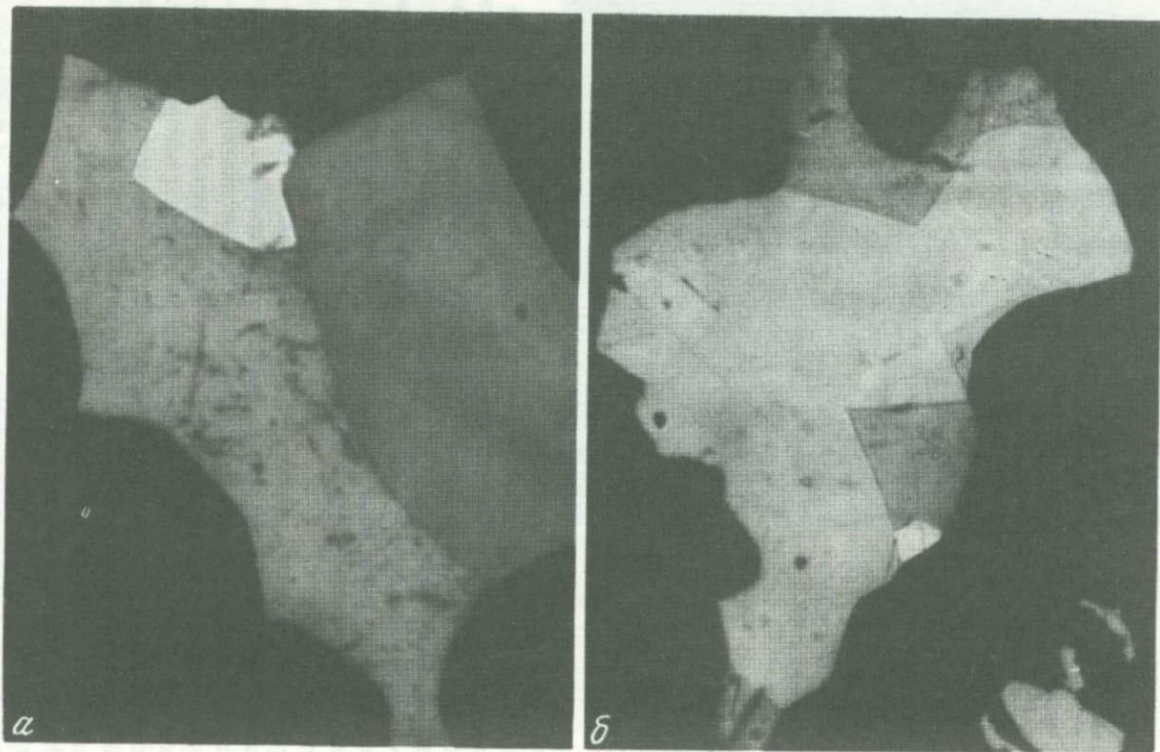
В кварцевых и кварц-баритовых жилках гессит является единственным теллуридом. Он встречается в блеклой руде, в сростках с галенитом, халькопиритом и самородным золотом или в виде изолированных выделений размером до 40×55 мк.

Около 25-30% выделений гессита из сплошных руд и кварц-сульфидных прожилков содержат в себе включения самородного золота или образуют с ним совместные сростки. Представляет интерес выделение гессита, изображённое на фиг. 33. Здесь в гессите видно включение золота размером 10×10 мк, в котором содержится точечное включение гессита. Изучение сростаний гессита с золотом показывает отсутствие признаков замещения гессита золотом или наоборот, что свидетельствует об их совместном выделении в процессе рудообразования.

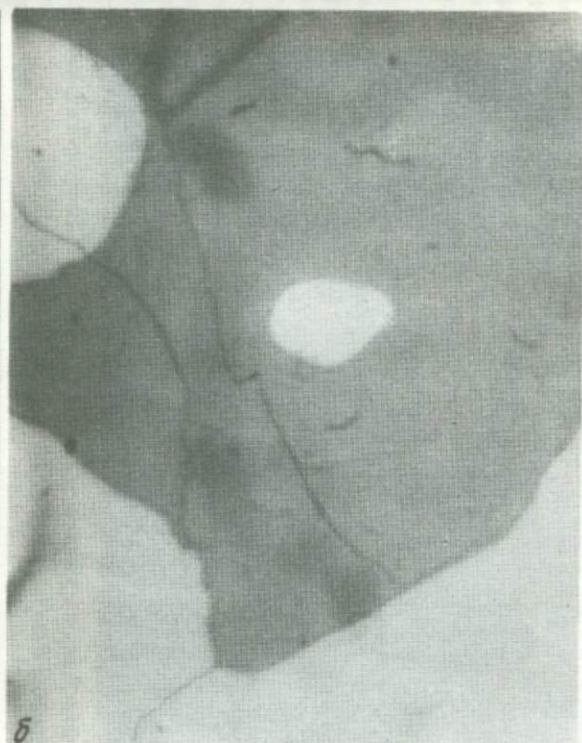
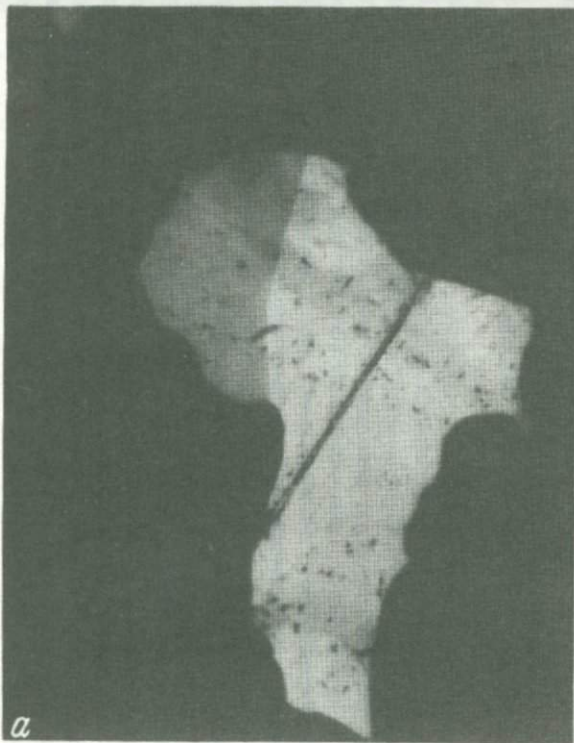
Алтаит в отличие от гессита встречен только в сплошных рудах, обогащенных халькопиритом, сфалеритом и другими сульфидами. В дополнение к оптическим свойствам его диагностика подтверждена рентгенометрическими исследованиями двух крупных выделений.

Алтаит встречается в сростках с блеклой рудой, сфалеритом, халькопиритом и галенитом (фиг. 35). Исключительно редко алтаит встречается в сростках с пиритом. В одном случае в алтаите встречено включение самородного золота размером 5×5 мк. Размеры выделений алтаита колеблются от единиц микрон до 30×120 мк в удлинённых и 65×35 мк в изометричных выделениях. Крупные выделения алтаита часто встречаются в участках руд с повышенными содержаниями теллура. Форма выделений алтаита различная: от изометричной до сильно удлинённой.

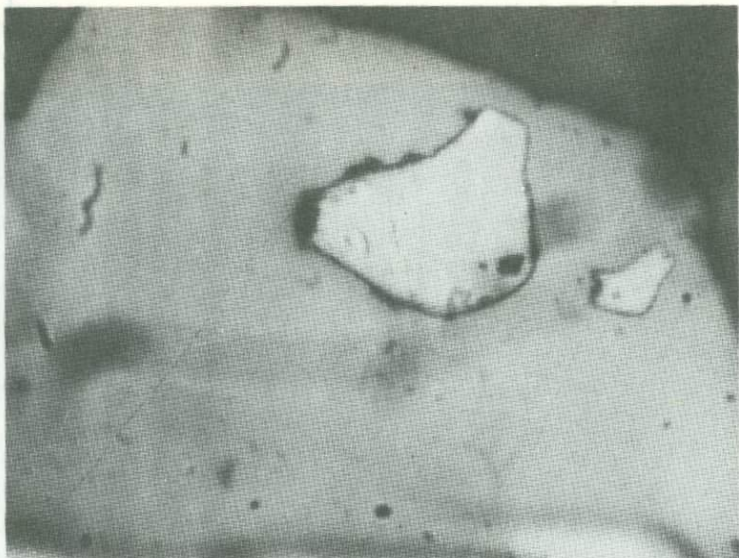
Креннерит очень редкий минерал в рудах Гайского месторождения. Он встречен в единичных полированных шлифах в виде изо-



Фиг.34. Формы выделения и ассоциации гессита. а - сросток гессита (серое) с блеклой рудой (темное) и золотом (белое) среди сфалерита. б - три зерна гессита (в одном из них видно золото) в сростке с галенитом (белое) среди сфалерита. Полир. шлифы. Увел. 1350 (в иммерсии) и 600



Фиг.35. Формы выделения и ассоциации алтанта, а - алтаит (белое) в сростке с галенитом (серое) среди сфалерита (темное). б - алтаит (белое) в блеклой руде (серое). Светлое - халькопирит. Полир.шлифы. Увел. 910 и 1350 (в иммерсии)



Фиг. 36. Два зерна креннерита (белое) в пирите. Вокруг халькопирит (серое). Полир. шлиф. Увел. 1350 (в иммерсии)

метричных включений в пирите размером до 25×25 мк (фиг. 36). Рентгенометрически креннерит из-за мелких размеров не исследован.

Колорадоит встречен в двух полированных шлифах в виде очень мелких вкрапленников в блеклой руде или в сростках с алтаитом и гесситом. Цвет минерала белый с коричневато-сероватым оттенком. После длительного нахождения на воздухе по цвету напоминает пирротин. Выделения мелкие (5–10 мк) неправильной или изометричной формы. Рельеф ниже, чем у халькопирита и галенита и близок к рельефу алтаита. Отражение ниже, чем у халькопирита, галенита и гессита, но выше, чем у блеклой руды. Минерал изотропный, не просвечивает, внутренних рефлексов нет даже в иммерсии. Микротвердость по двум замерам равна $34-35,4$ кг/мм², что полностью соответствует колорадоиту и является его характерным диагностическим признаком. Описываемый минерал аналогичен детально изученному колорадоиту из Узельгинского месторождения (Пшеничный и др., 1972а). Характерные диагностические признаки, парагенезис с теллуридами и ртутьсодержащей блеклой рудой не оставляют сомнений в том, что описываемый теллурид является колорадоитом.

Неопределенный теллурид. В полированном шлифе с гесситом и самородным золотом в галените на контакте с блеклой рудой встречено два изометричных выделения размером 6×9 и 5×7 мк минерала со следующими свойствами. Цвет бледный фи-

ташково-зеленый, частично напоминает тетраэдрит, но светлее его. Отражение чуть ниже, чем у гессита. Изотропен, внутренних рефлексов нет, мягче галенита, но тверже гессита. В другом шлифе из богатой борнитом руды в галените встречено выделение гессита размером 12×12 мк, окруженное каемкой описываемого минерала толщиной 5–16 мк. Близость описанных свойств к свойствам теллуридов, ассоциация с гесситом и самородным золотом позволяют предположительно отнести минерал к группе теллуридов.

Желто-розовые сульфиды сложного состава. В борнитсодержащих рудах в качестве аксессуарных минералов постоянно встречаются мелкие вкрапленники желто-розовых минералов, которые на первых этапах изучения месторождения были определены автором как германит и реньерит. Однако более детальное их изучение с применением новейших методов исследования позволило точно диагностировать эти минералы как германийсодержащий колусит, моусонит и станноидит. Оптические свойства этих минералов исследованы Л.Н. Вьяльсовым в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР на установке "ПИОР" с автоматической регистрацией. Химический состав их определен А.И. Цепиным методом рентгеноспектрального анализа на приборе "Камека" в лаборатории микрозонда ИГЕМ АН СССР. Колусит является более распространенным и постоянно встречается во всех участках борнитсодержащих руд, последние два минерала обнаружены лишь в отдельных полированных шлифах, содержащих колусит.

Колусит является редким минералом, впервые детально изученным в рудах месторождения Бьютт штата Монтана (Nelson, 1939). В СССР колусит до сего времени был обнаружен только в рудах Коунрадского медного месторождения (Газизова, Яренская, 1966). На Гайском месторождении колусит наблюдается в борните, реже сфалерите, блеклой руде, галените, барите, халькопирите и гипогенном халькозине. Характерна его ассоциация с моусонитом и станноидитом. Колусит образует обычно единичные мелкие зерна (от 1–3 до 20–30 мк), более крупные его скопления достигают десятых долей миллиметра. Зерна колусита имеют преимущественно изометричную форму. Встречены единичные прожилковидные выделения, секущие борнит. Иногда в пределах небольших участков сфалерита или борнита колусит образует густую вкрапленность (фиг. 37). Вокруг единичных каплевидных включений колусита в борните наблюдаются каемки халькопирита толщиной до 10–15 мк. В отраженном свете колусит розовато-желтый или розовато-кремовый с серым оттенком. Относительный рельеф его выше, чем у борнита, халькопирита и сфалерита, но чуть ниже, чем у блеклой руды. Минерал изотропен, не обладает рефлексами. Величины отражения приведены в табл. 17.

Микротвердость минерала по 13 замерам колеблется от 258 до 357 кг/мм², в среднем составляя 307 кг/мм². Измерения выполнены на приборе ПМТ-3 при нагрузках 20 и 50 г. Полученные данные полностью соответствуют микротвердости колусита из Коунрада.



Фиг.37. Формы выделения и ассоциации колусита, а - скопление мелких вкрапленников колусита (белое) в борните (серое). Черное - кварц. б - сферолиты колусита (серое) в сростке с галенитом (белое) среди борнита (темное). Полир, шлифы. Увел. 200 и 1000 (в иммерсии)

Таблица 17

Значение величин отражения (R) желто-розовых сульфидов

λ , нм	II			III	λ , нм	II			III
	I	R _I	R _O	R _{max}		I	R _I	R _O	R _{max}
440	29,3	21,5	23,6	22,2	600	34,5	25,8	27,2	33,1
460	29,6	21,8	24,4	24,0	620	35,1	27,3	27,9	35,0
480	29,3	22,2	25,0	25,1	640	35,3	28,8	28,6	36,8
500	30,2	22,8	25,5	26,3	660	35,2	30,3	29,4	38,0
520	31,2	23,0	26,1	27,6	680	35,1	31,6	30,3	39,5
540	32,2	32,6	26,4	29,1	700	34,9	33,3	31,1	40,3
560	33,1	24,2	26,6	30,5	720	34,2	34,0	31,0	40,5
580	34,0	25,0	27,0	32,0	740	34,1	35,4	31,6	40,7

Примечание. I - колусит, II - моусонит, III - станноидит. Характерно почти полное совпадение значений отражения колусита из Гайского и Коунрадского месторождений и очень большое сходство со спектрами отражения колусита из месторождения Бьютт (Levy, 1967).

Рентгенометрические исследования колусита произведены из его зерен, извлеченных с поверхности полированных шлифов. Получено три идентичные дебаграммы из трех разных участков рудных тел. Данные расчета дебаграмм колусита хорошо сходятся с опубликованными в литературе, а также с эталонной дебаграммой германита, с которым колусит изоструктурен (табл. 18).

В табл. 19 приведен химический состав зерен колусита, а также состав этого минерала из других месторождений мира по литературным данным. Сопоставление анализов позволяет, так же как это считает Леви (Levy, 1967), относить описываемый минерал к одному типу соединений с формулой $Cu_3 \times S_4$. При расчете на восемь атомов получена следующая формула колусита Гайского месторождения: $Cu_{3,23}(Fe_{0,04-0,10}Ge_{0,16}Sn_{0,12}Zn_{0,03}V_{0,26-0,28}As_{0,37-0,44})_{1,01-1,04}S_{3,71-3,73}$.

По данным анализов на микрозонде в Гайском колусите отсутствуют Ag, Pb, Bi, Sb, Ni, Te при чувствительности анализа на эти элементы около 0,1%. Содержания же Cu, Fe, Zn, V, As, S находятся в пределах вариаций этих элементов в колуситах из других месторождений мира. Описываемый колусит отличается от колусита из других месторождений отсутствием сурьмы и теллура и пониженными содержаниями (в 1,5-2,5 раза) олова. Наиболее характерной особенностью гайского колусита является присутствие в его составе значительных концентраций германия (до 2,86 вес.%), не отмечавшегося в других колуситах, что позволяет определить описываемый минерал как германийсодержащий колусит, представляющий собой новую, ранее не известную, разновидность колусита.

Таблица 18

Данные рентгенометрического анализа колусита

I		II		III		IV	
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å
1	3,77			1	3,70		
3	3,46			2	3,54		
3	3,34			6	3,21		
10	3,06	10	3,07	10	3,07	10	3,06
5	2,97			1	2,95		
6	2,84	0,5	2,86	8	2,85	3	2,82
2	2,66	2	2,65	3	2,66	4	2,66
1	2,52	0,5	2,51				
1	2,22	0,5	2,26	4	2,22		
1	2,07	0,5	2,08				
3	1,998	0,5	1,973	1	1,973		
9	1,877	6	1,881	7	1,886	10	1,870
11	1,766			1	1,783		
6	1,605	4	1,6	5	1,610	8	1,597
		0,5	1,575	3	1,588		
1	1,527	0,5	1,540	1	1,550		
1	1,325	2	1,324	3	1,330	4	1,322
2	1,265			4	1,265		
2	1,219	3	1,222	3	1,221	6	1,213
		1	1,183	2	1,190		
7	1,081			7	1,087	6	1,080
3	1,018			5	1,024	4	1,017

Примечание. I – Гайское месторождение. Определения лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР (Г.В. Басова). Условия съемки: РКД-57; УРС-55, Fe –излучение. II – месторождение Бьютт, США (Веггу, Thompson, 1962). III – Коунрад (Газизова, Яренская, 1966). IV – германит (Михеев, 1957).

Моусонит и станноидит почти всегда встречаются вместе в участках наиболее богатых борнитсодержащих руд и их вкрапленники находятся обычно в непосредственной близости от выделений колусита. По оптическим свойствам (в том числе R, см, табл. 17), некоторым физическим свойствам (микротвердость) и химическому составу (см. табл. 19) оба минерала являются почти полными аналогами детально изученных моусонита и станноидита из Учалинского месторождения (Пшеничный и др., 19726). Замеренные значения микротвердости равны (в кг/мм²): для моусонита 208 (среднее по четырем замерам) при колебаниях от 192 до 220; для станноидита 245 (среднее по двум замерам) при колебаниях от 239 до 250. При расчете на восемь атомов получены следующие формулы:

моусонит $Cu_{2,83-2,84}(Fe_{0,91-0,94}Zn_{0,01-0,02}Ge_{0,004-0,02})_{0,94-0,98}$

$Sn_{0,47-0,50}S_{3,67-3,76}$

станноидит $Cu_{2,66}(Fe_{0,68}Zn_{0,32}Ge_{0,001})_{1,001}Sn_{0,56}S_{3,84}$

Станноидит и моусонит встречаются в виде рассредоточенных вкрапленников в борните, халькопирите и гипогенном халькозине, находящихся среди борнита, а также образуют сростки с баритом и сфалеритом. Размеры вкрапленников варьируют от единиц до десятков микрон. Обычно это единичные зерна и реже зернистые агрегаты, состоящие из трех-четырёх зерен. Наиболее крупное из встреченных выделений моусонита состоит из двух зерен и имеет размеры 120 × 200 мк. Иногда моусонит и станноидит образуют совместные сростки и лишь в единичных полированных шлифах встречены сростки моусонита и колусита. Форма выделений описываемых минералов неправильная, часто угловатая, удлиненная, реже встречается изометричные вкрапленники. Оба сложные сульфида Cu, Sn, Fe, Zn являются очень редкими минералами. Станноидит это вторая, а моусонит — третья находки в СССР. Характерной особенностью гайских моусонита и станноидита является присутствие в них незначительных количеств германия (от 0,02 до 0,43 вес.%, см. табл. 19), чего не отмечалось для этих минералов из других месторождений. Ранее в рудах Гайского месторождения были описаны два германийсодержащих сульфида (Каленов и др., 1963). Авторы описания считают, что установленные ими минералы из-за низких содержаний германия (соответственно 3,6 и 0,9% в каждом

Таблица 19

Химический состав желто-розовых сульфидов (в вес. %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	49,5	50,41	48,0	47,99	43,68	44,81	45,4	39,9	39,9
Fe	1,34	0,58	-	1,09	12,67	12,73	13,3	9,1	9,1
Zn	0,55	0,35	-	-	0,33	0,47	-	5,0	5,0
Ge	2,71	2,85	-	-	0,43	0,07	-	0,02	-
V	3,22	3,52	-	2,28	-	-	-	-	-
Sn	3,31	3,17	6,9	6,71	14,44	13,86	12,2	16,1	16,1
Te	Не обн.	Не обн.	3,0	1,26	-	-	-	-	-
As	6,78	8,12	6,8	9,54	Не обн.	Не обн.	-	Не обн.	-
Sb	Не обн.	Не обн.	2,6	0,19	" "	" "	-	" "	-
S	28,92	29,69	27,5	30,65	28,44	30,07	26,8	29,7	29,7
Сумма	96,33	98,69	94,8	99,71	100,0	102,0	97,7	99,82	99,8

Примечание. 1,2 — колусит, Гай; 3,4 — колусит, месторождение Бьют, США (Levy, 1967); 5,6 — моусонит, Гай; 7 — моусонит, Учаль (Пшеничный и др., 19726); 8 — станноидит, Гай; 9 — станноидит, Учаль.

из сульфидов), определенных с помощью электронного микронзонда, не могут быть отнесены к германиту или реньериту, хотя по оптическим свойствам и очень близки к ним. Отсутствие достаточного количества определенных диагностических свойств, в том числе и полностью установленный химический состав не позволили авторам точнее диагностировать эти сульфиды. Не исключена все же принадлежность одного из них к колуситу, а другого — к моусониту или станноидиту.

Описанные колусит, моусонит и станноидит выделились позже основной массы халькопирита и сфалерита, но близко по времени отложения с борнитом. Их образование несомненно связано с отложением наиболее поздних минеральных ассоциаций на заключительных стадиях процесса колчеданного рудообразования, когда в гидротермальных растворах концентрировались V, As, Ge, Sn и некоторые другие редкие элементы. Вместе с тем химические элементы, входящие в состав этих минералов (Cu, Fe, Zn, As, S), могли частично заимствоваться из ранних сульфидов, с которыми вступали во взаимодействие более поздние гидротермальные растворы.

Арсенопирит, пирротин, киноварь и аргентит? встречены в виде очень мелких включений в других сульфидах и установлены только в единичных полированных шлифах. Диагностика двух последних сульфидов не является бесспорной, однако из-за очень мелких размеров выделений более точно пока не может быть выполнена.

Хромит и магнетит кроме различных участков рудовмещающих пород встречаются в дайках основного состава, секущих промышленные руды. Магнетит, кроме того, встречен в виде вкрапленников различных форм и размеров в сфалерите (иногда в сростке с халькопиритом) среди ксенолитов халькопирит-сфалерит-пиритовой руды в дайках габбро-диабазов, секущих сплошные руды Стержневой линзы. Здесь он является метаморфическим минералом. Имеются находки гипергенного магнетита.

Минералы титана включают пять разновидностей: ильменит, анатаз, рутил, сфен и развивающийся по ним вторичный лейкоксен. Все они являются редкими минералами, периодически встречаются в рудовмещающих породах основного состава и габброидных дайках, секущих колчеданные руды. Рутил и сфен установлены в сплошных и прожилково-вкрапленных сульфидных рудах.

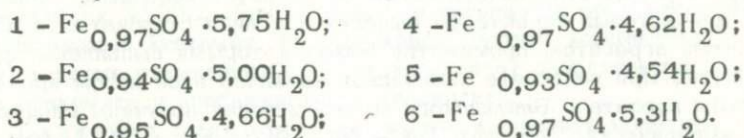
Ковеллин самый распространенный минерал из гипергенных сульфидов. Он присутствует в зоне цементации сульфидных руд, где иногда полностью замещает все сульфиды, кроме пирита, и образует ковеллин-пиритовые руды. Имеются находки ковеллина и на больших глубинах (до 886 м) в сростке с халькопиритом и борнитом без видимых следов замещения первичных сульфидов.

Встречаются две разновидности ковеллина: землисто-порошковая и кристаллически-зернистая. Обычными формами выделения являются петельки, каемки, прожилки и сплошные агрегаты. Встречаются все переходы от начальных стадий замещения первичных

сульфидов до их полного замещения. Наблюдается зависимость структур замещения и форм выделения ковеллина от замещаемого минерала. Для халькопирита характерно развитие структур краевых каемок, петелек и дендритовидных узоров. Для сфалерита обычным является площадное замещение с образованием тонкозернистого до скрытокристаллического или землисто-порошкового ковеллина. В одной фракции ковеллина химическим анализом установлен ряд рассеянных элементов (в %): Se -0,002, Te -0,003, Ga -0,0004, Ge -0,00115, Tl -0,0025, In - 0,0004, Co -0,002. Во второй фракции спектральным анализом установлено 0,05% серебра.

В рудах зоны цементации и вблизи рудных тел в зоне гипергенеза присутствуют различные сульфаты металлов, среди которых установлено восемь минералов.

Мелантерит широко распространен. Встречается он в верхах зоны цементации, реже в низах зоны окисления и в зоне выщелачивания. Обычно он заполняет трещины, пустотки, поры, образуя жилки мощностью до 3-5 см, гнезда или неправильные скопления. Мелантерит образует крупнозернистые агрегаты, реже корочки или натечные образования. При пересчете химических анализов шести проб получены следующие эмпирические формулы:



Диагностика минерала подтверждена термическими и рентгенометрическими исследованиями, а также определениями показателей преломления методом кольцевого экранирования (Пшеничный, 1962б). В условиях дневной поверхности мелантерит легко теряет воду и превращается в белый волокнистый минерал с шелковистым блеском. Пробы 3 и 5 представляют собой частично дегидратированный материал проб 2 и 4. Спектральными анализами в мелантеритах установлены примеси Cu, Zn, Co, Ni, Bi, Mo, Cr и следы Tl.

Халькантит широко распространен. Встречается в тех же условиях и формах выделения, что и мелантерит, от которого отличается густой синей окраской, иногда с зеленоватым оттенком. Халькантит чаще встречается в участках руд с высоким содержанием меди, в то время как мелантерит приурочен к существенно пиритовым рудам.

Спектральным анализом в пробе халькантита, кроме меди, установлены Pb, Zn, Co, Bi, Ag, которые, вероятнее всего, являются изоморфными примесями. Диагностика минерала подтверждена термическими исследованиями и измерениями показателей преломления методом кольцевого экранирования (Пшеничный, 1962б).

Феррохалькантит изучен менее детально. К нему условно отнесен минерал, внешне сходный с мелантеритом и халькантитом. Он

характеризуется бледно-зеленым цветом и содержит CuSO_4 и FeSO_4 . Минерал менее распространен, чем халькантит и мелантерит.

Сульфаты цинка устанавливаются фазовыми анализами в рудах зоны цементации в количествах до 0,02 - 0,03%. Минеральная форма сульфатного цинка не установлена.

Калиевые квасцы встречаются редко в зонах цементации и выщелачивания сульфидных руд. Квасцы образуют корочки, прожилки мощностью до 1-1,5 см или в тонкодисперсном состоянии пропитывают вмещающие породы. Минерал бесцветный или молочно-белый, на вкус сильно вяжущий, блеск стеклянный. При пересчете химического анализа одной из проб получена формула $\text{K}_{0,96}\text{Al}_{0,90} \cdot [\text{SO}_4] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Минерал оптически изотропный, его дебаеграмма соответствует эталону калиевых квасцов.

Алунит является редким минералом и устанавливается в прозрачных шлифах или термическим анализом в рудах зоны окисления и примыкающих к ним породах. В одном случае алунит встречен в виде окатанной гальки размером 5 × 6 см. Кривые нагревания этих алунитов соответствуют эталонной кривой.

Ярозит встречается в зоне гипергенеза, где образует прожилки и колломорфные скопления среди основных пород или присутствует в бурых железняках. Здесь он образует небольшие скопления, для которых характерны выделения в виде столбчатых и пластинчатых агрегатов, промежутки между которыми выполнены прохлоритом. При пересчете химического анализа этой пробы ярозита и пробы ярозита с Блявинского месторождения получены следующие эмпирические формулы: Гай - $\text{Na}_{0,92}\text{K}_{0,06}\text{Fe}_{2,97}[\text{SO}_4]_2 \cdot (\text{OH})_{6,1}$; Блява - $\text{Na}_{0,91}\text{Fe}_{3,1}[\text{SO}_4]_2 \cdot (\text{OH})_{5,78}$.

Обе пробы представлены типичными натроярозитами. В натроярозите Гайского месторождения химическим анализом установлен галлий (0,002%). Рентгенометрическим анализом этой пробы получена дебаеграмма ярозита. Натроярозит уверенно устанавливается по кривым нагревания.

Англезит встречен в единичных полированных шлифах из руд зоны цементации, где он замещает галенит.

Из карбонатов меди на месторождении встречены малахит и азурит. Оба минерала редкие. Малахит встречается в виде корочек, примазок и натечных образований в зоне окисления, выщелачивания и реже среди сульфидных руд в низах зоны цементации. Азурит встречается в виде корочек и примазок в ассоциации с малахитом. В пустотках он образует друзочки толстотаблитчатых кристалликов темно-синего цвета размером до 0,075 × 0,4 мм.

Среди сульфидных руд имеются единичные находки самородной меди в виде точечных вкрапленников в куприте. Чаще она встречается в основных породах в зоне гипергенеза, где образует дендриты и пленочки вдоль трещинок или вкрапленники в прожилках гипса.

Куприт установлен в образцах руд зоны цементации и во вмещающих породах. Окисная медь устанавливается в рудах зоны цементации в количествах до десятых долей процента. Встречаются землисто-порошковатые и зернистые разности. Иногда в прожилках гипса куприт образует тонкодисперсную вкрапленность ярко-красного цвета. Дебаеграмма таких вкрапленников соответствует куприту.

Окислы цинка устанавливаются в рудах зоны цементации фазовыми анализами в количествах до 0,01–0,03%, Минеральная форма их не выяснена.

В зоне окисления залежи 1 в трещинах и на плоскостях отдельностей диабазовых порфиров В.С.Лулевым встречены корочки, налеты и небольшие гнезда мелких кристалликов минерала изумрудно-зеленого цвета. Исследования показали, что это атакамит. Кристаллики имеют облик удлиненных призм с вертикальной штриховкой. Рентгенометрическим анализом получена дебаеграмма атакамита. Химический анализ пробы с большим содержанием атакамита дал следующие результаты: $\text{Cu} - 21,5\%$, $\text{Cl} - 2,06\%$, откуда $\text{Cu}/\text{Cl} = 10,4$, что превышает отношение Cu/Cl для теоретического состава атакамита (3,6); т.е. в исследуемом образце значительный недостаток хлора. На кривой нагревания атакамит дает два глубоких эндотермических эффекта при 450 и 525°C и небольшой эндотермический эффект при 350°C. Потеря веса при нагревании составляет 45,5%. Исследуемый атакамит по содержанию летучих компонентов (ОН и Cl), а также отношению Cu/Cl отличается от теоретического состава атакамита и приближается к таллингиту.

Окислы и гидроокислы железа слагают железную шляпу, присутствуют в зоне выщелачивания, реже встречаются среди сульфидных руд, замещая их. Известно (Кротов, 1936), что гидроокислы железа входят в два диморфных ряда кристаллических соединений, отличающихся количеством содержащейся в них воды: гематит – гидрогематит – гётит – гидрогётит; маггемит – гидромаггемит – лепидокрокит – гидролепидокрокит.

