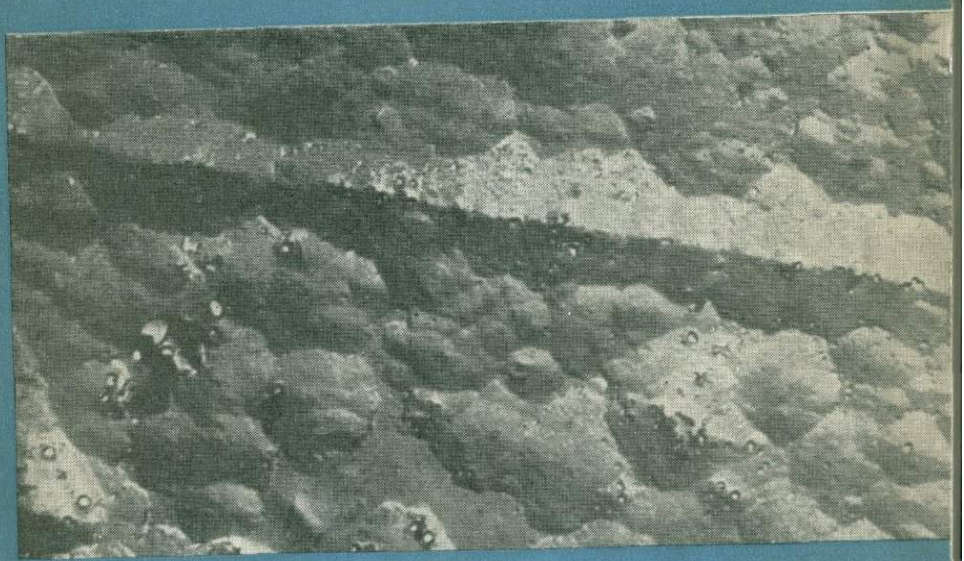
М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ, Т. Н. ШАДЛУН

Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

552.18:553.41

М. Г. ДОБРОВОЛЬСКАЯ, Т. Н. ШАДЛУН

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

1085



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1974



УДК 552.18 : 553.44(571.55)

Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Изд-во «Наука», 1974.

В работе излагаются результаты детального изучения минеральных парагенезисов руд свинцово-цинковых *месторождений* в карбонатных породах (Благодатское, Екатерино-Благодатское, Центральное, Воздвиженское, Михайловское, Северо-Акатуевское), свинцово-цинково-молибденового и золото-полиметаллического месторождений в силикатных *породах* (Шахтаминское, Ново-Широкинское). Рассматриваются критерии выделения парагенезисов, *типоморфные* особенности главных рудообразующих минералов, вопросы стадийности минералообразования. Приводятся некоторые *данные о зональности* оруденения, температурах формирования минеральных ассоциаций и *физико-химических* условиях процесса рудообразования.

Табл. 18. Илл. 74. Библ. 210 назв.

Ответственный редактор
И. Н. КИГАЙ

Д $\frac{20805\text{-}180}{055(02)\text{-}74}$ 559-74

© Издательство «Наука», 1974 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Резко увеличившийся в последние годы поток научно-технической информации выразился не только в росте количества печатных работ, но и в заметном изменении структуры самой печатной продукции: непомерно возросла доля авторефератов, тезисов, кратких статей, в которых авторы излагают преимущественно результаты исследования, интерпретации и гипотезы, не имея возможности детально осветить фактический материал. Понятно, что наиболее болезненно это отражается в первую очередь на таких науках, как геология, где количество общепризнанных критериев весьма ограниченно, и степень надежности выводов подчас невозможно оценить без знакомства с исходными данными.

Результаты многолетних исследований некоторых типовых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья позволили М. Г. Добровольской и Т. Н. Шадлун — авторам предлагаемой монографии — дать редкое по детальности описание минеральных ассоциаций этих месторождений, охарактеризовать особенности отложения, преобразования минералов в ходе многостадийного минералообразования, особенности состава и типоморфизм различных минералов руд и на этой основе подойти к решению ряда генетических вопросов, включая критерии выделения парагенетических минеральных ассоциаций и критерии стадийности минералообразования.

В работах исследователей рудных месторождений в последние годы наметилась очень перспективная тенденция более строгого подхода к анализу степени надежности различных геологических критериев. Данная монография представляет собой новый значительный вклад в развитие указанного направления.

Следует заметить, что в отношении разработки критериев стадийности гидротермального минералообразования наиболее интересными представляются данные авторов об особенностях минералообразования свинцово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных породах. Действительно, если для надежного выделения стадий минерализации месторождений в силикатных породах могут быть использованы признаки циклического, повторного проявления процессов околорудных изменений и последующего рудоотложения, то в случае карбонатных вмещающих пород использование этого критерия чрезвычайно затрудняется тем, что околорудные изменения вмещающих пород проявлены

либо крайне скудно, либо однообразны по минеральному составу. Более того, такие типичные минералы околорудных пород, как доломит, кальцит и кварц могли неоднократно переотлагаться и в ходе внутристадийных процессов. Поэтому трудно переоценить значение явлений циклического изменения кислотности и окислительно-восстановительных условий рудообразующей среды, установленных авторами на основе анализа последовательности возникновения минеральных парагенезисов в рудах (неоднократное появление пирит-арсенопиритового и кварц-карбонатного парагенезисов и другие данные).

Очень интересны установленные авторами и почти не описанные в литературе явления метаморфического преобразования ранних минеральных комплексов под воздействием растворов последующих стадий минерализации или более поздних растворов тех же стадий. При таких преобразованиях в тылу замещения ранних агрегатов поздними часто появляются метакристаллы замещаемых минералов, которые легко могут быть приняты за самостоятельные еще более поздние образования, что необходимо учитывать при анализе последовательности выделения минералов и парагенезисов на любых других многостадийных месторождениях.

При анализе критериев выделения парагенетических минеральных ассоциаций авторы справедливо отошли от строгого физико-химического толкования парагенезисов как сообществ одновременно отлагавшихся и равновесных минералов (в полной мере применимого лишь к парагенезисам изверженных, метаморфических и гидротермально измененных околорудных пород) и, вслед за Н. В. Петровской, сочли возможным и необходимым к одному парагенезису относить минералы, возникавшие пусть последовательно, но хотя бы с частичным перекрытием во времени образования. Такой подход вполне оправдывается тем, что в рудах строго одновременное выделение двух или более минералов относится к редким исключениям.

Не со всеми интерпретациями и генетическими выводами авторов можно согласиться, но одним из важных достоинств монографии как раз и является то, что характер изложения материала позволяет четко отделить фактический материал от выводов, и читатель по некоторым вопросам может сформировать собственную точку зрения.

Хотя в книге излагается материал только по некоторым свинцово-цинковым месторождениям одного из регионов Советского Союза, авторы используют его для решения ряда общих вопросов рудообразования, поэтому можно надеяться, что монография вызовет интерес многих исследователей гидротермальных рудных месторождений.

И. Кигай

ВВЕДЕНИЕ

Развитие минерально-сырьевой базы страны требует правильной организации с наименьшими затратами поисковых и разведочных работ. Без выявления закономерностей не только в размещении, но и формировании рудных месторождений такие работы невозможны. Детальное и глубокое изучение минеральных парагенезисов и последовательности их отложения имеет большое теоретическое и практическое значение для решения вопросов стадийности минералообразования, зональности, глубин формирования месторождений и поисков скрытых рудных тел.

Настоящая работа является результатом многолетних исследований на ряде месторождений Восточного Забайкалья.

Восточное Забайкалье, представляющее собой богатейшую рудную провинцию, издавна привлекало внимание исследователей различных направлений геологической науки. В 1867 г. появилась большая работа А. Д. Озерского, посвященная геологическому строению и минеральным богатствам этого района. Важными вехами в истории изучения Восточного Забайкалья явились труды В. М. Крейтера и металлогенические исследования 1940—1950 гг. С. С. Смирнова, получившие развитие в работах Ф. И. Вольфсона, В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевского, Е. А. Радкевич, Г. И. Князева, И. Н. Томсона, Р. М. Константинова и других ученых.

К настоящему времени имеется обширная литература по общегеологическим и структурным вопросам, особенностям металлогении, характеристике отдельных месторождений, в том числе и свинцово-цинковых. В меньшей степени в известных работах рассматриваются вопросы, связанные непосредственно с изучением вещественного состава руд, важность которого неоднократно подчеркивал С. С. Смирнов. В работах по Восточному Забайкалью почти отсутствуют сведения о минеральных парагенезисах, их соотношениях и последовательности образования, а также по типоморфизму главных рудообразующих минералов. Этим вопросам посвящена в основном данная книга.

Парегенетические минеральные ассоциации и стадийность минералообразования изучены на примере Благодатского, Екатерино-Благодатского, Центрального и Воздвиженского свинцово-цинковых месторождений, входящих в Нерзаводскую группу и находящихся в одном рудном поле, Михайловского и Северо-Акатуевского свинцово-цинковых месторождений, а также двух

месторождений, в которых главными полезными компонентами являются молибден (Шахтаминское) и золото (Ново-Широкинское), но наряду с этим широко развиты и свинцово-цинковые руды.

Указанные месторождения резко различаются по геологическим условиям залегания, но минеральный состав руд их имеет много сходных черт. Это позволило провести сравнительную характеристику минеральных парагенезисов, выявить типоморфные особенности главных рудообразующих минералов и высказать мнение об условиях формирования руд в различной геологической обстановке.

По детальности изучения и представительности образцов собранный фактический материал не равнозначен. Основные выводы по стадиям и зональности оруденения сделаны на основании изучения парагенезисов и закономерностей их распределения в рудных телах Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений.

Геологическая изученность районов месторождений достаточно глубокая и разносторонняя, поэтому общие сведения по металлогенической специализации Восточного Забайкалья и геологическому строению рассматриваемых месторождений приводятся по литературным данным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В КАРБОНАТНЫХ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ

По данным многих исследователей (Крейтер, 1932; Смирнов, 1955; Горжевский, Козеренко, 1956; Козеренко, 1958, 1960, 1963; Радкевич, 1963; и др.), многометальная рудная провинция Восточного Забайкалья характеризуется поясово-зональным распределением месторождений.

Благодатское, Екатерино-Благодатское, Центральное, Воздвиженское, Михайловское, Северо-Акатуевское свинцово-цинковые месторождения и Ново-Широкинское золото-свинцово-цинковое месторождение размещаются в Приаргунском полиметаллическом поясе, выделенном в 1932 г. С. С. Смирновым. Этот пояс расположен в юго-восточной части Забайкальской рудной провинции и простирается от пос. Кличка в северо-восточном, а затем в близком к меридиональному направлении и далее на север до Шилкинской зоны.

Шахтаминское молибденовое месторождение находится в золото-молибденовом поясе, который протягивается между центральным олово-вольфрамовым и южным полиметаллическим. Золото-молибденовые пояса приурочены к зонам крупных разломов на стыках структурно-фациальных зон, в частности Шахтаминский пояс приурочен к второстепенному структурному шву, отделявшему центральный Забайкальский прогиб от краевого Приаргунского поднятия. В пределах этих региональных тектонических зон получили развитие интрузивные тела гранитоидов повышенной основности, а также разнообразные серии дайковых пород. Галенит-сфалеритовая минерализация, являющаяся наложенной, характеризуется пространственной связью с молибденовыми и золоторудными месторождениями.

Специфической особенностью полиметаллического пояса, как указывают многие исследователи, является развитие в его пределах мощных карбонатных толщ нижнего палеозоя, которые и вмещают главные свинцово-цинковые месторождения. Выходы осадочных пород разобщены крупными массивами гранитов варисского, а на севере также каледонского возраста. Рудовмещающие палеозойские карбонатные толщи скрыты под отложениями юрской депрессии, протягивающейся на западе в широтном, а на востоке — в северо-восточном направлении.

Месторождения нередко локализуются на контактах доломитов со сланцами или в известняковых прослоях, заключенных

в толще чередующихся известняков и сланцев, и располагаются линейно вдоль зон северо-восточного направления, приуроченных к контактам различных пород. Но наряду с этим встречаются свинцово-цинковые руды в алюмосиликатных породах (Каменское), песчаниках и сланцах нижнего палеозоя (Кличка) и юры (Алчаги), а также среди верхнеюрских эффузивов (Ново-Широкинское, Александрозаводское).

Региональные рудоконтролирующие зоны образуют четыре системы: северо-восточного, северо-западного, меридионального и широтного направлений. К зонам северо-восточного направления относится Нерзаводская, сложная по строению и состоящая из серии кулисообразно расположенных разрывных нарушений, которые в основном и контролируют расположение месторождений. В Нерзаводском рудном районе установлены также серии широтных тектонических зон.

Отмеченные тектонические зоны являются, по мнению исследователей (Радкевич, 1963; Томсон и др., 1964; Томсон, 1972), отражением расколов фундамента и имеют древнее заложение. Они оказывают влияние на формы складок, контролируют выходы верхнеюрских эффузивов, а также меловых и третичных эффузивно-осадочных формаций. Они же определили локализацию массивов каледонских и варисских гранитов, а затем локализацию оруденения и одновременных с ним малых интрузивных тел. В силикатных породах, гранитах, эффузивах главная роль принадлежит тектоническим зонам смятия, развальцевания и дробления (Каменка, Ново-Широкинское).

Связь с магматизмом для полиметаллического рудного пояса проявлена не отчетливо, в большинстве случаев отмечается структурная или парагенетическая связь. В пределах полиметаллического пояса мезозойские (позднекиммерийские) магматические образования представлены главным образом мелкими штоками и дайками. По составу эти интрузивные образования разнообразны и сложены диоритами, сиенитами, гранодиоритами, гранитами, порфировидными лейкократовыми гранитами, а дайки также и лампрофирами.

Металлогеническую специализацию Забайкальской рудной провинции следует объяснять, как справедливо замечают В. С. Кормилицын (1959) и Е. А. Радкевич (1963), совместным влиянием различных факторов и прежде всего особенностями литологического состава вмещающих оруденение пород. Разные структурно-фациальные зоны — Центральный прогиб и периферические поднятия — характеризуются различными фациальными комплексами пород: песчаниками и сланцами в осевом прогибе и карбонатными толщами в краевых поднятиях.

Наряду с этим важное влияние оказывали особенности тектонического режима, развития магматизма и оруденения. В зоне Центрального прогиба интенсивно проявилась линейная складчатость, в краевых же поднятиях, представляющих собой отно-

сительно жесткие сооружения с более простой формой складок, большее развитие получили разломы, причем вдоль них (особенно вдоль краевых швов) проявились трещинные интрузивные тела относительно менее деформированных, чем в первом случае, гранитоидов и разнообразные дайки, внедрявшиеся уже на позднем этапе развития складчатой области. Именно с этими поздними интрузивными породами пространственно связаны в большинстве своем золото-молибденовые и свинцово-цинковые месторождения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ФОРМЫ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ОСНОВНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ И ТИПЫ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОДАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Благодатское, Екатерино-Благодатское, Центральное и Воздвиженское месторождения входят в единое рудное поле и расположены близко друг от друга. Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения на глубине соединяются горными выработками и практически представляют собой одно месторождение [1].