Гематит встречен в единичных полированных шлифах среди бурых железняков залежи 5. Гётит, гидрогётит и лепидокрокит являются главными минералами зоны окисления. Они представлены плотными колломорфными образованиями, хорошо раскристаллизованными зернистыми агрегатами и охрами. Гидрогематит, гидромаггемит и гидролепидокрокит являются редкими и встречаются в виде небольших скоплений среди более распространенных гидроокислов.

Гидроокислы марганца представлены минералами группы псиломелан-вад и встречаются в виде дендритов и корочек в горных породах и в рудах в зоне гипергенеза.

Нерудные минералы

Кварц является наиболее распространенным нерудным минералом среди руд и вмещающих пород. Содержание его в сплошных рудах в среднем 5–8%. Выделяются кварцы магматического, гидротермального и гипергенного происхождения. Магматический кварц присутствует во всех породах. Гипергенный кварц встречается в зоне окисления и выщелачивания руд. Гидротермальный кварц широко распространен в рудах и околорудных породах. Среди его генераций можно выделить три группы: 1) дорудный, 2) сопровождающий оруденение и 3) послерудный.

Дорудный кварц представлен серией генераций, слагающих главную массу вторичных кварцитов и окварцованных пород.

Кварц, сопровождающий оруденение, несет на себе признаки неоднократного образования. Преобладает кварц, сопряженный во времени с отложением раннепиритовых ассоциаций (пирит I и II). Он цементирует межзерновые пространства пирита, образует с ним тесные взаимопрорастания. С пиритом II ранний кварц молочно-белого цвета образует прожилки различной мощности и ориентировки. Отчетливо выделяются плотные зернистые агрегаты серого различных тонов кварца, который ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, реже с другими сульфидами и иногда сопровождается карбонатом и баритом. Широко распространен стебельчатый кварц, образующий венчиковые, друзитовые структуры вокруг зерен пирита различных генераций или мелкие жилочки в раздробленных агрегатах сульфидов.

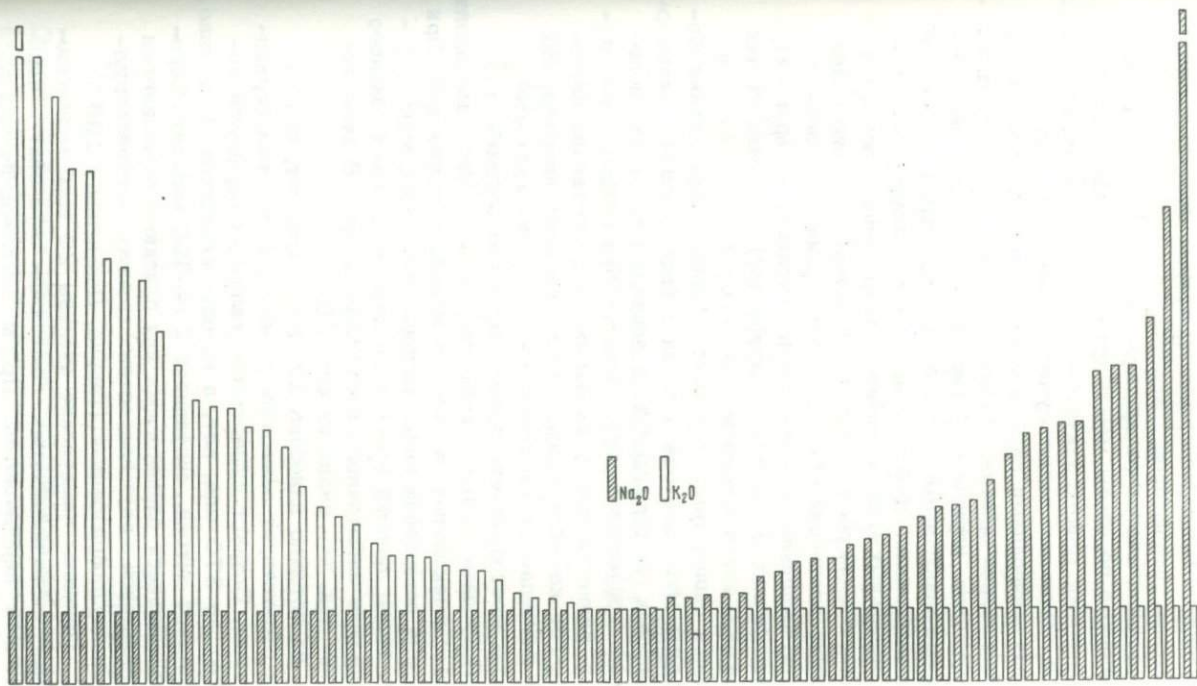
Наиболее поздние генерации синрудного кварца представлены серией кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-баритовых жилок, секущих все минеральные типы сплошных и прожилково-вкрапленных руд и несущих рассеянную сульфидную вкрапленность, где преобладают блеклая руда, частично халькопирит и часто встречаются ассоциирующие с ними самородное золото и гессит.

Пострудный кварц представлен серией разновременных жилок, секущих сплошные и вкрапленные руды.

Опал и халцедон редки. Встречаются в ассоциации с различными сульфидами и в дайках.

В рудах и окружающих их породах широко распространены слоистые минералы, обычно называемые серицитом. Изучение серицитсодержащих пород показывает, что в их составе помимо собственно серицита присутствуют парагонит, пиррофиллит, группа каолинита, которые почти не различимы по внешним признакам и обладают очень близкими оптическими и некоторыми физическими свойствами.

Серициты-парагониты очень распространены на месторождении и по количеству в рудах и околорудных гидротермально измененных породах занимают второе место после кварца. Ранее было показано (Пшеничный, 1962в; 1969), что "серициты" Гай-



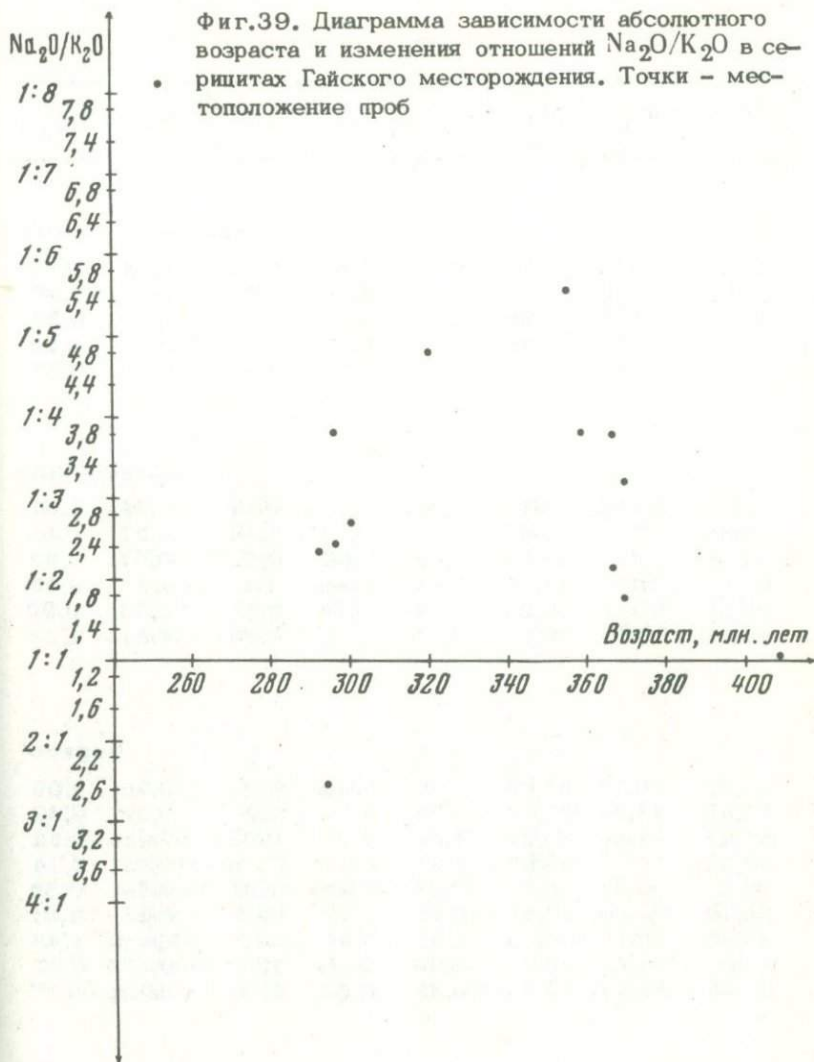
Фиг. 38. Диаграмма отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в серицитах. K_2O изменяется от 0,2 до 8,75%, Na_2O - от 0,34 до 5,1%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - от 0,75 до 9,97%, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - от 1:8,65 до 44:1

ского и других колчеданных месторождений Южного Урала представляют собой тонкочешуйчатые гидратированные и негидратированные разности светлых слюд ряда мусковит - парагонит, характеризующиеся непостоянным содержанием суммы щелочных металлов и меняющимся отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

На месторождении широко распространены промежуточные разности и постепенные переходы между существенно калиевым и существенно натровыми тонкочешуйчатыми слюдами, что хорошо видно из фиг. 38. Не исключено также существование промежуточных разностей между минералами группы слюд и пиррофиллитом. Вопрос о причинах образования промежуточных разностей в ряду мусковит - парагонит и мусковит, парагонит - пиррофиллит остаются пока неясными. Наиболее вероятными могут быть следующие: 1) присутствие в мономинеральных пробах очень тонких механических смесей разных минеральных видов серицитоподобных минералов; 2) проявление широкого изоморфизма между натрием и калием при метасоматических процессах или же развитие смешаннослойных сростаний между отдельными минералами (мусковит - парагонит, парагонит - пиррофиллит, мусковит - пиррофиллит), представляющих собой своеобразные эпитаксиальные сростания; 3) наложение на сформировавшиеся околорудные серицитсодержащие образования щелочного натрового метасоматоза в связи с более поздним метаморфизмом колчеданных месторождений. В зависимости от интенсивности проявления процессов могут, вероятно, образоваться различные переходные разности между калиевыми и существенно натровыми слюдами, где калий метасоматически замещен натрием. Но объяснить все наблюдаемое многообразие в составе калинатовых слюд на Гайском месторождении только их метаморфизмом, как это делает Ф.П.Буслаев (1966), вероятно, нельзя. Такое допущение не согласуется с имеющимися по месторождению материалами. При метасоматическом замещении калия натрием светлые слюды должны показывать более древний возраст по данным калий-аргонового метода в результате избыточного накопления аргона. В действительности это не так, что видно из фиг. 39.

Из фиг.39, на которую нанесено 22 пробы, следует, что на месторождении отсутствует зависимость между возрастом серицитов и их составом. Возраст существенно калиевых серицитов колеблется от 247 до 370 млн. лет, а возраст серицитов, в составе которых преобладает натрий, составляет 294-390 млн.лет. Серициты, характеризующиеся одинаковыми или близкими отношениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, встречаются в двух возрастных группах, соответствующих двум этапам рудообразования (Гаррис, Пшеничный, 1963).

В табл. 20 приведены химические анализы 20 проб мономинеральных фракций тонкочешуйчатых слюд ряда мусковит - парагонит и трех проб пиррофиллитов. Пробы тонкочешуйчатых слюд в табл. 20 расположены в последовательности постепенного уменьшения в них роли калия и соответственно увеличения роли натрия.



:(44:1)

Отношения весовых процентов $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в них колеблются от 1:7,1 (калиевый серицит с незначительной примесью натрия) до 4,3:1 (парагонит с незначительной примесью калия). Для пересчетов на кристаллохимические формулы в шести пробах химическим анализом была определена свободная SiO_2 (кварц), а в пробах 1, 3, 4 и 8

Таблица 20

Химический состав серицитов, пирофиллитов и парагонитов Гайского месторождения в %

Номер пробы	SiO ₂ общ.	SiO ₂ своб.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	FeO	CaO	MgO	TiO ₂
-------------	-----------------------	------------------------	--------------------------------	-------------------------------------	-----	-----	-----	------------------

Существенно калиевые

8	45,26	3,10	35,32	2,42	Следы	0,22	0,32	0,81
873	47,39	Не опр.	35,74	0,63	0,17	0,21	Следы	1,07
810	46,92	"	35,98	1,01	0,20	0,21	0,26	0,23
820	75,28	"	16,29	0,46	1,33	0,21	0,26	0,26
818	47,58	"	36,17	0,18	0,58	0,21	Следы	0,55

Кали-натровые

855	45,26	Не опр.	33,70	2,39	0,20	0,66	0,79	1,97
853	51,48	"	32,87	1,53	0,41	0,44	0,37	0,83
856	51,35	"	28,88	1,43	3,05	0,52	0,47	0,52
4	61,6	30,7	23,35	0,63	Следы	1,12	0,34	0,86
828	64,33	Не опр.	24,05	0,94	0,65	0,51	0,26	0,39
830	46,99	"	36,29	1,06	0,17	0,66	Следы	1,29

Параго

5	48,80	6,1	33,98	1,80	Следы	1,76	0,36	1,06
6	57,88	23,9	27,84	0,73	"	2,0	0,32	0,83
829	47,48	Не опр.	36,27	1,06	0,17	0,96	Следы	1,32
831	49,50	"	33,96	1,21	2,97	Следы	0,33	0,14
3	50,3	9,8	30,7	1,05	Следы	1,91	0,59	0,59
832 ^б	54,86	Не опр.	27,46	0,82	0,77	0,66	0,22	0,31
832 ^а	48,80	"	35,44	1,37	0,31	0,67	Следы	1,48
1	52,0	11,6	30,7	1,99	Следы	1,36	0,47	0,57
824 ^б	61,61	Не опр.	27,53	0,43	0,55	1,10	Не опр.	0,77

Пирофил

824 ^а	77,36	38,13	17,53	0,38	0,50	0,29	Следы	0,24
4 ^а	62,40	Не опр.	28,97	0,30	Следы	0,70	0,15	0,54
823	60,76	"	29,60	0,66	1,08	0,50	Следы	0,53

Примечания:

1. В пробах 1,3,5,6,8 обнаружены следы Cr₂O₃ и Cl; в пробе 4 - следы Cr₂O₃ и 0,107%Cl.

2. В пробах 1,3,8 обнаружена сульфидная сера (0,5; 0,4 и 0,8%).

ождения в %

BaSO ₄	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	F	H ₂ O (III)	Сумма	Na ₂ O:K ₂ O вес %	Na:K атом.кол.
-------------------	-------------------------------	-------------------	------------------	---	------------------------	-------	--	----------------

серициты

0,20	Не опр.	1,15	8,20	0,06	4,0	98,76	1:7,1	1:4,8
Не опр.	Следы	1,79	7,91	Не опр.	4,92	99,83	1:4,4	1:2,9
"	"	2,08	7,99	"	4,80	99,68	1:3,8	1:2,6
"	0,03	0,78	2,72	"	2,45	100,07	1:3,5	1:2,3
"	Следы	2,33	7,47	"	4,63	99,70	1:3,2	1:2,1

серициты

Не опр.	0,20	2,76	4,53	Не опр.	5,84	98,32	1:1,6	1:1,1
"	0,01	2,72	3,54	"	5,55	99,75	1:1,3	1:2:1
"	0,01	2,43	2,78	"	7,02	98,47	1:1,1	1:3:1
1,72	Не опр.	2,21	2,28	0,019	5,6	99,84	1:1,03	1:5:1
Не опр.	0,02	2,48	2,39	Не опр.	3,87	99,89	1,04:1	1,7:1
"	Следы	3,91	3,17	"	5,04	98,58	1,2:1	1,9:1

ниты

0,91	Не опр.	3,48	2,44	0,08	5,3	99,97	1,4:1	2,2:1
0,46	"	2,94	1,77	0,06	4,79	99,62	1,7:1	2,3:1
Не опр.	0,03	3,92	2,40	Не опр.	5,45	99,06	1,6:1	2,4:1
"	Следы	3,64	2,14	"	5,33	99,23	1,7:1	2,6:1
0,14	Не опр.	2,93	1,72	0,03	9,6	99,96	1,7:1	2,6:1
Не опр.	0,04	3,68	1,81	Не опр.	4,52	95,15	2,03:1	3:1
"	0,02	3,95	1,85	"	5,64	99,53	2,1:1	3,2:1
0,25	Не опр.	4,23	1,35	0,02	6,5	99,94	3,1:1	4,7:1
Не опр.	0,13	3,20	0,74	Не опр.	3,87	99,93	4,3:1	6,4:1

литы

Не опр.	0,05	0,66	0,10	Не опр.	3,06	100,17	6,6:1	12,1:1
"	0,13	0,85	0,20	"	4,88	99,12	4,25:1	7,2:1
"	0,03	1,45	0,34	"	4,53	99,48	4,8:1	6,8:1

3. В пробах 820, 831, 855, 856, 824^а обнаружен MnO в количестве 0,01% и менее.

Анализы выполнены в лабораториях БТГУ и ИГ БФАН СССР. Аналитики М.Н. Старосельцева, В.Г. Ярославская и М.С. Боброва.

по кривым обезвоживания вычислены содержания гигроскопической и конституционной воды (H_2O^+ и H_2O^-). Пересчет анализов этих проб на формулы выполнен по методу В.С.Соболева (1949). Анализы остальных проб пересчитаны по методу Д.П.Сердюченко (1953). Детали химического состава, оптические и термические свойства серицитов рассмотрены ранее в специальных работах (Пшеничный, 1963в; 1969). Ниже приведены кристаллохимические формулы тонкоchешуйчатых слюд группы мусковита - парагонита. Пробы расположены в той же последовательности, что и в табл. 20.

Проба 8	$[K_{0,74}Na_{0,16}Ca_{0,02}(H_3O)_{0,1}Mg_{0,03}Fe_{0,08}Al_2(OH,F)_{1,7} \cdot [Al_{0,96}Ti_{0,04}Si_{3,0}O_{10,3}] \cdot$
Проба 873	$[K_{0,71}Na_{0,25}Ca_{0,02}]Fe_{0,01}^{2+}Fe_{0,03}^{3+}Al_{1,96}(OH)_2 \cdot [Al_{1,0}Ti_{0,06}Si_{2,94}O_{10}] \cdot 0,15H_2O \cdot$
Проба 810	$[K_{0,71}Na_{0,28}Ca_{0,02}](Mg_{0,03}Fe_{0,01}^{2+})Fe_{0,05}^{3+}Al_{1,91}(OH)_2 \cdot [Al_{1,05}Ti_{0,01}Si_{2,94}O_{10}] \cdot 0,12H_2O \cdot$
Проба 820	$[K_{0,53}Na_{0,23}Ca_{0,03}](Mg_{0,06}Fe_{0,17}^{2+})Fe_{0,05}^{3+}Al_{1,87}(OH)_2 \cdot [Al_{1,06}Ti_{0,03}Si_{2,91}O_{10}] \cdot 0,25H_2O \cdot$
Проба 818	$[K_{0,67}Na_{0,31}Ca_{0,02}]Fe_{0,03}^{2+}Fe_{0,01}^{3+}Al_{0,97}(OH)_2 \cdot [Al_{1,01}Ti_{0,03}Si_{2,96}O_{10}] \cdot 0,08H_2O \cdot$
Проба 855	$[K_{0,42}Na_{0,39}Ca_{0,05}](Mg_{0,09}Fe_{0,01}^{2+})Fe_{0,13}^{3+}Al_{1,87}(OH)_2 \cdot [Al_{1,02}Ti_{0,11}Si_{2,87}O_{10}] \cdot 0,41H_2O \cdot$
Проба 853	$[K_{0,35}Na_{0,40}Ca_{0,04}](Mg_{0,04}Fe_{0,03}^{2+})Fe_{0,09}^{3+}Al_{1,93}(OH)_2 \cdot [Al_{1,02}Ti_{0,05}Si_{2,93}O_{10}] \cdot 0,41H_2O \cdot$
Проба 856	$[K_{0,30}Na_{0,40}Ca_{0,05}](Mg_{0,07}Fe_{0,22}^{2+})Fe_{0,03}^{3+}Al_{1,81}(OH)_2 \cdot [Al_{1,09}Ti_{0,03}Si_{2,88}O_{10}] \cdot 1,0H_2O \cdot$
Проба 4	$[K_{0,29}Na_{0,42}Ca_{0,12}(H_3O)_{0,17}Mg_{0,05}Al_{1,84}(OH,F)_{2,16} \cdot [Al_{0,88}Ti_{0,06}Si_{3,06}O_{9,84}] \cdot 0,62H_2O \cdot$
Проба 828	$[K_{0,31}Na_{0,50}Ca_{0,05}](Mg_{0,04}Fe_{0,05}^{2+})Fe_{0,07}^{3+}Al_{1,89}(OH)_2 \cdot [Al_{1,05}Ti_{0,03}Si_{2,92}O_{10}] \cdot 0,35H_2O \cdot$
Проба 830	$[K_{0,28}Na_{0,52}Ca_{0,05}]Fe_{0,01}^{2+}Fe_{0,05}^{3+}Al_{1,96}(OH)_2 \cdot [Al_{0,99}Ti_{0,07}Si_{2,94}O_{10}] \cdot 0,16H_2O \cdot$

- Проба 5 $[K_{0,22}Na_{0,48}Ca_{0,13}Mg_{0,04}Fe_{0,1}Al_{1,94}(OH,F)_2 \cdot [Al_{0,91}Ti_{0,05}Si_{3,04}O_{10}] \cdot 0,26H_2O$.
- Проба 6 $[K_{0,2}Na_{0,51}Ca_{0,19}Mg_{0,04}Fe_{0,05}Al_{2,1}(OH,F)_2 \cdot [Al_{0,87}Ti_{0,06}Si_{3,07}O_{10}] \cdot 0,45H_2O$.
- Проба 829 $[K_{0,21}Na_{0,53}Ca_{0,07}Fe_{0,01}^{2+}Fe_{0,05}^{3+}Al_{1,97}(OH)_2 \cdot [Al_{0,99}Ti_{0,07}Si_{2,94}O_{10}] \cdot 0,26H_2O$.
- Проба 831 $[K_{0,20}Na_{0,52}Mg_{0,03}Fe_{0,18}^{2+}Fe_{0,07}^{3+}Al_{1,86}(OH)_2 \cdot [Al_{1,00}Ti_{0,07}Si_{2,93}O_{10}] \cdot 0,31H_2O$.
- Проба 3 $[K_{0,16}Na_{0,42}Ca_{0,16}(H_3O)_{0,25}Mg_{0,06}Fe_{0,03}Al_{1,84}(OH,F)_{1,26} \cdot [Al_{0,9}Ti_{0,03}Si_{3,07}O_{9,74}] \cdot 1,04H_2O$.
- Проба 832^b $[K_{0,21}Na_{0,65}Ca_{0,06}Mg_{0,03}Fe_{0,05}^{2+}Fe_{0,05}^{3+}Al_{1,90}(OH)_2 \cdot [Al_{1,05}Ti_{0,02}Si_{2,93}O_{10}] \cdot 0,37H_2O$.
- Проба 832^a $[K_{0,17}Na_{0,53}Ca_{0,05}Fe_{0,02}^{2+}Fe_{0,01}^{3+}Al_{1,98}(OH)_2 \cdot [Al_{0,98}Ti_{0,08}Si_{2,94}O_{10}] \cdot 0,33H_2O$.
- Проба 1 $[K_{0,13}Na_{0,61}Ca_{0,11}(H_3O)_{0,14}Mg_{0,05}Fe_{0,1}Al_{1,80}(OH,F)_{2,16} \cdot [Al_{0,93}Ti_{0,03}Si_{3,04}O_{9,84}] \cdot 0,4H_2O$.
- Проба 824^b $[K_{0,09}Na_{0,57}Ca_{0,11}Fe_{0,04}^{2+}Fe_{0,08}^{3+}Al_{1,95}(OH)_2 \cdot [Al_{1,0}Ti_{0,06}Si_{2,94}O_{10}] \cdot 0,17H_2O$.

Из приведенных формул и табл. 20 следует, что отношение атомных количеств Na/K в исследованных пробах колеблется от 1:4,8 до 6,8:1. По этому признаку тонкочешуйчатые слюды условно разделены на три большие группы: 1) существенно калиевые или собственно серициты. Это тонкочешуйчатые слюды, в которых атомное количество натрия не превышает 1/3 от суммарного атомного количества калия и натрия; 2) калинатровые серициты. Это тонкочешуйчатые слюды, в которых отношения атомных количеств Na/K колеблются от 1:2 до 2:1; 3) парагониты (существенно натровые серициты). Это тонкочешуйчатые слюды, в которых атомное количество калия не превышает 1/3 от суммарного атомного количества натрия и калия.

Приведенные данные (см. табл. 20, фиг. 38) свидетельствуют о том, что калинатровые серициты и парагониты широко распространены на Гайском месторождении и по количеству не уступают существенно калиевым серицитам, а иногда даже преобладают.

В связи с большой трудностью диагностики тонкочешуйчатых слюд по внешним признакам, а также физическим и оптическим свойствам (в большинстве случаев для этого необходимо определение Na и K) макроскопически они условно определяются как "серициты".

Различные по составу серициты обычно являются разновозрастными образованиями в пределах одного этапа колчеданного рудообразования. Ряд косвенных фактов дает основание предполагать, что роль натрия в составе тонкочешуйчатых слюд увеличивается от начальных стадий рудообразования в пределах одного этапа к конечным. Накладываясь в пространстве друг на друга, серициты часто образуют совместные сростания. В то же время наиболее поздние выделения почти чистого парагонита встречаются в виде небольших мономинеральных скоплениях в серицитовых, кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых породах, а также в сколовых трещинах, секущих под углом около $5-10^{\circ}$ сланцеватость пиррофиллитовых сланцев, и в виде тонкочешуйчатых примазок молочно-белого цвета по плоскостям сланцеватости в пиррофиллите (см. табл. 20, проба 824^б). Иногда парагонит образует довольно крупные мономинеральные скопления. Так, западный контакт крутопадающего рудного тела залежи 1 сложен почти мономинеральными "серицитовыми" сланцами мощностью около 3 м. Зона контакта мощностью 50-60 см сложена калинатровыми серицитами, переходящими постепенно в калийсодержащие парагониты. Последние представлены слабочешуйчатыми или плотными стеатитоподобным агрегатом голубовато-серого и слабо-желтоватого цвета (обр. 832^а), который пересекается более поздним тонкочешуйчатым сахаровидным парагонитом белого цвета с шелковистым блеском (см. табл. 20, проба 832^б). Мощность парагонитовой зоны достигает 1,5-2 м.

Серицитизация связана с процессами регионального и динамического метаморфизма и околорудных гидротермальных метасоматических изменений вмещающих пород. Преобладающая часть серицита образовалась, вероятно, в результате гидротермального изменения пород. Подтверждением этому являются тесная пространственная связь серицитизации и оруденения, а также постоянные ассоциации серицита со многими сульфидами. В сплошных сульфидных рудах серицит в основном является реликтовым минералом.

Встречаются различные морфологические различия серицитов; от тонкочешуйчатых и волокнистых агрегатов до крупночешуйчатых скоплениях с изометричным очертанием чешуек крупностью до десятых долей миллиметра. По окраске различаются серициты от почти белых с шелковистым блеском и серовато-белых матовых до темно-бурых, медово-желтых и желтых с кремовым и розовым оттенком. Различные морфологические разновидности принадлежат к разным генерациям, переплетающимся во времени с процессами рудоотложения и часто образуют парагенетические ассоциации с разновременными сульфидами или их генерациями.

Относительно времени рудообразования представляется возможным выделить три группы серицитов, соответствующие трем перио-

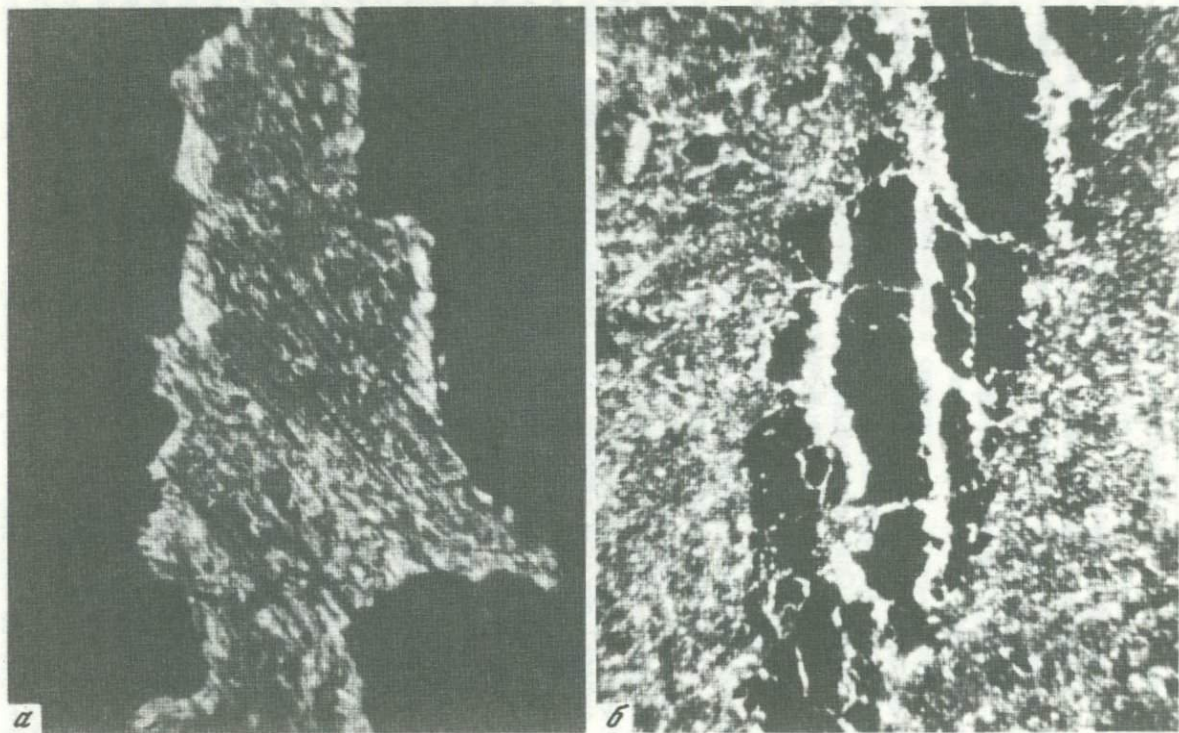
дам серицитизации в пределах каждого из двух этапов оруденения: 1) серицитизацию, предшествовавшую рудоотложению; 2) синрудную серицитизацию; 3) послерудную серицитизацию. В каждом из перечисленных периодов серицитизации существуют свои одновременные генерации серицитов, но их различие обычно связано со значительными трудностями.

Дорудная серицитизация характеризуется равномерным расположением тонких чешуек серицита в породах кислого состава, не несущих сульфидной минерализации. Описываемый серицит чаще тонковолокнистый белого или серовато-белого цвета с шелковистым блеском. Среди сульфидов встречаются различных размеров реликты незамещенных пород с дорудным серицитом (фиг. 40, левый снимок).

Серицитизация, сопровождающая отложение сульфидов на всем протяжении гидротермальной деятельности, является наиболее распространенной. Описываемые серициты образуют различной мощности зоны серицитовых сланцев и кварц-серицитовых пород, окружающих рудные тела, а также постоянно присутствуют среди сплошных и вкрапленных руд. Серицитизация обычно начинается с одновременного замещения серицитом и пиритом крупных таблиц плагиоклазов. Крупночешуйчатый серицит часто образует хвосты в "тенях" давления пирита и реже других сульфидов или совместно со стебельчатым кварцем выполняет трещинки в зернистых агрегатах пирита, цементируясь более поздними сульфидами. На фиг. 40 (левый снимок) показан участок кварц-серицитового сланца, заключенного среди пирита. В приконтактной зоне сланца с пиритом наблюдается каемка, сложенная крупночешуйчатым серицитом без кварца. Если участок кварц-серицитового сланца состоит в основном из дорудного серицита, то каемка крупночешуйчатого серицита несомненно связана во времени с отложением пирита. При метаморфизме происходит перекристаллизация серицита в крупные листочки мусковита, которые располагаются в "тенях" давления пирита. В рассланцованных существенно сфалеритовых и халькопиритовых рудах серицит располагается в виде линз вдоль сланцеватости.

Послерудный серицит лишь изредка образует значительные скопления. Он наблюдается в виде серицитовых прожилков, секущих кварц-серицитовые сланцы, образует небольшие гнезда и скопления неправильной формы и интенсивно замещает халькопирит, сфалерит, галенит и другие сульфиды (фиг. 41). П.Я.Ярош (1965) отмечает прожилки серицита, секущие зональные кристаллы сфалерита. В стенках карьера можно наблюдать прожилки (мощностью до нескольких сантиметров) послерудного серицита, секущие серицитсодержащие породы и сланцы, сопровождающие во времени колчеданное оруденение (см. табл. 20., проба 831).

В каждой из выделенных возрастных групп серицитов имеются свои генерации. Особенно это относится к серицитизации, сопровождающей оруденение, где в ряде случаев удается наблюдать се-



Фиг.40. Взаимоотношения серицита с ранним пиритом, а — реликт серицитового сланца среди пирита (черное), б — прожилки серицита (белое) в ассоциации с кварцем секут крупный прожилок пирита (черное). Прозр. шлифы. Увел.58

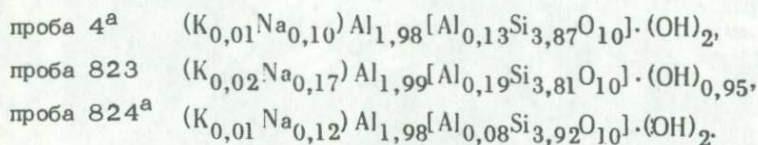


Фиг.41. Замещение халькопирита (белое - а) и галенита (белое - б) поздне- или послерудным серицитом (темное). Полир. шлифы. Увел. 200

рициты в ассоциации с ранними генерациями пирита, халькопирита, сфалерита и реже другими сульфидами, которые различаются между собой по морфологическим признакам, окраске, а иногда и по химическому составу. Однако в целом выделение и прослеживание таких генераций в пространстве связано с очень большими трудностями и в настоящее время не может быть уверенно выполнено. Это прежде всего связано с процессами многократной перекристаллизации и перегруппировки значительной части серицита, которые были вызваны стадийностью колчеданного рудоотложения и метаморфизмом руд.

Пирофиллит является менее распространенным минералом. Однако в составе серицитсодержащих пород Гайского и других колчеданных месторождений Урала он устанавливается почти постоянно (Наковник, 1943; Логинов, 1951; Курицина, 1960; Пшеничный, 1966, 1969, 1972 б). Обычно пирофиллит в переменных количествах встречается совместно с различными по составу серицитами, но иногда образует почти мономинеральные зоны пирофиллитовых сланцев мощностью до 8–12 м, которые приурочены к зонам тектонических нарушений. Эти зоны сопровождают рудные тела в лежащем или висячем (в случае "слепых" рудных тел) боках.

На Гайском месторождении пирофиллит представлен очень плотными тонкими пластинчато-чешуйчатыми разностями зеленовато-белого и голубовато-серого тонов. Характерно, что пирофиллитовые сланцы и породы вместе с сопровождающими их парагонитами и серицитами переменного состава в крутопадающих зонах, в отличие от аналогичных по внешнему виду серицитовых пород и сланцев, почти полностью лишены сульфидной минерализации. Эти пирофиллиты являются поздне- а, возможно, и послерудными образованиями. По химическому составу (см. табл. 20) пирофиллиты Гайского месторождения почти полностью аналогичны детально изученным автором пирофиллитам с Узельгинского месторождения на Южном Урале (Пшеничный, 1972 б). Кристаллохимические формулы трех проб пирофиллитов Гайского месторождения, пересчитанные по методу Д.П.Сердюченко (1953), имеют следующий вид:



Возрастная последовательность слюдястых минералов в большинстве случаев такова: ранние генерации синрудных серицитов – пирофиллит – парагонит. Менее ясны и часто противоречивы возрастные взаимоотношения и закономерности распределения существенно калиевых и калинатровых серицитов. Остаются в целом невыясненными также ассоциации различных по составу тонкочешуйчатых слюд с рудными минералами и их отдельными генерациями. Разре-

шение этих вопросов — задача будущих исследований. Описанные слюдястые минералы обычно встречаются в совместных сростаниях, однако наиболее характерна ассоциация парагонита с пирофиллитом.

Хлориты после кварца и серицитов наиболее широко распространены в рудах и в ореоле околорудных пород и представлены пенином, клинохлором, прохлоритом, рипидолитом и корундофиллитом. Последние две разновидности являются редкими и встречаются только за пределами рудных тел. Значительная часть хлоритов по данным термических анализов содержит низкотемпературную воду, т.е. представлена гидрхлоритами. Почти аналогично серицитам ведут себя по отношению к оруденению и хлориты. Они представлены серией дорудных, сопровождающих оруденение и послерудных генераций. Среди второй группы хлоритов отчетливо прослеживается ассоциация хлорита с халькопиритом II, в то же время в ряде случаев хлорит сопровождает наиболее ранний пирит, образуя хлорит-пиритовую ассоциацию. В хлоритах наблюдаются признаки многократной перекристаллизации.

Карбонаты очень широко представлены в рудах и в ореоле околорудных изменений. Среди них установлены кальцит, доломит, магнезит и брейнерит. Последние два минерала являются редкими. Количественные соотношения кальцита и доломита не вполне ясны, однако первый явно преобладает. Кальцит несет отчетливые признаки многократного образования. Он сопровождает большинство главных рудообразующих сульфидов на протяжении всех стадий минерализации, а также образует поздние и послерудные жилы (часто в ассоциации с кварцем или баритом) различной мощности.

Нерудные сульфаты представлены баритом и гипсом и являются распространенными минералами.

Барит очень распространен в рудах и несколько реже встречается в ореоле околорудных изменений в виде рассредоточенной вкрапленности, неправильных скоплений, различных размеров и мощности жил и прожилков (в последнем случае часто в ассоциации с кварцем и кальцитом). Барит несет отчетливые признаки неоднократного образования. Характерна ассоциация барита с поздними сульфидами: сфалеритом, галенитом, в меньшей степени борнитом и блеклой рудой и редко с халькопиритом. Барит образует тонкозернистые агрегаты молочно-белого цвета или наблюдается в виде крупнокристаллических полупрозрачных выделений, тесно сростающихся с рудными минералами. Среди сфалерит-баритовых агрегатов встречаются крупные метакристаллы барита, которые возникли, вероятно, при процессах перекристаллизации. В зоне выщелачивания гипергенный барит образует друзочки и щетки правильных кристалликов.

Гипс является гипергенным минералом и широко распространен в зоне гипергенеза среди руд и окружающих их пород. Наиболее часто встречается тонковолокнистая разновидность (селенит), реже плотные тонкокристаллические агрегаты белого цвета (алебастр) или крупные полупрозрачные пластинчатые выделения.

Представляет интерес находка правильных кристалликов гипса в четвертичных отложениях вблизи от купоросного озера, питаемого сульфатными водами залежи 5. Кристаллики гипса имеют таблитчатый облик с хорошо выраженными гранями в $\{010\}$ и $\{111\}$ и $m\{110\}$. Встречаются галльские двойники сростания и двойники типа "ласточкин хвост".

Флюорит является редким минералом и спорадически встречается в рудах и вмещающих породах. Приурочен он к кварцевым, кварц-карбонатным и карбонатным прожилкам или гнездовым скоплениям этих минералов. Обычно флюорит имеет очень густую фиолетовую или сиреневую окраску, реже встречается розовый и бесцветный флюорит. В образцах пористых халькопирит-борнит-пиритовых руд в пустотках на стенках, сложенных пиритом, встречаются правильные кубики совершенно прозрачного бесцветного или чуть желтоватого флюорита. Он виден также в прозрачных шлифах. Размер кристалликов колеблется от десятых до сотых долей миллиметра. Флюорит, находящийся в пустотках, является самым поздним минералом. Диагностика его подтверждена рентгенометрически.

Гранаты встречаются в виде единичных ромбододекаэдров альмандина размером до 1 мм в дайках основного состава, а также в сильно пиритизированных вторичных кварцитах и кварц-серицитовых породах, примыкающих к телам сплошных и прожилково-вкрапленных руд.

Анальцит и бариевый алюмосиликат (минеральный вид точно не установлен), впервые описанные на Гайском месторождении Н.А.Перижняк (Бородаевская и др., 1968), совместно с баритом образуют тесную ассоциацию нерудных минералов, сопровождающих продукты поздних стадий минерализации.

Минералы группы эпидота представлены фистацитом, цоизитом, клиноцоизитом и пьомонитом. Они в основном связаны с процессами регионального метаморфизма, реже характеризуют продукты окolorудных гидротермально-метасоматических изменений и лишь иногда встречаются в парагенезисе с сульфидами (в основном с халькопиритом).

Пренит и пумпеллит относятся к продуктам регионального метаморфизма и появляются лишь в краевых зонах окolorудных изменений. Пумпеллит представлен бесцветной брусочковидной и бледно-зеленой игольчатой разностями. Последняя (по крайней мере частично) имеет гидротермально-метасоматическое происхождение и связана с рудообразованием.

Хлоритоид, впервые описанный Ф.П.Буслаевым и О.М.Образцовым (1968), является типичным стресс-минералом и встречен в серицит-хлоритовых сланцах, слагающих тектоническую зону в породах надрудной толши.

Самородная сера встречается в кварцевой сыпучке или образует пленочки и налеты по стенкам трещин в обеленных вторичных кварцитах. В отдельных штуфах содержание серы достигает 48%. Дебаеграмма соответствует ромбической сере.

Графит? встречен в виде тонких налетов и корочек по плоскостям расщепления в метасоматитах рудовмещающей толщи. Минерал диагностирован по оптическим и физическим свойствам в полированных шлифах.

Апатит встречается в рудах, жильных и рудовмещающих породах в виде правильных столбчатых кристалликов с шестигранным сечением. Представлен двумя генерациями: магматического и гидротермального происхождения. Последний во времени сопровождается рудоотложением.

Группа амфиболов представлена актинолитом, уралитовой роговой обманкой и глаукофаном, которые спорадически встречаются в околорудных метасоматитах, дайках и редко в сульфидных рудах.

Стильпномелан встречен в единичных прозрачных шлифах в дайках основного состава на контакте с сульфидной рудой.

Циркон и турмалин являются реликтовыми минералами. Первый встречен в виде единичных зерен в рудах, вторичных кварцитах и среднеюрских железистых песчаниках. Турмалин встречен только в железистых песчаниках.

Минералы коры выветривания представлены широко распространенными гидрослюдой, каолинитом, галлуазитом и монотермитом. Последний представляет собой глубокую стадию разложения глинистых минералов и характеризуется наличием экзотермического эффекта при 950–960°C. Низкотемпературный эндотермический эффект небольшой или отсутствует.

Глава V ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД

В рудах и зонах прожилково-вкрапленной минерализации установлено более 40 химических элементов. Главными полезными компонентами, определяющими промышленную ценность сульфидных руд, являются медь, цинк и сера. Наиболее характерными в породообразующих и редкими элементами-примесями руд являются свинец, барий, золото, серебро, селен, теллур, галлий, германий, таллий, кадмий, индий, иногда висмут и кобальт. Некоторые из этих элементов могут представлять интерес в качестве попутных продуктов при комплексной переработке руд, другие несут важную генетическую информацию, и расшифровка геохимических особенностей этих элементов позволяет глубже познать главные черты и некоторые детали процесса колчеданного рудообразования.

Прочие присутствующие химические элементы (более 25) не имеют в настоящее время на Гайском месторождении практического значения и не несут сколько-нибудь существенной генетической информации за исключением калия и натрия. Среди "прочих" элементов можно выделить: 1) элементы горных пород (Na, Mg, Al,

Si, K, Ca, Sr); 2) элементы магматических эманаций (B, C, F, Cl, P); 3) элементы группы железа (Fe, Ti, V, Cr, Mn, Ni); 4) элементы металлогенные (As, Sb); 5) Mo, Sn, Zr, Hg. Такие элементы, как As, Hg, P, в случае их значительных концентраций (до десятых долей процента) могут оказаться даже вредными примесями в рудах. По поводу форм нахождения и роли в рудах некоторых из перечисленных элементов можно сказать следующее.

Сплошные руды обычно в 1,5–2 раза богаче медью и цинком по сравнению с соответствующими сортами прожилково-вкрапленных руд. В медисто-цинковистых сортах руд всех залежей средние содержания меди в 1,5–2, а иногда и более раз выше, чем в медисто-колчеданных рудах.

Медь является главным полезным элементом руд. Основные минералы меди халькопирит, блеклая руда, борнит и ковеллин. Второстепенную роль играют халькозин, халькантит, феррохалькантит и брошантит. Ничтожные количества меди связаны с редкими минералами: моусонитом, станноидитом, колуситом, купритом, малахитом, азуритом и самородной медью. Таким образом, минералогия меди довольно разнообразна. Неравномерность распределения в пространстве главных медьсодержащих минералов обуславливает и резко выраженное неравномерное распределение в рудах меди.

Цинк – второй после меди по промышленной ценности элемент. Главным минералом цинка является сфалерит, незначительные его количества связаны с цинксодержащими блеклыми рудами. В зоне цементации присутствуют окисные и сульфатные соединения цинка, однако цинк здесь не накапливается, а выносится и рассеивается за пределами месторождения. Распределение цинка в рудах полностью определяется характером распространения и поведения сфалерита.

Сера является самым распространенным элементом. Ее содержания в промышленных рудах колеблются от первых процентов до 50% и более. Наиболее высокие концентрации серы характерны для сплошных серноколчеданных руд, где ее средние содержания в пределах отдельных рудных тел и залежей колеблются от 41 до 49,7%. Сера входит в состав всех сульфидов, сульфатов, сульфосолей и подобных им соединений. Главными ее носителями являются пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, в меньшей степени барит и блеклая руда.

Железо наряду с серой является одним из самых распространенных элементов на месторождении. В соединениях оно представлено окисной и закисной формами. Железо входит в состав горных пород, сульфидных руд и бурых железняков зоны окисления.

Главными носителями железа в сульфидных рудах являются пирит, халькопирит, борнит, частично сфалерит, в горных породах – различные магнезиально-железистые силикаты. В зоне окисления сульфидных руд почти все железо связано с гидроокислами железа и ярозитом. Гематит и магнетит не играют существенной роли в накоплении железа. В зоне окисления для железа характерно бо-

лее резко выраженное неравномерное распределение по сравнению со сплошными сульфидными рудами. Значительная часть железа в рудных телах была, вероятно, мобилизована гидротермальными растворами из окolorудного пространства, о чем свидетельствуют мощные зоны обеленных безжелезистых пород, примыкающих к рудным телам.

Свинец является наиболее распространенным сопутствующим рудным элементом. Он постоянно встречается во всех промышленных сортах руд в количествах от сотых до десятых долей процента, а иногда и целых процентов. Максимальные концентрации он образует в борнитсодержащих рудах Стержневой линзы. Основным носителем свинца является галенит, в ничтожных количествах он связан с алтаитом. В зоне цементации встречается англезит.

Селен и теллур являются наиболее характерными из группы рассеянных элементов. Их средние содержания в рудах не выходят далеко за рамки обычных содержаний для колчеданных месторождений Урала и в различных промышленных сортах колеблются от 0,0009 до 0,0130% для селена и от 0,0014 до 0,0049% для теллура. В отдельных пробах эти содержания колеблются в очень больших пределах: от 0,0001 до 0,283% для селена и от 0,0001 до 0,0595% для теллура. Геохимические особенности селена и теллура рассматривались ранее (Пшеничный, 1961). Они сводятся к следующему. Являясь химическими аналогами серы, селен и теллур постоянно присутствуют во всех типах руд и почти во всех сульфидах (табл. 21), однако корреляционная зависимость их содержаний в рудах и минералах отсутствует. Средние значения отношений Se/Te колеблются от 3,57:1 до 1:4,1. По рядовым пробам эти отношения достигают крайних значений 141:1 и 1:15. Изменение отношений Se/Te в пользу последнего связано не только с увеличением содержаний в рудах теллура, но также с одновременным уменьшением в них содержаний селена.

Селен в рудах, вероятно, полностью присутствует в качестве изоморфной примеси. Главной формой нахождения в рудах теллура, вероятно, являются его собственные минералы и частично изоморфные примеси в главных рудообразующих сульфидах. При этом изоморфное смешение серы с теллуrom не остается постоянным и увеличивается в ряду минералов галенит - сфалерит - блеклая руда - борнит - халькопирит - пирит. Главными носителями теллура являются халькопирит, борнит и частично пирит. Главные носители селена - пирит, в меньшей степени сфалерит. Роль остальных сульфидов в накоплении селена невелика (см. табл. 21).

Геохимическое поведение селена и теллура в ходе рудообразующего процесса при формировании колчеданных руд неодинаково. Если концентрации селена в рудах уменьшаются от серноколчеданных руд к богатым полиминеральным медисто-цинковистым, т.е. начальным стадиям рудообразования к конечным, то концентрации теллура резко увеличиваются в этом же направлении. Последнее положение установлено нами и на других колчеданных месторождениях (Ок-

Таблица 21

Содержание рассеянных элементов в минералах Гайского месторождения

Минералы	Селен				
	проб	встреч	от	до	среднее
Пирит	34	34	0	0,019	0,00644
Халькопирит	22	12	0	0,008	0,0010
Сфалерит	17	15	0	0,026	0,00398
Борнит	6	6	0,0007	0,006	0,00214
Блеклая руда	1	-	-	-	-
Галенит	1	-	-	-	0,003
Ковеллин	1	1	-	-	0,002
Барит	-	-	-	-	-
Серицит	7	3	0	0,0017	0,00043
Ярозит	-	-	-	-	-
Квасцы	-	-	-	-	-

Минералы	Таллий				
	проб	встреч	от	до	среднее
Пирит	44	39	0	0,0019	0,00038
Халькопирит	33	33	0,0001	0,0008	0,00025
Сфалерит	25	25	0,0001	0,0018	0,00046
Борнит	10	10	0,0001	0,0008	0,00036
Блеклая руда	1	1	-	-	0,0007
Галенит	1	1	-	-	0,0002
Ковеллин	1	1	-	-	0,0025
Квасцы	1	1	-	-	0,00740
Серицит	7	7	0,0001	0,0007	0,00014

тябрьском, Юбилейном, Узельгинском) и является, вероятно, общим для месторождений колчеданной формации Южного Урала.

Германий не образует значительных концентраций, однако он постоянно присутствует в рудах в количествах от единиц до десятков граммов на тонну. Наиболее высокие концентрации германия характерны для медисто-цинковистых руд, обогащенных сфалеритом, блеклой рудой и борнитом. Серноколчеданные руды имеют очень низкие содержания германия. Основной формой нахождения германия являются, вероятно, изоморфные примеси в главных рудообразующих сульфидах - сфалерите, халькопирите, борните, в меньшей степени он связан с собственными минералами, сопровождающими во времени и в пространстве борнитовую минерализацию. Характерно постоянное присутствие германия в серицитах (см. табл. 21).

Галлий постоянно присутствует в рудах в количествах от единиц до сотен граммов на тонну, однако средние его содержания не превышают первых десятков граммов на тонну. Максимальные концентрации галлия приурочены к богатым медью и цинком медисто-колчеданным и медисто-цинковистым рудам. В целом руды

по данным химических анализов (в %)

Минералы	Теллур				
	проб	встреч	от	до	среднее
Пирит	34	30	0	0,0134	0,0026
Халькопирит	23	22	0	0,0012	0,00358
Сфалерит	17	13	0	0,0092	0,00106
Борнит	6	6	0,004	0,061	0,0191
Блеклая руда	1	1	-	-	0,002
Галенит	1	1	-	-	0,004
Ковеллин	1	1	-	-	0,0003
Барит	-	-	-	-	-
Серицит	8	-	0	0	0
Ярозит	-	-	-	-	-
Квасцы	-	-	-	-	-

Минералы	Индий				
	проб	встреч	от	до	среднее
Пирит	27	16	0	0,0012	0,00015
Халькопирит	11	11	0,0002	0,011	0,00292
Сфалерит	11	10	0	0,0040	0,00165
Борнит	6	6	0,00014	0,0066	0,0026
Блеклая руда	1	1	-	-	0,0015
Галенит	-	-	-	-	-
Ковеллин	1	1	-	-	0,0004
Квасцы	1	-	-	-	не обн.
Серицит	7	3	0	0,0001	0,00001

Гайского месторождения содержат несколько повышенные концентрации галлия по сравнению с другими колчеданными месторождениями Южного Урала. Главным носителем галлия является сфалерит (см. табл. 21), в меньшей степени халькопирит и блеклая руда. Он постоянно присутствует также в серицитах, барите, ярозите и квасцах. Основной формой его, вероятно, являются изоморфные примеси в минералах-носителях.

Кадмий является самым распространенным среди рассеянных элементов, его содержания в рудах колеблются от следов до 0,332% в узколокальных участках богатых сфалеритом руд. Наиболее богаты кадмием сплошные и прожилково-вкрапленные медисто-цинковистые руды, где кадмий связан со сфалеритом и в незначительной степени с цинксодержащими блеклыми рудами. Характерной константой является отношение Zn/Cd. При этом отчетливо выделяются две группы величин отношений Zn/Cd. В маложелезистых сфалеритах отношение Zn/Cd равно 140-195, а в темных железистых сфалеритах 220-280, т.е. наблюдается обратная зависимость содержания в сфалеритах кадмия от их железистости.

Продолжение таблицы 21

Минералы	Галлий				
	проб	встреч	от	до	среднее
Пирит	46	21	0	0,003	0,0003
Халькопирит	33	31	0	0,0161	0,00236
Сфалерит	22	22	0,001	0,114	0,0436
Борнит	10	9	0	0,004	0,00183
Блеклая руда	2	2	0,001	0,005	0,003
Галенит	2	2	0,0007	0,002	0,00135
Ковеллин	1	1	-	-	0,0004
Барит	1	1	-	-	0,0001
Серицит	13	10	0	0,014	0,00241
Ярозит	2	1	0	0,002	0,001
Квасцы	2	1	-	-	0,0003
Висмут					
Пирит	12	12	Следы	0,007	0,00398
Халькопирит	8	8	0,001	0,02	0,00475
Сфалерит	6	6	0,001	0,14	0,0065
Борнит	2	2	0,005	0,009	0,007
Блеклая руда	1	1	-	-	0,03
Галенит	-	-	-	-	-
Ковеллин	-	-	-	-	-
Квасцы	-	-	-	-	-
Серицит	-	-	-	-	-

Представляют интерес данные по вычислению отношений Zn/Cd для 468 рядовых и объединенных проб сульфидных руд из различных залежей месторождения. Для 360 проб (77% от общего числа) это отношение колеблется от 100 до 300 и лишь 23% проб имеют отношения Zn/Cd , выходящие за пределы 100-300 и достигающие крайних значений от 12 до 624. Характерно, что отмеченные отношения Zn/Cd наблюдаются в пробах с очень низкими (менее 1-2%) содержаниями цинка, т.е. в этих условиях возрастает относительная ошибка определений обоих элементов, что и сказывается на результатах вычисленных отношений. Методами простой и ранговой линейной корреляции (Шарапов, 1957) установлена тесная коррелятивная связь между этими элементами (табл. 22) в различных рудных телах и залежах.

Из табл. 22 следует, что содержания кадмия находятся в коррелятивной зависимости от содержаний цинка. Связь является очень тесной, почти функциональной. Полученные уравнения очень сходны между собой и отличаются друг от друга значением свободного члена и частично значением коэффициента, изменяющегося от 0,0040 до 0,0056. Присутствие свободного члена, по мнению И.П.Шарапова (1957), означает, что часть одного элемента не зависит от другого.

Германий				
проб	встреч	от	до	среднее
45	29	0	0,0015	0,00028
33	28	0	0,0026	0,00080
24	24	0,0002	0,0145	0,00415
10	9	0	0,0040	0,00097
2	2	0,001	0,013	0,0070
2	1	0	0,0004	0,0002
1	1	-	-	0,00155
1	-	-	-	Не обн.
13	13	0,00010	0,0036	0,00078
-	-	-	-	-
1	1	-	-	0,0002

Таллий постоянно присутствует в рудах в количестве от 0,0001 до 0,0029%. Средние содержания в различных промышленных сортах руд не выходят за пределы десятитысячных долей процента. Главными носителями таллия являются пирит и сфалерит (см. табл. 21). Халькопирит и борнит имеют несколько заниженные содержания таллия. Таллий присутствует во всех пробах серицита, но его содержания здесь низкие и приближаются к кларковым. Наиболее высокие содержания таллия установлены в ковеллине и калиевых квасцах (соответственно 0,0025 и 0,0074%). Минералов таллия в рудах не установлено и он, вероятно, полностью входит в решетки минералов-носителей в качестве изоморфной примеси. Последние по степени уменьшения содержания в них таллия можно расположить в следующий ряд: калиевые квасцы - ковеллин - блеклая руда - пирит - сфалерит - борнит - халькопирит - галенит - серицит. Эти результаты противоречат данным

Таблица 22

Уравнения корреляции между Cd и Zn, вычисленные методом линейной корреляции (C-содержание элементов)

Число проб	r	σ_r	Уравнения
188	+0,7885	0,027	$CCd = 0,0058 \cdot CZn - 0,004$ $CCd = 0,0040 \cdot CZn + 0,008$ $CCd = 0,0052 \cdot CZn$
243	+0,9344	0,0081	$CCd = 0,0046 \cdot CZn + 0,00009$

В.В.Иванова (1958) для колчеданных месторождений Урала, который считает, что уменьшение содержания таллия происходит в ряду галенит - сфалерит - пирит.

Золото и серебро постоянно присутствуют во всех промышленных сортах и минеральных типах руд. Для Гайского месторождения в общем характерны более высокие содержания золота и серебра по сравнению с другими колчеданными месторождениями Южного Урала. Установлено, что средние содержания благородных металлов возрастают по мере обогащения руд медью и цинком, однако корреляционной зависимости между содержаниями в рудах этих элементов и благородных металлов не установлено. В рудах установлены собственные минеральные формы золота и серебра: самородное золото и серебро, электрум, гессит и креннерит. Самородное золото встречается значительно чаще, чем теллуриды золота и серебра. Оно наблюдается в ассоциации почти со всеми главными рудными и нерудными минералами. При этом частота встречаемости золотин в виде включений или сростков с минералами увеличивается в следующем ряду минералов: барит - кварц - пирит - сфалерит - борнит - блеклая руда - халькопирит. В то же время около половины или несколько больше золота в рудах месторождения находится в тонкодисперсном состоянии (Пшеничный, 1962 а). Гайское месторождение по наличию в рудах микроскопически видимого золота, его ассоциациям и поведению является промежуточным между типично южноуральскими и среднеуральскими месторождениями, но ближе к последним. На Гайском месторождении находит подтверждение высказанное В.М.Крейтером (1948) предположение о возможной зависимости форм проявления золота, его ассоциации и крупности золотин в рудах от степени их метаморфизованности.

Содержания серебра в рудах обычно в 10-15 раз выше, чем средние содержания золота. Однако количество серебра в виде собственных минеральных форм во много раз ниже, чем золота. Кроме гессита известны лишь единичные находки электрума, самородного серебра и аргентита. Следовательно, явно преобладающая часть серебра в рудах находится в виде тонкодисперсных включений в различных сульфидах.

Мышьяк широко распространен в сплошных колчеданных рудах и постоянно устанавливается во всех промышленных сортах и минеральных типах руд. Его поведение и характер распределения в рудах полностью определяются поведением блеклой руды, которая является основным носителем мышьяка. Единичные находки в рудах арсенопирита и колусита не могут оказать влияния на концентрации мышьяка. В рудах, содержащих повышенные количества цветных и благородных металлов, постоянно присутствует мышьяк с содержанием от сотых до десятых долей процента. В связи с широким распространением блеклых руд сульфидные руды месторождения характеризуются повышенными содержаниями мышьяка. Особенно отличаются в этом отношении медисто-колчеданные и медисто-цинковистые руды залежей 3 и 5, где средние содержания

мышьяка в отдельных участках рудных тел колеблются от 0,2–0,3 до 0,5–0,6%. Примеси мышьяка в таких количествах являются вредными и будут влиять на качество извлекаемой серы при комплексной переработке руд.

Фтор в виде следов устанавливается во вмещающих породах и постоянно присутствует в рудах в пределах сотых и редко первых десятых долей процента. Главными его носителями являются флюорит и частично фторapatит. Очень часто фтор входит в состав гидроксильной группы серицитов.

Глава VI

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Руды Гайского месторождения имеют сложное строение и характеризуются большим разнообразием текстур и структур, что видно из табл. 23. Особый интерес представляют полосчатые текстуры, характеризующиеся большим разнообразием морфологических особенностей и имеющие сложную историю формирования (Пшеничный, Шадлун, 1962; Петровская, 1963).

Вкрапленные текстуры

В описываемой группе выделяются собственно вкрапленные, прожилковые (или жильные) и прожилково-вкрапленные текстуры. Вкрапленные текстуры в свою очередь разделяются на рассредоточенную и гнездовую вкрапленность; встречаются также участки брекчиевидно-вкрапленных руд.

Собственно вкрапленные текстуры являются преобладающими и характеризуются тем, что рудные минералы во вмещающей породе наблюдаются в виде вкрапленников небольших зернистых агрегатов, отдельных зерен или кристаллов. В тех случаях, когда рудные минералы образуют более крупные скопления или гнезда на фоне безрудной породы, текстура руды гнездово-вкрапленная. Иногда встречаются участки, напоминающие обломки с острыми и сглаженными углами (фиг. 42), которые можно охарактеризовать как брекчиевидно-вкрапленные. Природа этих "обломков" остается неясной. Рассредоточено-вкрапленные текстуры наиболее характерны для мономинеральных пиритовых руд.

Прожилковые (жильные) текстуры характеризуются тем, что сульфиды наблюдаются в виде прожилков, выполняющих трещинки или располагающихся по сланцеватости вмещающих пород (см. фиг. 42). Прожилки имеют различный минеральный состав. Встречаются жилки с симметрично-зональным строением.