Центральное месторождение находится в 5 км севернее Благодатского месторождения, Воздвиженское расположено в 16 км к северо-востоку от Благодатских месторождений или в 5 км к юго-западу от пос. Нерчинский завод.

Краткие сведения о геологическом строении месторождений

В геологическом строении месторождений принимают участие кембрийские осадочно-метаморфические и юрские отложения, прорванные изверженными породами верхнекиммерийского цикла (Шолкин, Ленок, 1963, Кузнецов, 1959, 1963; Ростов, 1965$_{1,2}$; Вольфсон, 1971).

Палеозойский разрез начинается алтачинской свитой (C_2al), развитой в западной части участка месторождений, и прослеживается вдоль Благодатского разлома в меридиональном направлении. Свита характеризуется тесной перемежаемостью терригенных и карбонатных отложений, причем карбонатные породы представлены доломитами с незначительным содержанием кварца. С кварцем обычно ассоциируется мелкозернистый доломит с рассеянным глинистым веществом. Наиболее распространены филлитовидные кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы с постоянно присутствующим глинистым веществом. Незначительное развитие имеют песчаники и алевролиты с большим содержанием кварца.

---

[1] Для краткости в дальнейшем используется название «Благодатские месторождения».

Выше залегает нерчинско-заводская свита ($O—S_1$), *которая* пользуется преимущественным развитием в пределах месторождений. Граница алтачинской и нерчинско-заводской свит проходит по Благодатскому разлому. Общее простирание пород субширотное. Нерчинско-заводская свита представлена следующими разностями пород:

1) серые массивные мелко- и крупнозернистые доломиты;
2) кремнистые и кварц-серицитовые сланцы и слоистые доломиты;
3) серые массивные мелкозернистые доломиты;
4) углистые и серицит-кварцевые сланцы, слоистые и массивные глинистые доломиты;
5) серые массивные известковистые доломиты.

Все рудные тела на Благодатских месторождениях приурочены к третьему, так называемому продуктивному горизонту, имеющему субширотное простирание и южное падение под углом 60—70°. Третий горизонт характеризуется тремя литологическими разновидностями: массивные серые доломиты, массивные белые доломиты и глинистые доломитовые известняки.

Наиболее распространенными породами на Благодатских месторождениях являются массивные мелкозернистые серые доломиты. Светло-серые и белые доломиты крупнозернистые, местами частично мраморизованные наблюдаются только на Благодатском месторождении; к ним приурочены рудные тела № 11 и 15. Глинистые доломитовые известняки образуют блоки и линзы среди серых доломитов. Глинистый материал достигает иногда 20% и встречается в виде ориентированных скоплений, создающих и подчеркивающих слоистость пород. При сравнении трех разновидностей карбонатных пород продуктивного горизонта заметна существенная разница в их составе, обусловленная уменьшением количества глинистого вещества и увеличением доломитовой составляющей от глинистых доломитовых известняков к белым крупнозернистым доломитам.

В нерчинско-заводской свите макроскопически заметно отличаются от окружающих пород второй и четвертый горизонты, в составе которых преобладают сланцы. Вследствие этого они служат надежным маркирующим горизонтом.

Выше по разрезу залегают породы благодатской свиты, *представленные кварцитами и аргиллитами с прослоями известняков* и сланцев, наиболее развитые в северной части месторождений. Простирание этих пород близширотное, падение северное под углом 50°.

В северо-восточной и частично восточной частях месторождений на размытой поверхности палеозойских пород несогласно залегает калганская свита (J_{1-2}). Она сложена песчаниками с прослоями мелкогалечного конгломерата и глинистых сланцев, а также крупногалечными конгломератами.

Изверженные породы в районе месторождений представлены

отдельными телами кварцевых и бескварцевых порфиров и лампрофиров верхнекиммерийского возраста. Различные по составу дайки имеют значительную протяженность, простирание их близкое к меридиональному. Прослеживаются они как на поверхности, так и на глубине, где вскрыты горными выработками. Обычно они следуют вдоль разрывных нарушений и образуют сложно ветвящиеся тела мощностью от 4 до 50 м, простирание которых резко меняется при переходе из одной трещины в другую. Наиболее молодые дайки сложены лампрофирами, образующими мелкие тела неправильной формы, внедрившиеся вдоль отдельных тектонических швов северо-западного простирания и сопряженных с ними трещин оперения. Мощность лампрофировых даек не превышает 0,5 м, по простиранию они прослеживаются до 2,0—2,5 м.

Нами не установлено каких-либо взаимоотношений даек с рудными телами. В подземных горных выработках наблюдались только пересечения кварцевых и бескварцевых порфиров, секущих мраморизованные доломиты. К. Ф. Кузнецов (1963) отмечает, что дайки лампрофиров приурочены к тем же трещинным структурам, что и рудные тела, и нередко контактируют непосредственно с сульфидными массами. При этом лампрофиры почти полностью утрачивают свой первоначальный состав, замещаясь кварцем, серицитом, хлоритом и карбонатом. Местами лампрофиры интенсивно рассланцованы и пересекаются сульфидными и карбонатными прожилками.

В отличие от Благодатских в районе Центрального месторождения развиты осадочно-метаморфические породы, относящиеся к алтачинской свите палеозоя, которые прорываются породами верхнекиммерийского интрузивного комплекса. Территория месторождения, по данным З. А. Образцовой (1960), является частью юго-восточного крыла антиклинальной складки, сложенной сланцево-алевролитовыми породами.

Пликативная структура палеозойских пород осложнена разрывными нарушениями северо-восточного, меридионального и северо-западного простирания. К разрывным нарушениям указанных направлений приурочены многочисленные дайки изверженных пород.

Месторождение находится в центральном участке так называемой Спасской гряды карбонатных пород, представляющих собой пачку мощностью 240—260 м среди алтачинской сланцево-алевролитовой толщи. Простирание слоя северо-восточное, такое же, как и вмещающих его пород, падение к юго-востоку под углом 55—65°. В лежачем боку этой пачки залегают глинистые алевролиты, с висячего бока она перекрывается серицито-хлоритовыми сланцами. Карбонатные породы представлены доломитовыми известняками, доломитами и мраморами. Доломитовые известняки, по мнению З. А. Образцовой, относятся к первично-осадочным породам и пространственно тяготеют к периферическим

участкам Спасской гряды. Серые, светло-серые, пятнистые и белые доломиты являются гидротермально перекристаллизованными разностями карбонатных пород. К последним приурочены многочисленные рудные тела. Различные по окраске мраморы слагают линзообразное тело, расположенное в центральной части карбонатной пачки и простирающееся согласно простиранию пород алтачинской свиты. В мраморах З. А. Образцовой (1960) установлены небольшие рудные тела, состоящие из пирит-пирротиновых руд с шеелитом.

Верхнекиммерийский интрузивный комплекс представлен штоком гранодиорита, расположенного на юго-западном фланге месторождения, и многочисленными дайками плагиосиенит-порфиров, а также, как и на Благодатских месторождениях, кварцевых порфиров и лампрофиров.

Участок Воздвиженского месторождения сложен карбонатными породами нерчинско-заводской свиты, которые секутся дайками лампрофиров и фельзит-порфиров (Кулагашев, 1957, 1968$_1$).

Нерзаводская свита в районе месторождения состоит из семи различных по литологическому составу горизонтов. Нижний карбонатный горизонт непосредственно залегает на песчано-сланцевых отложениях алтачинской свиты. Массивные доломиты темно-серого цвета за счет содержания глинистого и углистого вещества частично окварцованы. Самые богатые руды приурочены к так называемому третьему карбонатному горизонту, представленному разнообразными карбонатными породами серого и белого цвета. С лежачего бока его подстилают сланцы, с висячего он перекрывается доломитовыми мергелями. Для доломитов характерна интенсивная трещиноватость, которая особенно проявляется вблизи рудной зоны.

Дайки лампрофиров развиты главным образом в лежачем боку месторождения в непосредственной близости от рудной зоны. Одна дайка проходит в висячем боку месторождения. Фельзит-порфиры пространственно тяготеют к рудным телам и местами пересекаются ими.

Рудоконтролирующие структуры, морфология и минеральный состав рудных тел

Палеозойские породы, развитые на Благодатских месторождениях, образуют синклинальную складку. Северное и южное крылья складки сложены серыми мелкозернистыми доломитами продуктивного горизонта, ограниченными с севера и юга маркирующими горизонтами сланцев. Синклинальная складка диагонально рассекается Центральным разломом, выполненным дайкой кварцевых порфиров. Крупными нарушениями в пределах месторождений являются Благодатский, Екатерино-Благодатский и Средний разломы. Последний установлен и описан В. Г. Ростовым и

И. В. Виноградовым (Ростов, 1965_2). Эти три разлома характеризуются меридиональным простиранием и восточным падением под углом 70—80°. Благодатский разлом почти на всем протяжении выполнен дайкой кварцевых порфиров и характеризуется широким ореолом окварцованных и доломитизированных карбонатных пород. По разлому породы алтачинской свиты контактируют с отложениями нерчинско-заводской свиты.

Екатерино-Благодатский разлом, расположенный восточнее месторождений, проявлен в виде зоны смятия с перетертым глинистым материалом. Мощность зоны разлома около 40 м. В южной части разлом фиксируется дайкой каледонских порфиров, в северной перекрывается юрскими отложениями. Средний разлом прослеживается на расстоянии 800 м по простиранию и примерно на 200 м по падению. На поверхности он выражен либо почти прямолинейной трещиной с зеркалами скольжения, либо нарушением с глинкой трения и слабым ожелезнением, либо, наконец, довольно мощной зоной дробления и ожелезнения пород, достигающей 7—10 м мощности.

В подземных горных выработках разлом представлен системой двух или трех параллельно-сближенных зон дробления и смятия пород мощностью порядка первых метров. Расстояния между этими зонами колеблются от 20 до 40 *м*.

Одной из морфологических особенностей Среднего разлома являются его изгибы по простиранию, к которым и приурочены рудные тела Благодатских месторождений. В местах изгиба разлом сопровождается многочисленными оперяющими трещинами, контролирующими ту или иную зону оруденения.

Е. В. Янишевский (1966_1) выделяет сопряженные структуры по отношению к Среднему разлому, в частности Пологий разлом, имеющий северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углом 40°, и Оперяющий разлом с тем же простиранием, но более крутым падением. Различные авторы по-разному трактуют роль Среднего и Пологого разломов. Одни полагают, что Средний разлом является главной рудоконтролирующей системой на глубоких горизонтах месторождений, другие считают, что основная роль в локализации рудных тел принадлежит Пологому разлому. Нам представляется, что большинство рудных тел залегает в непосредственной близости от Среднего разлома, в лежачем боку его. Рудные тела 32 и 26 приурочены к самому разлому, рудные тела 15, 11, 5, 8 удалены от разлома на расстоянии 200—250 *м* и контролируются оперяющими нарушениями.

Учитывая данные Ф. И. Вольфсона и К. Ф. Кузнецова и других геологов (Вольфсон, Кузнецов, 1959; Кузнецов, 1960, 1963; Санин и др., 1965; Вольфсон и др., 1971), следует отметить, что немаловажную роль в локализации рудных тел сыграли крупные тектонические нарушения (Благодатский и Екатерино-Благодатский разломы), которые определили развитие в пределах месторождений трещин субмеридионального и северо-западного

простираний. Эти нарушения имели большое значение для структурного контроля оруденения, особенно для верхних частей месторождений.

Основными рудоконтролирующими структурами на Центральном месторождении являются северо-восточные разрывные нарушения. Наиболее благоприятные условия для отложения руд в прослое карбонатных пород создавались в участках сопряжения субмеридиональных тектонических нарушений с послойными. Это особенно характерно для Центрального месторождения, где сочетание этих структур на поверхности, по данным А. И. Кулагашева (1968$_1$), определило четкообразное размещение 15 рудных тел.

В пределах Воздвиженского месторождения (Кулагашев, 1957, 1963) широко развиты разрывные нарушения, из которых наиболее крупными и выдержанными являются:

1) зона смятия и разрыва, проходящая юго-восточнее месторождения (Резановское нарушение);

2) зона, расположенная северо-западнее месторождения и ориентированная почти в широтном направлении. Эта зона проходит по контакту алтачинских сланцев и карбонатных пород нерчинско-заводской свиты.

Выделяется также ряд мелких оперяющих нарушений сбросового типа, которые ориентированы в северо-восточном направлении. Эти нарушения обусловили пространственное положение, а частично и морфологию известных рудных тел. Отдельные рудные тела связаны также с широтными нарушениями.

При рассмотрении общих геолого-структурных позиций изученных месторождений отчетливо выявляется их сходство: близость литологического состава вмещающих пород, сходный структурный контроль оруденения.

Морфологические особенности рудных тел, их вещественный состав и закономерности распределения минеральных типов руд также имеют много общих черт.

Все исследователи, изучавшие описываемые месторождения, выделяют два основных морфологических типа рудных тел: жильные (или жилообразные) и трубообразные залежи. Последние преобладают.

Наличие разноориентированных трещинных структур, с одной стороны, и неоднородность литологического состава вмещающих пород, с другой,— послужили причиной образования сложных по морфологии рудных тел.

Жилообразные рудные тела развиты в основном на Благодатском, реже Екатерино-Благодатском месторождениях и приурочены к крупнозернистым, частично мраморизованным светлым доломитам. Для них типичны четкий контакт с вмещающими доломитами в висячем боку и неровные границы с многочисленными разноориентированными сульфидными прожилками различного состава, мощности и протяженности в лежачем боку жилы.

В этих рудных телах руды в основном пирит-буланжерит-сфалеритового состава. Отличительной чертой жильных рудных тел можно считать появление на флангах густой сети прожилков, образующих так называемые «конские хвосты».

Сложные трубообразные залежи характерны для всех рассматриваемых месторождений. Они приурочены к известковистым, частично окварцованным доломитам, в ряде случаев содержащим большое количество углисто-глинистого, иногда графитизированного вещества. Эти рудные тела, относительно простые по форме и составу на Центральном и Воздвиженском месторождениях, чрезвычайно сложны на Благодатских месторождениях. В последних они ветвящиеся, с раздувами в местах изгибов и сопряжений трещин. Иногда в одном рудном теле (13, Благодатское месторождение) наблюдаются сочетания линзовидных рудных обособлений с короткими жилами, хотя в целом оно представляет собой трубоообразную залежь сложной конфигурации. Простираются рудные тела второго типа на небольшие расстояния, с перерывами, но по падению они прослеживаются на значительную глубину. Контакты их с вмещающими доломитами четкие, но неровные. Часто участки, сложенные сплошными сульфидными рудами, чередуются со слаборуденелыми доломитами, содержащими неравномерную вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов.

Появление в составе вмещающих доломитов, к которым приурочены трубообразные рудные тела, графитизированного углистого вещества (Благодатское месторождение) обусловливает широкое развитие в рудах пирита. В меньшем количестве встречаются сфалерит и галенит, еще меньшем — буланжерит и арсенопирит. В отдельных рудных телах этого типа развито окварцевание, графитизированное вещество отсутствует (рудное тело 32, Екатерино-Благодатское месторождение, Воздвиженское месторождение), преобладают сфалерит, галенит и геокронит; пирит отмечается в подчиненном количестве.

Общие сведения о вещественном составе рассматриваемых месторождений приведены в табл. 1. Как видно из табл. 1, в Центральном месторождении широко развиты арсенопирит, пирит, сфалерит, джемсонит, буланжерит, галенит. Реже встречаются халькопирит, бурнонит, геокронит, в ряде случаев отмечены станнин и касситерит. З. А. Образцова (1960) указывает на присутствие в рудах пирротина, шеелита, магнетита. Из жильных минералов преобладает доломит, встречаются кальцит и кварц.

Воздвиженское месторождение очень близко по минеральному составу к Екатерино-Благодатскому. Преимущественное развитие имеют сфалерит, галенит и геокронит. На флангах рудного тела широко распространены пирит и арсенопирит. В подчиненном количестве отмечаются буланжерит, блеклая руда, станнин. Жильные минералы представлены кварцем, доломитом, кальцитом.

Таблица 1 Минеральный состав и типы руд месторождений, залегающих в карбонатных породах

Месторождение	Минеральный состав руд				Минеральные типы руд	
	рудные			жильные	главные	второстепенные
	главные	второстепенные	редкие			
Благодатское	Пирит Арсенопирит Сфалерит Галенит Буланжерит Геокронит	Касситерит Станнин Халькопирит Блеклая руда Менегинит Семсейит	Пирротин Макинавит Бурнонит Аргентит	Кварц Доломит	Кварц-пиритовый Пирит-сфалеритовый Сфалерит-галенитовый Сульфоантимонид-галенитовый	Пирит-арсенопиритовый Галенит-пирит-сфалеритовый Буланжеритовый
Екатерино-Благодатское	Пирит Сфалерит Галенит Геокронит	Арсенопирит Буланжерит Касситерит	Станнин Халькопирит Ирустит	Кварц Доломит	Пирит-сфалеритовый Сфалерит-галенитовый Галенитовый Геокронит-галенитовый	Галенит-сфалерит-пиритовый Геокронитовый
Центральное	Пирит Арсенопирит Сфалерит Джемсонит Буланжерит Галенит	Бурнонит Халькопирит Станнин Касситерит Геокронит	Блеклая руда Пирротин Минералы серебра Шеелит Магнетит	Кварц Доломит Кальцит	Пирит-арсенопиритовый Пирит-сфалеритовый Пирит-арсенопирит-джемсонитовый Сфалерит-буланжеритовый	Блеклая руда — халькопиритовый Галенитовый Буланжерит-галенитовый
Воздвиженское	Пирит Арсенопирит Сфалерит Галенит Геокронит	Блеклая руда Буланжерит	Касситерит Минералы серебра Бурнонит	Кварц Доломит Кальцит Турмалин	Пирит-арсенопиритовый Пирит-сфалеритовый Галенит-сфалеритовый Геокронит-галенитовый	Кварц-пиритовый Сфалеритовый Геокронит-галенит-сфалерит-пиритовый Галенитовый
Михайловское	Пирит Марказит Сфалерит Галенит	Арсенопирит Буланжерит Антимонит	Пирротин Станнин Халькопирит	Кварц Доломит Кальцит	Сфалерит-марказит-пиритовый Сфалерит-галенитовый Марказит-пирит-галенитовый	Кварц-пирит-марказитовый Кварц-доломит-буланжерит-арсенопиритовый Кальцит-антимонитовый
Северо-Акатуевское	Пирит Сфалерит Галенит	Арсенопирит Халькопирит Буланжерит	Менегинит Станнин Бурнонит Пирротин	Кварц Доломит Кальцит Турмалин Серицит	Пирит-сфалеритовый Сфалеритовый Сфалерит-галенитовый Галенитовый	Кварц-пиритовый Арсенопирит-пиритовый Пирит-сфалерит-буланжеритовый

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ФОРМЫ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ТИПЫ РУД МИХАЙЛОВСКОГО И СЕВЕРО-АКАТУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Михайловское месторождение находится в 18 км южнее Центрального месторождения и в 12 км западнее Кадаинского рудного поля. Северо-Акатуевское месторождение входит в Акатуевское рудное поле и представляет центральную его часть.

Рудные тела Михайловского месторождения, по данным В. Н. Куземко (1967) и В. Г. Торосяна (1968 г.), приурочены к пласту известняков, заключенному в филлитовидных сланцах алтачинской свиты (C_2al). Вследствие регионального метаморфизма последние превращены в разнообразные сланцы серицито-хлорито-кварцевого состава с различными соотношениями слагающих их минералов; известняки подверглись значительной перекристаллизации.

В пределах пласта мраморизованных известняков нередко наблюдается четко выраженная реликтовая слоистость (или полосчатость), обусловленная чередованием темных (возможно, обогащенных органикой) и светлых полос. Во многих интенсивно перекристаллизованных участках слоистость исчезает. Наблюдаются доломитизация и частично более поздняя кальцитизация и окварцевание. Сланцы в пределах рудного поля подверглись турмалинизации, альбитизации и окварцеванию, местами отмечается их кальцитизация.

1085

Дайки изверженных пород — спессартитов (или лампрофиров) в районе месторождения считаются дорудными.

Основная зона нарушения, в которой сосредоточены рудные тела, проходит в пласте известняков. Рудные тела представлены псевдопластовыми жилами или уплощенными трубо- и жилообразными телами различной мощности и протяженности.

Геологическое строение Северо-Акатуевского месторождения изучалось многими исследователями (Кочин, 1955; Плигина, 1963). Согласно их данным, оруденение приурочено к карбонатной толще нижнего палеозоя (Pz_1), содержащей прослои углисто-известково-глинистых сланцев. Породы подверглись складчатости и региональному метаморфизму в каледонское или ранневарисское время. В пределах рудного поля устанавливаются также верхнеюрские эффузивные образования и более молодые интрузивные породы — шток сиенито-диоритов, дайки граносиенитов, диоритовых порфиритов и др.

Карбонатно-сланцевая толща образует моноклиналь, в которой прослеживаются системы разрывных нарушений северо-восточного простирания — Восточная, Центральная и Западная зоны, в которых локализованы дайки и рудные тела.

Рудные тела весьма многочисленны, представлены линзами, трубами, гнездами, вкрапленностью в доломитизированных изве-

стняках. Наиболее крупными разведанными и эксплуатируемыми являются рудные тела 23, 22, 12. Рудное тело 23 приурочено к основной, или Восточной, зоне дробления, а 22 и 12 — к Центральной и Западной. Рудные тела располагаются в полостях приоткрывания на изгибах сланцевых горизонтов среди известняков и образуют в основном трубообразные залежи. Все рудные тела имеют северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад.

Околорудные изменения карбонатных пород наиболее детально изучены Г. Г. Кочиным (1955) и Э. Г. Кравченко (1964). Исходными породами являлись доломиты и известняки, частично мраморизованные и перекристаллизованные еще в период складчатости, а затем в период, предшествовавший рудоотложению, подвергшиеся гидротермальным изменениям. Последние выразились во вторичной доломитизации, окварцевании и развитии железисто-марганцевых карбонатов (манган-анкерита, олигонита).

Э. Г. Кравченко считает, что указанные изменения происходили последовательно до отложения сульфидных руд. В ходе формирования рудных тел также развивались процессы изменения с образованием кремнисто-карбонатных пород. Послерудный период выразился в сети прожилков карбонатов, часто наиболее крупнокристаллических. Указанный автор приводит ряд интересных деталей, свидетельствующих о явлениях разновременной перекристаллизации в доломитах, в частности, например, по контакту со сфалеритом или с кремнисто-карбонатной массой.

Отличительной особенностью руд Михайловского месторождения является широкое развитие в них марказита (табл. 1). Рудные тела сложены, как правило, сплошными рудами, среди которых выделяются марказит-сфалеритовые, галенитовые, буланжеритовые, пирит-марказитовые и галенит-марказитовые. Сплошные среднезернистые сфалеритовые руды с различным количеством галенита, пирита-марказита и буланжерита содержат относительно небольшое количество нерудных минералов — кварца и карбонатов.

Минеральный состав руд Северо-Акатуевского месторождения сходен с Михайловским (табл. 1). Различия отмечаются лишь в количественных соотношениях главных рудообразующих минералов; в частности, меньше пирита и сульфосолей свинца, отсутствует марказит. Для руд Северо-Акатуевского месторождения типичны мономинеральные обособления пиритовых, сфалеритовых и галенитовых руд. Наибольшие скопления галенита сконцентрированы в верхних частях месторождений. Рудные тела на нижних горизонтах сложены главным образом пиритом и сфалеритом.

В обоих месторождениях сульфоантимониды свинца в отличие от благодатских руд имеют подчиненное значение и несколько обособлены от скоплений галенита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ФОРМЫ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ТИПЫ РУД НОВО-ШИРОКИНСКОГО И ШАХТАМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ново-Широкинское месторождение относится к золото-свинцово-цинковым месторождениям и является составной частью Широкинского рудного поля.

Шахтаминское молибденовое месторождение находится в пределах одноименного интрузивного массива в центральной части Восточного Забайкалья, вблизи пос. Вершина Шахтамы.

Краткие сведения о геологическом строении месторождений

Геологическое строение рассматриваемых месторождений достаточно детально освещено в ряде работ (Грибанов, и др., 1959; Дудин и др., 1963; Сотников, 1960, 1961; Сидоренко, 1961).

Широкинское рудное поле слагают кембрийские осадочно-метаморфические породы ушмунской свиты, нижне-среднеюрские осадочные породы, эффузивы верхнеюрского возраста, послеверхнеюрские гранитоидные интрузивы и разнообразные дайки. Ново-Широкинское месторождение приурочено к центральной части верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи, которая образует замкнутую брахисинклинальную складку, осложненную многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Площадь месторождения ограничена с севера песчано-глинистыми породами ушмунской свиты, а с запада и юга — нижне-среднеюрскими алевролитами и песчаниками с прослоями углисто-глинистых сланцев и конгломератов. На юго-востоке верхнеюрский эффузивный комплекс контактирует с послеверхнеюрскими гранодиоритами.

Среди рудовмещающих пород широко распространены андезитовые порфириты, менее развиты андезито-базальтовые порфириты и дацитовые порфиры. Кроме того, отмечаются туффиты и туфопесчаники, а Б. В. Грибанов и др. (1959) выделяют лавобрекчии и лавоконгломераты, состоящие из близких по составу обломков и цементирующей массы, отвечающих андезитовым и андезито-базальтовым порфиритам или дацитовым порфирам.

Интрузивные породы в пределах Широкинского рудного поля имеют небольшое развитие и представлены двумя массивами послеверхнеюрских гранодиоритов и серией даек. Наиболее ранними, прорывающими верхнеюрские эффузивно-осадочные отложения, являются небольшие интрузивы гранодиоритов. Несколько позднее внедрились дайки кварцево-диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров, еще позднее — дайки лампрофиров.

Широкинская зона разлома, являющаяся рудовмещающей и рудоконтролирующей структурой месторождения, согласно

М. Р. Дудину и др. (1963), представляет собой взброс с вертикальной амплитудой примерно 100 *м*. Мощность полосы раздробленных и брекчированных пород колеблется от 20 до 180 м. Простирание зоны 280—310°, падение на юг под углом 52—85°. В эффузивах мощность зоны дробления значительно больше, чем в туффитах и туфопесчаниках, что повлияло на масштабы минерализации. В туфопесчаниках и туффитах рудные тела чрезвычайно быстро выклиниваются.

Кроме рудовмещающей зоны, в центральной части месторождения установлено два значительных по амплитуде смещения субмеридиональных пострудных разрывных нарушения и несколько более мелких послерудных тектонических трещин.

Шахтаминское месторождение приурочено к одноименной интрузии Аленуевского интрузивного комплекса. В районе месторождения В. И. Сотников выделяет верхнеюрские песчано-сланцевые отложения, а также древние метаморфические слюдисто-кварцевые и слюдисто-андалузитовые сланцы, песчаники и кварциты, которые по аналогии с соседними районами условно относятся к палеозою. Как Аленуевский, так и Шахтаминский массивы, представленные биотито-роговообманковыми гранитами, прорывают осадочные и метаморфические породы. Внутри обоих массивов широко распространены разнообразные дайки и мелкие интрузии гранит-порфиров, с которыми исследователи генетически связывают молибденовое оруденение.

Структурная позиция Шахтаминского месторождения близка к позиции Ново-Широкинского. Оно расположено в крупной тектонически ослабленной зоне субширотного простирания, прослеживающейся на несколько десятков километров и характеризующейся наибольшим развитием дайковых пород.

Разнообразие разновозрастных дайковых пород и гидротермальных образований в данной зоне указывает, по мнению В. И. Сотникова (1960), на многократность подвижек и на продолжительность тектонической жизни зоны.

Структурно-морфологические особенности рудных тел

Все рудные тела Ново-Широкинского месторождения (Грибанов и др., 1959) залегают в Широкинской тектонической зоне и имеют то же простирание, что и вмещающая их зона, а именно северо-западное 290—310°, падение к югу под углом 52—88°, причем последний закономерно изменяется от центра на северо-запад и юго-восток.

Более полого падающие рудные тела ориентированы параллельно друг другу и располагаются кулисообразно. Крупные рудные тела имеют сложную жилообразную форму и сопровождаются серией более мелких субпараллельных и параллельных маломощных жил и прожилков. Внутреннее строение рудных тел осложнено наличием в них небольших, иногда крупных блоков

вмещающих пород, практически лишенных рудной минерализации или интенсивно пиритизированных. В центральной части месторождения рудные тела смещены внутрирудными и послерудными тектоническими подвижками. Контакты рудных тел с вмещающими породами расплывчатые, постепенные, иногда вдоль контактов развито интенсивное прожилковое оруденение. Граница зоны околорудных изменений также нерезкая. Гидротермальные процессы выразились главным образом в развитии интенсивного окварцевания, доломитизации, пиритизации и в меньшей степени хлоритизации и серицитизации. Сульфидная минерализация в пределах рудных тел распределена неравномерно и по простиранию, и по падению.

В строении рудных тел Шахтаминского месторождения много общего с Ново-Широкинским, несмотря на то, что оно относится к более простым по морфологии жильным месторождениям.