В пространстве обычно наблюдается тесное переплетение друг с другом собственно вкрапленных и прожилковых текстур. Иногда

Таблица 23

Текстуры и структуры руд Гайского месторождения

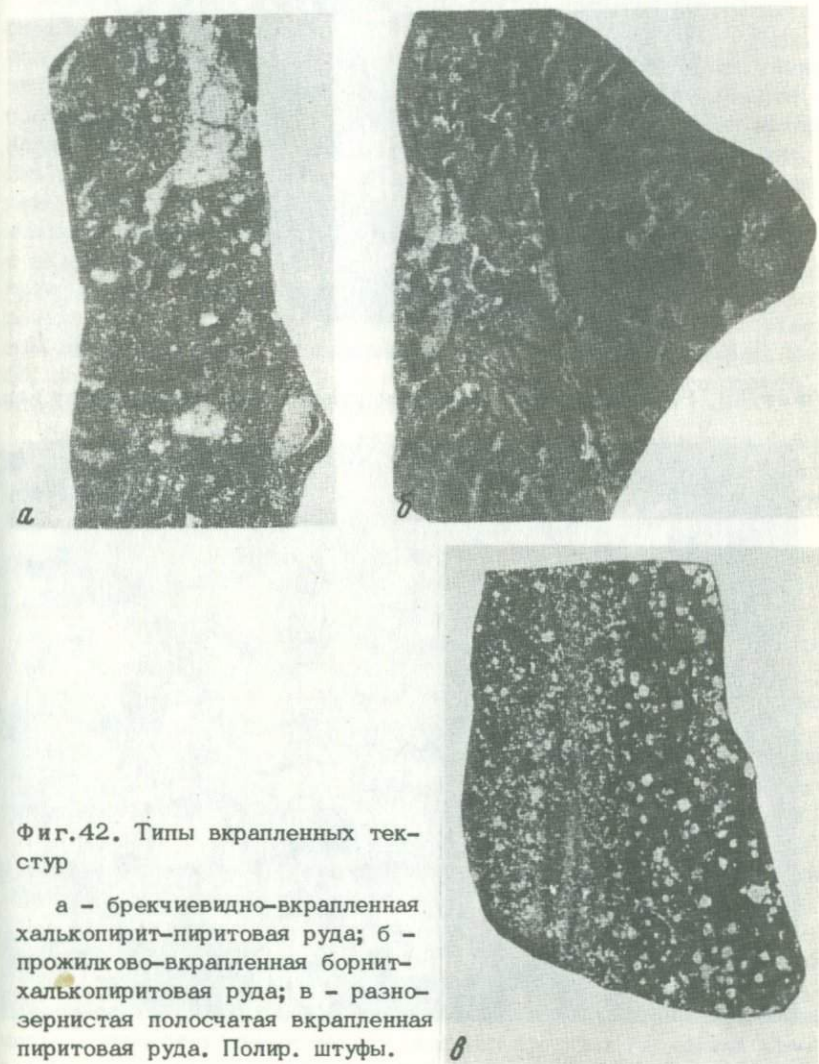
Текстуры		Структуры	
Морфологические типы	Генетические типы	Генетические типы	Морфологические типы
Прожилково-вкрапленные, в том числе вкрапленные прожилковые гнездово-вкрапленные	-	Отложения или перекристаллизации колломорфных руд Заполнения мелких трещин	Зернистые с различной степенью идиоморфизма Прожилковые Четковидно-вкрапленные
Массивные	Метасоматическое замещение пород	Замещения	
Полосчатые	Метасоматическая унаследованная полосчатость Наложная прожилковая Метаморфическая	Метаколлоидные реликтовые Распада твердых растворов	Глобулярные, сферолитовые, радиально-лучистые Решетчатые Пластинчатые
Сланцеватые	Метаморфическая		Эмульсионные
Брекчиевые и брекчиевидные	Метасоматическое замещение обломочных пород Цементация зон брекчирования в рудах	Метаморфические	Катакластические Перекристаллизации Переотложения
Пятнистые	-		
Метаколлоидные	Первичного отложения		

отдельные прожилки или вкрапленники располагаются согласно со сланцеватостью пород, образуя полосчатые вкрапленные руды, где происходит чередование полос, характеризующихся различной густотой вкрапленности и величиной вкрапленников сульфидов (см. фиг. 42).

Руды с вкрапленными текстурами обычно имеют отчетливо выраженные зернистые структуры: от аллотриоморфнозернистых до гипидиоморфнозернистых. Последние преобладают. Структуры заме-

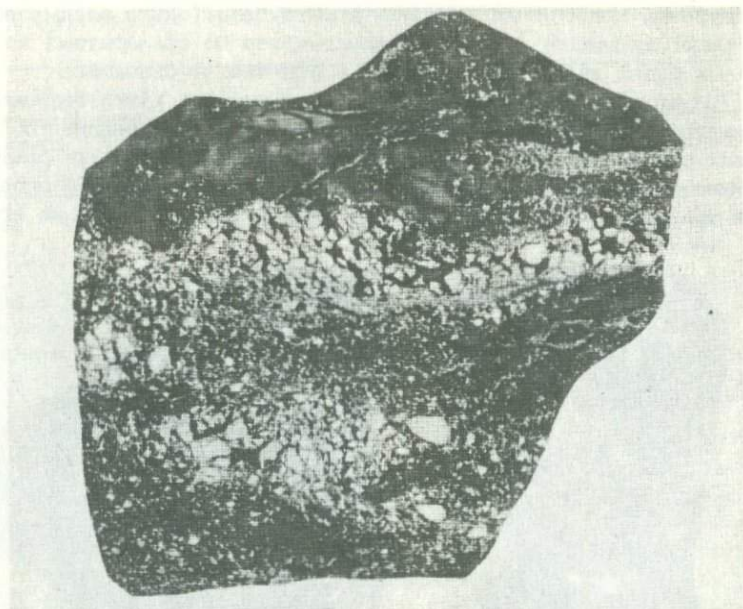
шения во вкрапленных рудах менее характерны, чем в сплошных массивных, полосчатых и сланцеватых рудах. Тонкие взаимопрорастания сульфидов (особенно халькопирита со сфалеритом) во вкрапленных рудах являются редкостью в отличие от сплошных.

Метаморфические воздействия в описываемых рудах выражаются в наличии дробления и зон разлинзования в густовкрапленных пиритовых рудах (фиг. 43) или частичной перекристаллизации сфалерита и реже халькопирита в тонкозернистый гранобластический агрегат. При травлении пирита часто выявляется зональное строение его



Фиг. 42. Типы вкрапленных текстур

а - брекчиевидно-вкрапленная халькопирит-пиритовая руда; б - прожилково-вкрапленная борнит-халькопиритовая руда; в - разномзернистая полосчатая вкрапленная пиритовая руда. Полир. штuffy. Натур. вел.



Фиг.43. Разлинзованная пиритовая руда. Полир. штuf. Natur.вел.



Фиг.44. Зональность в раздробленном пирите, выявленная травлением. Штуф. фиг.43. Увел.40

зерен (фиг. 44). Колломорфные образования во вкрапленных рудах являются редкостью. Они встречаются лишь в единичных случаях под микроскопом в виде почковидных образований.

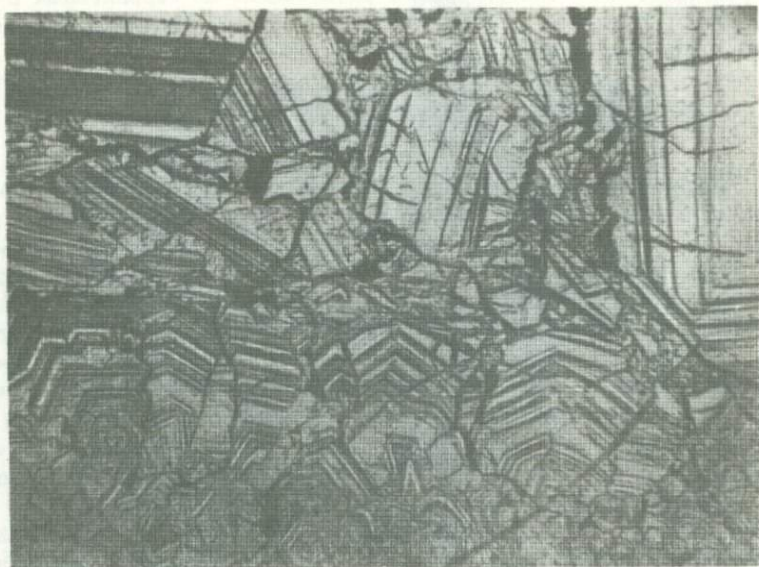
Массивные текстуры

Среди сплошных руд месторождения массивные текстуры распространены наиболее широко. Чаще всего они встречаются в мономинеральных рудах и реже в рудах со сложным минеральным составом. Все руды с массивными текстурами обычно имеют низкие содержания нерудных минералов (до 1–15% и редко более). Минеральный состав нерудной части находится в тесной зависимости от состава рудных минералов. В существенно пиритовых рудах преобладает кварц, в рудах, сильно обогащенных сфалеритом, — барит, для руд с высокими содержаниями халькопирита, блеклой руды и реже борнита часто характерна интенсивная карбонатизация и в меньшей степени баритизация. На фиг. 13 показан участок руды с незакономерным расположением участков мелкозернистого и крупнозернистого пирита. Нередко наблюдается преимущественная приуроченность определенных рудных минералов к тем или иным участкам пиритовой руды, отличающимся друг от друга структурой. В руде, показанной на рис. 13, к участкам крупнозернистого пирита приурочена борнитовая минерализация.

Для всех массивных руд характерны отчетливо выраженные зернистые структуры. При этом в рудах в одинаковой степени распространены гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры. В рудах, содержащих большое количество халькопирита, сфалерита, блеклой руды, пирит часто наблюдается в виде рассеянных вкрапленников правильных кристалликов кубической или пентагон-додикаэдрической формы. В массивных рудах наиболее часто по сравнению с другими текстурными типами руд встречаются реликтовые проявления колломорфного строения.

Обычным явлением в массивных рудах являются катакластические структуры пирита. Можно наблюдать все переходы от очень слабо проявленных начальных стадий дробления, которое обнаруживается только при электролитическом травлении пирита, до очень интенсивного дробления, когда отдельные обломки раздробленных зерен и агрегатов пирита растащены друг от друга. В последнем случае пирит обычно цементируется и интенсивно замещается халькопиритом или другими более поздними сульфидами.

В сфалерит-халькопирит-пиритовых рудах почти постоянно наблюдается тонкое взаимопрорастание сфалерита и халькопирита. При структурном травлении этих минералов выявляются их неравномернозернистые структуры. Структуры перекристаллизации данных минералов являются редкостью. В участках крупных выделений сфалерита в нем часто наблюдаются эмульсиевидные и пластинчатые включения халькопирита, которые представляют собой структуры



Фиг.45. Отчетливое зональное строение разнозернистого пирита из массивной руды. Полир. шлиф. Увел.45

распада твердых растворов (см. фиг. 21). При электролитическом травлении пирита в большинстве случаев выявляется внутреннее зональное строение (фиг. 45). Выявляемые зоны отличаются большой выдержанностью и прямолинейностью. И лишь в редких случаях удается наблюдать небольшие непротравливающиеся каемки вокруг зональных зерен пирита или же небольшие прожилки непротравливающегося пирита пересекают отдельные зерна с отчетливым внутренним зональным строением. В месте его пересечения зоны роста деформированы, смяты, имеют извилистые очертания или даже несколько смещены друг относительно друга. Из изложенного следует, что в массивных рудах месторождения метаморфические преобразования проявились в незначительной степени. Они характеризуются в основном дроблением пирита, редкими проявлениями перекристаллизации халькопирита и сфалерита или единичными находками метаморфических каемок и жилков пирита.

Полосчатые текстуры

Полосчатые текстуры очень широко распространены. Нередко отдельные рудные тела или крупные их участки имеют полностью полосчатое строение. Характерно, что в этом случае полосчатость хорошо выдерживается по мощности рудных тел на несколько мет-

ров или даже десятков метров и постоянно прослеживается по их простираению на многие десятки и сотни метров. Вместе с тем проявляется отчетливая преимущественная приуроченность полосчатого строения руд к приконтактовым частям рудных тел с вмещающими породами или пересекающими их дайками основного состава. Наблюдается отчетливая зависимость полосчатого или сланцеватого строения руд от их минерального состава. В рудах, обогащенных халькопиритом, сфалеритом или другими пластичными минералами, обычно отчетливо проявляется полосчатость. Для мономинеральных, главным образом пиритовых руд, где присутствует повышенное количество нерудных минералов и главным образом серицита, в основном характерны сланцеватые текстуры. Наличие среди сплошных руд различной мощности прослоев измененных пород с густой вкрапленностью сульфидов также обуславливает проявление сланцеватых или полосчатых текстур. Сильно окварцованные сплошные руды обычно имеют брекчиевое или брекчиевидное строение, сланцеватость для них не характерна. Руды, умеренно обогащенные пластичными минералами, иногда одновременно характеризуются полосчатостью и сланцеватостью. Полосчатость проявляется как во вкрапленных (редко), так и в сплошных рудах.

Полосчатость во вкрапленных рудах вызвана чередованием полос с различным количеством сульфидов и нерудных минералов или чередованием безрудных полос и полос с вкрапленностью сульфидов (см. фиг. 42). Сульфидная минерализация, как правило, приурочена к участкам пород, обогащенных серицитом и другими пластинчатыми минералами. Сланцеватость пород и полосчатость, обусловленная наличием сульфидов, обычно совпадают по направлению. Вкрапленники пирита в таких рудах часто представлены правильными кристаллическими зернами, имеющими в сечении вид прямоугольников или параллелограммов, которые ориентированы длинной диагональю по направлению сланцеватости. Это частично заметно и в образце, изображенном на фиг. 42.

При электролитическом травлении пирита в большинстве случаев устанавливается внутреннее зональное строение. Детали строения руд, взаимоотношения отдельных сульфидов в сростаниях и детали внутреннего строения зерен пирита свидетельствуют, что полосчатость во вкрапленных рудах обусловлена в основном первоначальным отложением сульфидов в сланцеватых или слоистых породах и связана, вероятнее всего, с процессом избирательного метасоматоза в разной степени рассланцованных, а может быть неодинаковых по составу прослоев эффузивных и пирокластических пород. Вместе с тем во вкрапленных рудах проявляются отчетливые признаки разлинзования и раздробления, которые вызваны пострудным динамометаморфизмом (см. фиг. 43). При травлении пирита из таких руд наряду с внутренним зональным строением выявляется катаклиз зерен пирита, а иногда и его тонкое перетирание и разлинзование (см. фиг. 44).

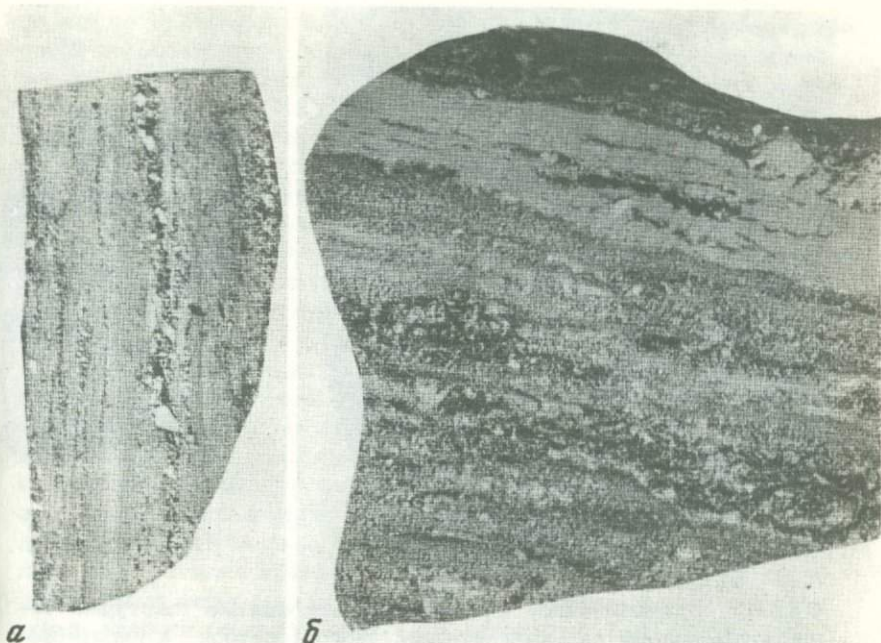
Полосчатость в сплошных рудах выражена очень отчетливо. Вместе с тем наблюдаются постепенные переходы от полосчатых руд к рудам с нечетко выраженной полосчатостью или к рудам с массивным, атакситовым и брекчиевым сложением. Среди полосчатых руд по морфологии полосок можно выделить прямолинейно-полосчатые, гнейсовидно-полосчатые и прожилково-полосчатые текстуры.

В прямолинейно-полосчатых рудах по морфологическим особенностям полосок, а также особенностям их строения и состава различается несколько типов полосчатости: 1) полосчатость, обусловленная чередованием полос, отличающихся между собой по структуре агрегатов, в частности по степени зернистости; 2) полосчатость, обусловленная чередованием полос, отличающихся друг от друга количественным соотношением рудных и нерудных минералов; 3) полосчатость, обусловленная чередованием полос, отличающихся друг от друга количественным соотношением одних и тех же сульфидов в различных полосах.

Сульфидные полоски, взятые каждая в отдельности (независимо от типа полосчатости), в большинстве случаев не имеют значительной протяженности. Часто на коротких расстояниях наблюдаются пережимы мощности и раздувы; иногда полоски выклиниваются или прерываются, а затем вновь продолжают, обуславливая линзовидные формы полосок. Выделенные типы полосчатых текстур в пространстве закономерно сменяют друг друга. Наблюдаются многократные взаимные переходы одного типа полосчатости в другой.

В сплошных пиритовых рудах, лишенных значительной примеси нерудных минералов, полосчатость проявляется редко, чаще имеют место законономерные отношения тонко- и крупнозернистого пирита в массе руды. Отмечаются различия в количественных соотношениях пирита и кварца, однако полосчатость отсутствует. На фиг. 46 (левый снимок) представлена полосчатая текстура сплошной руды, содержащей примесь нерудных минералов, главным образом кварца и серицита. Полосчатость выражается в чередовании полос тонкозернистого и крупнозернистого пирита. В центральной части проходит полоска, сложенная слюдястыми минералами и кварцем, и к ней приурочена цепочка крупных зерен пирита, которые в отличие от остального пирита имеют правильные идиоморфные очертания. Большинство из этих кристалликов повернуто в пространстве так, что одна из диагоналей по направлению совпадает с полосчатостью. При травлении в них выявляется зональное строение, однако в отличие от пирита, показанного на фиг. 44, здесь иная конфигурация зон и сложный рисунок протравливания поверхности.

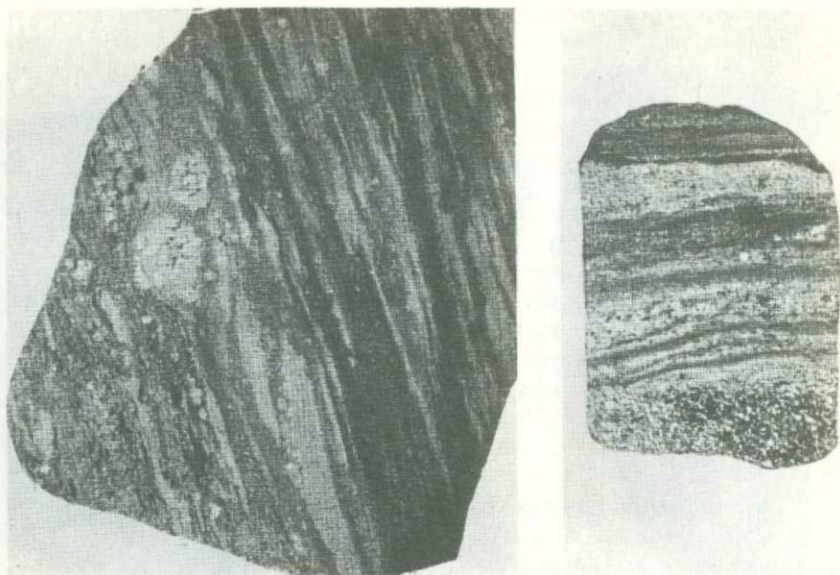
К типичным случаям проявления полосчатой текстуры сплошной пиритовой руды относятся руды, в которых полосчатость обусловлена присутствием тонких полосок нерудных минералов в массе неоднородного по зернистости пирита. Закономерное расположение выдержанных полосок нерудных минералов в массе пирита позволяет считать, что наблюдаемая полосчатость является реликтовой



Фиг.46. Метасоматическая полосчатость пиритовой (а) и халькопирит-пиритовой (б) руды. Полир. штуфы. Natur.вел.

(унаследованной) и возникла в результате избирательного замещения тонкослоистых или сланцеватых пород. Признаки разлинзования, извилистые контуры отдельных полосок и дробление свидетельствуют о том, что более поздние метаморфические процессы, несомненно, наложили свой отпечаток. Примером сложного типа полосчатой текстуры, возникшей в результате отложения пирита путем избирательного метасоматоза, а затем наложения халькопирит-пиритовой ассоциации, может быть штуф, показанный на фиг. 46 (правый снимок). Здесь полосы тонкозернистого пирита с большим количеством халькопирита сменяются полосами густой неоднородной по размерам вкрапленности пирита в нерудной массе, среди которой имеются неправильные вытянутые участки с повышенным содержанием халькопирита.

В рудах с указанными типами полосчатости, метасоматической или реликтовой, постоянно проявляются метаморфические воздействия, выражающиеся в наличии локальных зон дробления, разлинзования и раздавливания пирита. В таких зонах происходит отложение сфалерита, блеклой руды, халькопирита, а иногда и галенита. На фиг. 29 отчетливо видно, что зона дробления и разлинзования проходит в наиболее ослабленном участке, каким является граница сплошного пирита и полосы, богатой нерудными минералами. В этой



Фиг.47. Прямолинейно- и линзовидно-полосчатые текстуры. Чередуются полосы халькопирит-пиритового (светлое) и пирит-сфалеритового (темное) состава. Полир. штуфы. Natur,вел.

зоне крупные обломки пирита обжаты, обтерты и сопровождаются тонкой мелочью. В последней наиболее благоприятной для замещения и развиваются более поздние сульфиды, в данном случае блеклая руда, сфалерит и галенит. Соседние участки сплошного пирита сильно трещиноваты и раздроблены и в них также проникают поздние сульфиды.

Очень интересен в связи с рассмотрением локальных зон дробления в пиритовых рудах участок руды с линзовидно-полосчатой текстурой, показанной на фиг. 47 (левый снимок). На полированной поверхности хорошо видны линзовидные вытянутые и близкие к изометрическим скопления раздавленного пирита (аналогичные показанным на фиг. 29), "залеченные" халькопиритом и заключенные в массу с преобладанием сфалерита. Сопоставление участков руд, показанных на фиг. 29 и 47, позволяет сделать вывод, что во втором случае налицо пример интенсивного развития процесса замещения сфалеритом и халькопиритом сильно давленной разливованной и развальцованной пиритовой руды.

Наиболее многообразна по формам проявления полосчатость, обусловленная различными количественными соотношениями сульфидов в отдельных полосках. Характерной особенностью всех разновидностей полосчатости такого типа является то, что отдельные полоски (независимо от их минерального состава) не выдержаны

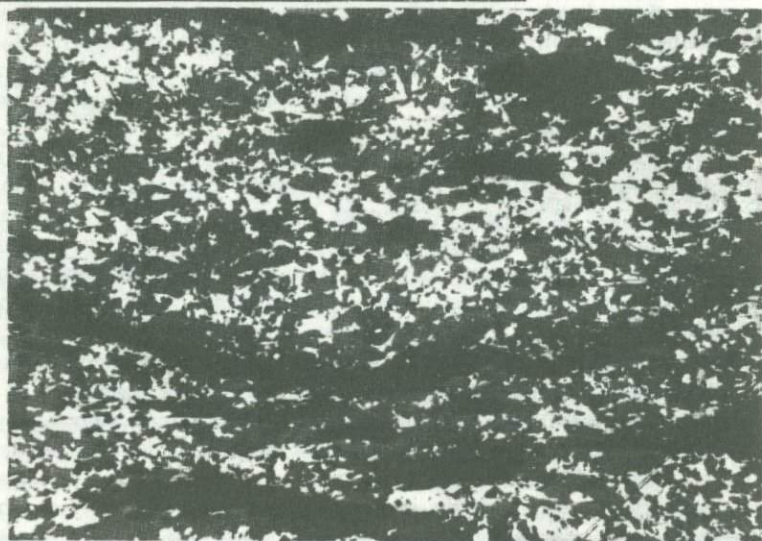
по мощности и простиранию. При общей относительной прямолинейности полосчатости в целом каждая полоска имеет обычно извилистый характер. Внешне описываемые полосчатые руды не имеют никакого сходства с тонкослоистыми или сланцеватыми породами, вмещающими рудные залежи. Такие текстуры характеризуют руды различного минерального состава и отличаются невыдержанностью пространственного положения. Наиболее часто встречается такая полосчатость, где происходит чередование полос пиритового и существенно халькопирит-пиритового состава с полосами существенно пирит-сфалеритового или сфалеритового состава. Однако имеются примеры и других сочетаний минералов (см. фиг. 47, правый снимок; фиг. 30).

В некоторых случаях такие полосы разделены участками густокрапленой пиритовой руды. В полосках, сильно обогащенных сфалеритом, количество пирита резко уменьшается по сравнению с халькопирит-пиритовыми полосками, очевидно вследствие более интенсивно проявленного замещения пирита сфалеритом вплоть до его полного исчезновения (фиг. 48). Одновременно в таких рудах происходит почти полное обособление халькопирита от сфалерита либо сфалеритовые полоски представляют собой тесное срастание сфалерита и халькопирита (фиг. 49), а существенно халькопиритовые полоски содержат включения сфалерита. Такие включения располагаются в виде линейно вытянутых цепочек, образующих как бы более тонкую полосчатость, подчеркивая и усиливая этим грубую полосчатость штуфа (см. фиг. 30). Пирит также группируется в виде цепочек в сплошных агрегатах халькопирита и сфалерита. Встречающиеся скопления нерудных минералов (кварц, серицит, а иногда и барит) обычно приобретают формы линзочек, часто резко удлиненных и ориентированных согласно с общей полосчатостью. При травлении сфалерита и халькопирита в таких рудах обнаруживаются равномерные преимущественно тонкозернистые гранобластические структуры.

Заслуживают внимания некоторые детали строения образца на фиг. 47 (правый снимок). Здесь в полосках сфалерита устанавливаются крупные овальные выделения — "очки", которые как бы обтекаются агрегатом сфалерита. При большем увеличении, после травления отчетливо видна крупнозернистая структура линзовидных выделений и тонкозернистая гранобластическая структура окружающей массы (см. фиг. 27). Небольшие "очки" сфалерита часто почти полностью перекристаллизованы в мелкозернистый агрегат. Местами видны удлинение и ориентировка мелких зерен сфалерита в направлении полосчатости. В крупных зернах сфалерита видны эмульсионные частицы халькопирита. Мелкие зернышки пирита образуют как бы тонкую "сыпь", а крупные представляют собой обломки. Встречаются также обломки, в которых наряду с реликтами зонального строения появляются незональные метаморфические каемки, свидетельствующие о переотложении пирита.



Фиг. 48. Сплошная руда с чередованием халькопирит-пиритовых (светлое) и пирит-сфалеритовых (темное) полос. Полир.штуф. Увел.6

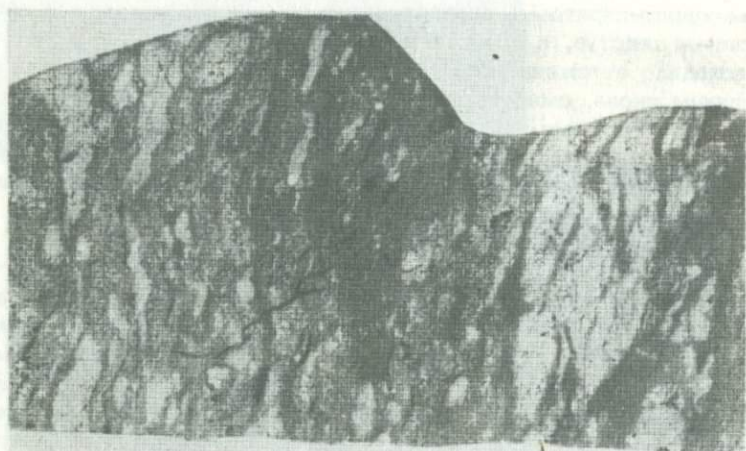
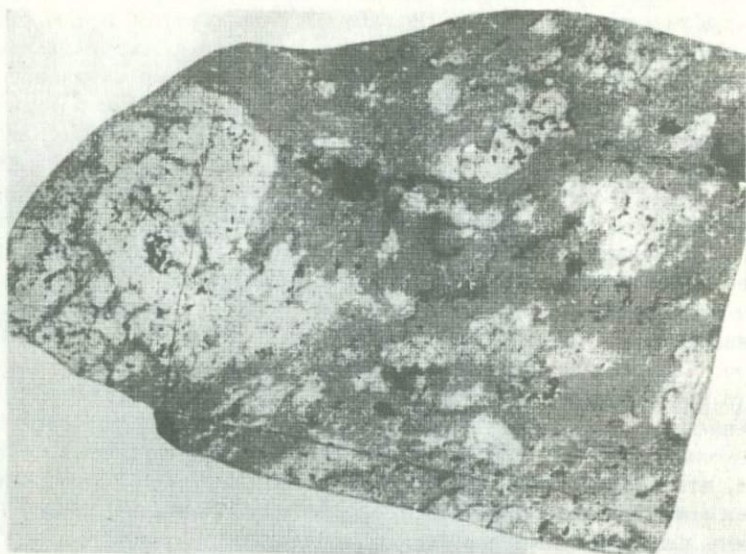


Фиг.49. Мелкая вкрапленность халькопирита среди сфалерита в полосчатой руде. Черное - серицит. Полир. шлиф. Увел.45

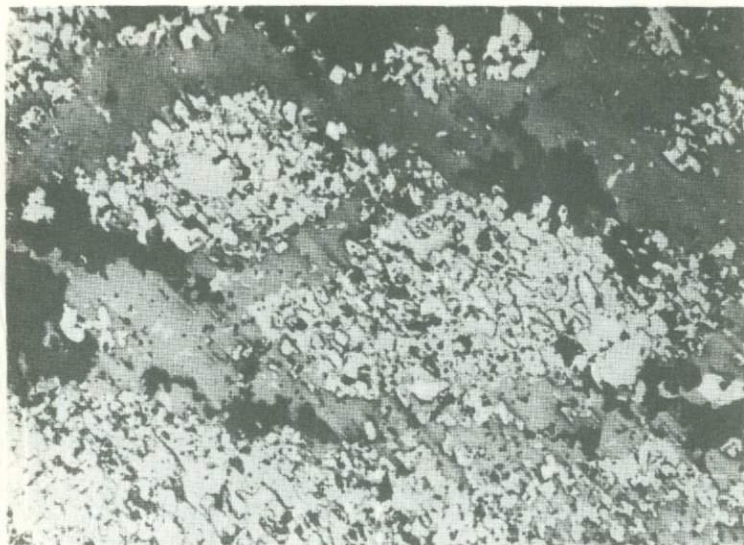
Большой интерес представляют собой гнейсовидно или линзовидно-полосчатые текстуры. Они встречаются на ограниченных площадях в участках руд, сильно обогащенных сфалеритом и отчасти халькопиритом. Руды характеризуются тем, что в массе сплошного сфалерита расположены многочисленные линзовидные скопления халькопирит-пиритового состава. Облик такой руды был показан на левом снимке фиг. 47 и на фиг. 26 и 50. В последнем случае скопления халькопирит-пиритового состава имеют вид разлинованных, разорванных и как бы растащенных на отдельные обломки полосок, заключенных в сфалеритовом агрегате. Если на фиг. 26 преобладают халькопирит-пиритовые линзы, то на фиг. 50 отчетливо видно более интенсивное развитие сфалерита и замещение им пиритовых линз и обрывков полосок. Линзовидное строение описываемых руд проявляется не всегда отчетливо и зависит от соответствующего среза. Так, в сечении, поперечном к простиранию линз, руда часто приобретает пятнистую текстуру с незакономерным распределением неодинаковых по размерам и неправильных по форме гнезд халькопирит-пиритового состава среди сплошных агрегатов сфалерита, что хорошо видно на правом снимке фиг. 50. При сопоставлении многочисленных участков с подобным сложением можно наблюдать разнообразные соотношения сфалерита и скоплений пирита. Последние отчетливо показывают, что первоначально пиритовый или халькопирит-пиритовый агрегат подвергся расщеплению с образованием текстур, аналогичных показанным на фиг. 29, а затем происходило отложение сфалерита между полосами или линзами по трещинам скола, сместившим или просто разорвавшим вытянутые линзы на отдельные части. Вполне вероятно, что главная масса сфалерита отлагалась иногда совместно с сопутствовавшим ему халькопиритом, выполняя образовавшиеся трещины в расщепленном сплошном пирите или замещая серицит в расщепленных участках вкрапленных пиритовых руд.

Интересны детали строения в образце, изображенном на фиг. 26. В этом штуде линзочки в обоих сечениях имеют более правильную линзовидную форму и состоят из мелкозернистого пирита, сцементированного халькопиритом (фиг. 51). В отдельных участках мелкие линзочки почти полностью сложены пиритом. В этом случае по удлинению линзочек в тенях давления наблюдаются небольшие скопления чистого халькопирита, образующего своеобразные "хвосты". В "тенях давления" таких линз нередки длинные "хвосты", состоящие из густой вкрапленности халькопирита в сфалерите и образующие своеобразные "шлейфы" по простиранию выклинившихся линз.