На Шахтаминском месторождении рудоконтролирующие трещины скалывания имеют запад-северо-западное и широтное простирание и представлены многочисленными кварц-молибденитовыми жилами, большинство из которых расположено кулисообразно и сконцентрировано в пространствах между дайками (Сотников, 1958; Сидоренко, 1961). Простирание жил колеблется от 260 до 310—320°, падение — от 60 до 90° на юго-запад и северо-восток, причем подавляющее большинство их имеет простирание 280—285°, падение крутое, преимущественно на юго-запад. Мощность жил изменяется в небольших пределах — обычно от первых десятков сантиметров до 0,5 м. Но иногда отмечаются зоны вкрапленного молибденового оруденения мощностью 1—3 м. Изменение мощности происходит постепенно и в значительной степени связано с трещиноватостью гранитов. Многие жилы сопровождаются апофизами, располагающимися под острыми углами к ним. При выклинивании жилы ветвятся на ряд субпараллельных прожилков. Вблизи даек жилы выклиниваются или простирание их изменяется, и они следуют вдоль контакта с дайками. Иногда жилы пересекают дайки и, проходя через них, сильно ветвятся.

Изменения вмещающих гранитоидов, связанные с образованием кварц-молибденитовых жил, выражаются в окварцевании, развитии бесцветной слюды типа мусковита или крупночешуйчатого серицита и скоплений мелкокристаллического турмалина. Как отмечает В. И. Рехарский (1963), метаморфизм пород и отложение рудных минералов обусловлены одними и теми же гидротермальными растворами. При этом установлена вертикальная и горизонтальная зональность в смене одних метасоматических зон другими. Например, подмечено, что чем выше по вертикали, тем, как правило, менее мощными становятся внутренние зоны метасоматоза — кварцевые и кварц-серицитовые, а увеличиваются мощности зон кварц-серицит-ортоклазовых или кварц-серицит-ортоклаз-хлоритовых. Кроме того, В. Д. Пампура и Г. С. Гормашева (1964) подчеркивают, что зона окварцевания развивается вблизи централь-

ных участков кварц-молибденитовых жил, характеризующихся относительно большей мощностью и интенсивной трещиноватостью. Зоны калишпатизации тяготеют в целом к флангам и участкам пережима кварцевых жил.

Минеральный состав, типы руд и закономерности их распределения

Основными рудными минералами свинцово-цинковых руд на описываемых месторождениях являются пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, халькопирит (табл. 2). Из жильных наиболее распространены кварц, доломит, кальцит. В подчиненном количестве отмечаются гематит, магнетит, анкерит, марказит (Ново-Широкинское месторождение), турмалин, полевые шпаты,

Таблица 2

Минеральный состав и типы руд месторождений, залегающих в алюмосиликатных породах

Месторождения	Рудные минералы			Жильные
	главные	второстепенные	редкие	
Ново-Широкинское	Пирит Сфалерит Галенит Блеклая руда Халькопирит	Магнетит Гематит *Марказит*	Золото самородное Бурнонит	Кварц Доломит Кальцит Анкерит
Шахтаминское	Молибденит Пирит Сфалерит Галенит Блеклая руда	Арсенопирит Висмутин Бурнонит Халькопирит	Шеелит Минералы серебра	Кварц Полевые шпаты Кальцит Мусковит Турмалин Доломит

Месторождения	Минеральные типы руд	
	главные	второстепенные
Ново-Широкинское	Галенит-сфалеритовый Кварц-халькопирит-пиритовый Кварц-галенит-пирит-сфалеритовый	Кварц-пиритовый Пирит-сфалеритовый Сфалерит-галенит-пиритовый
Шахтаминское	Кварц-молибденитовый Кварц-пирит-сфалеритовый Кальцит-галенит-сфалеритовый	Кварц-пирит-молибденитовый Кварц-галенит-пирит-молибденитовый Блеклая руда — галенит-сфалеритовый

мусковит, арсенопирит, висмутин и шеелит (Шахтаминское месторождение). Единичные находки бурнонита наблюдались в рудах обоих месторождений.

Отличительной чертой Ново-Широкинского месторождения являются мелкие неравномерно распределенные выделения золота, имеющего промышленную ценность, что позволяет относить его к типу золото-свинцово-цинковых месторождений.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Еще в 1949 г. А. Г. Бетехтин впервые подчеркнул чрезвычайно важное значение исследований парагенезисов минералов, слагающих рудные тела, для понимания процессов и условий *рудообразования*.

Изучение парагенетических ассоциаций минералов необходимо для установления стадийности минералообразования и зональности оруденения, а также характера и причин преобразования минеральных агрегатов в процессе рудоотложения.

ПОНЯТИЕ «ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛЬНАЯ АССОЦИАЦИЯ» И КРИТЕРИИ ЕЕ ВЫДЕЛЕНИЯ

Понятие «парагенетическая минеральная ассоциация» (или парагенезис минералов) было сформулировано А. Г. Бетехтиным (1949_2) как «группа совместно образованных минералов, возникших в результате кристаллизации данного раствора или химической реакции растворов с ранее образовавшимися минеральными массами или в результате изменения внешних факторов равновесия физико-химических систем».

Наиболее полно история вопроса о парагенезисах рассмотрена Н. В. Петровской (1967_2). В настоящее время широко используются термины «минеральная ассоциация» и «парагенетическая минеральная ассоциация». Международный коллоквиум по проблеме минеральных парагенезисов, состоявшийся в 1966 г. во Фрайберге (ГДР), счел необходимым разграничить эти понятия («Геология рудных месторождений», 1967). Ученые многих стран с участием наших исследователей Н. В. Петровской, Т. Н. Шадлун и В. А. Жарикова предложили считать термин «парагенезис», отражающим не процесс, а форму его проявления, а «ассоциацией» обозначать совместное нахождение минералов, независимо от того, закономерно или случайно их сочетание, одноактно или многоактно их формирование.

Минеральная ассоциация — это сообщество минералов, обязанных своим *происхождением генетически различным актам*, в связи с чем сочетание их может быть случайным.

Минеральный парагенезис — это минеральная ассоциация, которая возникла закономерно в течение процесса, строго огра-

ниченного определенным отрезком времени, пространством и физико-химическими условиями.

Последнее в полной мере отражает представления А. Г. Бетехтина, указывавшего, что «под понятием парагенезис следует понимать не просто ассоциацию всех совместно наблюдающихся минералов, а лишь группу минералов, совместно образованных на той или иной стадии развития процесса минералообразования» (Бетехтин, 1950). Основываясь на представлениях А. Г. Бетехтина, Н. В. Петровская развивает понятие о минеральной парагенетической ассоциации как отражении ступени равновесия в одной стадии процесса (Петровская, 1965, 1967$_2$), считая ее элементарной ячейкой в общей систематике минеральных сообществ. Минеральный парагенезис, по ее мнению, образуют минералы, *отложившиеся из одних и тех же растворов в определенных* пределах изменений термодинамических условий, при подчинении законам минеральных равновесий. В этом случае кристаллизация может быть одновременной или последовательной, с частичным перекрыванием периодов образования минералов. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, имеет важное значение при изучении парагенетических ассоциаций рудных комплексов. На *основе положений А. Брейтгаупта*, В. М. *Гольдшмидта*, А. Г. Бетехтина и Д. С. Коржинского она предлагает следующее общее определение: «парагенетическая минеральная ассоциация — это закономерное сообщество минералов, образованных совместно как равновесная минеральная система в пределах термодинамических условий, допускающих возникновение такой системы, и в ограниченный отрезок времени, соответствующий одной ступени минерального равновесия» (1967$_2$). В этой работе Н. В. Петровская специально останавливается на критериях времени минералообразования.

Мы полностью согласны с Н. В. Петровской, которая считает показателями равновесных взаимоотношений минералов структуры их срастаний, лишенные признаков сколько-нибудь интенсивной коррозии и замещения одного минерала другим. И, наоборот, *признаки регенерации частично корродированных зерен* могут служить критериями нарушения равновесных отношений минералов.

Выделение парагенетических минеральных ассоциаций, как следует из работ А. Г. Бетехтина и его последователей, определяется главным образом структурно-текстурными взаимоотношениями минеральных агрегатов. Критериями разновозрастности различных по составу парагенетических минеральных ассоциаций *являются: наличие секущих отношений; резкая* пространственная обособленность (часто в пределах штуфа) при постоянных тесных срастаниях определенной группы минералов в каждой ассоциации; явления замещения; образование метакристаллов; реакционные взаимодействия между ранними минералами и растворами поздних стадий, приводящие к образованию более сложных по составу минералов; закономерное изменение состава минера-

лов, в частности последовательная смена или разновременное выделение минералов, содержащих одни и те же ионы разной валентности, что может свидетельствовать об изменении окислительно-восстановительного потенциала растворов (за исключением некоторых ассоциаций сульфидов с баритом); замещение более ранних минералов более поздними, позволяющее по существующим данным предполагать изменение тенденции эволюции кислотности-щелочности растворов или цикличность изменения pH в пределах одной стадии или вследствие воздействия растворов последующих стадий; наличие признаков широко проявленных деформаций (трещиноватость, дробление, катаклаз) в более ранней ассоциации и отсутствие их в более поздней; признаки перекристаллизации, переотложения или перегруппировки вещества, выраженные в обособлении каких-либо элементов, выделившихся из более ранних минералов в виде минеральных новообразований и концентрирующихся вблизи границ двух разновременных ассоциаций; признаки унаследованности элементов-примесей, типичных для ранних минералов, более поздними.

Все указанные критерии лучше всего устанавливаются при изучении текстур и структур руд, а также типоморфных особенностей главных рудообразующих минералов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В КАРБОНАТНЫХ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫХ ПОРОДАХ

Минеральный состав руд, их типы и закономерности распределения в описываемых месторождениях во многом сходны, но строение минеральных агрегатов в рудах различно и зависит от условий их формирования. Поэтому текстуры и структуры руд месторождений, залегающих в карбонатных и алюмосиликатных породах, ниже рассматриваются отдельно.

Текстуры и структуры руд в карбонатных породах

Сплошные руды Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений характеризуются массивными текстурами, образовавшимися вследствие интенсивного замещения вмещающих карбонатных пород. Они сложены чаще всего различными по составу сульфидами — пиритом, сфалеритом, галенитом, сульфосолями свинца (табл. I, *а*) [1], иногда отличающимися разнообразными сочетаниями и количественными соотношениями главных минералов. В одном из рудных тел отмечаются значительные участки (до 3 м в поперечнике), сложенные сплошными галенит-геокронитовыми рудами.

Руды с полосчатыми текстурами встречены во всех рудных телах. В жилообразных рудных телах полосчатые текстуры на-

[1] Табл. I (как и все последующие) см. в конце книги.

блюдаются в приконтактовых участках и состоят из чередующихся полос буланжерита и сфалерита. В трубообразных залежах полосчатые руды различны по составу и строению. Наиболее распространены руды, сложенные чередующимися полосами сфалерита и пирита. В ряде случаев в строении этих руд участвуют кварц и доломит. Иногда наблюдаются признаки начального замещения с сохранением полосчатого строения первичных доломитов и полного замещения их сульфидами с унаследованием полосчатых текстур окварцованных доломитов.

Полосчатые текстуры руд сфалерит-пирит-галенитового состава возникли в результате замещения части сфалерита галенитом или заполнения вновь образованных трещин (табл. I, *б*). Эти руды чаще всего встречаются на контакте рудных тел с вмещающими доломитами. Среди полосчатых руд широко развиты грубополосчатые сфалерит-галенит-геокронит-буланжеритовые (табл. I, *в*). Полосы, представленные минералами свинца, имеют неровные границы. Обычно они вытянуты параллельно контактам рудных тел, часто не выдержаны по мощности и простиранию, иногда смещаются поздними тектоническими трещинами.

Руды *со сложно-полосчатыми текстурами наблюдаются* в трубообразных рудных телах, главным образом в глубоких горизонтах. В этих рудах проявляется сочетание тонкополосчатых текстур пирит-сфалеритовых агрегатов — следствие замещения доломитов тонкоритмичного строения — и грубополосчатых пирит-галенитовых (табл. II, *а*) — результат наложения и замещения ранних минералов более поздними.

Среди сплошных руд отдельные минеральные агрегаты характеризуются прожилковыми текстурами, возникшими вследствие пересечения пирит-сфалеритовых, чаще сфалеритовых руд тонкими неровными метасоматическими пирит-арсенопиритовыми (табл. II, *б*) и более выдержанными по простиранию галенит-буланжеритовыми прожилками. Иногда арсенопиритовые прожилки секут массивные галенит-буланжерит-геокронитовые руды. Встречаются также прожилковые текстуры, образовавшиеся в результате заполнения серии мелких субпараллельных трещин галенитом или сульфоантимонидами свинца. В отдельных случаях в в одном и том же образце наблюдаются все случаи пересечения одних минеральных агрегатов другими. Например, пирит-сфалеритовые руды секутся пирит-арсенопиритовыми прожилками, а те и другие пересекаются неровными, извилистыми галенитовыми или галенит-буланжеритовыми прожилками, которые в свою очередь пересекаются арсенопиритовыми прожилками, часто не выходящими за пределы буланжеритового или геокронитового агрегата.

По периферии и на флангах рудных тел, главным образом жилообразных, развиты собственно прожилковые сульфидные руды различного состава, секущие мраморизованные и частично окварцованные доломиты. Эти текстуры обусловлены заполнени-

ем разноориентированных трещин минеральными агрегатами различного состава. Часто прожилковые текстуры сочетаются с вкрапленными.

Одна группа прожилков следует по системе трещин, параллельной простиранию жил, другая сечет под разными углами первую. Характерно, что эти группы прожилков различны по составу. В первом случае они преимущественно сфалеритовые и сфалерит-пиритовые (табл. III, *а*), во втором в них участвуют пирит, арсенопирит, буланжерит, реже сфалерит.

В местах постепенного перехода от сплошных сульфидных руд к прожилковым наблюдаются наиболее интересные взаимоотношения между прожилками различного состава. Так, в лежачем боку рудного тела 15 сплошная сфалеритовая жила мощностью до 0,5—0,7 м на отдельных участках не имеет четкого контакта с вмещающими доломитами и как бы разветвляется на многочисленные прожилки преимущественно того же состава. Далее сфалеритовые прожилки по падению рудного тела пересекаются пирит-арсенопиритовыми прожилками (см. табл. III, *а*). На табл. III, *а*, хотя и слабо, но все же заметно, что сфалеритовые прожилки следуют в одном направлении и субпараллельны друг другу. Арсенопиритовые прожилки либо секут предыдущие, либо следуют по тем же направлениям. В участках доломитов, заключенных между прожилками, наблюдается вкрапленность сульфидов. Часто в прожилках смешанного состава при микроскопических исследованиях отмечаются противоречивые взаимоотношения минералов. Например, образуя мономинеральные арсенопиритовые и пирит-арсенопиритовые прожилки, эти же минералы встречаются в прожилках преимущественно сфалеритового состава, где создают своеобразные каймы вокруг сфалерита (табл. III, *б*). Буланжерит и частично галенит кроме самостоятельных прожилков выполняют центральную часть в пирит-арсенопиритовых прожилках или замещают сфалерит. Это указывает на особенности распределения сульфидов в трещиноватых зонах, в которых широко проявлено метасоматическое замещение.

Прожилковые текстуры типичны также для жильных минералов — доломита и кварца. Эти текстуры наблюдаются на флангах рудных тел. Пересечение прожилков доломита сульфидными и, наоборот, пересечение тонких сульфидных прожилков поздними доломитовыми позволяет говорить о характере доломитизации до и после рудообразования. Отмечается, что более ранние прожилки доломита отличаются от поздних неправильной формой и невыдержанностью по простиранию. Кроме того, ранний доломит обычно светлый, поздний — бурый и жилки имеют крустификационное строение.

Пятнистые текстуры характерны для пирит-сфалеритовых, пирит-сфалерит-галенит-буланжеритовых и сфалерит-галенит-геокронитовых руд, особенно для трубообразных рудных тел. В одних

случаях сульфиды (*пирит, сфалерит*) в виде обособлений неправильной формы неравномерно распределяются среди неполностью и избирательно замещенных доломитов, в других галенит-*геокронитовые* и галенит-*буланжеритовые* агрегаты распределяются в виде линз, гнезд и небольших неправильной формы участков в массе пирит-сфалеритовой руды. Пятнистые руды представляют собой разновидности массивных руд.

На участках развития тектонических нарушений, послерудного дробления или в зонах сопряжения трещин наблюдаются различные метаморфические текстуры: *брекчиевидные, обломочные, разлинзования*, течения. Разновидностью последней является «струйчатая текстура».

Метаморфические текстуры руд свидетельствуют об интенсивных *послерудных* и внутрирудных подвижках, которые способствовали возникновению хрупких и пластических деформаций в сульфидах, сопровождавшихся перекристаллизацией и перегруппировкой вещества. Иногда эти текстуры позволяют выделить деформации, возникшие на границе различных по составу и возрасту минеральных агрегатов.

Брекчиевые текстуры руд наблюдаются в зонах нарушения, имеющих довольно четкие контакты с вмещающими породами или недроблеными сульфидами. В этих зонах *отложившиеся* сульфиды подвергаются брекчированию с образованием остроугольных обломков, представленных мелкозернистой массой пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита и буланжерита, сцементированных либо карбонатом, либо тонкоперетертым сульфидным материалом. Местами брекчирование отмечается в локальных участках вдоль тектонических трещин. Например, в рудном теле 23 Благодатского месторождения, где устанавливаются многочисленные послерудные и внутрирудные подвижки, наблюдается брекчирование сфалерит-пиритовой руды (табл. IV, *а*), сопровождающееся цементацией обломков *пирита* и сфалерита галенитом и частично сульфосолями свинца.

Брекчиевидные текстуры встречаются в жилообразных рудных телах. Возникают они вследствие существенного дробления *вмещающих* доломитов, обломки которых сцементированы сульфидными минералами. Характерно, что сульфосоли свинца в этих случаях залечивают швы тектонических трещин, вдоль которых происходит брекчирование, «обволакивают» обломки доломитов, тогда как пирит, сфалерит, частично арсенопирит наблюдаются в цементе в виде мелкозернистых агрегатов в ассоциации с кварцем и более поздним доломитом.

Вдоль или вблизи тектонических нарушений наряду с отмеченными выше брекчиевидными текстурами, возникают и другие текстуры *дробления*. При этом более хрупкие сульфиды — пирит, арсенопирит, сфалерит — дробятся, а галенит и сульфосоли свинца претерпевают пластические деформации. Обломки сульфидной руды обладают различными формой и величиной, часто дробле-

ние сопровождается интенсивным перетиранием рудного материала.

Примером пластических деформаций рудного вещества являются текстуры течения (струйчатые), которые имеют локальное развитие. Они характеризуются тем, что галенит, буланжерит и другие относительно мягкие минералы образуют вытянутые в определенных направлениях обособления, иногда линзовидной формы, обрастающие обломки и скопления более хрупких сульфидов и вмещающих доломитов.

Рассмотрение текстурных и структурных особенностей руд Благодатских месторождений позволяет сделать следующее заключение. Формирование рудных тел происходило в условиях интенсивного метасоматического замещения вмещающих доломитов, а также ранних сульфидных агрегатов более поздними. Об этом свидетельствуют унаследованные полосчатые текстуры, реликты незамещенных доломитов в пределах рудных тел, участки перекристаллизованного доломита в сульфидной руде, а также широкое развитие метасоматических прожилков и неправильной формы обособлений одних минеральных агрегатов среди других.

Отложение ранних минеральных агрегатов в ряде случаев сопровождалось дроблением и брекчированием, что указывает на неспокойную тектоническую обстановку в период формирования рудных тел. В дальнейшем строение минеральных агрегатов в активных тектонических зонах продолжало изменяться в результате послерудного динамометаморфизма.

На текстурные особенности руд Центрального месторождения повлияла неоднородность состава и строения вмещающих доломитов, подвергшихся замещению. Сплошные руды с массивными текстурами сложены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, джемсонитом, буланжеритом и галенитом в различных сочетаниях и количественных соотношениях (табл. IV, *б*).

Разнообразные полосчатые текстуры типичны для руд пиритового и пирит-сфалеритового состава. При этом в одних случаях полосы, сложенные только пиритом, чередуются с полосами доломита, неоруденелого или содержащего незначительную вкрапленность сульфидов. В других рудных телах полосчатые текстуры обусловлены чередованием полос пирита, сфалерита и светлого доломита. Каких-либо следов тектонических трещин, выполненных последовательно или одновременно указанными сульфидами, не наблюдается. По-видимому, такое строение пирит-сфалеритовых руд связано с замещением неоднородных полосчатых или слоистых доломитов. Аналогичное происхождение имеют плойчатые, кокардовые и брунцдучные текстуры.

В некоторых рудных телах наблюдаются сочетания руд, различных по текстурам. Массивные текстуры пирит-сфалеритовых агрегатов чередуются с полосчатыми сложных, извилистых очертаний. В участках, где сульфиды замещают и окаймляют только определенные полосы или зоны, оставляя незамещенными значи-

тельные пространства серых доломитов, наблюдаются сочетания сложных плойчатых, полосчатых, кокардовых и бурундучных текстур. При этом на площади примерно в 2 м^2 можно наблюдать все разнообразие перечисленных текстур и часто строение минеральных агрегатов постепенно изменяется. Нередко полосчатые пирит-сфалеритовые руды на отдельных участках переходят в плойчатые (табл. V). Характерной особенностью последних является то, что отложение сфалерита в них сопровождается перекристаллизацией доломита, обычно приуроченного к местам, где агрегаты сфалерита образуют небольшие каймы вокруг раннего доломита. При замещении буланжеритом некоторых обломковидных овальной формы образований вмещающего доломита, содержащего вкрапленность пирита и арсенопирита, возникают текстуры, близкие к кокардовым; буланжерит как бы обрастает участки или псевдообломки перекристаллизованного доломита.

В отдельных случаях для пирит-сфалеритовых агрегатов характерны текстуры, в которых пирит представлен перистыми образованиями. Пирит, по-видимому, наследует структуру более раннего пирротина, находки которого были отмечены З. А. Образцовой. Подобные текстуры широко распространены в рудах пирит-сфалеритового состава и в других месторождениях Приаргунья (Благодатское, Михайловское, Почекуевское).

Текстуры, похожие на кокардовые, образуют пиритовые агрегаты, которые в виде ажурных кайм нарастают на обломки серого частично окварцованного доломита. Очертания пиритовых кайм повторяют и агрегаты сфалерита, сопровождающиеся полосами белого перекристаллизованного доломита (табл. VI, *а*). В целом возникают концентрические зоны сноповидного пирита, вкрапленно-полосчатого сфалерита и белого доломита. Происхождение форм пирита в этом случае, вероятно, иное и, возможно, связано с раскристаллизацией сферолитоподобных образований дисульфидов железа. Как видно из приведенных фотографий, строение пиритовых агрегатов в этом текстурном типе руд резко отличается от строения их в массивных рудах. Во-первых, следует отметить обособленность агрегатов пирита от сфалерита. Во-вторых, для пирита типичны скопления шестовато-лучистых, розетковидных и сноповидных агрегатов, тогда как сфалерит встречается в виде вкрапленности или сплошных масс в светлом доломите. Если же в строении этих руд принимают участие сульфоантимониды, как правило, представленные буланжеритом, то они отлагаются среди сфалерита или белого перекристаллизованного доломита.

Для существенно сфалеритовых руд характерны также массивные текстуры. Часто в их строении наряду со сфалеритом участвуют и другие минералы — неправильные метасоматические прожилки и отдельные скопления перекристаллизованного доломита, небольшие обособления пирита и арсенопирита, пятнистые скопления и тонкие извилистые прожилки буланжерита.

В ряде участков, как и в случае пиритовых руд, массивные сфалеритовые руды постепенно сменяются тонкоритмично-полосчатыми бурундучными рудами, которые наиболее типичны для Центрального и Кадаинского месторождений.

Бурундучные текстуры (табл. VI, *б*) являются разновидностью полосчатых и характеризуются чередованием полос либо различных по окраске и зернистости доломитов, либо доломита и сульфидов. Последние состоят из пирит-сфалеритовых, сфалерит-буланжеритовых или пиритовых агрегатов.

Редкая вкрапленность сульфидов отмечается иногда и в доломитовых полосах, имеющих различную мощность и конфигурацию. В тонкоритмичных бурундучных рудах ширина полос колеблется от 1—2 до 5—6 мм. Иногда в полосах светлого доломита наблюдаются вкрапленность и небольшие скопления галенита или буланжерита, ксеноморфные по отношению к доломиту. Эти минералы были отмечены и в сульфидных полосах, но в меньшем количестве. При значительном количестве буланжерита образуются сплошные сфалерит-буланжеритовые руды полосчатого строения, в которых сфалерит чередуется с буланжеритом; среди этих минералов доломит сохраняется в виде реликтов.

Относительно происхождения бурундучных руд у исследователей нет единого мнения. Наиболее детально бурундучные руды, широко проявленные на Кадаинском месторождении, описаны О. П. Поляковой (1956). Упорядоченное чередование мономинеральных полос различного состава она объясняет избирательным замещением доломитов гидротермальными растворами. Сходные объяснения дает и А. Д. Генкин (1963). С. С. Смирнов (1955) эти же текстуры рассматривает как результат гелевого метасоматоза с последующей диффузией электролитов в массу геля. В. С. Кормилицын (1966) считает, что неоднородность в составе и строении рудной массы, в частности в бурундучных рудах, обусловлена дифференциацией минерального вещества с обособлением фракций мономинерального состава вследствие распада сложных многокомпонентных растворов на фазы более простого состава под влиянием падения давления и снижения температуры в зонах малых глубин. При этом фазовое расслоение комплексных рудоносных растворов в этих зонах, по его мнению, сопровождалось образованием несмешивающихся гелей.

Вполне вероятно, что описанные им явления имели место в процессе рудоотложения, но, по-видимому, проявлены лишь в отдельных рудовмещающих трещинах вблизи поверхности. Для глубоких горизонтов тех же месторождений, которые описывает В. С. Кормилицын (1966), типичны такие текстуры, как массивные, пересечения, брекчиевые, происхождение которых трудно объяснить фазовым расслоением комплексных рудоносных растворов.

Соотношения различных по составу минеральных агрегатов установлены в массивных и полосчатых рудах, отмечаются они

и в рудах с бурундучной текстурой. Поэтому нам представляется более вероятным образование бурундучных руд способом, описанным О. П. Поляковой (1956), т. е. путем последовательного избирательного замещения сульфидами неоднородных доломитов с одновременной перекристаллизацией последних под действием гидротермальных растворов.

Менее распространены вкрапленные, прожилковые и брекчиевидные текстуры. Они наблюдаются в рудах, сложенных в основном пиритом, сфалеритом, буланжеритом и джемсонитом в различных сочетаниях и количественных соотношениях. Вкрапленные текстуры образуются при частичном замещении доломита указанными минералами. Различаются вкрапленные и густовкрапленные руды, местами переходящие в сплошные. Вкрапления сульфидов представлены разнозернистыми агрегатами, иногда отдельными кристаллическими зернами, главным образом пирита.

Прожилковидные и брекчиевидные текстуры встречаются в рудах пирит-арсенопирит-джемсонитового состава. Обычно в этих рудах пирит и арсенопирит образуют значительные скопления крупнозернистых агрегатов, часто трещиноватые и подробленые. Прожилковидные выделения джемсонита секут пирит-арсенопиритовые агрегаты (табл. VI, *в*). Иногда эти прожилки, невыдержанные по простиранию, имеют неровные контакты, вдоль которых отмечаются признаки существенного замещения пирита. Джемсонит в этих полостях выполнения разнозернистый, наряду с крупногольчатыми агрегатами наблюдаются мелкозернистые.

В некоторых рудных телах прожилковидные образования джемсонита сменяются сплошными рудами того же состава с признаками брекчирования. Брекчиевидные пирит-джемсонитовые руды состоят из обломков пирита различной величины, сцементированных разнозернистыми агрегатами джемсонита. Обломки пирита и арсенопирита, как и в предыдущем случае, интенсивно корродируются джемсонитом.

Как видно из краткой характеристики текстурных особенностей руд Центрального месторождения, весьма существенную роль при формировании рудных тел здесь, как и в Благодатских месторождениях, играли метасоматические процессы.

Руды Воздвиженского месторождения во многом сходны с рудами Екатерино-Благодатского месторождения. Отличаются они многообразием прожилковых текстур, развитых на контакте рудного тела с вмещающими доломитами.

Массивные руды Воздвиженского месторождения чаще всего мономинеральны и сложены каким-либо из главных рудообразующих минералов: пиритом, сфалеритом, галенитом, геокронитом. Характерно, что каждый минеральный тип обособлен и только иногда наблюдаются постепенные переходы одного типа в другой с образованием смешанных руд массивной текстуры (табл. VII, *а*, *б*) пирит-сфалеритового, галенит-сфалеритового, сфалерит-галенит-геокронитового состава.

В редких случаях в сплошных галенитовых рудах наблюдаются своеобразные каймы крупнокристаллического галенита вокруг мелкозернистых его обособлений, связанных с явлениями перекристаллизации в рудах. Встречаются прожилковидные и полосчатые текстуры, обусловленные распределением в тонкозернистой массе сфалерита прожилков или узких полос галенита (табл. VII, *в*, табл. VIII, *а*) метасоматического происхождения; аналогичны и пирит-арсенопиритовые образования среди доломита (табл. VIII, *в*). Текстуры дробления и пересечения характерны для пиритовых руд, частично замещенных станнин-тетраэдритовыми агрегатами.