Для описываемых руд характерно присутствие структур распада твердых растворов сфалерита с халькопиритом. Халькопирит обычно наблюдается в виде рассеянной эмульсии, а в отдельных участках встречается отчетливое кристаллически-зональное распределение халькопирита в массе сфалерита. При травлении установлено, что сфалерит имеет резко выраженное неравномерно-зер-



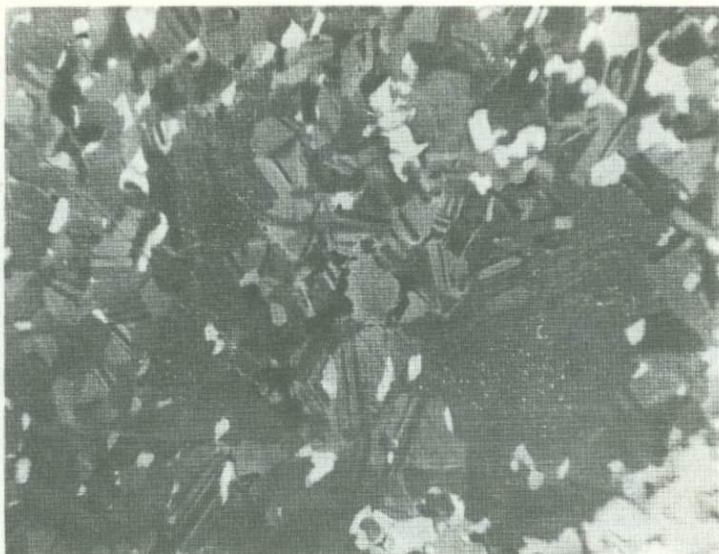
Фиг.50. Линзовидно-полосчатая текстура сплошной руды. Халькопирит-пиритовые линзы (светлое) в пирит-сфалеритовом цементе. Штуф в двух взаимно-перпендикулярных сечениях. Natur.вел.



Фиг.51. Халькопирит-пиритовые линзы (светлое) в массе сфалерита (серое). Черное - барит. Деталь фиг. 26, Увел.20

нистое строение. В некоторых участках можно видеть, с одной стороны, сравнительно крупнозернистые, с другой - очень тонкозернистые агрегаты сфалерита, в которых размер отдельных зерен примерно в 5 - 10 раз меньше. При этом тонкая "эмульсия" халькопирита приурочена к крупным зернам сфалерита, а в участках его тонкозернистых агрегатов халькопирит наблюдается в виде более крупных выделений, которые располагаются только между зернами сфалерита (фиг. 52). Описанные взаимоотношения свидетельствуют о перекристаллизации сфалерита в более тонкозернистый агрегат и об одновременной собирательной кристаллизации халькопирита, обособляющегося из эмульсий в более крупные зерна.

Несколько отличны по текстурным особенностям участки руд, обогащенные борнитом. Часть борнита образует самые тесные взаимоотношения со всеми главными рудообразующими минералами. Он входит в состав руд с различными текстурами, в том числе полосчатыми. Вместе с тем в рудах широко распространен еще и более поздний борнит, который наблюдается в виде серии почти номинеральных прожилков, секущих халькопирит-борнит-пиритовые руды (см. фиг. 32). Эти прожилки создают иногда подобие полосчатой текстуры. Направление борнитовых прожилков, как правило, совпадает с направлением сланцеватости и обычной полосчатости в сплошных рудах. Однако встречаются случаи, когда прожилки борнита оказываются секущими (под углом $20-30^{\circ}$) по отношению к полосчатости (см. фиг. 31). На фиг. 53 видно, что при резком изменении направления полосчатости в халькопирит-борнит-пирито-

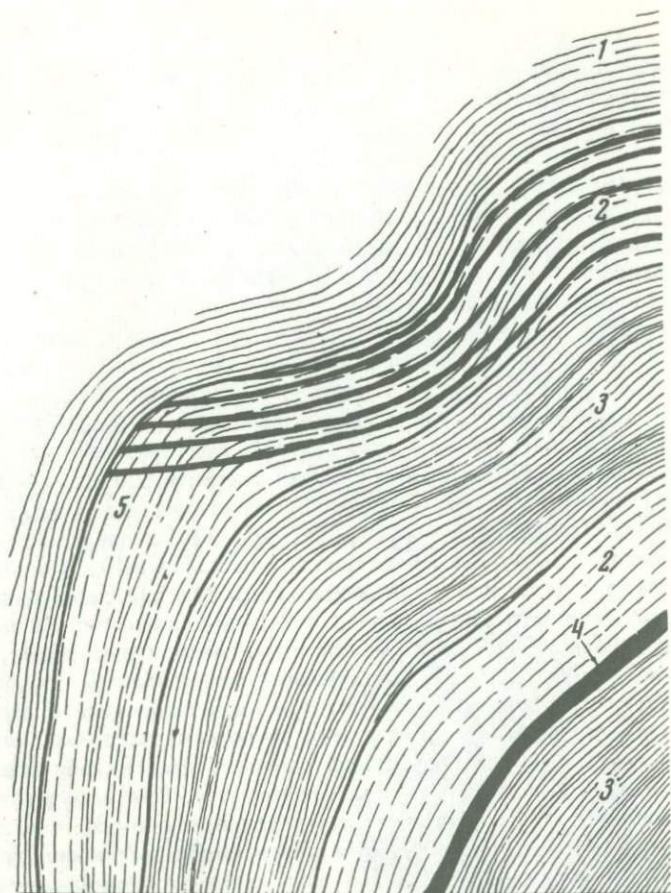


Фиг.52. Перекристаллизация сфалерита в тонкозернистый агрегат (серое разных оттенков, протравлено) и собирательная кристаллизация халькопирита (белое). Деталь фиг.26. Увел.90

вых рудах борнитовые жилки оказались секущими к контакту руды с вмещающими породами и к полосчатости в руде. При спокойном же залегании полосчатости в рудах борнитовые жилки следуют согласно с полосчатостью. Отмеченные соотношения свидетельствуют о том, что борнитовые жилки образовались вследствие переотложения борнита в трещинах, возникших при деформации полосчатости руды.

Борнит присутствует также в рудах, подвергшихся разлинзованию и развальцеванию. На фиг. 30 (правый снимок) линзы халькопирит-пиритового состава окружены борнит-пиритовой массой. Сеть пересекающихся под острыми углами жилок борнита создает необычный текстурный облик руды, где борнит как бы окаймляет отдельные линзы пирита с халькопиритом. Несомненно, что борнит здесь отлагался после разлинзования пиритового агрегата и отложения халькопирита, сцементировавшего раздробленный пирит.

Описанные взаимоотношения между минеральными агрегатами в гнейсовидно- и линзовидно-полосчатых рудах, богатых пластичными минералами, свидетельствуют о весьма сложном пути образования руд. Нет сомнения, что наблюдаемые текстуры появились в результате разлинзования, развальцевания и дробления руд и своим окончательным обликом обязаны деформациям, связанным с динамометаморфизмом, который проявился неоднократно в разные периоды формирования месторождения.



Фиг.53. Сплошная полосчатая руда на контакте с расщеланцованной породой (1)

2 - халькопирит-борнит-пиритовая руда со слабо выраженной полосчатостью; 3 - тонкополосчатая халькопирит-сфалерит-пиритовая руда; 4 - серицитовый сланец; 5 - борнитовые жилки. Зарисовка, 1/25 натур.вел.

Таким образом, по условиям образования на Гайском месторождении отчетливо различаются следующие типы полосчатости: 1) унаследованная метасоматическая; 2) наложенная прожилковая, возникшая в результате внутрирудного ориентированного трещинообразования и залечивания трещин минералами более поздних ассоциаций; 3) метаморфическая.

Сланцеватые текстуры

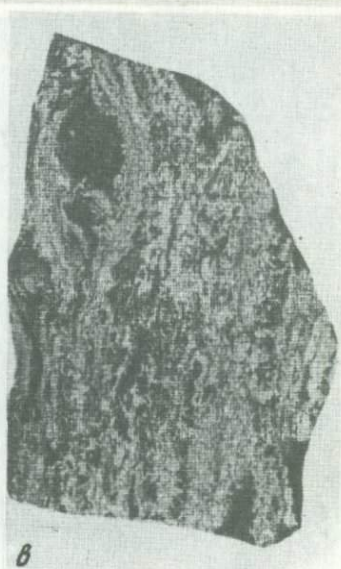
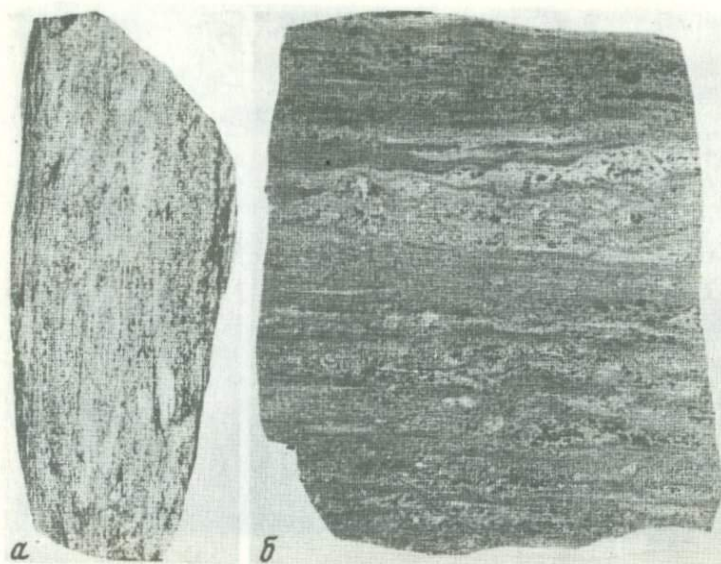
На многих участках некоторых рудных тел отчетливо выражена сланцеватость сплошных пиритовых руд, которая проявляется в том, что руды легко раскалываются на отдельные пластинки и плитки.

Сланцеватые текстуры в рудах распространены широко, но неравномерно. Обычно сланцеватость прямолинейная, однако на ограниченных участках рудного керна (8–10 см) встречаются резкие изгибы сланцеватости на 40–50°, что свидетельствует, по-видимому, о проявлении микроскладчатости или пloyчатости.

Сланцеватость может быть проявлена как в богатых пиритом кварц-серицитовых породах или вкрапленных рудах, так и в сплошных пиритовых рудах, почти не содержащих серицита и кварца. Реже удается наблюдать признаки сланцеватости в рудах, богатых халькопиритом, сфалеритом или другими мягкими сульфидами. Как правило, в таких рудах резко выражена полосчатость. Лишь в тех случаях, когда в них отмечается несколько повышенное количество серицита, проявлены элементы сланцеватости (фиг. 54). В пиритовых рудах, содержащих небольшое количество нерудных минералов и ограниченное количество пластичных сульфидов (до 5–6%) или совершенно без последних, зернистые агрегаты и отдельные зерна пирита приобретают удлиненную, линзовидную или чечевицеобразную форму. Встречающиеся в таких рудах вкрапленники халькопирита, блеклой руды или других сульфидов наблюдаются в виде включений в зернах и зернистых агрегатах пирита и реже располагаются между ними.

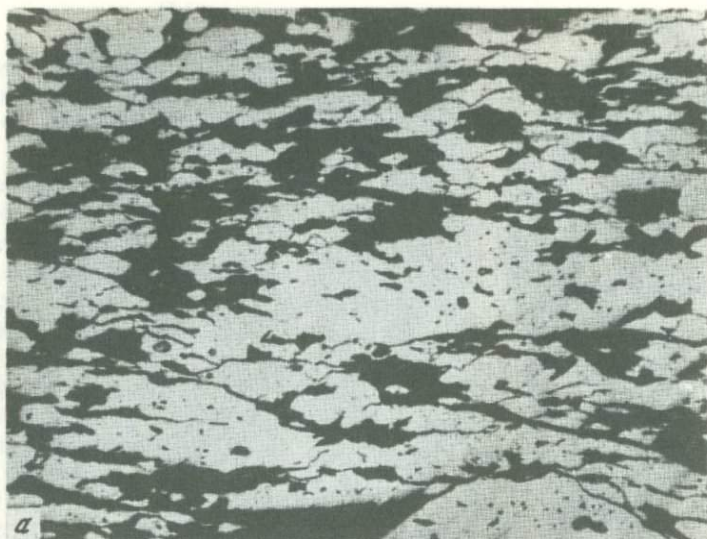
С увеличением в рудах содержания серицита линзовидная форма выделений пирита выражена еще более отчетливо. При электролитическом травлении в большинстве случаев устанавливается, что линзовидные агрегаты пирита претерпели интенсивное дробление, грануляцию и перетирание (фиг. 55). В этих агрегатах выявляются лишь зернистость и осколки перетертых зерен пирита, которые имеют остроугольную форму и удлинением ориентированы, как правило, согласно со сланцеватостью руды. В отдельных крупных зернах пирита, претерпевших грануляцию только с периферии, в центральных частях сохраняются реликты зонального строения.

В сланцеватых пиритовых рудах встречаются цепочки крупных кристаллических зерен пирита, в сечении имеющих вид прямоугольников или параллелограммов, которые ориентированы длинной диагональю по направлению сланцеватости (фиг. 56). Эти зерна при травлении обнаруживают отчетливое внутреннее зональное строение, где нередко выявляется несовпадение зон роста в центре зерен и на периферии (см. фиг. 9). Подобными особенностями иногда характеризуются вкрапленники пирита в расланцованных вмещающих и жильных породах. Описанные особенности внутреннего строения зерен пирита свидетельствуют о том, что они не могли возникнуть до расланцевания руд и пород и скорее всего образовались во время или после процессов метаморфизма, вызвавших расланцевание

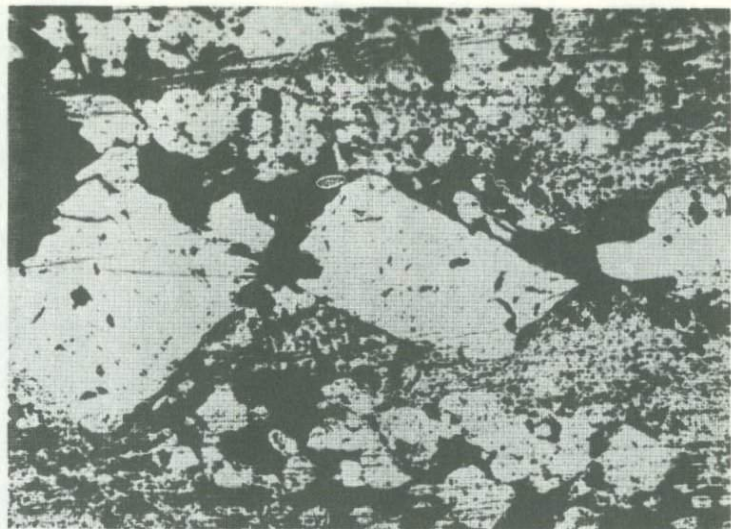


Фиг.54. Сланцеватые текстуры пиритовой (а), пирит-халькопирит-сфалеритовой (б) и халькопирит-пиритовой (в) руды. Полир. штуфы. Natur.вел.

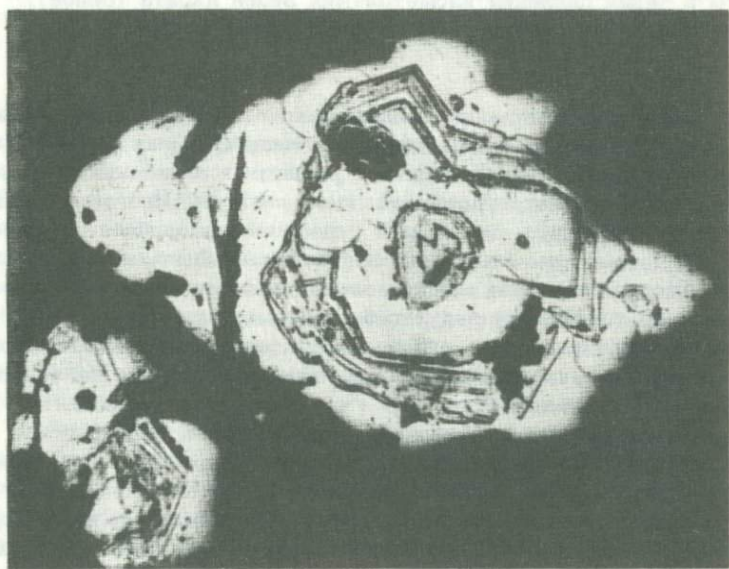
руд. В пользу того, что главная масса пирита в сланцеватых рудах претерпела динамометаморфические преобразования, свидетельствует не только грануляция его агрегатов, но и строение отдельных зерен. На фиг. 57 изображено линзовидное зерно пирита из сплошной рассланцованной сульфидной руды. В центральной его части видно зональное строение с неправильными очертаниями зон. По периферии зерно окружено зоной непротравливающегося пирита, которая



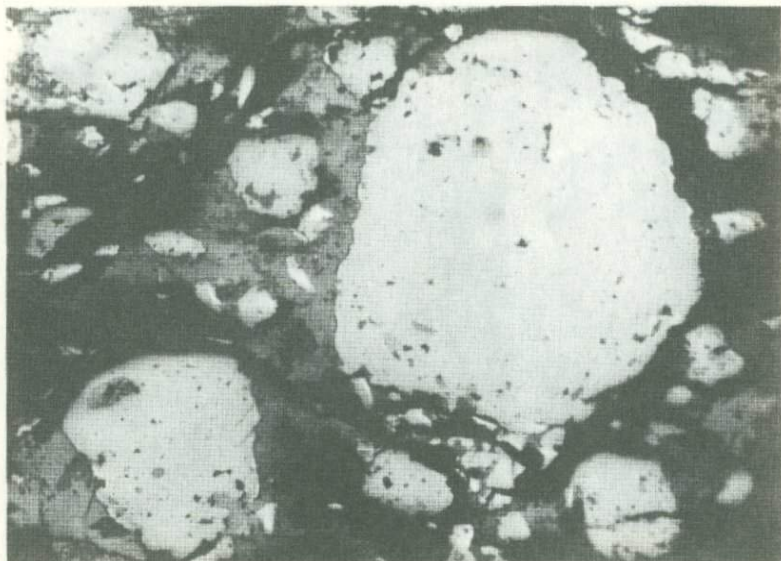
Фиг. 55. Рассланцованная пиритовая руда до (а) и после травления (б). Деталь фиг. 54, снимок (а). Увел. 45.



Фиг.56. Ориентировка длинной диагональю кристаллов пирита вдоль сланцеватости в сплошной руде. Полир.шлиф. Увел.45



Фиг.57. Линзовидное зерно пирита в сланцеватой руде (протравлено). В центре зерна реликт сложного зонального строения. Со всех сторон зерно окружено зоной непротравливающегося пирита. Черное - нерудные. Полир.шлиф. Увел.270



Фиг.58. Халькопирит (серое) с включениями сфалерита образует хвосты в тенях давления изометричных зерен пирита (белое). Сланцеватая руда. Черное – нерудные. Полир. шлиф. Увел.45

разрастается по направлению сланцеватости с образованием "хвостов", обуславливающих удлиненную линзовидную форму зерна. Иногда тонкозернистый агрегат пирита с реликтами зонального строения цементируется непротравливающимся пиритом. Иногда центральные ядра с отчетливым зональным строением раздроблены и растащены, а потом сцементированы непротравливающимся пиритом и одновременно окружены мощной зоной такого же пирита.

Несколько по-другому ведут себя рудные минералы в сильно рассланцованных пиритовых рудах, содержащих значительное количество нерудных минералов (главным образом серицита) и заметное количество халькопирита. Пирит в таких рудах наблюдается обычно в виде рассредоточенной неравномерной вкрапленности. Вкрапленники в большинстве случаев имеют изометрическую форму или слабо удлинены по направлению сланцеватости. Халькопирит почти весь располагается в виде "хвостов" в тенях давления пирита и частично в трещинах раздробленных зерен (фиг. 58). Сфалерит образует мелкие включения в зернистых агрегатах халькопирита. Размеры сфалерит-халькопиритовых "хвостов" находятся в прямой зависимости от крупности выделений пирита. Граница "хвоста" халькопирита с зерном пирита очень неровная и свидетельствует о разъедании и замещении пирита халькопиритом. В некоторых "хвостах" видны включения более мелких разъеденных зерен пирита. В ряде



Фиг.59. Перекристаллизованное очко сфалерита среди его тонкозернистого агрегата (протравлено) в сланцеватой руде. Черные линзы – серицит. Полир. шлиф. Увел.40

случаев создается впечатление, что халькопирит частично мог отлагаться путем замещения линзовидных зерен пирита, показанных на фиг. 57. Вполне вероятно, что новообразованный пирит в каймах, обрастающих зональные зерна, оказывался менее устойчивым и легче всего замещался. Вместе с тем это не исключает того, что халькопиритовые "хвосты" образовались в тенях давления при динамометаморфизме, однако отложению халькопирита предшествовало или сопутствовало разведение пирита. Отмеченные выделения халькопирита со сфалеритом напоминают хвосты кварца или слюдяных минералов в тенях давления кристаллов пирита в серицитовых сланцах, где пирит обычно идиоморфен и не разведен.

Встречающиеся в описываемых рудах крупные выделения кварца, как и пирит, имеют форму сильно удлинённых линз, ориентированных согласно со сланцеватостью. В тенях давления таких линз иногда встречаются небольшие скопления халькопирита. В сильно рассланцованных очень богатых халькопиритом и сфалеритом рудах мягкие сульфиды также постоянно обнаруживают метаморфические преобразования. При травлении халькопирита и сфалерита постоянно выявляются их очень тонкие гранобластические структуры, а также перекристаллизация крупных очковых выделений сфалерита в тонкозернистый агрегат (рис. 59). Иногда такие "очки" полностью перекристаллизованы в тонкозернистый гранобластический агрегат

и очковые выделения распознаются лишь после травления благодаря выявлению контуров прежних "очков" и особой ориентировке перекристаллизованных зернышек сфалерита. Вместе с тем в рассланцованных пиритовых рудах иногда встречаются реликты колломорфного пирита или его почек с концентрически-зональным или радиально-лучистым колломорфным строением (см. фиг. 6). Такие почки чаще вытянуты по направлению сланцеватости руды и со всех сторон как бы обтекаются зернистыми агрегатами пирита и серицита. По периферии, а также радиальным и другим трещинам усыхания таких почек постоянно наблюдаются каемки и прожилки непротравливающегося пирита. Описанные особенности поведения минеральных агрегатов и взаимоотношения минералов свидетельствуют о том, что сланцеватость в сплошных сульфидных рудах во многих случаях, если не всегда, не является унаследованной и возникла в связи с интенсивным динамическим метаморфизмом руд.

Взаимоотношения полосчатости и сланцеватости в рудах и боковых породах

Сланцеватость и полосчатость в рудах обычно совпадают по направлению, но иногда сланцеватость сечет полосчатость под углом $25-40^\circ$. В этой связи представляет интерес один из штуфов залежи 3. Это сплошная халькопирит-пиритовая руда, где одновременно проявляется полосчатость и сланцеватость, которые образуют угол около $30-40^\circ$. Полосы хорошо выдержаны по мощности, прямолинейны и отличаются между собой по крупности зерен пирита, аналогичному в штуфах на фиг. 46.

Распределение халькопирита в полосах мелкозернистого и крупнозернистого пирита примерно одинаковое. Сланцеватость проявляется в том, что руда легко раскалывается на тонкие плитки. Под микроскопом отдельные зерна и зернистые агрегаты пирита удлинены по направлению сланцеватости. В тенях давления пирита наблюдаются "хвосты", состоящие из кварца или халькопирита, ориентированные согласно со сланцеватостью, но под углом к полосчатости. Описанные взаимоотношения свидетельствуют о том, что сланцеватость возникла в результате динамического метаморфизма полосчатой пиритовой руды и потому сечет полосчатость, которая является реликтовой метасоматической.

Ориентировка полосчатости в рудах обычно изменяется в зависимости от изменения направления контактов рудных тел, даже если такие контакты резко меняют направление. Так, в верхних горизонтах Стержневой линзы полосчатость в руде почти горизонтальная, а в нижних во многих участках она приобретает крутое (до $70-75^\circ$) падение. Интересны детали строения полосчатой руды в одном из таких участков, где наблюдается переход от пологого залегания полосчатости в крутое с плавным дугообразным изгибом

(см. фиг. 53). Руда здесь разделена как бы на две крупных полосы (мощностью 15–20 см), одна из которых борнит-халькопирит-пиритового, а вторая халькопирит-сфалерит-пиритового состава. В каждой из полос в свою очередь наблюдается правильная тонкая полосчатость (более грубая и слабо заметная в первом случае и более тонкая и отчетливая во втором).

Интересно поведение руд в приконтактных частях с жильными породами. В одном из участков залежи 3 вблизи контакта всяческого бока дайки с рудой последняя имеет халькопирит-пиритовый состав с участками, обогащенными борнитом. Полосчатость отсутствует, однако сульфидная масса около контакта разбита серией параллельных трещин, идущих почти перпендикулярно к контакту. Участки, обогащенные борнитом, образуют выступы, огибаемые сланцеватостью, развитой в приконтактных участках в дайке. Со стороны лежащего бока дайки в руде появилось брекчирование, а в участке, обогащенном слюдястыми минералами, частичное рассланцевание (до 20–30 см от контакта). На расстоянии около 1,5 м от контакта в руде не обнаруживается ни полосчатости, ни сланцеватости. Таким образом, строение руды и ее состав оказались неблагоприятными для образования полосчатости, несмотря на проявление явно послерудного рассланцевания в дайке.

Заслуживает внимания и другой случай. Маломощная дайка с пологим залеганием и интенсивным рассланцеванием около контактов заключена в полосчатой сфалерит-халькопиритовой руде, содержащей блеклую руду. В массе халькопиритового состава отчетливо выделяются тонкие полоски сфалерита и редкие полоски блеклой руды, имеющие линзовидные раздувы. Линзо- или четковидная форма этих полос отличает их от сфалеритовых, что как раз очень характерно, поскольку более пластичный сфалерит дает более правильные ровные полоски, более твердая хрупкая блеклая руда огибается или "обтекается" халькопиритом.

Таким образом, можно сделать следующие выводы: полосчатые текстуры Гайского месторождения имеют длительную и сложную историю формирования. Очевидно, начало формирования этих текстур предопределялось первоначальной слоистостью пород, а может быть и их частичным прерудным рассланцеванием. В этот период отлагались руды существенно пиритового состава. Последующий метаморфизм, вызвавший рассланцевание уже отложенных сплошных и вкрапленных пиритовых руд, подготовил пути для проникновения растворов, отложивших новые минеральные ассоциации в пределах уже существовавших зон оруденения. Это привело к созданию резкой неоднородности рудных масс и к возникновению возможно не резко выраженной полосчатости в рудах. Послерудный метаморфизм значительно усилил заложенную при первичном отложении и при наложении более поздних минеральных ассоциаций ориентированность агрегатов. Интенсивное направленное давление (стресс), вызвавшее еще более резкое рассланцевание в участках существенно пиритовых руд, содержащих слюдястые минералы, приводило к диф-

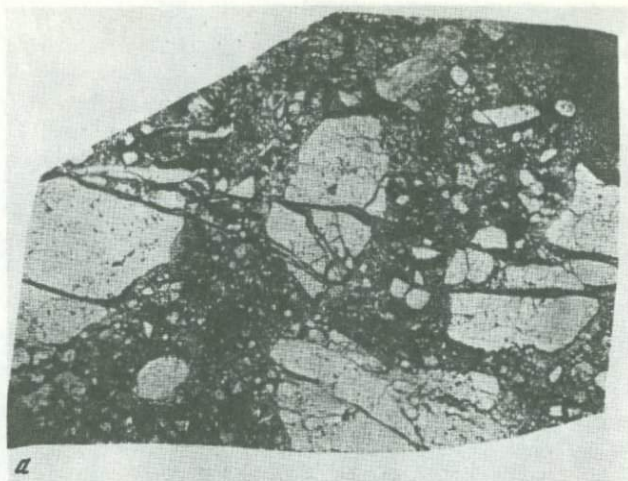
ференциации вещества, к более резкому обособлению в полосы некоторых минералов на участках рудных тел, богатых пластинчатыми минералами. При этом происходили дробление, частично истирание и коррозия пирита, а также пластическое течение с перегруппировкой в твердом состоянии в агрегатах мягких минералов. В последующий период метаморфизм привел к значительной, а иногда и к полной перекристаллизации пластичных минералов и вызвал частично переотложение пирита. Таким образом, современный облик полосчатых текстур руд Гайского месторождения полностью обязан интенсивному метаморфизму руд.

Брекчиевые и брекчиевидные текстуры

Брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд на месторождении представлены широко, но их распределение в рудных телах и залежах очень неравномерное. Так, если залежь 4 почти полностью сложена рудами с брекчиевыми и брекчиевидными текстурами, то в рудах других залежей (особенно залежей 1 и 2) эти текстуры встречаются спорадически. Брекчиевидные текстуры характеризуются сглаженными углами и округлой или близкой к изометричной форме обломков и являются более распространенными, чем брекчиевые текстуры с хорошо выраженными угловатыми формами обломков. По величине обломков выделяются разности от нескольких миллиметров или даже долей миллиметра до нескольких сантиметров, а иногда и десятков сантиметров. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд можно разбить на следующие типы: 1) текстуры, где обломки сложены рудой, а цемент представлен нерудными минералами, в которых иногда содержится рассеянная вкрапленность сульфидов; 2) текстуры, где обломки состоят из незамещенных пород, а цемент представлен сульфидами с тем или иным количеством нерудных минералов; 3) текстуры, где и цемент и обломки полностью представлены сульфидами.

Первый тип брекчиевых текстур распространен широко. Встречаются почти все переходы с различным соотношением сульфидной и нерудной части. Очень широко развиты так называемые брекчиевидно-вкрапленные руды (см. фиг. 42).

Часто встречаются типичные брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд, характеризующиеся тем, что обломки или обломковидные обособления полностью сложены сульфидами, а цемент состоит из нерудных минералов (фиг. 60). Такие текстуры наиболее характерны для пиритовых руд. На левом снимке фиг. 60 показана типичная брекчиевая текстура пиритовой руды, где отдельные крупные обломки сцементированы кварцем, содержащим мелкие обломки и вкрапленники пирита. Почти все крупные обломки пирита раздроблены на более мелкие и частично растащены. В руде, показанной на правом снимке фиг. 60, дробление проявляется менее отчетливо и более ярко выступают признаки разлинзования. Отдельные

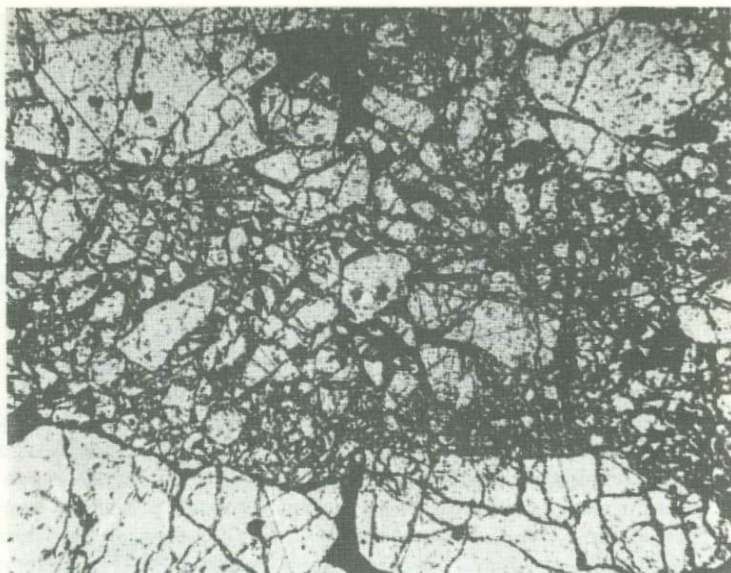


а



б

Фиг.60. Брекчиевидная (а) и брекчиевая (б) текстуры пиритовой руды. В цементе кварц с мелкими зернами и обломочками пирита. Полир. штуфы. Натур.вел.