Характерной особенностью строения руд Михайловского месторождения является обособленность выделений галенита и сфалерита и очень тесная ассоциация крупнопластинчатых агрегатов пирит-марказитового состава со сфалеритом. Как правило, в рудах преобладает сфалерит — очень темный, сильно железистый,— и на его фоне резко выделяются перистые или лучистые, часто беспорядочно ориентированные пластинчатые выделения марказита с пиритом размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров (табл. IX, *а*). Местами такие участки сменяются почти сплошными пиритовыми или пирит-марказитовыми агрегатами, что придает текстурному облику руд большое своеобразие. В отдельных участках наблюдалась закономерная смена полосчатых пирит-марказит-сфалеритовых руд сплошными галенитовыми с массивной однородной текстурой в лежачем боку рудного тела.

Присутствие в пределах месторождения полосчатых (слоистых) известняков и наличие в них сфалеритовых или марказит-пиритовых полос позволяет объяснить указанную выше обособленность сульфидных агрегатов различного состава избирательным или последовательным замещением. Наряду с этим обособленность различных минеральных скоплений может свидетельствовать о разновременном поступлении различных по составу порций гидротермальных растворов или о фациальных изменениях руд при их отложении.

Совершенно отчетливо участки с прожилковыми текстурами выделяются там, где карбонат- или кварц-буланжеритовые прожилковидные скопления располагаются в сплошной мелкозернистой сфалеритовой массе. Слабовыраженные полосчатые текстуры проявлены в участках сплошных марказит-пиритовых руд, где нередко видны тонкие полоски сфалерита или галенита, подчеркивающие либо направление реликтовой слоистости замещенной сульфидами карбонатной породы, либо направление трещиноватости (табл. IX, *б*). Полосчатость иногда намечается в виде серии параллельных трещинок, позднее заполненных кварцем (табл. X, *а*).

Можно считать, что для месторождения типичны как полосчатые, так и пятнистые и прожилковые текстуры руд. Брек-

чиевые текстуры сравнительно редки, однако признаки брекчирования сфалеритовых агрегатов и образования очень локальных зон дробления и даже милонитизации мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, захватывающих все главные минеральные агрегаты, довольно часты.

Во вкрапленных рудах очень незначительно встречаются отдельные участки полосчатого мраморизованного известняка с прожилками или полосами сульфидов, развитыми по направлению реликтовой слоистости или полосчатости (табл. X, *б*). Возможно, что эта полосчатость образовалась при перекристаллизации известняков в период проявления динамометаморфизма. Наряду с тонкими метасоматическими прожилками марказита здесь имеются полосчатые скопления пирита, марказита и галенита с признаками позднего дробления.

Совершенно иной характер имеет текстурный рисунок на участке, показанном в табл. X, *в*. Здесь в полосчатом, частично плойчатом мраморизованном известняке с вкрапленностью сульфидов видны два участка концентрически зонального строения. В пределах первого участка, последовательно сменяя друг друга, выделяются: крупнозернистый карбонат с буланжеритом в центре, затем галенит, лучистопластинчатый марказит и, наконец, сфалерит. В участке, примыкающем к нему слева, концентрические зоны сложены попеременно карбонатом и сфалеритом с крупными идиоморфными зернами галенита (0,5—1 см). Крайняя периферическая зона, самая маломощная (около 1 мм), представлена извилистой полосой сфалерита, как бы охватывающей оба концентрически-зональные образования.

Характерно, что все перечисленные зоны сложены главными рудообразующими минералами, а также, что в данном случае на периферии находится сфалерит, затем в сторону центра — марказит, галенит и в центре мелкая вкрапленность буланжерита в кальците. В другом виден только сфалерит с зернами галенита, либо образующего метакристаллы, либо заполняющего пустоты в сфалерите. Все указанные концентры, или, вернее, кольца, развиваются перпендикулярно полосчатости известняка и как бы намечают фронт движения раствора, из которого прерывисто выделялись, диффундируя сквозь карбонатную массу, различные компоненты.

Очень интересно поведение и распределение в этом участке кварца. Он встречается в виде мелкозернистого агрегата в пределах отдельных полос известняка, точно повторяя их контуры, развиваясь явно метасоматически, и одновременно, подходя к зонам (кольцам) концентрических образований сульфидов, проникает в них и пересекает их. При этом тончайшие, волосовидные жилки кварца пронизывают выделения галенита и сфалерита. Кроме того, кварц, как и карбонат, распространен в трещинках, идущих перпендикулярно полосчатости известняков. Анализ взаимоотношений минералов показывает, что в основном кварц —

наиболее поздний минерал. Однако не исключено, что часть его выделилась еще в дорудный период, замещая известняк, а затем происходила перегруппировка, частично он переотлагался в виде поздних тонких жилок, заполняя трещины в сульфидах.

В сплошных пирит-марказитовых рудах полосчатые текстуры нами наблюдались лишь в одном образце, в котором отчетливо видно чередование более широких полос — от нескольких миллиметров до 2—3 см — крупнозернистого пирита, пластинчатых агрегатов марказита и тонких полосок кварца (см. табл. X, *а*). В незначительном количестве в отдельных полосках присутствует сфалерит, частично вместе с карбонатом и буланжеритом. Выделения сфалерита пронизаны тонкой сеткой жилок кварца. В некоторых полосах расположение пластинчатых агрегатов марказита создает впечатление роста их в направлении, перпендикулярном к полосчатости. Нет сомнения, что полоски кварца являются отражением реликтовой слоистости или полосчатости замещенных известняков. Остается неясным, образовался кварц до отложения дисульфидов железа или позже? Наличие тонкой сетки жилок кварца в сфалерите и отсутствие ее в пирите и марказите можно объяснить лишь их разной податливостью к трещинообразованию. Не исключено, что дисульфиды железа кристаллизовались одновременно со сфалеритом или несколько позже.

В образце, показанном на табл. X, *а*, заметен ряд тонких, извилистых, темных и нечетко проявленных полосок, обусловленных присутствием кварца. Пластинчатые агрегаты марказита ориентированы перпендикулярно к этой реликтовой полосчатости (или слоистости) замещенной породы. Сфалерит обычно слагает основную массу наряду с карбонатом и кварцем, как бы заполняя пространство между пластинками марказитовых агрегатов.

Наблюдаемые возрастные соотношения сфалерита с пирит-марказитовыми пластинчатыми агрегатами могут привести к выводу о более позднем отложении марказита. В действительности сфалерит выполнял промежутки между выделениями ранее существовавшего здесь пирротина. Образование же марказита и пирита за счет пирротина происходило, вероятно, одновременно с отложением сфалерита.

В Северо-Акатуевском месторождении преобладающими текстурами руд как сплошных сфалеритовых, пирит-сфалеритовых и арсенопирит-пирит-сфалеритовых, так и галенитовых можно считать массивные, частично пятнистые. Полосчатые текстуры редки, они наблюдались главным образом в одном из рудных тел (рудное тело 22) на участках, сложенных пиритом и сфалеритом. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры не характерны. Они отмечаются очень локально в сплошных галенитовых рудах там, где резко выражено дробление. Так, в смятом крупнозернистом галените иногда видны обломки сфалерита, подвергшиеся частично замещению галенитом. Брекчиевидные текстуры

вкрапленных и прожилковых руд хорошо выражены в рудном теле 16 благодаря брекчированию карбонатной породы и цементации ее сульфидами и переотложенным светлым более крупнозернистым карбонатом.

Наблюдения над взаимоотношениями минералов показывают, что, когда сульфиды развивались метасоматически в карбонатной массе, в них сохранялись пойкилитовые включения карбоната. Иногда среди карбонат-кварц-сфалеритовых агрегатов располагаются частично удлиненные, вытянутые в одном направлении скопления пирита или тонкие реликтовые полоски карбоната. Эти признаки указывают на то, что при замещении сульфидами локально проявлялось унаследование слоистой или полосчатой текстуры карбонатной породы.

Образование массивных и пятнистых текстур с незакономерным распределением участков сплошного крупнозернистого пирита и сплошного крупнозернистого сфалерита, полностью лишенных реликтов вмещающих пород и содержащих ничтожное количество жильных карбонатов и кварца, позволяет предполагать отложение этих сульфидов в полостях отслоения или полного выщелачивания. Характерно, что в таких участках наиболее интенсивно проявляются послерудные деформации, выраженные в дроблении и образовании сетки трещин как в пирите, так и в сфалерите (табл. XI, *а*), заполненных кварцем и карбонатом.

Галенитовые руды также характеризуются массивной текстурой с локальным проявлением деформации. В них в небольшом количестве отмечаются обломки сфалеритовых агрегатов, в разной мере трещиновые и замещенные галенитом.

Для кварц-арсенопиритовых и галенит-буланжеритовых агрегатов типичны прожилковые и полосчатые текстуры (табл. XI, *б*). Иногда брекчиевидная карбонатная порода рассекается густой сетью разноориентированных прожилков сфалерита, к которым приурочены неправильные и прожилковидные выделения галенита и сульфоантимонидов свинца.

Исследования структуры рудного поля (Несмих и др., 1964) показали, что рудные тела Северо-Акатуевского месторождения приурочены главным образом к полостям приоткрывания в участках изгибов сланцевых горизонтов среди известняков и залегают преимущественно на контакте сланцев с известняками. Поэтому отложение руд происходило путем как выполнения полостей, так и метасоматоза. Об этом свидетельствуют и текстурно-структурные их особенности.

В целом текстурно-структурные особенности руд всех перечисленных месторождений в карбонатных породах указывают на образование их преимущественно в результате растворения и метасоматического замещения доломитов сульфидами. Широко развито и замещение ранних пиритовых и сфалеритовых руд более поздними сульфоантимонид-галенитовыми. Процессы отложения в полостях имели второстепенное значение.

Текстуры и структуры руд в алюмосиликатных породах

Руды Ново-Широкинского месторождения существенно отличаются по текстурам от руд вышеописанных месторождений значительным развитием колломорфных, крустификационно-полосчатых, брекчиевых и кокардовых текстур, реже наблюдаются массивные, прожилковые и вкрапленные.

Брекчиевидные текстуры отмечаются в рудах кварц-пиритового состава, в которых обломки пиритизированной породы сцементированы кварцем с вкрапленностью сульфидов. В рудах с брекчиевой текстурой обломки состоят из кварц-сульфидных агрегатов, а цементом служат кварц или карбонат (табл. XII, *а*). Эти текстуры обычно наблюдаются в самих жилах, иногда вдоль их контактов с вмещающими породами. В локальных участках встречаются обломки пирит-халькопиритового состава, которые цементируются кварцем красноватого, сургучного цвета, обусловленным пылевидными включениями гематита. Обычно в этих же рудах отмечается тонко рассеянное золото.

Брекчиевые текстуры свидетельствуют о неоднократном дроблении. При этом цементом служат и сами сульфиды в ассоциации с кварцем, и более поздний карбонат, содержащий редкую вкрапленность галенита и блеклой руды, и карбонат, в котором включения сульфидов отсутствуют.

В брекчиевых и брекчиевидных рудах иногда наблюдается обрастание и замещение обломков пород, в результате чего в отдельных участках возникают кокардовые текстуры (табл. XII, *б*).

Руды с кокардовой текстурой разнообразны по строению. Они характеризуются нарастанием рудных и жильных минералов в виде концентрических зон вокруг обломков пород и раннего кварца. Зоны представлены полиминеральными агрегатами, иногда с преобладанием того или иного рудного минерала. Существенную роль в составе концентрических зон играют сфалерит, кварц и пирит; при этом ближайшими зонами вокруг обломков являются кварц-пиритовые, а затем сфалеритовые. Обломки породы, вокруг которых происходит нарастание сульфидов и кварца, пронизаны тонкими кварц-пиритовыми, иногда со сфалеритом прожилками. В случае соединения (или соприкосновения) кокард участки между ними заполнены кварцем, имеющим слабо заметное крустификационное строение. Среди этого кварца отмечается вкрапленность пирита, а также оторочки красного мелкозернистого кварца по контакту с сульфидами.

Редко в строении кокард принимает участие розовый кальцит, при этом отдельные концентрические зоны сложены галенитом (табл. XIII, *а*). Кокардовые текстуры часто наблюдаются в сочетании с плойчатыми, колломорфными, брекчиевидными (табл. XIII, *б*). В некоторых случаях кокарды могут быть представле-

ны агрегатами кварц-галенит-сфалеритового состава. В местах брекчиевидного сложения отмечаются обломки пород и сульфидов, сцементированные серым кварцем. Участки с колломорфной текстурой сложены мелкозернистым и колломорфным пиритом с сургучно-красным гематитизированным кварцем. Образование колломорфных текстур могло происходить последовательно: вначале образовались кварц-пиритовые зоны, затем сфалеритовые с небольшим количеством галенита и, наконец, самостоятельные галенитовые зоны. Кальцит, по-видимому, является самым поздним минералом, но, возможно, отлагался и вместе с галенитом.

Типичные колломорфные текстуры наиболее характерны для руд кварц-халькопирит-пиритового состава. Кроме указанных минералов, в их составе участвуют сургучно-красный кварц, галенит и в очень незначительном количестве другие сульфиды. Руды с колломорфной текстурой отличаются полосчатым, равномерно и неравномерно вкрапленным распределением сульфидов. Иногда в этих рудах жильные минералы, в частности карбонат, имеют сферолитовое строение, а пирит и халькопирит наблюдаются в виде зернистых масс. В некоторых участках встречены оолитоподобные образования пирита.

Близки по строению к колломорфным руды сфалерит-галенит-пиритового состава с псевдоплойчатой текстурой. Особенностью этих руд является то, что они сложены главным образом сульфидами, жильные минералы, в основном кварц, имеют подчиненное значение. Такие текстуры являются унаследованными и происхождение их связано с избирательным замещением вмещающих пород сложного строения.

Широко распространены руды полосчатого строения. В составе этих руд обязательно участвует в том или ином количестве карбонат, а пирит присутствует в резко подчиненном количестве. Полосчатые текстуры многообразны. В одних случаях полосчатость обусловлена чередованием рудных и жильных минералов, например, сфалерит-галенитовых агрегатов и розового кальцита. В других наблюдается чередование кварц-сульфидных полос с карбонатными, содержащими редкую вкрапленность сфалерита и галенита, а также реликты незамещенного кварца. В третьих отмечается сочетание тонкой полосчатости, связанной с заполнением сульфидами мелких трещин в массе кварца, с грубой полосчатостью — следствием выполнения центральной части трещины кальцитом.