Фиг.61. Брекчиевая текстура пиритовой руды, образовавшейся в процессе дробления. Черное – нерудные. Полир.шлиф. Увел.45

обломковидные выделения пирита несколько удлинены, а мелкая вкрапленность пирита располагается в виде "хвостов" в тенях давления этих выделений. Мелкие вкрапленники пирита образуют цепочки, которые огибают крупные выделения пирита. При травлении пирита из описываемых руд постоянно устанавливается отчетливое зональное строение его зерен. Вместе с тем пирит в отдельных участках раздроблен вплоть до его грануляции или вокруг некоторых зональных зерен пирита появляются его непротравливающиеся каемки. Характерно, что степень метаморфизма и отношение к травлению пирита из крупных обломковидных выделений и из цемента одинаковы. Изучение описанных руд и сравнение их текстурных особенностей с текстурными особенностями пирокластических пород, в которые переходят руды, показывают, что текстурные рисунки образовались, вероятнее всего, в результате избирательного замещения обломочных пород.

Значительный интерес представляют брекчиевые и брекчиевидные текстуры, которые образовались в результате послерудного или внутрирудного брекчирования (фиг. 61, см. фиг. 11). Эти руды характеризуются тем, что обломки расположены очень густо, иногда почти соприкасаются друг с другом, т.е. цемент составляет незначительный объем и в нем постоянно содержатся рассеянная вкрапленность или мелкие обломочки сульфидов. По морфологическим особенностям эти текстуры уже следует отнести к третьему

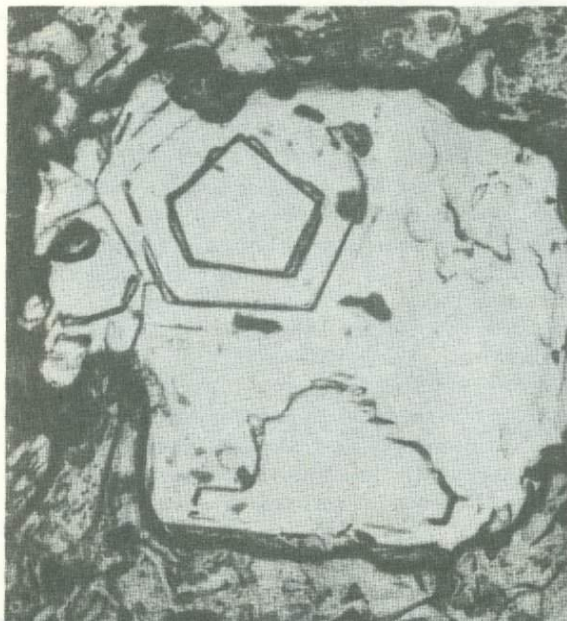
типу брекчиевых и брекчиевидных текстур. На полированной поверхности штуфа, изображенного на фиг. 61, хорошо видно, что обломки различной формы и величины сложены тонкозернистым агрегатом сильно катаклазированной пирита и сцементированы массой, состоящей из кварца и тонкораздробленного пирита. Иногда крупные обломки пирита сцементированы кварцем, в котором содержится тонкозернистая вкрапленность пирита и халькопирита более поздней халькопирит-пиритовой ассоциации с кварцем.

Описанные текстуры наиболее характерны для пиритовых руд залежей 3 и 4. Преимущественная приуроченность руд с описываемыми текстурами к приконтактовым участкам рудных тел с вмещающими породами, где проявлено интенсивное расланцевание, дает возможность предположить, что брекчирование во времени тесно связано с формированием сланцеватости в межрудный и в пострудный периоды. Цементация кварцем могла осуществляться как за счет перегруппировки вещества метаморфическими растворами, так и за счет дополнительного поступления вещества из гидротермальных растворов, отложивших в цементе сульфиды халькопирит-пиритовой ассоциации.

Второй тип брекчиевых и брекчиевидных текстур имеет ограниченное распространение. Руды характеризуются тем, что обломки различной величины и формы (чаще всего угловатые) обычно состоят из кварцита, лишённого сульфидов или несущего рассеянную вкрапленность пирита, а цемент сульфидный. Минеральный состав сульфидов различный. В одних случаях это густовкрапленная (почти сплошная) крупнозернистая пиритовая руда, в других — сплошная тонкозернистая халькопирит-пиритовая руда. Преобладающие размеры обломков — 20–30 см некоторые из них достигают 60–70 см в диаметре. Обломки представлены сливным кварцитом красного или серого цвета. Иногда в кварците наблюдается рассеянная вкрапленность тонкозернистого пирита.

Описанные брекчиевидные текстуры сульфидных руд по морфологическим особенностям очень близки аналогичным текстурам Камаганского месторождения и Восточного участка месторождения им XIX Партсъезда. В последнем оруденении подверглись сильно брекчированные известняки, сцементированные туфогенно-обломочным материалом. В этих породах цемент частично, а иногда полностью замещен сульфидами, а обломки известняков стерильны по отношению к оруденению. Образование описанных текстур на Гайском месторождении связано с избирательным замещением цемента в грубообломочных породах.

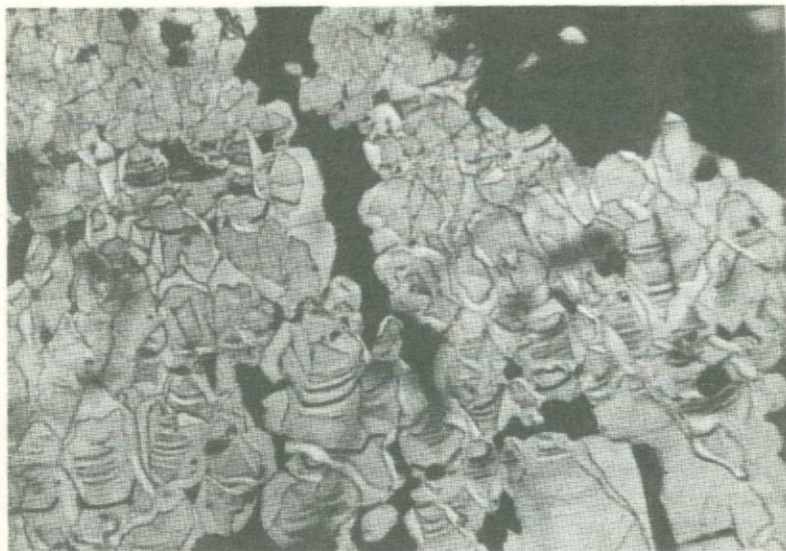
Наиболее широко распространены брекчиевые и брекчиевидные текстуры типа, где обломки и цемент полностью сложены сульфидами с небольшой примесью нерудных минералов. Они характерны для сплошных сфалерит-халькопирит-пиритовых руд, реже встречаются в халькопирит-пиритовых рудах. Минеральный состав обломков и цемента обычно резко различен. Чаще всего встречается такое сочетание минералов, когда обломки имеют халькопирит-пиритовый



Фиг.62. Квадратное зерно пирита (белое) среди халькопирита из цемента брекчиевидной руды. В одном из его углов при травлении выявляются пятиугольные зоны роста. Остальная часть зерна непротравливается. Полир.шлиф. Увел. 200

состав, а цемент пирит-сфалеритовый или существенно сфалеритовый, более редки примеры, когда обломки и обломковидные обособления существенно пиритовые, а цемент существенно халькопиритовый с незначительным количеством пирита (см. фиг. 19). В брекчиевых и брекчиевидных текстурах с пирит-сфалеритовым цементом можно наблюдать различные соотношения между количеством обломков и цемента, а также различные формы и размеры обломков и обломковидных обособлений руд (см. фиг. 24, 25). Подобные текстуры, вероятнее всего, образовались в результате одновременного избирательного замещения туфогенно-обломочных пород. Вместе с тем имеются примеры, когда отложению в цементе минералов сфалерит-пиритовой ассоциации предшествовало интенсивное дробление и брекчирование руд, сложенных минералами более ранних ассоциаций.

Заслуживают внимания некоторые детали строения руды, показанной на фиг. 19. Пирит в цементе находится в виде мелких разобщенных зерен или их сростков. Форма сечений зерен пирита чаще соответствует кубу. При травлении выявляется отчетливая зональность только в центральных частях кристаллических зерен. При этом наблюдаются пяти-, а иногда и шестиугольники, т.е. создается впечатление, что зональные пентагондодэкаэдры обрастают непротравливающимися кубами. В отдельных случаях пятиугольные зоны роста расположены не в центре кристаллических зерен, а в их периферии (фиг. 62). При травлении халькопирита часто проявляется перекристаллизация крупных неравномернозернистых выде-



Фиг.63. Мелкие зерна пирита с реликтами зонального строения сцементированы незональным пиритом. Полиф.шлиф. Увел.450

лений в его тонкозернистый гранобластический агрегат. Пирит обломков представляет собой сплошные тонкозернистые агрегаты, содержащие большое количество пустот и тонких включений халькопирита и блеклой руды. При травлении пирита выявляется его тонкозернистая структура с зональным строением. Зональные зерна с периферии обрастают непротравливающимися каймами, которые иногда даже срезают зоны роста. Очень часто тонкозернистый агрегат пирита с реликтами зонального строения зерен сцементирован непротравливающимся пиритом (фиг. 63), как это имеет место в сланцеватых пиритовых рудах. Наблюдения показывают, что в целом пирит из обломков претерпел несравненно больший метаморфизм, чем пирит из цемента.

При рассмотрении деталей строения руды, показанной на фиг.25, также устанавливается, что пирит в цементе и в обломковидных обособлениях претерпел интенсивный метаморфизм, выразившийся в появлении незональных каемок в отдельных зернах и в других изменениях. Пирит из обломков претерпел больший метаморфизм по сравнению с пиритом из цемента. В описываемом пирите наряду с непротравливающимися каемками вокруг зональных зерен часто наблюдается исчезновение зональности в центральных частях зерен. В некоторых случаях непротравливающийся пирит одновременно слагает внутренние и внешние части зерен, а между ними выявляется отчетливая зональность.

Из изложенного следует, что брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд, подобно полосчатым, имеют длительную и сложную историю формирования. В начальный период рудообразования при отложении руд пиритового состава происходило частичное или почти полное замещение породы. В зависимости от состава и строения первичных пород при их частичном замещении сульфиды распределялись равномерно (образование вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд) или неравномерно с образованием брекчиевых и брекчиевидных текстур, аналогичных показанным на фиг. 60. Последующий метаморфизм привел к дроблению сплошных пиритовых руд и к частичному разлинзованию обломковидных обособлений пирита и подготовил пути для проникновения новых растворов, отложивших более поздние минеральные ассоциации пирит-халькопиритового состава. В результате этого произошло образование брекчиевых и брекчиевидных текстур, аналогичных показанной на фиг. 19. Последующему отложению минеральных ассоциаций со сфалеритом также предшествовало интенсивное давление и дробление ранее образованных руд. Послерудный метаморфизм привел к значительной перекристаллизации пластичных минералов и вызвал частичное перетложение пирита, находящегося в цементе и в обломках брекчиевых и брекчиевидных руд.

Пятнистые текстуры

Для Гайского месторождения они мало характерны и встречаются в виде отдельных участков среди сплошных (главным образом массивных) и прожилково-вкрапленных руд. В сплошных рудах пятнистые текстуры характеризуются тем, что на общем фоне однородной массивной руды выделяются отдельные участки (пятна), резко отличающиеся от основной массы руды минеральным составом или структурой. Как было отмечено, в отдельных сечениях штуфов руд с гнейсовидно-полосчатыми текстурами отчетливо проявляется пятнистое строение (см. фиг. 50). Иногда в массивных рудах наблюдаются незакономерно расположенные пятна нерудных минералов. В прожилково-вкрапленных рудах пятнистые текстуры характеризуются тем, что отдельные рудные пятна (состоящие из сплошных сульфидов) постепенно переходят во вкрапленные или безрудные части породы. Главной причиной образования пятнистых текстур, вероятно, является неравномерное наложение последующих минеральных ассоциаций на уже существовавшие руды.

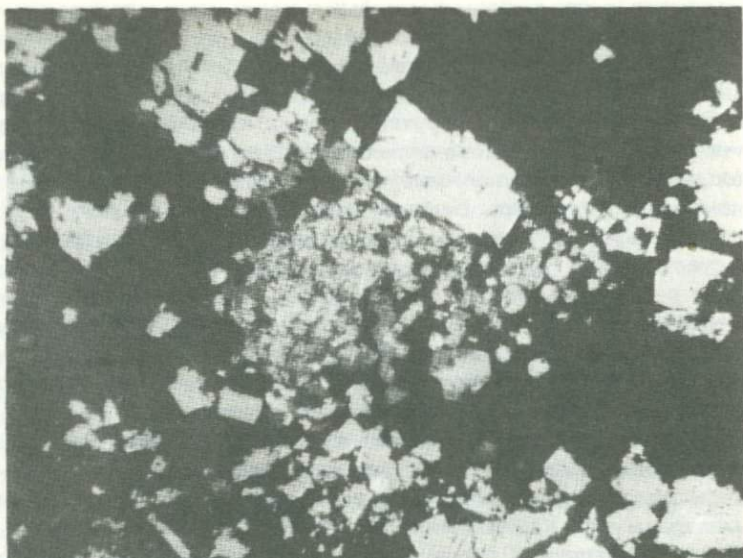
Метаколлоидные текстуры

В эту группу текстур отнесены различные проявления колломорфного строения минеральных агрегатов. Признаки колломорфного строения руд на Гайском месторождении являются редкостью. Они

наблюдаются в полированных штуфах и редко макроскопически почти во всех минеральных и текстурных типах руд. Наибольшее число находок колломорфного строения сульфидов имеется среди сплошных массивных руд, характеризующихся сплошным минеральным составом. В мономинеральных пиритовых рудах колломорфные текстуры отсутствуют. В прожилково-вкрапленных, полосчатых и сланцевых рудах имеются лишь единичные находки под микроскопом реликтов колломорфного строения. Наличие в рудах метаколлоидных текстур свидетельствует лишь о том, что при первоначальном отложении вещества локально существовали гели. Однако это еще ничего не говорит о форме и способе переноса вещества при формировании месторождения. Ф.В.Чухров (1955) подчеркивает, что очевидно нет возможности на основании структурных и текстурных особенностей провести резкую грань между рудами, вещество которых переносилось истинными и коллоидными растворами.

По морфологическим признакам в сульфидных рудах Гайского месторождения выделяются: 1) сложные большей частью неправильные колломорфные агрегаты, сложенные одним или несколькими минералами; 2) обособленные почковидные, сферолитовые и глобулярные выделения. Первые обычно встречаются в массивных рудах, характеризующихся сложным минеральным составом. Такие агрегаты часто имеют сферические или полусферические поверхности (см. фиг. 5). Иногда внешние контуры колломорфных агрегатов имеют волнистые кружевные узоры, где наблюдаются все переходы от замкнутых до колломорфно-полосчатых выделений. Колломорфное строение агрегатов часто узнается по взаимному расположению слагающих их минералов. Эти агрегаты сохранили лишь внешнюю форму, в то время как слагающие их минералы полностью перекристаллизованы. При травлении колломорфного сфалерит-пиритового агрегата, показанного на фиг. 5, установлено, что сфалерит обладает хорошо выраженной полиэдрической зернистостью, а в пирите выявляется внутреннее зональное строение, соответствующее кристаллам кубической и пентагондодэкаэдрической формы. Среди халькопиритовой массы встречаются мелкие сферические стяжения пирита (иногда с мельниковитом), в которых имеются звездчатые полости, выполненные халькопиритом. Реликты колломорфного строения нередко встречаются в существенно пиритовых рудах до глубины 1400–1500 м. В брекчиевых и брекчиевидных рудах в некоторых случаях халькопирит-пиритовые обломковидные скопления представляют собой сложные реликтовые колломорфные агрегаты. Микроскопическое изучение показывает, что рудные минералы полностью перекристаллизованы в отчетливые зернистые агрегаты.

Обособленные почковидные и сферолитовые выделения пирита встречаются несколько чаще по сравнению с колломорфными агрегатами. Почковидные выделения характеризуются наличием гладкой округло-бугорчатой поверхности, напоминая собой шарики. Такие шарики халькопирит-пиритового или пиритового состава встречаются в богатых борнитом массивных рудах залежи 3. В полирован-



Фиг.64. Сферолиты пирита с халькопиритом среди кварца (черное).Рядом более крупные кристаллы пирита. Полир.шлиф. Увел. 115

ных шлифах почковидные выделения обнаруживают концентрически-зональное (скорлуповатое) строение с признаками радиальной лучистости (см. фиг. 6). Встречающиеся в полосчатых и сланцеватых рудах отдельные почковидные выделения перекристаллизованы в зернистый агрегат, претерпевший интенсивные метаморфические изменения.

Процесс образования почковидных масс носит прерывистый характер, а не представляет собой явление одноактного выпадения сгустка геля, принявшего под воздействием поверхностного натяжения сферическую поверхность. На фиг. 6 показана почка с концентрически-зональным строением, где наблюдаются перемежающиеся зоны тонкозернистого строения, часть которых представлена радиально-лучистыми агрегатами, с зонами явнокристаллических агрегатов. А.Г.Бетехтин и Т.Н.Шадлун считают, что подобные особенности строения свидетельствуют о прерывистом росте почковидных агрегатов.

Значительный интерес представляют моно- и полиминеральные сферолитовые выделения в массивных и прожилково-вкрапленных рудах. Чаше встречаются пиритовые сферолиты, разбросанные в зернистых агрегатах кварца, находящегося в массивных халькопирит-пиритовых рудах (фиг. 64). Значительно реже сферолиты пирита расположены в сфалерите, халькопирите или блеклой руде. В сферолитах пирита при больших увеличениях почти постоянно устанавливаются очень мелкие включения халькопирита, сфалерита и реже

борнита. Редки сферолитовые выделения кварца, борнита и сфалерита в пирите. Мельчайшие выделения халькопирита, блеклой руды, сфалерита в виде шариков как бы законсервированы в сплошных тонкозернистых агрегатах других минералов. В данном случае это несомненно грубодисперсные системы, которые удается наблюдать в участках массивных руд, не претерпевших существенной перекристаллизации. Нередко такая форма выделений характерна для колусита. Борнит выкристаллизовался после того, как дисперсные частички в процессе коагуляции свернулись и образовали шарики, так как местами можно наблюдать явные признаки разъедания колусита борнитом. Встречаются также реликты сферолитового строения кварца. Сейчас это изометричные зернистые агрегаты, выполняющие межзерновые пространства пирита. Кварц отчетливо кристаллически-зернистый, иногда хорошо выражено зональное замещение его тонкодисперсным пиритом. Однако первоначальное сферолитовое строение кварца легко доказывается его радиально-лучистым (правильным сферолитовым) угасанием.

Структуры распада твердых растворов

Описываемые структуры встречаются среди руд со сложным минеральным составом, характеризующихся различным строением. По морфологическим признакам можно выделить эмульсиевидные, решетчатые и пластинчатые структуры.

Эмульсиевидные структуры встречаются часто (см. фиг. 21). Они характеризуются тем, что в зернистых агрегатах темных разновидностей сфалерита отмечаются тончайшие эмульсиевидные частицы халькопирита. Обычно они распределены беспорядочно в зернах сфалерита, реже приурочены к кристаллографическим направлениям, в результате чего проявляется ориентированное расположение частичек, являющееся переходным к пластинчатому и решетчатому структурам. Наличие указанных структур может быть объяснено раскристаллизацией сфалерита, содержащего тонкодисперсный халькопирит.

Сходные образования описаны в рудах с типичными колломорфными структурами месторождений Яман-Касы, Блява на Южном Урале (Шадлун, 1950^{1,2}) и Николаевского на Алтае (Шадлун, 1951), а также встречены нами в колломорфных рудах Комсомольского месторождения. Это дает основание предполагать, что такие участки не относятся к структурам распада, а являются следствием упорядочения дисперсных частиц халькопирита при раскристаллизации сфалерита. В метаморфизованных полосчатых, сланцеватых, брекчиевых и брекчиевидных рудах наряду с перекристаллизацией сфалерита в тонкозернистый гранобластический агрегат происходит также собирательная кристаллизация частиц халькопирита в более крупные выделения (см. фиг. 52). Эмульсиевидные структуры халькопирита в сфалерите встречаются в рудах с различными текстурами на глубинах от 100 до 400-500 м.

Решетчатые структуры типичны для пары минералов халькопирит – борнит, изредка они встречаются в парах минералов халькопирит – сфалерит и халькозин – борнит. Эти структуры характеризуются приуроченностью халькопирита или халькозина к пересекающейся системе кристаллографических направлений в борните или сфалерите. Форма решетки чаще ромбическая, иногда появляются признаки третьего, пересекающего ромбы направления. Описанные структуры встречаются в рудах до глубин 150–300 м. Подобные сростания нельзя однозначно относить к явлениям распада твердого раствора, не исключено, что они обусловлены замещением.

Пластинчатые структуры являются редкостью. Они характеризуются пунктирным расположением пластинок халькопирита в борните или сфалерите. Значительный интерес представляет находка пластинчатой структуры распада самородного серебра в электруме. Некоторые из описанных структур могли образоваться при кристаллизации из растворов в условиях постепенного падения температуры или путем диффузии в твердом состоянии при повышенных температурах, т.е. в результате метаморфизма руд. На ряде примеров уже было показано, что при метаморфизме руд обычно исчезают эмульсиевидные структуры халькопирита в сфалерите. Для пары халькопирит – борнит характер сростаний говорит в пользу возможного образования наблюдаемых структур путем диффузии в твердом состоянии. В ксенолитах руды из даек габбро-диабазов широко распространены решетчатые структуры халькопирита в сфалерите, для которых наиболее вероятно образование в результате распада твердого раствора.

Глава VII МЕТАМОРФИЗМ РУД

Проблема метаморфизма колчеданных руд не утратила остроты до настоящего времени. Еще в 1943 г. А.Н.Заварицкий писал, что решение вопроса о возможных позднейших влияниях на месторождения, об их возможном метаморфизме является ключом к их генезису. Детальное изучение руд Гайского месторождения показывает, что кроме отчетливых признаков прерывистого многостадийного гидротермально-метасоматического образования руды несут не менее отчетливые признаки интенсивных метаморфических преобразований.

Главными признаками, свидетельствующими о метаморфизме руд Гайского месторождения, являются: 1) реликты тонкодисперсного и колломорфного пирита и марказита, позволяющие предполагать, что до метаморфизма в рудах марказит и гелевые формы пирита были более распространенными; 2) хрупкие и пластические деформации, широко проявившиеся во всех сульфидах и нерудных минералах; 3) брекчирование руд, их дробление и разлинзование, раз-

граничивающие во времени отложение разновременных ассоциаций и указывающие на проявление динамического метаморфизма руд; 4) перекристаллизация и переотложение, характерные для всех сульфидов месторождения, но наиболее интенсивно проявившиеся в ранних пиритовых агрегатах, а также образование рудных прожилков метаморфического происхождения; 5) метасоматические замещения одних сульфидов другими и рудных минералов нерудными.

Однако последние нельзя использовать в качестве главного признака послерудного метаморфизма руд, как это делает П.Я.Ярош (1970), так как не всегда можно достаточно надежно отличить метасоматические замещения, возникающие в результате послерудного метаморфизма, от замещений, происходивших при наложении гидротермальных растворов поздних ассоциаций и стадий минерализации на ранее сформировавшиеся минеральные ассоциации.

Типы метаморфизма, проявленного в рудах

Совокупность полученных фактических данных, их сопоставление с конкретной геологической обстановкой, а также расшифровка истории и условий формирования руд свидетельствуют о том, что метаморфические преобразования руд проявлялись на месторождении неоднократно и протекали при следующих условиях.

Контактный метаморфизм, связанный с внедрением даек и малых интрузий основного состава. На Гайском месторождении широко распространены дайки плагиоклазовых порфиров, габбро-диабазов, миндалекаменных диабазов и сопряженные с ними тела малых интрузий. При всей дискусионности возрастных взаимоотношений даек и колчеданного оруденения (Старостин, 1964; Н.А.Перижняк в работе Бородаевская и др., 1968) остается бесспорным тот факт, что все они внедрялись в частично или полностью сформированные руды. На Гайском месторождении пока не установлены такие контактовые изменения минерального состава и строения руд, какие наблюдаются на Учалинском, Сибайском и других колчеданных месторождениях Южного Урала (Бородаевская и др., 1968; Пшеничный, Кулагина, 1968). Однако явления перегруппировки вещества, перекристаллизацию пирита и утрату им зонального строения можно наблюдать в рудах на расстоянии до нескольких метров от контакта с дайками.

Метаморфизм, связанный со стадийностью колчеданного рудообразования и проявлением внутрирудной тектоники. Здесь в свою очередь необходимо различать: 1) динамометаморфизм, связанный с неоднократно проявившимися внутрирудными тектоническими подвижками; 2) гидротермальный метаморфизм, обусловленный активным воздействием гидротермальных растворов последующих стадий минерализации на ранее сформированные руды. Гидротермальный метаморфизм проявлялся в частичном, а местами полном растворении ранее отложенных сульфидов,

в их переотложении, перекристаллизации, появлении вокруг зерен и зернистых агрегатов различных сульфидов их же метаморфических каемок, в образованиях жилок переотложенных сульфидов.

Преобразования в рудах, связанные с региональным метаморфизмом. Соотношения колчеданного рудообразования с региональным метаморфизмом вмещающих пород, определяемые В.И.Смирновым (1968) как генеральная проблема генезиса колчеданных месторождений на Южном Урале, все еще продолжает дискутироваться. Полученные в последние годы данные о проявлениях в пределах Магнитогорского мегасинклинория двух этапов зеленокаменного метаморфизма и сульфидного оруденения (Прокин, Захарова, 1969), а также о послерудном возрасте завершающих стадий пренито-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма (Зотов и др., 1969; Пшеничный и др., 1970) не оставляют сомнения о том, что процессы регионального метаморфизма наложились и на руды Гайского месторождения и, может быть, неоднократно.

В отличие от других типов метаморфизма преобразования, связанные с регионально-метаморфическими изменениями, в рудах проявились повсеместно. Метаморфические преобразования руд, вызванные проявлениями различных типов метаморфизма, неоднократно накладывались друг на друга во времени и в пространстве.

В результате изучения полосчатых и сланцеватых текстур руд (Пшеничный, Шадлун, 1962) установлено, что руды Гайского месторождения испытали интенсивный метаморфизм, проявившийся в два этапа: 1) после отложения основной массы пирита и 2) после формирования месторождения. Первый этап метаморфизма проявился после первого этапа оруденения. Изучение брекчиевых и брекчиевидных текстур руд, минеральных ассоциаций и последовательности их отложения показывает, что между указанными этапами метаморфизма происходили деформации и тектонические подвижки, которые разделяли друг от друга различные стадии минерализации или отложения отдельных минеральных ассоциаций. Эти деформации были кратковременными и менее интенсивными, чем в первый и второй этапы метаморфизма. Они лишь приводили к дроблению руд и некоторому дополнительному рассланцеванию вмещающих пород и руд и, таким образом, подготавливали пути для проникновения растворов, отложивших новые минеральные ассоциации.

Наряду с различными текстурами руд метаморфического происхождения или несущими на себе признаки метаморфизма интересны метаморфические жилки халькопирита и блеклой руды. По своей морфологии эти жилки резко отличаются от аналогичных по составу прожилков, но образовавшихся, несомненно, в результате гидротермальной деятельности на поздних стадиях формирования месторождения. Метаморфические жилки мономинеральные и обычно выполяют трещины отдельности в массивных и полосчатых рудах. Характерна зависимость состава жилок от состава вмещающих их руд. Халькопирит в прожилках обычно грубозернистый. Метаморфи-

ческие жилки блеклой руды встречаются реже и наблюдаются в участках руд с наиболее высокими содержаниями блеклой руды. Вдоль плоскостей отдельности или на поверхности зеркал скольжения встречаются тонкие корочки кальцита, в зальбандах которых располагаются пленочки и корочки (до 1-2 мм) метаморфического халькопирита или блеклой руды. Некоторые из метаморфических жилок имеют большие размеры. В одном из забоев горных выработок среди сплошных халькопирито-пиритовых руд залежи 3 была прослежена жила мощностью 8-10 см и длиной около 7 м, которая полностью сложена грубозернистым халькопиритом с редкими гнездами блеклой руды. В этих сульфидных рудах многие рассеянные элементы и другие элементы-примеси присутствуют в таких же количествах, как и во вмещающей метаморфическую жилу руде. Некоторые элементы даже концентрируются в халькопирите или блеклой руде (галлий, германий, индий, серебро). Вместе с тем низкое содержание селена и отсутствие в переотложенном халькопирите теллура свидетельствуют о том, что исследованный халькопирит не может принадлежать к ассоциации минералов поздних стадий рудоотложения, для которых характерно высокое содержание теллура. Таким образом, вопреки существующему представлению, в данном случае не наблюдается очищения минералов от всех рассеянных элементов при их метаморфической перегруппировке. Однако для решения вопроса о поведении рассеянных элементов при метаморфизме руд необходима постановка специальных исследований.

Изучение форм нахождения золота и его поведения в рудах показывает (Пшеничный, 1962¹), что на Гайском месторождении находит подтверждение высказанное В.М.Крейтером (1948) предположение о возможной зависимости форм проявления золота и крупности золотин в сульфидных рудах от степени метаморфизованности этих руд. Гайское месторождение по наличию в рудах микроскопически видимого золота, его ассоциациям и поведению в рудах является промежуточным между типичными южноуральскими и среднеуральскими месторождениями, но ближе к последним.

Приведенные данные о структурно-текстурных особенностях руд, минеральных ассоциациях и стадиях минерализации свидетельствуют о том, что руды Гайского месторождения в значительной степени метаморфизованы. Метаморфические преобразования руд развивались неоднократно в ходе рудообразования и интенсивно проявились в последрудное время. Некоторые наблюдения позволяют предположить, что метаморфизм в послерудное время проявлялся также неоднократно. Первое проявление внутрирудного метаморфизма (причем наиболее интенсивного) отмечается после отложения пиритовых руд, т.е. после серноколчеданной стадии минерализации. Таким образом, на примере Гайского месторождения подтверждается известное положение о длительном многостадийном проявлении послерудного (Шадлун, 1950) и о неоднократном проявлении внутрирудного метаморфизма на южноуральских колчеданных месторождениях (Петровская, Касьянов, 1960; Петровская, 1961). Впервые вывод

о развитии в гидротермальных месторождениях внутрирудного метаморфизма при стадийном формировании руд был сделан Н.В.Петровской (1955).

Как и на других колчеданных месторождениях Южного Урала (Учалы, Сибай), интенсивность и характер проявления метаморфизма на Гайском месторождении (внутрирудного и послерудного) менялись во времени и в пространстве. Об этом свидетельствуют часто локальное проявление отдельных стадий или этапов метаморфизма в пределах отдельных залежей или рудных тел и различные результаты проявления этого метаморфизма. То в результате метаморфизма возникали типичные сланцеватые и метаморфогенно-полосчатые текстуры руд, то динамические усилия вызывали только частичное грубое рассланцевание и дробление руд с образованием внутрирудных брекчий, а иногда они выражались лишь в перекристаллизации и переотложении вещества. Однако проявлениями метаморфизма может быть объяснена только часть особенностей неоднородного состава и строения руд. Значительная часть этих особенностей возникла в результате отложения разновременных минеральных ассоциаций, т.е. стадийного формирования руд. Особенностью Гайского месторождения является то, что его руды намного интенсивнее метаморфизованы, чем руды других колчеданных месторождений Южного Урала (Блява, Комсомольское, Макан, Сибай, им. XIX Партсъезда, Учалы).

Глава VIII

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Главнейшие парагенетические минеральные ассоциации

Как уже отмечалось, Гайское месторождение характеризуется отчетливо выраженной неоднородностью состава руд. Отдельные типы руд отмечаются повышенным или преимущественным развитием определенных минеральных ассоциаций, которые представляют собой разновременные образования, созданные в различные стадии формирования колчеданных руд. К аналогичному выводу пришли Н.В.Петровская (1963), А.В.Касьянов и Е.П.Миронов (1963). Первично образованные минеральные ассоциации на протяжении длительной истории становления претерпели сильные диагенетические изменения и еще более сложные метаморфические преобразования. Местами такие преобразования привели к появлению новых ассоциаций. Все это вызывает большие трудности при выделении в рудах Гайского месторождения парагенетических минеральных ассоциаций. Сказанное свидетельствует о сложности проблемы кол-

чеданного рудообразования и трудности ее решения применяющимися в настоящее время методами полевых и лабораторных исследований руд колчеданных месторождений.

Главнейшими рудообразующими минеральными ассоциациями на Гайском месторождении являются: 1) раннепиритовые: кварц-пиритовая, кварц-карбонат-пиритовая; 2) продуктивные: халькопирит-пиритовая с кварцем и карбонатами, халькопирит-сфалерит-пиритовая с карбонатами и баритом, сфалерит-барит-пиритовая, галенит-теннантитовая, галенит-борнитовая, борнит-баритовая; 3) поздние и послерудные серии кварц-барит-карбонатных ассоциаций с сульфидами; серия кварц-барит-карбонатных безрудных ассоциаций. Главнейшие особенности перечисленных ассоциаций сводятся к следующему.

Кварц-пиритовая ассоциация состоит из пирита I, парагенного с ним кварца и сопровождающих их в незначительном количестве халькопирита I, сфалерита I и тонкодисперсного золота, связанного с пиритом. Большая часть кварца по времени несколько опережает отложение пирита I, знаменуя собой волну кислотного выщелачивания.

Минералы кварц-пиритовой ассоциации почти полностью слагают сплошные пиритовые руды и составляют основную часть "минерального фонда" других типов руд. Характерно постоянство количественной роли халькопирита, сфалерита и тонкодисперсного золота. Эта ассоциация является наиболее распространенной среди сплошных и прожилково-вкрапленных руд. В сплошных рудах она на 80-90% состоит из пирита, на 10-15% из кварца и содержит незначительные примеси халькопирита и сфалерита. Таким образом, не наблюдается полной обособленности пирита от остальных сульфидов, подтверждением чему являются колломорфные образования, в строении которых принимают участие пирит, сфалерит и халькопирит. Отложение кварц-пиритовой ассоциации завершается незначительными тектоническими подвижками и трещинообразованием.

Кварц-карбонат-пиритовая ассоциация состоит из крупно- и грубозернистого пирита II и сопровождающих их кварца и частично кальцита, фиксируя в виде жил различной мощности (от единиц миллиметров до целых, а иногда и десятков сантиметров) трещиноватость в мелкозернистых пиритовых рудах. Ориентировка трещин преимущественно крутая, однако встречается в штокверковая. В этой ассоциации почти отсутствуют халькопирит и сфалерит, но постоянно присутствует тонкодисперсное золото. Не отрицая возможности образования некоторой части крупнозернистого пирита в результате метаморфического преобразования мелкозернистых руд, необходимо все же допустить появление этой ассоциации в результате гидротермально-метасоматической деятельности, знаменующей собой после кратковременного перерыва, а может быть даже частичного затухания процесса минералообразования завершение формирования серноколчеданных руд. Последнее, вероятно, происходило из остаточных растворов, несколько обогащенных теллуrom

и золотом и протекало в более спокойной обстановке, что и обусловило большую крупнозернистость рудных агрегатов.

После отложения описываемой минеральной ассоциации наступил значительный перерыв в минералообразовании, сопровождавшийся тектоническими подвижками с частичным образованием субпараллельной трещиноватости, брекчированием ранее возникших руд и их метаморфизмом.

Халькопирит-пиритовая ассоциация с кварцем и карбонатами. Вторая генерация халькопирита совместно с укрупненнозернистым пиритом III в сопровождении серого кварца и частично карбонатов (кальцита) образуют ассоциацию, которая накладывается на раннепиритовые руды.

Однако пирит III и халькопирит II проявляются далеко не повсеместно. Нередко наблюдаются скопления, ориентированные или ветвящиеся прожилки халькопирита II, которые секут агрегаты раннепиритовых руд, цементируют их и не сопровождаются пиритом III. Описываемая ассоциация обычно развивается на фоне зернистых агрегатов минеральных ассоциаций, слагающих раннепиритовые руды, и составляет от 5-10 до 50-60% (иногда и более) руд в контурах своего развития. Факты пространственного обособления крупных полей существенно халькопирит-пиритовых руд, наличие секущих жил и прожилков халькопирит-пиритового состава, брекчиевых и брекчиевидных текстур (внутрирудные брекчии), в которых обломки пиритовых руд цементируются минеральными агрегатами халькопирит-пиритовой ассоциации, являются подтверждением самостоятельного существования описываемой ассоциации. С минералами халькопирит-пиритовой ассоциации выделения самородного золота встречаются значительно чаще, чем с минералами других ассоциаций. Карбонатизация является более поздней по сравнению с окварцеванием и характеризует завершение отложения минералов описываемой ассоциации. Халькопирит-пиритовая ассоциация сопровождается незначительными примесями сфалерита и блеклой руды. Затем наступил значительный перерыв в процессе рудообразования с интенсивно проявившимися тектоническими подвижками, дроблением, брекчированием, а местами расланцеванием и повсеместным метаморфизмом руд.

Имеющиеся в настоящее время материалы не дают однозначного ответа на вопрос о том, выделилась ли основная масса сфалерита на протяжении отложения одной минеральной ассоциации (пирит-халькопирит-сфалеритовой, по Н.В.Петровской), характеризующейся резкой изменчивостью количественных соотношений отдельных ее членов (см. описание сфалерита), или же сфалерит связан с формированием двух последовательно выделившихся минеральных ассоциаций: халькопирит-сфалерит-пиритовой и сфалерит-барит-пиритовой. Последнее представляется более вероятным по следующим причинам. Халькопирит-сфалеритовая минерализация постоянно сопровождается значительными концентрациями карбонатов, в меньшей степени серым кварцем, знаменующим обычно на-

чало отложения ассоциации, и частично баритом, в основном завершающим отложение данной ассоциации. Существенно сфалеритовая минерализация в ассоциации с мелкозернистым пиритом IV сопровождается обильными выделениями барита, а карбонаты и тем более кварц здесь появляются лишь эпизодически. В пространстве наблюдается резкое обособление значительных объемов руд сфалерит-пиритового состава от руд, где раздробленные, брекчированные и разлинзованные агрегаты пиритового и халькопирит-пиритового состава цементируются более поздним халькопирит-сфалеритовым цементом. Ссылка в данном случае на резкие колебания количественных соотношений отдельных членов в пределах одной минеральной ассоциации является всего лишь допущением.

Вместе с тем взаимоотношения между двумя упомянутыми сфалеритосодержащими ассоциациями недостаточно ясны, поскольку не наблюдается четко выраженного перерыва с тектоническими подвижками. И они, вероятно, лишь отражают последовательную эволюцию гидротермальных растворов от халькопирит-сфалеритового состава с кварцем, карбонатами и частично баритом до сфалерит-баритового состава на протяжении одной длительно развивавшейся медно-цинковой стадии минерализации.

Галенит-теннантитовая ассоциация. Разделение во времени выделяемой ассоциации с более ранними минеральными ассоциациями выражено слабо. Однако наличие тесных взаимопрорастаний определенной части галенита I с основной массой блеклой руды (2 генерация), факты замещения галенита халькопиритом IV, сопровождающим борнит, а также обособленных в пространстве участков руд, обогащенных блеклой рудой и галенитом, свидетельствуют о том, что на Гайском месторождении развита самостоятельная мало характерная для колчеданных месторождений Южного Урала, галенит-теннантитовая ассоциация. Иногда минералы галенит-теннантитовой ассоциации совместно со сфалеритом цементируют раздробленные пиритовые или халькопирит-пиритовые руды (см. фиг. 29). С описываемой ассоциацией связано значительное количество теллуридов и самородного золота. Встречается колусит. Несколько повышенная роль кварца, сопровождающего крупные скопления блеклой руды с галенитом, по сравнению с предшествующей сфалерит-барит-пиритовой ассоциацией, вероятно, может рассматриваться как начало нового цикла в минералообразовании. Галенит и теннантит иногда сопровождаются небольшим количеством пирита V, с которым они находятся в равновесных отношениях, но постоянно интенсивно корродируют и замещают пириты более ранних генераций.

Галенит-борнитовая ассоциация с гипогенным халькозином и незначительным количеством наиболее позднего халькопирита слагает крупные участки руд в Стержневой линзе залежи 3. Явно преобладающим минералом в составе ассоциации является борнит I, образующий местами небольшие участки почти мономинеральных борнитовых руд. Спорадически борнит I сопровождается пиритом VI, образующим рассредоточенную идиоморфную вкрапленность,

и постоянно сильно корродирует все более ранние генерации пирита вплоть до полного их съедания. Описываемая ассоциация является одной из наиболее продуктивных минеральных ассоциаций не только на медь, но и на ряд ценных сопутствующих элементов. С ней связано основное количество колусита, моусонита, станноидита и значительная часть теллуридов и самородного золота.

Отложению галенит-борнитовой ассоциации предшествовал перерыв в минералообразовании, на протяжении которого проявились внутрирудные тектонические деформации, выразившиеся в трещинообразовании, дроблении, брекчировании, а иногда и в разлинзовании и развальцевании руд. Линзы халькопирит-пиритового состава, иногда с наложенной сфалерит-баритовой ассоциацией, окружены и цементированы пирит-борнитовой массой с сопровождающими борнит минералами. Отмеченные деформации, проявившиеся после отложения сфалерит-барит-пиритовой ассоциации, иногда фиксируются минералами предшествующей галенит-теннатитовой ассоциации. Между последней и описываемой ассоциациями не установлено сколько-нибудь значительного перерыва и деформаций руд, что свидетельствует о тесной их взаимной связи.

Борнит-баритовая ассоциация — наиболее поздняя продуктивная ассоциация. Главным ее минералом является борнит II, который спорадически сопровождается небольшим количеством барита и пирита VIII. Отложению описываемой ассоциации предшествовали внутрирудные тектонические деформации, которые привели к дополнительному расщеплению, частичному разлинзованию и, главным образом к направленному дроблению (образование ориентированных трещинок) ранее отложенных руд и, таким образом, подготовили пути для проникновения растворов, отложивших борнит-баритовую ассоциацию. Это привело к возникновению в рудах своеобразной сети субпараллельных жилок почти мономинерального борнита и созданию необычайного текстурного облика наложенных полосчатых руд.

В связи с неясностью происхождения в рудах месторождения позднего борнита, остается также нерешенным и вопрос о происхождении борнит-баритовой ассоциации. Не исключено, что борнит-баритовая ассоциация является частично метаморфической, т.е. возникшей в результате динамического метаморфизма руд, а частично отложилась из гидротермальных растворов в завершающую стадию продуктивного рудообразования.

Серия кварц-барит-карбонатных ассоциаций с рассеянной вкрапленностью сульфидов знаменует собой новую затухающую стадию минералообразования. Это неодинаковой мощности (от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров) различно ориентированные жилы, секущие все минеральные типы сплошных и вкрапленных руд. По взаимному пересечению можно выделить не менее трех генераций жил, различающихся между собой по составу: кварцевые, иногда с примесью кальцита и барита; кварц-карбонатные с примесью барита; барит-карбонатные или существенно

баритовые. Все жилы в различных количествах содержат рассеянную или гнездовую вкрапленность сульфидов, среди которых преобладает блеклая руда, реже встречается халькопирит. Очень редки галенит, сфалерит и пирит. Сульфидам почти постоянно сопутствуют самородное золото и гессит, образующие золото-кварц-халькопиритовую и золото-гессит-теннантитовую ассоциации. Состав сульфидов в описываемых жилах не зависит от состава пересечаемых ими руд и не меняется, по крайней мере существенно, при переходе из сплошных руд во вмещающие породы. Взаимоотношения сульфидов и нерудных минералов показывают, что отложение первых несколько отставало от формирования кварцевых, баритовых и карбонатных агрегатов. Состав и последовательность формирования жил и прожилков свидетельствуют о высокой подвижности кремнезема в начале процесса (существенно кварцевые жилы) и возрастании роли щелочноземельных элементов (кальций, барий) к концу формирования описываемых ассоциаций. Н.В.Петровская подобные жилы и прожилки на Гайском месторождении относит к сегрегационным метаморфогенным образованиям. Однако особенности их состава, взаимоотношения с вмещающими их рудами и отличия от типичных метаморфических жил и прожилков позволяют считать более вероятным их позднегидротермальное происхождение. Признаки же перекристаллизации и перегруппировки вещества, иногда наблюдаемые в жилах и прожилках, вызваны пострудным метаморфизмом.

Серия кварц-барит-карбонатных безрудных жил и прожилков (ассоциаций) сечет описанные жилы и отличается от них полным отсутствием сульфидов. По-видимому, они представляют собой также продукт гидротермальной деятельности и, возможно, близки по времени к отложению послерудного серицита.

Описанные минеральные ассоциации, накладываясь друг на друга в пространстве в различных количественных и качественных соотношениях, приводили к образованию различных по составу и сложным по внутреннему строению (с большим разнообразием текстурно-структурных рисунков) рудных тел и залежей. Наиболее полно и отчетливо разновозрастные рудные минеральные ассоциации представлены в рудах залежи 3 и особенно в ее Стержневой линзе. Здесь в максимальных количествах отложились все продуктивные минеральные ассоциации и особенно наиболее поздние из них. Раннепиритовые минеральные ассоциации в рудах Стержневой линзы сохранились в основном в виде реликтов и останцов. Это нередко различных размеров (до нескольких десятков метров) близгоризонтальные в верхней части линзы или крутопадающие в корневой ее части линзообразные тела ранних серноколчеданных руд, окруженных сложными по составу полиминеральными рудами. И только лишь руды залежи 2 полностью сложены раннепиритовыми минеральными ассоциациями.

Условия формирования руд

Взаимоотношения всех сульфидов с вмещающими их породами, а также с наиболее ранними элементами расщелачивания и трещиноватости пород свидетельствуют о том, что оруденение Гайского месторождения наложено на вмещающие вулканиты последовательно-дифференцированной формации, включая и наиболее поздние субвулканические тела кварцевых липарито-дацитов. Рудные тела и залежи месторождения представляют собой продукт сложной и длительно развивавшейся гидротермальной деятельности. Смена минеральных ассоциаций во времени отражает прежде всего изменение состава растворов, вызываемое изменением термодинамических и физико-химических условий минералообразования. Переходы от одной ступени минерального равновесия к другой сочетаются с перерывами в минералообразовании той или иной продолжительности, сопровождающимися внутрирудными подвижками или тектоническими импульсами различной интенсивности. В рудах и околорудных метасоматитах имеются отчетливые признаки проявления стадийности, намечающейся по контрастной смене минеральных ассоциаций на фоне некоторой цикличности кислотно-щелочной дифференциации. Последняя выражается в том, что среди нерудных минералов, сопровождающих отложения сульфидов на протяжении всей гидротермальной деятельности, в начале каждой стадии минерализации ведущая или значительная роль принадлежит окварцеванию, которое затем сменяется хлоритизацией, серицитизацией отложениями карбонатов и барита. Следует отметить, что количественные соотношения между различными нерудными минералами на протяжении каждой из намечающихся стадий минерализации были различными и резко менялись, но отмеченная направленность и цикличность изменения постоянно сохранялись. Вообще условия высокой подвижности кремнезема характерны для начальных периодов кислотного выщелачивания каждой циклически развивающейся стадии гидротермального рудообразования (Петровская, 1959; 1965; Григорчук, 1965; Кигай, 1963).

Перерывы в рудообразовании, т.е. между отложением отдельных минеральных ассоциаций, сопровождающиеся проявлением интенсивных внутрирудных деформаций, образованием внутрирудных брекчий и признаками перекристаллизации, отчасти перегруппировкой вещества, конкретно охарактеризованных нами в соответствующих разделах, подтверждают стадийный характер колчеданного рудообразования. Следует отметить, что стадийность минералообразования в современном ее понимании (Соколов и др., 1972) была выделена и описана для ряда колчеданных месторождений Южного Урала и в том числе для Гайского Н.В.Петровской (1959, 1961, 1963; Петровская, Касьянов, 1960).

Стадиям минерализации, формирующимся из определенных порций рудоносных растворов, соответствуют определенные парагенетические минеральные ассоциации. Однако иногда на протяжении

одной стадии минерализации может происходить отложение двух или более последовательно выделяющихся минеральных ассоциаций. Стадии минерализации сменились перерывами в минералообразовании, характеризующимися проявлениями внутрирудного метаморфизма, интенсивность которого была неодинаковой в разное время, т.е. после каждой стадии минерализации.

Полученные данные показывают, что периоды отложения рудного вещества, сменяющиеся в ходе одного рудообразующего процесса, и разделяющие их перерывы минералообразования далеко не равноценны, на что справедливо указывает Н.В.Петровская (1963). Наиболее существенный перерыв в минералообразовании с интенсивным метаморфизмом руд, относящимся к первому этапу, отделяет формирование раннепиритовых ассоциаций от всех более поздних минеральных ассоциаций.

Принципиальная схема последовательности минералообразования на Гайском месторождении (фиг. 65) может быть представлена следующим образом.

Первый гидротермальный этап. Процессу интенсивного колчеданного рудоотложения предшествовало трещинообразование и расщепление пород, связанное с вулканической тектоникой, которая проявилась в породах, претерпевших прерудное гипогенное выщелачивание. Последнее в ряде случаев, вероятно, сопровождалось рассеянной и частично прожилковой пиритовой минерализацией. Некоторыми исследователями (Бородаевская и др., 1973а) отмечается синхронность развития процессов гипогенного выщелачивания и сопутствующей им пиритизации на колчеданных месторождениях Магнитогорского мегасинклиория с отдельными фазами вулканической деятельности. Следовательно, можно говорить о неоднократном проявлении синхронной с вулканизмом гидротермально-метасоматической пиритизации, которая на Гайском месторождении, вероятно, в значительной степени представляет собой фоновую пиритизацию вокруг рудных тел и залежей различного минерального состава и частично входит в состав сплошных серноколчеданных рудных тел. Отложение основной массы пирита, образовавшего крупные серноколчеданные рудные тела, во времени оторвано от процессов непосредственной вулканической деятельности и имеет, вероятно, лишь парагенетическую связь с наиболее ранними фазами кислой субвулканической деятельности. Это подтверждается самой морфологией серноколчеданных рудных тел, их положением в структуре месторождения (залежь 2), а также взаимоотношениями их с зонами трещиноватости и брекчирования, возникшими в результате субвулканической деятельности. Основная масса серноколчеданных рудных тел образовалась в результате обильного отложения сульфидов раннепиритовых ассоциаций. Имеющиеся материалы показывают, что кроме разделения во времени периодом трещинообразования кварц-пиритовой и кварц-карбонат-пиритовой ассоциаций само отложение наиболее раннего пирита кварц-пиритовой ассоциации происходило в нестабильной обстановке, что выразилось в появлени-

Минералы	Этапы		
	I Гидротермальный	Стадии минералообразования и	
	Серноколчеданная Кварц-пиритовая Кварц-карбонат-пиритовая	1 этап метаморфизма	Медноколчеданная Халькопирит-пиритовая с кварцем и карбонатами
	Метаморфизм		
Кварц	<p>Дробление, брекчирование и расщепление пиритовых руд Метаморфическое переотложение пирита</p> <p>Дополнительное расщепление вмещающих пород. Расщепление, разлинзование и дробление уже отложенных сплошных и вкрапленных пиритовых руд, их интенсивный динамический метаморфизм</p>		
Серицит			
Пирит			
Флюорит			
Халькопирит			
Золото			
Карбонаты			
Сфалерит			
Барит			
Блеклая руда			
Теллуриды			
Минералы германия			
Галенит			
Халькозин			
Борнит			

гипогенной минерализации			
II Гидротермальный			
соответствующие им минеральные ассоциации			
Медно-цинковая	Тектонически подвижки и брекчирование руд	Золото-полиметаллическая	Позднерудная
Халькопирит-сфалерит-пиритовая		Галенит-теннантитовая	Кварц-барит-карбонатная с сульфидами, кварц-барит-карбонатная
Сфалерит-барит-пиритовая		Галенит-борнитовая	
	Трещинообразование и дробление руд		
Средней интенсивности тектонические подвижки, вызвавшие дробление, брекчирование, а местами разлинзование руд			
Внутрирудные подвижки, вызвавшие трещинообразование и местами слабое брекчирование руд			
Расщепление пиритовых руд. Дифференциация вещества, перекристаллизация пластичных сульфидов и перегруппировка пирита, окончательное формирование полосчатых текстур. Появление метаморфических жилков сульфидов и завершение формирования метаморфических ассоциаций			

нии в раннепиритовых рудах пирита₁ и пирита₂. Тесная взаимная связь раннепиритовых ассоциаций позволяет рассматривать их как продукты деятельности одной серноколчеданной стадии минерализации.

В то же время не исключена возможность наличия на Гайском месторождении некоторой части серноколчеданных руд, образовавшихся в результате сольфатарно-фумарольной деятельности, т.е. имеющих эксгаляционно-осадочное происхождение. Незначительные количества такого типа серноколчеданных руд установлены разными исследователями (М.Б.Бородаевская, Н.А.Перижняк, П.И.Пирожок и др.) на ряде колчеданных месторождений Южного Урала: Комсомольском, Блявинском, Юбилейном, Сибайском, Учалинском. Эксгаляционно-осадочные руды установлены также и изучались автором на Комсомольском и Юбилейном месторождениях.

После формирования раннепиритовых руд наступил продолжительный перерыв в минералообразовании, на протяжении которого проявились интенсивные метаморфические преобразования руд, связанные с метаморфизмом первого этапа (Пшеничный, Шадлун, 1962).

Второй гидротермальный этап. Новый этап гидротермальной деятельности начинается с формирования руд медноколчеданной стадии минерализации, на протяжении которой произошло отложение халькопирит-пиритовой минеральной ассоциации. Последняя, накладываясь в пространстве на серноколчеданные руды, формирует все промышленные медисто-колчеданные руды месторождения. Медноколчеданная стадия завершается наиболее крупным в пределах второго гидротермального этапа внутрирудным перерывом и метаморфизмом всех ранее отложенных руд. Однако по продолжительности этот перерыв, вероятно, значительно уступает перерыву между первым и вторым гидротермальными этапами.

Минерализация медно-цинковой стадии в пространстве накладывается на серноколчеданные и медноколчеданные руды, формируя промышленные медисто-цинковистые и серноцинковистые руды месторождения. Об этом свидетельствует очень широкое распространение внутрирудных брекчий, где обломки пиритового или халькопирит-пиритового состава цементируются минералами халькопирит-сфалерит-пиритовой и сфалерит-барит-пиритовой ассоциаций.

Отложению минералов золото-полиметаллической стадии предшествовал перерыв в минералообразовании, сопровождавшийся тектоническими подвижками, вызвавшими ориентированное трещинообразование, дробление, брекчирование, а местами и разлинзование ранее отложенных руд. В описываемую стадию произошло отложение минералов трех последовательных, но все же взаимосвязанных минеральных ассоциаций (см. фиг. 65), которые завершают формирование промышленных руд месторождения. В пространстве золото-полиметаллическая стадия проявилась в более локальной зоне, чем все предыдущие стадии, образовав сложные по минеральному составу руды Стержневой линзы залежи 3, а также частично отлагаясь в отдельных рудных телах верхних горизонтов залежи 4.

Позднерудная стадия минерализации представлена сериями жил кварц-барит-карбонатных ассоциаций с сульфидами и без них. В общем с этой стадией связано ничтожное количество цветных металлов (в основном меди), сопровождающих их рассеянных элементов и благородных металлов. В заключительную стадию эндогенного рудообразования наиболее отчетливо проявился цикл кислотно-щелочной дифференциации. Наиболее ранние существенно кварцевые жилы и прожилки последовательно сменяются кварц-баритовыми, баритовыми, барит-карбонатными и, наконец, существенно карбонатными.

Смена во времени минеральных ассоциаций, а соответственно и стадийность минералообразования в ходе длительно развивающегося процесса колчеданного рудоотложения убедительно могут быть объяснены только с позиций пульсирующего поступления эволюционирующих во времени постмагматических гидротермальных растворов в область колчеданного рудоотложения на фоне периодического трещинообразования. Последовательная эволюция состава гидротермальных растворов происходила, вероятно, еще в самих магматических очагах до или в период отщепления их от силикатных расплавов и продолжалась по пути миграции растворов к месту рудоотложения.

Общей тенденцией эволюции состава гидротермальных растворов является постепенное усложнение их химического состава и последовательное изменение в растворах количественных соотношений главных рудообразующих и сопутствующих им элементов-примесей и рассеянных элементов. В начале рудоотложения растворы в своем составе содержали в основном серу, частично железо и ничтожное количества цветных металлов, рассеянных элементов, золота и серебра. Значительная часть железа была мобилизована гидротермальными растворами из околорудного пространства при рудоотложении, что подтверждается подсчетами баланса вещества при гидротермально-метасоматических процессах, выполненными для ряда колчеданных месторождений Южного Урала. С этими растворами связано формирование серноколчеданных руд.

В более поздние стадии рудоотложения происходило последовательное обогащение растворов медью, затем цинком и, наконец, барием, мышьяком и благородными металлами. Характерно поведение селена и теллура. На протяжении одного гидротермального этапа концентрация селена в рудах, а следовательно, и в растворах, из которых образовались эти руды, постепенно уменьшается от начальных стадий рудообразования к конечным, а концентрация теллура возрастает в этом же направлении (Пшеничный, 1961).

Гидротермальные растворы каждой стадии рудообразования содержали практически весь комплекс химических элементов, характерных для месторождений колчеданной формации, но количественные соотношения между этими элементами в разные моменты рудоотложения были резко различными, что и обусловило специфику состава и строения руд, сформированных в разные стадии.

Накопленный в настоящее время фактический материал свидетельствует о том, что гидротермальные растворы послесерноколчеданных стадий минералообразования были бессернистые или недосыщенные серой. Роль ранее отложенных серноколчеданных руд сводилась к своеобразным коллекторско-сорбционным свойствам в отношении металлоносных гидротерм и они являлись своего рода катализаторами на пути движения химически активных растворов, обогащенных цветными металлами. Эти растворы активно воздействовали на пирит, вступали с ним в обменные реакции, в значительной степени растворяли его вплоть до полного уничтожения и заимствовали из него часть серы для нового сульфидообразования. Обогащение серноколчеданных руд медью, цинком, свинцом, мышьяком и другими химическими элементами могло произойти также за счет вытеснения части железа из пирита и отложения новых продуктов химических реакций между ранними сульфидами (пиритом) и поступающими гидротермальными растворами. Возможность такого пути позднего рудообразования допускается В.И.Смирновым (1970). Подобным же образом, по мнению Лавринга (1961), происходило формирование некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.

Возможность образования в среднеуральских колчеданных месторождениях сульфидов меди и цинка в результате химических реакций между ранее отложенными серноколчеданными рудами и бессернистыми растворами, содержащими медь и цинк, впервые была высказана Д.П.Григорьевым (1948), а затем Е.К.Лазаренко (1953). После имевшей место дискуссии (Григорьев, 1949; Шадлун, 1949) эти идеи не получили дальнейшего развития и нигде в литературе специально не обсуждались.

Вывод о бессернистом или почти бессернистом составе гидротермальных растворов послесерноколчеданных стадий минерализации вытекает из результатов многолетнего изучения руд Гайского и многих других колчеданных месторождений Южного Урала (Учалинское, им. XIX Партсъезда, Узельгинское, Сибайское, Юбилейное, Октябрьское, Бурибайское, Джусинское, Комсомольское) и, вероятно, может быть распространен и на другие месторождения колчеданной формации. Главными доводами в пользу высказанного положения являются следующие.

1. На Гайском и других колчеданных месторождениях Урала послесерноколчеданные стадии минерализации всегда проявляются в пределах объема раннепиритовых рудных тел. На Урале отсутствуют сколько-нибудь значительные по размеру самостоятельные, вне пространственной связи с раннепиритовыми рудами, рудные тела халькопиритового, халькопирит-сфалеритового или другого состава, определяемого поздними минеральными ассоциациями. Небольшое рудное тело халькопирит-борнитового состава на Учалинском месторождении, расположенное в непосредственной близости от главного рудного тела, является продуктом метаморфической регенерации более ранних руд основного рудного тела (Пшеничный, Пиро-

жок, 1970). Если бы гидротермальные растворы послесерноколчеданных стадий минерализации содержали достаточное количество серы и железа, то можно было бы ожидать появление рудных тел, образованных этими растворами вне пространственной связи с раннепиритовыми рудами. Ведь для движения растворов поздних стадий могли быть использованы не только пути, возникшие в пределах серноколчеданных руд, но и новые высокопроницаемые зоны, образовавшиеся в результате межстадийных тектонических подвижек в окружающих породах.

2. Практически во все продуктивные минеральные парагенезисы в том или ином количестве входят сульфиды меди, железа и цинка. В силу кристаллохимических и энергетических особенностей пирит почти всегда кристаллизуется из раствора несколько ранее, чем остальные сульфиды, находящиеся с ними в парагенезисе. Однако, находясь в равновесии с этими сульфидами (халькопиритом, сфалеритом, борнитом, блеклой рудой, галенитом), он очень редко и в незначительной степени замещается (корродируется) ими, вследствие чего обладает по сравнению с ними достаточно высокой степенью идиоморфизма. Кроме того он почти постоянно содержит очень мелкие (не крупнее первых десятков микрон) изолированные включения сульфидов, находящихся с ним в парагенезисе. В то же время пирит серноколчеданных руд интенсивно корродируется более поздними сульфидами меди и цинка вплоть до почти полного, а местами и полного его метасоматического замещения, что было показано при описании минералов и их ассоциаций. Мобилизованная таким образом гидротермальными растворами сера связывалась с находящимися в растворах металлами и при соответствующих термодинамических условиях выпадала в виде халькопирита, сфалерита, борнита и других сульфидов.

Каковы же источники серы и железа для образования поздних генераций пирита, входящего в состав послесерноколчеданных минеральных ассоциаций? Некоторое количество поздних пиритов могло образоваться за счет серы, частично привнесенной послесерноколчеданными гидротермальными растворами (такую возможность нельзя полностью исключить), большая же их часть, вероятно, представляет собой продукт растворения раннего пирита и последующего выделения из гидротермальных растворов в виде пирита избыточного количества серы и железа, не вошедших в состав других сульфидов: халькопирита, сфалерита, борнита и блеклой руды.

3. На возможность несульфидной формы переноса цветных металлов указывают известные данные одной из глубоких скважин в Калифорнии (1594 м), где обнаружен источник хлоридного гидротермального раствора с температурой около 270°C и поразительно высокими концентрациями цветных металлов, а также натрия, лития, кальция (White et al., 1963). Этот источник связан с четвертичным очагом риолитов и обсидианов. Гидротермы, будучи потенциально рудоносными, не содержат серы ни в сульфидной, ни в сульфатной формах. Вероятно, по этой причине не обнаружено при-

наков разгрузки этих металлоносных гидротермальных растворов от рудного вещества. В то же время на о. Челекен, где известна современная гидротермальная деятельность (Лебедев, 1968), хлоридные металлоносные гидротермальные растворы при слиянии их с сероводородными источниками обрасывают свой полезный груз в виде сульфидов. Таким образом, гидротермальные металлоносные растворы послесерноколчеданных стадий минерализации могли быть бессернистыми и откладывать свой полезный груз лишь в том случае, когда они на своем пути встречали серу в виде ранее отложенных сульфидных тел или сероводородных эманаций.