Крустификационно-полосчатые текстуры, отмеченные М. Р. Дудиным и др. (1963), характеризуются нарастанием гребенчатого кварца, реже карбоната на стенках полых трещин. Иногда в таких образованиях наблюдаются оба минерала; при этом в одних участках на стенки трещин нарастает кварц, а карбонат выполняет центральную часть, в других, наоборот, кварц отмечается в центральной части трещины. Эти текстуры встречаются в жилах, не содержащих сульфидной вкрапленности.

Руды с симметрично-полосчатой текстурой (табл. XIII, *в*) отличаются распределением кварц-сульфидных агрегатов вдоль зальбандов жил, а кварца или карбоната в центральной части. Среди жильных минералов отмечается вкрапленность тех же минералов, которые развиваются в зальбандах, а в случае заполнения центральных участков кальцитом, в последнем сохраняются реликты кварц-сульфидных агрегатов (табл. XIV, *а*).

Образование описанных полосчатых текстур свидетельствует об отложении рудных минералов путем заполнения трещин, а также о приоткрывании последних в момент формирования безрудных кварцевых и кальцитовых жил.

Вкрапленные и прожилковые текстуры также широко распространены в рудах месторождения, но обычно они сочетаются со всеми другими текстурными типами и редко проявляются самостоятельно. Вкрапленные текстуры наблюдаются в рудах различного состава, чаще всего пиритовых, реже галенит-сфалеритовых. Прожилковые текстуры характерны для руд галенит-сфалеритового состава с блеклой рудой и кварцем. В прожилках отмечаются реликты вмещающих пород, подвергшихся пиритизации. Густая вкрапленность и тончайшие прожилки пирита встречаются в породах и вдоль контакта их с галенит-сфалеритовыми прожилками.

В отдельных случаях небольшие по мощности (5—6 мм) прожилки состоят только из сульфидных агрегатов: галенита, сфалерита и блеклой руды. Эти прожилки секут интенсивно окварцованную породу, содержащую вкрапленность пирита и халькопирита.

Текстурно-структурные особенности руд Ново-Широкинского месторождения свидетельствуют об образовании их путем заполнения полостей при подчиненном участии метасоматических процессов. Разнообразные сочетания кокардовых, псевдоплойчатых, колломорфных текстур и широкое проявление их в рудах указывают на близповерхностное формирование руд Ново-Широкинского месторождения.

Руды Шахтаминского месторождения характеризуются, как уже отмечалось, двумя типами минерализации: кварц-молибденовой и наложенной свинцово-цинковой. Наиболее распространенными текстурами в различных по составу жилах являются прожилковые, возникшие в результате заполнения сульфидами тонких, иногда волосовидных трещин в массе плотного разнозернистого жильного кварца. Направление этих прожилков обычно параллельно контактам жилы; часто сульфиды отлагаются в виде серии параллельных прожилков (табл. XIV, *б*).

В участках, где сульфиды слагают мономинеральные прожилки, наблюдаются типичные полосчатые текстуры, обусловленные чередованием молибденита или пирита с белым массивным кварцем. Полосчатые кварц-пирит-молибденитовые жилы отличаются также чередованием белого и серого кварца с молибденитовыми

прожилками и обособлением крупнозернистого пирита в виде вытянутых полос. В этом случае прожилки крупночешуйчатого молибденита сконцентрированы в белом кварце, вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита рассеяна в массе серого или темно-серого кварца.

В. И. Сотников (1958) отмечает полосчатое строение в жилах кварц-пирит-молибденитового состава, обусловленное чередованием не только кварца и сульфидов, но и реликтов незамещенной породы.

Массивные текстуры для кварц-пирит-молибденитовых руд не характерны. Эти текстуры наблюдались иногда в центральных частях маломощных кварц-пирит-молибденитовых жил, а также в метасоматических образованиях непосредственно в измененных гранодиоритах. Участки массивного сложения имеют небольшие размеры (от 10 до 50 см).

Прожилковые текстуры характерны также для руд кварц-карбонат-галенит-сфалеритового состава. Обычно прожилки, невыдержанные по мощности и простиранию, иногда имеют извилистые очертания. Мелкие сульфидные прожилки почти не содержат карбоната, в более крупных он является одним из главных минералов.

В пиритизированных и серицитизированных гранодиоритах встречаются серии параллельных прожилков, выполненных сульфидами. В этом случае образуются прожилково-полосчатые текстуры руд. В одних участках полосчатость обусловлена чередованием сфалерит-галенитовых и пиритовых полос, в других — чередованием сульфидных и карбонатных полос. Иногда полосчатое строение нарушается пострудными подвижками и пересечениями поздними прожилками (табл. XV, *а*).

Полосчатым строением обладают кварц-сфалеритовые жилы, в которых чередуется белый и темно-серый кварц (табл. XV, *б*). При этом с первым ассоциируется сфалерит, а со вторым — мельчайшие включения бурнонита, блеклой руды и галенита. В отдельных участках темный кварц цементирует обломки белого кварца и сфалерита. Грубополосчатые, иногда симметрично-полосчатые текстуры наблюдаются в кварц-галенит-сфалеритовых жилах, где галенит и сфалерит отлагаются в зальбандах, а карбонат выполняет центральную часть жилы (табл. XVI, *а*).

В локальных участках встречаются массивные текстуры сульфидных руд. При этом среди сульфидов преобладает либо галенит, образуя сплошные пирит-галенитовые руды (табл. XVI, *б*), либо сфалерит (табл. XVI, *в*).

Описанные текстуры кварц-пирит-молибденитовых и кварц-карбонат-галенит-сфалеритовых жил довольно однообразны и имеют общие черты. Оба типа жил характеризуются развитием главным образом прожилковых и полосчатых текстур. Эти текстуры свидетельствуют о неоднократном приоткрывании полостей и выполнении серии трещин разного масштаба, но одного направле-

ния. Прослеживая взаимоотношения минеральных агрегатов по простиранию жилы, можно видеть также признаки приоткрывания трещин как по контакту с гранодиоритами, так и в центральных частях. Закономерно распределение агрегатов галенита, сфалерита и блеклой руды по границе кварца, содержащего молибденит и пирит, и карбоната, являющегося более поздним по отношению к перечисленным минералам.

Иногда в центральных частях сложных по составу жил более поздние сульфидные образования отлагаются под углом к общей ориентировке молибденитовых прожилков или к общей полосчатости кварц-молибденитовых жил. Это свидетельствует о частичном изменении плана деформации или о появлении многочисленных оперяющих трещин, выполненных поздними сульфидными агрегатами.

Руды с брекчиевидной и брекчиевой текстурой обычно состоят из обломков кварца с молибденитом и пиритом, а также из обломков сильно измененных вмещающих пород, сцементированных кварцем, карбонатом и более поздними агрегатами галенита, сфалерита, блеклой руды, реже халькопирита. Отмечаются брекчиевые руды, состоящие главным образом из обломков сфалерита и сопутствующих ему минералов; в этом случае цементом служат кварц или карбонат. В брекчиевых рудах смешанного состава, когда наряду с обломками ранних минеральных агрегатов встречаются обломки сфалерита и галенита, наблюдается неодинаковая степень раздробленности сульфидов, часто мелкие остроугольные обломки рудных минералов вместе с кварцем и карбонатом цементируют более крупные обломки тех же сульфидов округлой формы. Характерно, что крупные обломки трещиноваты, трещины в них обычно залечены кварцем, который часто нарастает на эти обломки, образуя своеобразную рубашку и, по-видимому, предохраняя таким образом агрегаты от последующего разрушения. Кварцевые рубашки отмечаются как на обломках кварц-пирит-молибденитового, так и кварц-сфалерит-галенитового состава. Очень редко все эти минералы встречаются в одном обломке с общей кварцевой оторочкой.

Прожилково-полосчатое строение руд Шахтаминского месторождения хорошо отражает условия формирования руд различного состава. Отложение минеральных агрегатов происходило путем последовательного заполнения трещин. Метасоматическое замещение сульфидами имело место только непосредственно в самих гранитоидах и обусловило образование околожильного ореола вкрапленных руд.

Текстурно-структурные особенности свинцово-цинковых руд месторождений в карбонатных и силикатных породах отражают образование их соответственно преимущественно путем метасоматического замещения в первых и путем заполнения полостей с незначительным участием метасоматоза — во вторых.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ В РУДАХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОДАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Свинцово-цинковые рудные тела в месторождениях Благодатского рудного поля формировались, по мнению К. Ф. Кузнецова (1963), Е. В. Янишевского (1966$_1$) и других исследователей, в заключительный этап гидротермального процесса. Сульфидной минерализации предшествовало широкое окварцевание известняков. Массивные и полосчатые окварцованные известняки сосредоточены вдоль Благодатского разлома и сопряженных с ним нарушений. В виде галек окварцованные известняки отмечены в юрских конгломератах, что свидетельствует об их связи с палеозойской гидротермальной деятельностью.

После внедрения даек лампрофиров варисцийского цикла произошла интенсивная доломитизация известняков, которая также контролируется Благодатским разломом. Белые сахаровидные гидротермально-метасоматические доломиты в ряде случаев чередуются с окварцованными серыми известняками. В рудовмещающих породах доломитизация проявилась в форме прожилков и гнезд в зонах повышенной трещиноватости. Поскольку и в процессе сульфидной минерализации имело место неоднократное переотложение кварца и доломита, практически не представляется возможным разграничить более ранние изменения в монотонной толще доломитизированных пород от тех, которые связаны непосредственно с рудообразованием. В связи с этим в основу парагенетического анализа положено изучение минеральных агрегатов, слагающих рудные тела месторождений. На основании текстурно-структурных особенностей руд, пространственного соотношения различных по составу минеральных агрегатов, а также всех указанных ранее критериев в месторождениях Благодатского рудного поля выделено семь парагенетических минеральных ассоциаций (табл. 3): кварц-пирит-арсенопиритовая (I), тетраэдрит-халькопиритовая, пирит-сфалеритовая (с неповсеместным развитием арсенопирита), кварц-арсенопирит-пиритовая (II), джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовая, кварц-пирит-арсенопиритовая (III), кварц-доломитовая.

Не все выделенные парагенезисы представлены на каждом рассматриваемом месторождении, поэтому при описании парагенетических минеральных ассоциаций будет отмечаться, где данная парагенетическая ассоциация имеет наибольшее развитие и указываться, какими главными рудообразующими минералами она сложена.

Ранняя, кварц-пирит-арсенопиритовая парагенетическая ассоциация, состоящая из сплошных скоплений пирита и арсенопирита массивной текстуры (табл. XVII, *а*), характеризуется максимальным развитием в рудах Центрального месторождения. Менее распространены минералы данной ассоциации в руд-

Таблица 3

Парагенетические минеральные ассоциации в рудах свинцово-цинковых месторождений Благодатского рудного поля

Месторождения	Кварц-пирит-арсенопиритовая (I)		Тетраэдрит-халькопиритовая		Пирит-сфалеритовая	
	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры
Благодатское	Пирит Арсенопирит Кварц Касситерит Пирротин	Массивные			Пирит Сфалерит Арсенопирит Халькопирит Станнин Блеклая руда Пирротин Макинавит Кварц	Массивные Полосчатые Пятнистые Вкрапленные
Екатерино-Благодатское	Пирит Арсенопирит Кварц Касситерит	Массивные			Доломит Пирит Сфалерит Халькопирит Станнин Доломит Кварц	Массивные Пятнистые Вкрапленные
Центральное	Арсенопирит Пирит Кварц Касситерит Пирротин	Массивные	Халькопирит Доломит Станнин	Пятнисто-прожилковые	Пирит Сфалерит Халькопирит Станнин Доломит Пирротин	Полосчатые Брундучные Плойчатые Массивные
Воздвиженское	Пирит Арсенопирит Кварц Турмалин	Массивные Прожилковые	Блеклая руда Доломит Станнин	Пятнисто-прожилковые	Пирит Сфалерит Станнин Доломит	Массивные Пятнистые Вкрапленно-прожилковые

Примечание. Минералы расположены в убывающем порядке.

Таблица 3 (окончание)

Месторождения	Кварц-арсенопирит-пиритовая (II)		Геокронит-буланжерит-галенитовая		Кварц-пирит-арсенопиритовая (III)		Кварц-доломитовая	
	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры
Благодатское	Пирит Арсенопирит Кварц	Прожилковые Сетчатые	Галенит Буланжерит Геокронит Бурнонит Менегинит Семсейит Кварц Доломит	Полосчатые Прожилковидные Пятнистые	Кварц Пирит Арсенопирит	Прожилковые Пятнистые	Доломит Кварц	Прожилковые
Екатерино-Благодатское	Пирит Кварц	Прожилковые	Галенит Геокронит Буланжерит Прустит Аргентит Кварц	Массивные Пятнистые	Кварц Доломит Арсенопирит	Прожилковые	Доломит Кварц	Прожилковые
Центральное	Пирит Кварц	Прожилковые Плойчатые	Джемсонит Галенит Буланжерит Геокронит Бурнонит Доломит	Полосчатые	Пирит Доломи$_т$	Пятнистые Прожилковые	Доломит Кальцит	Прожилковые Пятнистые
Воздвиженское	Пирит Арсенопирит Кварц	Полосчатые Прожилковые	Галенит Геокроцит Буланжерит Бурнонит Доломит	Массивные Пятнистые Очковые	Пирит Кварц	Пятнистые	Доломит Кальцит	Прожилковые Пятнистые

ном теле Воздвиженского месторождения. На Благодатских месторождениях ранние кварц-пирит-арсенопиритовые агрегаты, в которых преобладает пирит, наблюдаются лишь в локальных участках трубообразных рудных тел, хотя К. Ф. Кузнецов (1963) отмечает значительные скопления минералов этой ассоциации в центральных частях рудных тел, в частности в рудных телах Екатерино-Благодатского месторождения. Минералы данной ассоциации в различных месторождениях и даже в отдельных рудных телах имеют непостоянное развитие и отличаются различными количественными соотношениями с другими ассоциациями, но тем не менее многие исследователи (Полякова, 1963; Кузнецов, 1957, 1963; Кулагашев, Фаворов, 1968, и др.) указывают на присутствие этой ассоциации в рудах всех свинцово-цинковых месторождений Приаргунья.

В рудах Центрального месторождения в ранней ассоциации преобладает арсенопирит, в других — пирит. Кварц во всех случаях имеет подчиненное значение. Пирит-арсенопиритовые агрегаты обладают крупно- и среднезернистым строением. Зерна этих минералов обычно трещиноваты, в различной степени раздроблены. Для минералов типичны зернистые срастания, зерна имеют четкие кристаллографические очертания, характерно присутствие включений одного минерала в другом. Эти сульфиды вместе с кварцем замещают вмещающие доломиты, причем кварц ксеноморфен по отношению к сульфидам (табл. XVII, *б*). Замещение доломитов сопровождается образованием пустот выщелачивания, которые обычно выполняются поздними минералами, в частности сульфоантимонидами свинца, или более мелкими кристалликами переотложенных пирита, арсенопирита и кварца.