Процесс колчеданного рудообразования на Гайском месторождении был сложным, сильно растянутым во времени и прерывистым. Прерывистость рудоотложения, вероятно, является следствием неоднократно проявлявшейся тектонической деятельности, обусловленной последовательным внедрением и становлением разновозрастных образований пород субвулканических фаций. Продуктивное оруденение связано парагенетически с субвулканическими телами кварцевых липарито-дацитов, которые, по данным М.Б.Бородаевской, В.С.Требухина и Н.Ф.Зубко (1973), завершают образование последовательно-дифференцированной формации и внедрялись синхронно с началом накопления базальтоидных пород слабодифференцированной формации.

Температура и глубина рудообразования

Представления о температурах минералообразования Гайского месторождения сложились в результате изучения: 1) последовательности минералообразования и находок отдельных минералов, которые можно использовать как геологические термометры; 2) структур распада твердых растворов в рудных минералах; 3) газозо-жидких включений в рудных и нерудных минералах методами гомогенизации и декрепитации.

Главными рудообразующими минералами месторождения (в порядке их убывающего значения), как уже указывалось, являются пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, борнит, галенит, а из нерудных минералов кварц, барит, кальцит, серициты и хлорит. Сменяющие во времени друг друга минеральные ассоциации и последовательность выделения минералов (см. фиг. 65), согласно П.М.Татаринову (1955), представляют собой типичный парагенезис среднетемпературных месторождений, а по В.Линдгрёну (1938), они соответствуют мезотермальным месторождениям, что отвечает температурам ниже 300°C. Гидротермальные изменения рудовмещающих пород (серицитизация, хлоритизация) соответствуют также среднетемпературному парагенезису. Подтверждением этого является интенсивная карбонатизация и баритизация сульфидных руд.

Интересно поведение флюорита в породах и рудах. Большинство находок флюорита имеют густофиолетовую и сиренево-голубую окраску, но встречается розовый и совершенно бесцветный флюорит.

Существует представление, что по мере падения температуры растворов происходит смена окраски флюорита в следующей последовательности: густофиолетовая, сиреневая, голубая, зеленая, розовая. В работах П.М.Татаринова (1955) и Э.Ингерсон (1959) приводятся следующие данные температур обесцвечивания природных флюоритов, окрашенных радиацией (в °С): фиолетовый - 400, светло-голубой - 320, розовый - 175. Исходя из этого можно предполагать, что в гайской руде отложение флюорита происходило в интервале температур 175-400°С.

Встречающийся в рудах гессит представлен низкотемпературной анизотропной модификацией, для которой экспериментально установлена температура образования ниже 155°С (Рамдор, 1962).

Встречающиеся в рудах эмульсионные, пластинчатые и решетчатые сростания представляют собой частично структуры распада твердых растворов, температурный режим которых экспериментально изучен. Эти данные, по мнению некоторых исследователей (Логинов, 1960), нередко характеризуют температуры позднейших процессов термического метаморфизма руд, а не первичного рудообразования. Однако в данном случае нами учитывались лишь те структуры, которые нам казались первичным рудоотложением - наиболее часто встречающиеся эмульсионные структуры распада сфалерита с халькопиритом, а также пластинчатые и решетчатые борнита с халькопиритом. Для первых характерны глубины распространения 100-400 м, вторые отмечены лишь на глубинах 150-300 м. Ниже глубин 400 м, несмотря на присутствие в рудах халькопирита и сфалерита до глубин 1400-1500 м, структур распада халькопирита со сфалеритом не установлено. Согласно экспериментальным данным Бюргера (Bourger, 1934), структуры распада системы сфалерит - халькопирит соответствуют температурам 350-400°С. Распад борнита с халькопиритом происходит при температуре 300°С (Sygaku, Yamae, 1950), а согласно экспериментальным данным А.А. Филимоновой (1952) - при 270°С. Халькозин хотя и очень редко, но все же образует с борнитом решетчатые сростания, которые можно отнести к структурам распада. Температура образования последних 225°С (Шварц, 1934).

Таким образом, на основании минералогических термометров очень условно можно наметить следующие возможные температуры рудообразования (в °С): для более ранних ассоциаций 350-400, для более поздних - 300-155.

Для суждения о температурном режиме минералообразования на месторождении нами в небольшом объеме были проведены термометрические исследования с использованием широко применяющихся методов декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в рудных и нерудных минералах. Для этого использовались мономинеральные фракции пирита, халькопирита, сфалерита, кварца, кальцита и барита, отобранных с различных глубин. При гомогенизации газовой-жидких включений кроме температур гомогенизации иногда фиксировались и температуры взрыва этих включений, кото-

Таблица 24

Температура (в °С) начала массовой декрепитации (T_d) и гомогенизации (T_r) газовой-жидких включений в минералах Гайского месторождения

Номер скважины	Глубина отбора проб, м	Материал и его ассоциации	T_r	T_d	P, атм
208	122,1	Пирит из сплошной халькопирит-пиритовой руды	-	230	-
325	138,4	Пирит из вкрапленной пиритовой руды	-	310	-
325	139,0	То же	-	210	-
325	165,0	"	-	190	-
326	182,5	"	-	215	-
435	241,5	Пирит из вкрапленной халькопирит-пиритовой руды	-	275	-
435	241,5	Кварц в ассоциации с пиритом	-	275	-
321	441,0	Пирит из сплошной халькопирит-сфалерит-пиритовой руды	-	330	-
1206	1415,0	Кварц из сплошной халькопирит-пиритовой руды	380	405	800
1206	1425,0	То же	370	390	800
Шахта 2	Горизонт 194	Кварц из позднерудной жилы в ассоциации с сульфидами	225	345	560
"	"	То же	235	348	570
"	"	"	220	330	560
"	170	Кварц из сплошной полиминеральной руды	255	378	550
"	"	То же	260	385	545

рые были использованы для вычисления давлений минералообразования. Результаты исследований приведены в табл. 24.

Анализ табл. 24 позволяет заключить, что возможные температуры отложения сульфидов и парагенных с ними нерудных минералов колеблются в пределах от 190–200 до 370–380°С.

Сопоставляя приведенные данные и соображения о температурах минералообразования, можно сделать вывод о том, что Гайское месторождение относится к среднетемпературным месторождениям. При этом можно предположить, что на протяжении всего процесса гидротермального рудообразования температурный режим, вероятно, изменялся от 400–350 до 170–150°. Для суждения о температурном режиме минералообразования в пределах отдельных стадий в настоящее время нет достаточных данных.

Чрезвычайно важным является вопрос о глубине формирования руд Гайского месторождения (имеется в виду глубина образования

верхних частей рудных тел от земной поверхности, существовавшей в период рудообразования) и общем вертикальном размахе оруденения. Имеющиеся в настоящее время по этому вопросу геологические данные сводятся к следующему. Рассматривая взаимоотношения дорудных и послерудных даек с породами кровли, перекрывавшими рудные тела в период их формирования, Б.П.Потапенко, М.Д.Тесаловский и Ф.Н.Зубко (1972) приходят к выводу о том, что верхние части рудных тел Гайского месторождения формировались на глубине не менее 200–500 м от поверхности, с учетом чего общий вертикальный размах оруденения достигает по крайней мере 2,5–3 км от поверхности, существовавшей в момент рудообразования.

В результате проведенных исследований М.Б.Бородаевская, В.С.Требухин и Н.Ф.Зубко (1973), считают, что мощность базальтоидных пород кровли, залегающих над верхними рудными телами, очевидно, не превышала первых сотен метров. Вместе с тем оруденение устойчиво прослеживается до глубины 1500 м и более, т.е. по глубине формирования (300–1500 м) оруденение Гайского месторождения соответствует вулканическим и субвулканическим уровням колчеданных месторождений.

Нами предпринята попытка сделать примерную оценку глубин минералообразования по значениям давлений в минералообразующих средах в период рудоотложения. Эти давления должны соответствовать или быть очень близкими к давлениям в газовой-жидких включениях (ГЖВ), наблюдаемых в настоящее время в минералах. Постулируемое положение убедительно доказано многочисленными работами, в том числе и экспериментальными исследованиями, в области термобарогеохимии процессов минералообразования.

В табл. 24 приведены давления в ГЖВ кварца, отобранного с различных глубин и из разных минеральных ассоциаций. Оценка давлений в ГЖВ выполнялась по известной методике В.Б.Наумова и С.Д.Малинина (1968). Для определения критических давлений применялся пропорциональный пересчет величин, известных для кварца (850 ± 50 атм) с учетом данных о микротвердости. Из табл. 24 видно, что давления в ГЖВ в кварцах, отобранных с глубин около 200 м от современной земной поверхности, составляют около 560 атм при колебаниях от 550 до 570 атм. При среднем объеме весе рудоперекрывающих пород $2,65\text{--}2,7$ г/см³ указанные цифры соответствуют литостатическому давлению, создаваемому толщей горных пород мощностью 2000–2100 м.

Характерна следующая деталь. В изученных кварцах разница в глубинах отбора достигает около 1200 м (с учетом искривления скважин). Разница рассчитанных давлений в ГЖВ составляет около 250 атм (см. табл. 24), что очень близко к усредненному литостатическому давлению рудовмещающих пород в 250 атм/км.

Известно, что отдельные рудные тела Гайского месторождения выходят на современную дневную поверхность окисленной частью, несущей явные признаки эрозии. Мощность эродированной части

рудных тел остается невыясненной, но по ряду косвенных признаков она, вероятно, может достигать первых десятков метров. Следовательно, в грубом приближении за верхнюю границу рудоотложения условно можно принять уровень современной дневной поверхности.

Таким образом, минимальная мощность рудоперекрывающих пород и установленная в настоящее время максимальная глубина оруденения показывают, что общий вертикальный размах оруденения на Гайском месторождении мог колебаться в пределах от 1800–2000 до 3600–3800 м.

Возраст колчеданного оруденения

Эпигенетический характер оруденения по отношению к накоплению вулканогенных пород, так же как и парагенетическая связь рудообразования с вулканизмом, в настоящее время не вызывают сомнений практически у всех исследователей Гайского месторождения. Однако разрыв во времени между накоплением рудовмещающих вулканогенных пород и процессом колчеданного рудообразования различными исследователями понимается неодинаково и все еще представляет предмет дискуссии (Иванов, 1959; Ленных, 1959; Скрипиль, 1962, 1961; Бородаевская и др., 1968). Ниже обсуждаются полученные нами результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста околорудных гидротермально-метасоматических серицитов, сопровождающих колчеданное оруденение, которые вносят определенный вклад в разрешение этой проблемы.

В настоящее время для Гайского месторождения имеется 25 определений, которые выполнены в лабораториях абсолютного возраста Башкирского филиала АН СССР и ИГЕМ АН СССР (пробы 1, 2, 8).

При выделении проб для анализа учитывалась возможность присутствия серицита разного происхождения и различных генераций. Проанализированные пробы содержат в основном только синрудный серицит, который пространственно и генетически связан с рудообразованием и должен рассматриваться как минерал, датирующий само оруденение. Дорудный серицит в отбировавшихся для анализа пробах содержится в ничтожных количествах, а послерудный, если и не мог быть полностью удален из проб, то содержался в них в минимальных количествах, не имеющих существенного значения для правильного определения возраста околорудного серицита.

Переходя к рассмотрению результатов возрастных определений (табл. 25), следует отметить, что среди серицитсодержащих пород существуют две возрастные группы (исключая пробы с порядковыми номерами 1, 23, 24, 25). Проба 23 показала заниженный возраст (247 млн. лет), вероятно, в связи с потерями аргона при экзогенных процессах (проба отобрана в зоне гипергенеза и частично каолинизирована). Такой вывод подтверждается тем, что при тренировке в течение 3–4 часов при температуре 300°C в данной пробе зафиксированы низкотемпературные потери аргона до 33%, чего не наблюдалось в остальных пробах. Пробы 24 и 25 пред-

Таблица 25

Абсолютный возраст гидротермально-метасоматических серицитов Гайского месторождения по данным калий-аргонового метода

№ п/п	Место взятия пробы	Глубина, м	Содержание, %		Возраст, млн. лет	Этапы серицитизации
			K	Ar		
1	Залежь 3	-	1,78	0,0306	408	Первый (360 млн. лет)
2	" "	-	1,13		390	
3	Карьер (обр.853)	-	3,52	0,0559	374	
4	Карьер (обр.818)	-	5,92	0,0924	370	
5	Скв. 502	370	3,23	0,05025	370	
6	Скв. 445	162	3,41	0,05270	367	
7	Скв. 591	95	2,15	0,032280	367	
8	Залежь 3	-	0,47	0,00719	362	
9	Карьер (обр.855)	-	3,17	0,0475	358	
10	Скв. 56	199	4,97	0,07410	356	
11	Обнажение 232	-	0,25	0,00377	355	
12	Скв. 325	111	3,23	0,04810	354	
13	Скв. 335	43	6,74	0,099885	351	
14	Карьер (обр.810)	-	6,45	0,0943	349	
15	Обнажение 177	-	1,05	0,01394	305	Второй (295 млн. лет)
16	Скв. 630	578	1,04	0,01292	300	
17	Скв. 539	700-715	2,02	0,02465	296	
18	Скв. 502	376	5,07	0,06185	296	
19	Обнажение 86	-	1,345	0,01630	294	
20	Скв. 591	97	3,93	0,04779	292	
21			2,5	0,0288	280	
22	Карьер (обр.820)	-	2,27	0,02438	263	
23	Скв. 17	24-25	2,665	0,02680	247	
24	Скв. 630	474	6,02	0,0797	315	
25	Скв. 630	474	6,18	0,08415	328	

ставляют собой различные фракции серицита, отобранные из одного образца. Образец представлен серицитизированным альбитофиром, где кроме серицита в основной массе присутствует и более молодая наложенная серицитизация в виде тонких прожилков. Механически не удалось отделить друг от друга эти генерации серицита. Поэтому при дроблении пробы выделены две различные по крупности фракции. Мелкая фракция в основном состояла из молодого серицита, возраст которого равен 315 млн. лет. Более крупная фракция состояла из смеси обоих серицитов, где, вероятно, преобладал древний серицит. Для этой фракции возраст составляет 328 млн. лет.

Проба 1 показала несколько завышенное значение возраста по сравнению со всеми серицитами более древней возрастной группы. Причины этого не совсем ясны. Возможно, в данной пробе наряду с синрудным серицитом гидротермально-метасоматического происхождения присутствовало значительное количество дорудного сери-

цита, не отличимого по внешним признакам от первого. В таком случае проба 1 будет характеризовать в основном дорудную серицитизацию по возрасту, вероятно, близкую ко времени накопления вулканогенных пород рудовмещающей толщи. Возраст двух выделенных групп серицитов укладывается в интервалы времени 349–374 (12 определений) и 263–305 млн. лет (8 определений). Среднее значение для первой группы составляет 360, а для второй – 295 млн. лет.

Следует оценить влияние метаморфизма и локальных проявлений послерудной серицитизации на возможное искажение радиоактивного отношения в серицитах. На Гайском месторождении кроме признаков дорудного метаморфизма установлено проявление еще двух этапов метаморфизма: после отложения основной массы пирита и после завершения процессов рудоотложения. Возможно, что в процессе метаморфизма кварц-серицитовых пород в них происходило частичное образование серицита дополнительно к ранее существовавшему. Если и допустить существование метаморфического серицита, то его количество незначительно по сравнению с количеством гидротермально-метасоматического серицита и, следовательно, не может оказать заметного влияния на результаты определения абсолютного возраста в сторону его омоложения.

Перекристаллизованный в результате метаморфизма серицит четко отличается по морфологическим признакам от серицита других генераций и поэтому легко может быть удален из пробы механическим путем. Влияние послерудной серицитизации в исследованных пробах исключалось путем соответствующей очистки проб. Некоторые исследователи (Логинов, Шадлун, 1961) допускают потерю аргона в связи с частичной перекристаллизацией, сопутствовавшей рассланцеванию. Сравнение данных, полученных для двух возрастных групп серицитов Гайского месторождения, отобранных из массивных и рассланцованных пород, не показало заметной разницы в цифрах абсолютного возраста. То же самое отмечено для слюдяных сланцев максютовского комплекса хребта Урал-Тау (Ленных, 1963), претерпевших еще более интенсивное воздействие метаморфизма. В связи с изложенным нет оснований считать, что возраст выделенных групп серицитов является омоложенным (см. описание серицита и фиг. 39).

Разброс цифр в пределах каждой из групп 20–25 млн. лет, разрыв между ними около 50 млн. лет. Такая большая разница в возрасте околорудного серицита Южного Урала (Гаррис, 1962) позволяет относить соответствующие проявления гидротермальной деятельности к различным этапам оруденения.

Намечается некоторое тяготение серицита первого этапа к серноколчеданной, а серицита второго этапа к более поздним ассоциациям медноколчеданной и полиметаллической минерализации. Серицитизация более древнего возраста образует ореол, примыкающий к рудным телам, а серицитизация второго этапа обычно располагается на некотором удалении от рудных тел.

В соответствии с общесоюзной и региональной геохронологическими шкалами 1960-1961 гг. первый этап минерализации может быть отнесен к нижнему девону, а второй к нижнему карбону. Выделенные на Гайском месторождении, как и вообще в пределах рудоносной зоны Южного Урала (Гаррис, 1962; Гаррис и Пшеничный, 1963), оба этапа гидротермальной серицитизации очень близки к возрасту кульминации двух главных тектоно-магматических эпох Урала - каледонской и герцинской. Приведенные данные свидетельствуют о древнем возрасте начальных стадий рудоотложения, они также указывают и на древний, вероятнее всего, верхнесилурийско-нижнедевонский возраст рудовмещающих пород, так как в нижнем девоне в этих же породах произошло формирование серноколчеданных рудных тел, связанных с первым гидротермальным этапом рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А.Г. Классификация структур и текстур руд. - Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 1 и 2.
- Бетехтин А.Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М., "Наука", 1958.
- Бородаевская М.Б., Пережияк Н.А., Старостин В.И., Требухин В.С. К вопросу о структурных условиях локализации колчеданного оруденения на Гайском месторождении (Южный Урал) - Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 52.
- Бородаевская М.Б., Вахрушев М.И., Контарь Е.С., Маренина Т.Ю., Пережияк Н.А., Петровская Н.В., Сагло В.В., Толоконников В.И., Требухин В.С., Фоминых А.Ф. Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал). - Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 83.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Ширай Е.П., Кривцов А.И., Ракчеев А.Д. Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория. - Труды ЦНИГРИ, 1973₁, вып. 105.
- Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Зубко Н.Ф. Гайский рудный район. - Труды ЦНИГРИ, 1973₂, вып. 105.
- Буслаев Ф.П. Метаморфизм серицитов из уральских колчеданных месторождений (на примере Зюзельского и Гайского месторождений). - Тезисы докл. "Базальтоидный магматизм и его металлогения". Свердловск, 1966.
- Буслаев Ф.П., Образцов О.М. О хлоритоиде из Гайского месторождения (Южный Урал). Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. - Мин. сборник № 8. Свердловск, 1968.
- Волинский И.С., Логинова Л.А. Вопросы изучения руд и минералов редких элементов. - Труды ИМГРЭ, 1961, вып. 6.
- Газизова К.С., Яренская М.А. О колусите из Коунрадского медного месторождения. - Труды ИГН КазССР, 1966, 15.
- Гармаш А.А. Особенности распространения редких элементов в полиметаллических месторождениях Змеиногорского района Рудного Алтая. - Труды ИМГРЭ, 1960, вып. 4.
- Гаррис М.А. Опыт применения калий-аргонового метода для определения возраста колчеданного оруденения Южного Урала. - Труды X сессии комис. по опр. абс. возр. геол. форм., 1962.
- Гаррис М.А., Пшеничный Г.Н. О возрасте околорудных гидротермальных метасоматитов Гайского месторождения. - Труды XI сессии комис. по опр. абс. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Григорчук Г.Ю. О стадиях минерализации. - Мин. сборник Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 2.
- Григорьев Д.П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, ч. 77, вып. 1.
- Григорьев Д.П. К дискуссии о медной минерализации колчеданных месторождений. - Зап. Всес. мин. об-ва, 1949, ч. 78, вып. 1.
- Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. - Труды ГИН АН СССР, 1936, 5.

- Зотов А.В., Логинов В.П., Пшеничный Г.Н. Отношение пренито-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма к колчеданному оруденению на Южном Урале. - Докл. АН СССР, 1969, 187, № 1.
- Иванов В.В. Таллий в эндогенных месторождениях Урала. - Докл. АН СССР, 1958, 122, №5.
- Иванов С.Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. - Труды Горно-геол., ин-та УФАИ СССР, 1959, вып. 43.
- Иванов С.Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. - В кн.: Проблемы генезиса руд. М., "Недра", 1964.
- Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, т. 2. Свердловск, 1963.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. В кн.: Проблемы рудных месторождений, М., ИЛ, 1959.
- Каленов А.Д., Аникеева В.И., Маслеников С.Б. Германиевые минералы в медноколчеданных рудах. - Докл. АН СССР, 1963, 149; № 3.
- Касьянов А.В., Миронов Е.П. Некоторые черты внутреннего строения одной из рудных залежей Гайского месторождения (Южный Урал). - Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 52.
- Кигаи И.Н. Месторождение Ли-Фудзин как пример совмещения моно- и полиасцендентной зональности. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.
- Крейтер В.М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, №1.
- Кротов Б.П. Классификация и номенклатура минералов группы окиси и гидратов окиси железа. В кн.: Железорудные месторождения Алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Курицина Г.А. Пирофиллит из некоторых колчеданных месторождений Красноуральского района (Средний Урал). - Труды ГГИ УФАИ СССР, 1960, вып. 35.
- Лавринг Т.С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных серой. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лазаренко Е.К. О генезисе медно-цинковых месторождений Среднего Урала. - Уч. зап. Львов, ун-та, серия геол., 1953, 23, вып. 6.
- Лебедев Л.М. Современное образование сфалерита в производственных сооружениях Челекенского месторождения. - Докл. АН СССР, 1967, 175, № 4.
- Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности химического состава и рудоносность гидротерм Челекена. - Докл. АН СССР, 1968, 183, № 2.
- Ленных В.И. О возрасте метаморфических пород зоны Урал-Тау. - Труды серии комис. по опр. абс. возр. геол. форм. М., 1963.
- Ленных И.В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. - Труды ГГИ УФАИ СССР, 1959, вып. 43.
- Линдгрэн В. Последовательность минералов и температуры их образования в рудных месторождениях магматического типа. Пер. с англ. М., 1938.
- Логинов В.П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия рудн. месторожд., 1951, № 15, вып. 134.

- Логинов В.П. Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха у контактов с дайкой авгитового порфирита. — Геол. рудн. месторожд. 1960, № 3.
- Логинов В.П., Шадлун Т.Н. К вопросу об определениях возраста колчеданных месторождений Урала. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3. Минералы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Муталов М.Г., Пшеничный Г.Н. Минералогия теллура в колчеданных месторождениях Южного Урала. — В кн.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, 1962.
- Муталов М.Г., Пшеничный Г.Н. Некоторые особенности распределения индия в рудах медноколчеданных месторождений Южного Урала. — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа, 1970.
- Наковник Н.И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных месторождений Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Наумов В.Б., Малинин С.Д. Новый метод определения давления по газожидким включениям. — Геохимия, 1968, № 4.
- Палей И.П. Концентрация самородного селена в зоне окисления колчеданных месторождений. — Геохимия, 1957, № 7.
- Петровская Н.В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 83, вып. 3.
- Петровская Н.В. О минералогическом картировании при изучении колчеданных месторождений Урала. — Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 29.
- Петровская Н.В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
- Петровская Н.В. О полосчатых текстурах руд Гайского и некоторых других медноколчеданных месторождений Южного Урала. — Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 52.
- Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1.
- Петровская Н.В., Касьянов А.В. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. — Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 37.
- Потапенко Б.П., Тесаловский М.Д., Зубко Н.Ф. О глубине образования колчеданных руд Гайского месторождения на Южном Урале. — Сов. геол., 1972, № 8.
- Прахова Е.В. Строение и формирование агрегатов пирита в колчеданных рудах Урала (на примере Учалинского и других колчеданных месторождений) — В кн.: Формирование руд колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1969.
- Прокин В.А., Захарова А.А. О возрасте зеленокаменного метаморфизма и сульфидного оруднения на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1969, 188, № 4.
- Пшеничный Г.Н. О формах нахождения и особенностях распределения теллура в сульфидных рудах. — Геохимия, 1961, № 8.
- Пшеничный Г.Н. О минералогической форме золота и его ассоциациях в сульфидных рудах Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — Труды Южно-Уральск. геол. упр., 1962₁, № 3.
- Пшеничный Г.Н. Водорастворимые сульфаты Гайского месторождения. —

- В кн.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, 1962₂.
- Пшеничный Г.Н. Серициты Гайского месторождения и их состав. — В кн.: Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала. Уфа, 1962 в.
- Пшеничный Г.Н. Околорудные изменения на Гайском медноколчеданном месторождении (Южный Урал), их зональность и минералого-геохимические особенности серицитсодержащих пород. — Материалы ко II конф. по околорудному метасоматозу. Л., 1966.
- Пшеничный Г.Н. Борнитовые руды в колчеданных месторождениях Южного Урала и некоторые вопросы их формирования. — Материалы юбил. науч. сессии по вопр. геол. Южного Урала и Русской платф. Уфа, 1967.
- Пшеничный Г.Н. О составе и свойствах серицитов колчеданных месторождений Южного Урала. — Труды Второго Урал. петрогр. совещ., вып. 5. Метаморфизм. Свердловск, 1969.
- Пшеничный Г.Н. Прерывистость процессов рудообразования на месторождениях колчеданной формации (на примере Южного Урала). — В сб.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., "Наука", 1972₁.
- Пшеничный Г.Н. Пиррофиллит из Узельгинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала; вып. 19. Уфа, 1972₂.
- Пшеничный Г.Н., Кулагина М.А. Метаморфизм руд Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал) у контактов с дайками габбро-диабазов. — Геол. рудн. месторожд., 1968, № 2.
- Пшеничный Г.Н., Кулагина М.А., Середина М.А. Взаимоотношения пренито-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма и околорудных гидротермально-метасоматических изменений на колчеданных месторождениях Южного Урала. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования, ч. 2. Уфа, 1970.
- Пшеничный Г.Н., Пирожок П.И. Халькопирит-борнитовая минерализация Учалинского медноколчеданного месторождения и некоторые вопросы ее происхождения (Южный Урал). — В сб.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала, вып. 10. Уфа, 1970.
- Пшеничный Г.Н., Шадлун Т.Н. О полосчатых и сланцеватых текстурах руд Гайского месторождения на Южном Урале. — Геол. рудн. месторожд., 1962, № 6.
- Пшеничный Г.Н., Шадлун Т.Н., Вяльсов Л.Н., Тронева Н.В. О первой находке колорадоита в рудах колчеданной формации (Узельгинское месторождение на Южном Урале). — Докл. АН СССР, 1972₁. 205, № 1.
- Пшеничный Г.Н., Шадлун Т.Н., Вяльсов Л.Н., Тронева Н.В., Басова Г.В. Сульфиды олова, меди и железа — станноидит и моусонит в колчеданных рудах Южного Урала. — Геол. рудн. месторожд., 1972₂, № 5.
- Рамдор Пауль. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
- Сердюченко Д.П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Труды ИГН, мин.-геохим. серия. 1953, № 14, вып. 140.
- Скрипиль В.И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. — Геол. рудн. месторожд. 1961, № 1.
- Скрипиль В.И., Недождогин М.С. Геолого-структурная позиция Гайского медноколчеданного месторождения. — Разв. и охрана недр., 1960, № 4.
- Скрипиль В.И., Недождогин М.С., Сибирская Н.А. Основные черты геологического строения Гайского медноколчеданного месторождения на

- Южном Урале. – Материалы по геол. и полез. ископ. Южного Урала, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Смирнов В.И. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Наука", 1968.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. – Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Соболев Вл. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. ун-та, 1949.
- Соколов Г.А., Дубровский В.Н., Кигаи И.Н., Онтоев Д.О. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных рудных тел, месторождений и рудных полей. – В кн.: Прогноз скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных рудных месторождений. М., 1972.
- Старостин В.И. Ксенолиты колчеданной руды в дайках диабазовых порфиритов на Гайском месторождении (Южный Урал). – Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Требухин В.С. Геология Гайского палеовулкана и роль вулканических структур в локализации медноколчеданного оруденения. Автореф. канд. дис. М., 1970.
- Филимонова А.А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. – Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 3.
- Хитаров Н.И., Москалюк А.А. Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения. – Сов. геол., 1955, № 43.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шадлун Т.Н. Некоторые замечания к статье Д.П. Григорьева "Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала". – Зап. Всес. мин. об-ва, 2-я серия, 1949, ч. 78, вып. 1.
- Шадлун Т.Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. – В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950₁.
- Шадлун Т.Н. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита в колчеданных залежах. – Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, 1950₂, № 4.
- Шадлун Т.Н. Об особенностях строения колчеданных руд некоторых месторождений Алтая. – Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 5.
- Шарапов И.П. К теории подсчета запасов элементов-примесей. – Разведка недр, 1957, № 1.
- Шарфман В.С. Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклиория Баймакского района Башкирии. – Сов. геол., 1959, № 8.
- Шварц Г.М. Структуры распада твердых растворов. – В сб.: Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. ОНТИ, 1934.
- Щербина В.В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. – В сб.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1966.
- Ярош П.Я. О зонах роста в сфалерите из колчеданных месторождений Урала. – Труды ИГиГ УФАН СССР, 1965, вып. 70.
- Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. Автореф. докт. дисс. Свердловск, 1970.
- Ярош П.Я., Юрин Ю.Ф. Фотолуминесценция сфалерита из колчеданных месторождений Урала. – Докл. АН СССР, 1965, 165, № 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие		3
Глава I.	ГЕОЛОГИЯ И КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	4
	Основные черты геологического строения	4
	Колчеданное оруденение, его размещение и морфология рудных тел	8
	Положение рудных тел в структуре месторождения	8
	Морфология рудных тел	10
Глава II.	МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ РУД И ГИПОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ	13
	Минеральные типы руд	13
	Гипогенная зональность	20
Глава III.	ГИПЕРГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ВТОРИЧНАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ	24
	Зона окисления	26
	Зона вторичного сульфатно-сульфидного обогащения	29
	Минеральные типы сульфидных руд зоны вторичного обогащения	31
Глава IV.	МИНЕРАЛОГИЯ РУД ГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	33
	Особенности минерального состава и строения руд	33
	Описание минералов	35
	Рудные минералы	35
	Нерудные минералы	98
Глава V.	ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУД	113
Глава VI.	ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД	121
	Вкрапленные текстуры	121
	Массивные текстуры	125
	Полосчатые текстуры	126
	Сланцеватые текстуры	138
	Взаимоотношения полосчатости и сланцеватости в рудах и боковых породах	144
	Брекчиевые и брекчиевидные текстуры	146
	Пятнистые текстуры	152
	Метаколлоидные текстуры	152
	Структуры распада твердых растворов	155
Глава VII.	МЕТАМОРФИЗМ РУД	156
	Типы метаморфизма, проявленного в рудах	157
Глава VIII.	ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД	160
	Главнейшие парагенетические минеральные ассоциации	160
	Условия формирования руд	166
	Температура и глубина рудообразования	174
	Возраст колчеданного оруденения	178
Литература		182

Георгий Николаевич ПШЕНИЧНЫЙ
ГАЙСКОЕ МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
ЮЖНОГО УРАЛА

Утверждено к печати
Институтом геологии Башкирского филиала АН СССР

Редактор В.А. Крыжановский
Редактор издательства Н.В. Знаменская
Художник Н.В. Илларионова
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 16/2 - 75 г. Т - 02139

Усл.печ.л. 11,75 Уч.-изд.л. 12,8

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1.

Тираж 700 экз. Тип. зак. 1634

Цена 1 р. 20 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

27-95-08

1581

1 р. 20 к.