Сравнивая эту парагенетическую ассоциацию с ранним парагенезисом в других месторождениях — Кадаинском, Смирновском, Савинском № 5, можно отметить много общего в составе, строении агрегатов, закономерностях распределения главных минералов. Однако в раннем парагенезисе перечисленных месторождений О. П. Полякова (1963) отмечает присутствие мелких и незначительных выделений турмалина, касситерита, а в Савинском месторождении встречается еще и пирротин (Лобанова, Санин, 1963). Мелкокристаллические скопления турмалина были обнаружены нами в рудах Воздвиженского месторождения, а спорадические находки касситерита в виде реликтов — в рудах Благодатских и Центрального месторождений. Поскольку эти минералы неоднократно упоминаются среди ранних минеральных агрегатов в других месторождениях, мы склонны отнести их также к ранней парагенетической ассоциации.

Пирротин в рудах изученных месторождений встречается редко, главным образом в виде эмульсиевидных включений в сфалерите следующей ассоциации. Но, поскольку этот минерал широко развит в ранних минеральных образованиях Савинского № 5, Почекуевского и несколько меньше Михайловского месторожде-

ний, не исключено, что он может быть проявлен на глубоких горизонтах Благодатских и Центрального месторождений. Косвенным доказательством этого могут служить своеобразные пластинчатые структуры пирита.

Тетраэдрит-халькопиритовая парагенетическая минеральная ассоциация имеет локальное развитие и была встречена в Центральном и Воздвиженском месторождениях. Главные минералы — халькопирит и блеклая руда (тетраэдрит), второстепенные — станнин и сфалерит. Отмечены также единичные зерна висмутина. Минеральные агрегаты данной ассоциации образуют небольшие скопления в сплошной кварц-пирит-арсенопиритовой массе (табл. XVII, *в*) и тонкие прожилки, секущие ранние пирит и арсенопирит. Халькопирит и блеклая руда встречаются в виде мелких включений в отдельных зернах пирита, выполняют тончайшие трещинки и промежутки между зернами пирита и арсенопирита, частично корродируя их, а также наблюдаются в массе карбоната. Там, где халькопирит появляется в относительно крупных выделениях, в массе последних присутствуют мелкие скопления сфалерита, насыщенные эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита. В этих же участках, а также в виде самостоятельных образований в пустотах пирита и арсенопирита отмечается станнин. Чаще всего станнин находится в срастаниях с блеклой рудой или отлагается по границе последней с пирит-арсенопиритовыми агрегатами. Следует отметить, что в составе этой ассоциации на Центральном месторождении преобладает халькопирит (скв. 150, глубина 71 м), тогда как на Воздвиженском месторождении она представлена преимущественно блеклой рудой и станнином. Поскольку на глубоких горизонтах Благодатского месторождения (480 м) в рудах появляются минералы меди, есть основание предполагать, что описываемая ассоциация имеет небольшое развитие в рудных телах и этого месторождения.

Одной из главных парагенетических ассоциаций является пирит-сфалеритовая, широко распространенная во всех месторождениях и рудных телах. Главные минералы ассоциации — пирит, сфалерит, в ряде случаев — арсенопирит, второстепенные — халькопирит и станнин, редкие — пирротин, макинавит, блеклая руда. Пирротин и макинавит встречаются только в виде эмульсиевидной вкрапленности в сфалерите глубоких горизонтов. Халькопирит и станнин наблюдаются главным образом в виде продуктов распада в сфалерите, редко мелких самостоятельных обособлений. Пирит и сфалерит находятся в переменных количествах, но всегда сопутствуют друг другу. Обычно эти минералы образуют сплошные массы, густую или рассеянную вкрапленность среди доломита, чередующиеся полосы и т. д. Сфалерит ксеноморфен по отношению к замещенному доломиту, пирит слагает разнозернистые агрегаты или встречается в виде отдельных идиоморфных зерен различной величины.

Для рассматриваемой ассоциации характерен довольно простой состав, но чрезвычайно сложные соотношения пирита и сфалерита. Это выражается прежде всего в неравномерности распределения пирит-сфалеритовых руд и в месторождениях, и в отдельных рудных телах. В трубообразных залежах Благодатского и Центрального месторождений в данной ассоциации преобладает пирит, в жилообразных рудных телах Благодатского и Воздвиженского месторождений резко увеличивается количество сфалерита. Сложные взаимоотношения этих двух минералов выразились также и в многообразии текстурных типов: тонко- и грубополосчатые, плойчатые текстуры, массивные текстуры сфалерита с шестоватыми, сноповидными и радиальнолучистыми агрегатами пирита (табл. XVIII, XIX), вкрапленные и вкрапленно-прожилковые текстуры.

В полосчатых и реликтовых плойчатых текстурах наблюдается послойное избирательное замещение доломита пиритом или сфалеритом, реже пирит-сфалеритовыми агрегатами. Во всех этих случаях отмечаются своеобразные срастания упомянутых минералов (табл. XVIII, *б*; XIX, *б*). Происхождение пирита и сфалерита удлиненной формы, шестоватых ориентированных выделений пирита и сфалерита пока не ясно. Возможно, имело место замещение пластинчатого пирротина, что нередко наблюдается в рудах других месторождений, например, в Почекуевском (Архангельская, 1963), Михайловском (Шадлун и др., 1969), где пластинчатый пирротин нацело замещен пирит-марказитовыми или марказитовыми агрегатами (табл. XIX, *в*). Некоторые детали строения шестоватых пиритовых агрегатов также указывают на возможное преобразование ранних пирротиновых агрегатов. При травлении сфалерита в парáх царской водки видно, что его выделения удлиненной формы представляют собой мелкозернистые агрегаты, зерна которых сдвойникованы, причем ориентировка двойников перпендикулярна вытянутости агрегатов. В результате травления пластинчатых выделений пирита, заключенного в массе сфалерита, было обнаружено, что они состоят из мелких кристалликов, как бы нарастающих друг на друга, вследствие чего в целом возникает агрегат, вытянутый в одном направлении. Признаки существенного замещения пирита сфалеритом (или наоборот) отсутствуют. Для них характерны разнообразные зернистые срастания. Даже там, где сфалерит выполняет интерстиции зерен ассоциирующегося с ним пирита, интенсивной коррозии не отмечается (табл. XX, *а*). Пирит, образовавшийся позже сфалерита и относящийся к следующей ассоциации, растет в нем в виде метакристаллов, сохраняя зональное строение (табл. XX, *б*). Иногда сфалерит выполняет трещинки в пирите и арсенопирите (табл. XXI, *а*). В одних случаях (Центральное месторождение) это действительно свидетельствует о более позднем образовании сфалерита по отношению, например, к пириту или арсенопириту ранней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации. В других (Благодатские ме-

сторождения) — это впечатление ложное. Травление сфалерита в парáх царской водки выявляет в нем пластические деформации, свидетельствующие о более поздних процессах динамометаморфизма, вследствие чего сфалерит в виде затеков проникает в более твердые, но также деформированные минералы. Во времени образования этих минералов наблюдается частичное перекрывание, на что могут указывать включения одного минерала в другом. Для обоих сульфидов, особенно для пирита, отмечаются многообразные формы выделения: зернистые агрегаты, отдельные кристаллические зерна и метакристаллы.

Пиритовые агрегаты, находящиеся в срастании со сфалеритовыми, имеют крупно- и среднезернистое строение. Отдельные зерна сильно трещиноваты, иногда раздроблены, обладают блоковым строением или структурами, свидетельствующими о регенерации зерен (табл. XXI, *б*), что выявляется с помощью химического травления. Широко распространен пирит с зональным строением. Зональные структуры пирита особенно четко проявлены там, где он замещает крупнозернистые и окварцованные доломиты и образует несколько обособленные от сфалерита скопления, а именно в рудах с полосчатой и массивной текстурами, в которых пирит имеет преимущественное развитие.

Арсенопирит, который в ряде случаев широко распространен в данной ассоциации, характеризуется теми же соотношениями со сфалеритом и особенностями строения, что и пирит, а сам он тесно ассоциируется с последним в зернистых срастаниях.

Сфалерит, как правило, слагает мелко- и среднезернистые агрегаты, зерна которых сдвойникованы. Но встречается и крупнозернистый сфалерит в срастаниях с пиритом. Отдельные зерна сфалерита в таких агрегатах имеют зональное строение, которое выявляется травлением в парáх царской водки. Крупные зональные и сдвойникованные кристаллические зерна (табл. XXII, *а*) обычно находятся в срастании с крупнозернистым пиритом.

Сфалерит чрезвычайно неоднороден по составу. В нем наблюдаются эмульсиевидные включения пирротина (табл. XXII, *б*), обнаруженного на Центральном и в глубоких горизонтах Благодатского месторождений. При этом пирротиновые включения сами часто содержат субмикроскопические включения макинавита. Последние отмечаются и непосредственно в сфалерите. В сфалерите многочисленны включения халькопирита, станнина, пирита (табл. XXII, *в*, *г*). В участках сфалерита, подвергшегося деформациям, наблюдается перегруппировка и обособление этих включений в виде более крупных выделений (XXII, *а*; XXIII, *а*).

Деформация сфалерита носит различный характер: тонкое двойникование (двойники давления), иногда двойникование в зернах с зональным строением. Перемятость и деформированность зерен сфалерита часто подчеркивается распределением в нарушенных участках субмикроскопических включений станнина и халькопирита (см. табл. XXII, *а*, *г*).

Другая морфологическая разновидность сфалерита представлена более мелкозернистыми агрегатами, одни из которых содержат обильную вкрапленность пирита, а в других включения отсутствуют. Внутренняя структура этого сфалерита отличается двойниковым строением, иногда двойники изогнуты, носят следы более поздних деформаций. В отдельных зернах сфалерита двойники не наблюдаются. Характерно, что именно такие зерна не содержат включений других минералов, сфалерит как бы очищен от посторонних примесей. Это, по-видимому, связано с перекристаллизацией самого сфалерита и перераспределением в нем включений, в частности пирита, который образует в этом случае самостоятельные обособления (см. табл. XXIII, *а*).

Главным жильным минералом описываемой ассоциации является кварц. Наряду с рудными минералами он распространен во всех типах руд, за исключением сплошных пирит-сфалеритовых и руд, слагающих жилообразные рудные тела, для которых характерна ассоциация с доломитом. Кварц предшествует рудоотложению, отлагается вместе со сфалеритом и пиритом и завершает формирование описываемого парагенезиса. Кварц, опережающий выделение сульфидов, представлен крупнозернистыми агрегатами, иногда деформированными. Обычно сульфиды выполняют промежутки между зернами такого кварца, что часто наблюдается в полосчатых рудах. Там, где кварц находится в срастании с пиритом и сфалеритом, он ксеноморфен по отношению к пириту (см. табл. XVII, *б*). Вблизи значительных скоплений кварца и по границам его с сульфидами развиты метакристаллы кварца (табл. XXIII, *б*). Отличительные черты метакристаллов те же, что были описаны А. Г. Бетехтиным и др. (1958), А. Д. Генкиным (1963). В ряде случаев эти образования кварца содержат мелкие включения сфалерита, пирита и арсенопирита — минералов, предшествующих его выделению.

Иногда ранний кварц очень трудно отличить от кварца следующих ассоциаций, также встречающегося в рудах в виде метакристаллов. Однако то, что эти метакристаллы кварца граничат с ранними его обособлениями, среди которых сульфиды ксеноморфны, а также наличие в метакристаллах включений ранее отложившихся сульфидов позволяет отнести его к более ранним образованиям по сравнению с кварцем, в котором отмечаются включения другого состава, например буланжерита и галенита.

В жилообразных рудных телах Благодатского и некоторых рудных телах Центрального месторождений вместо кварца в данной ассоциации присутствует доломит. Поведение его в рудах аналогично кварцу. Как и для кварца, для него выделяется несколько морфологических разновидностей. Типичны и метакристаллы доломита среди сфалерита (табл. XXIV, *а*). В рудах Центрального и Воздвиженского месторождений отмечаются значительные скопления переотложенного доломита среди минералов пирит-сфалеритовой ассоциации.

Условия отложения минералов этой ассоциации, морфология рудных тел и особенности литологического состава вмещающих пород, по-видимому, вызвали фациальные изменения в ее составе. Это привело к преобладанию в трубообразных залежах пирита над сфалеритом и кварца над доломитом; в жильных рудных телах и на Воздвиженском месторождении в данной ассоциации преобладает сфалерит.

Следующая парагенетическая ассоциация минералов представлена прожилками арсенопирит-пиритового (II) состава, секущими ранние арсенопирит-пирит-сфалеритовые агрегаты (табл. XXIV, *б*, *в*). Прожилки обычно тонкие, короткие, прерывистые, с неровными очертаниями мощностью от долей миллиметра до 2—3 мм, редко до 1 см. В основном они мономинеральны и сложены либо пиритом, либо арсенопиритом, иногда их агрегатами.

Характерно наибольшее развитие арсенопирит-пиритовых прожилков в местах отложения галенита, геокронита и буланжерита. Главной особенностью их является метасоматический характер образования. Пирит и арсенопирит обычно растут в сфалеритовой массе в виде метакристаллов.

К подобным метасоматическим образованиям можно отнести также пирит-арсенопиритовые прожилки, развивающиеся по контактам пирит-сфалеритовых агрегатов с вмещающими доломитами в жилообразных рудных телах Благодатского и залежах Центрального и Воздвиженского месторождений.

Развитие многочисленных скоплений метакристаллов пирита в сфалерите, иногда вытянутых в виде цепочек и прожилков, распространенных вблизи галенит-буланжеритовых агрегатов, позволяет считать описываемые образования самостоятельной парагенетической ассоциацией, образовавшейся после отложения минералов пирит-сфалеритовой ассоциации, но до геокронит-галенит-буланжеритовых агрегатов. Характерно, что эти арсенопирит-пиритовые прожилки нигде не секут минералы следующей галенит-сульфосольной ассоциации, а развиваются только в контакте с ними или вблизи них.

Фактические данные о соотношениях раннего сфалерита с поздними пирит-арсенопиритовыми образованиями в различных их проявлениях — метакристаллы, метасоматические прожилки, зоны развития мелкозернистого пирита по контактам пирит-сфалеритовых и галенит-сульфосольных агрегатов свидетельствуют о том, что источником железа и мышьяка могли быть ранние железо- и частично мышьяксодержащие минералы. В пользу этого предположения говорят скелетные образования пирита, наблюдающиеся среди сфалерита (табл. XXV, *а*), отложившиеся в местах коррозии его кварцем, а также в участках «очищенного» и осветленного сфалерита. В последнем случае наряду с пиритом отмечаются укрупненные зерна станнина (табл. XXV, *б*) и обособления халькопирита.

В рудах Воздвиженского месторождения тонкие кварц-пиритовые прожилки секут сфалерит (табл. XXV, *в*) или выполняют пустоты и межзерновые пространства в массе сфалерита.

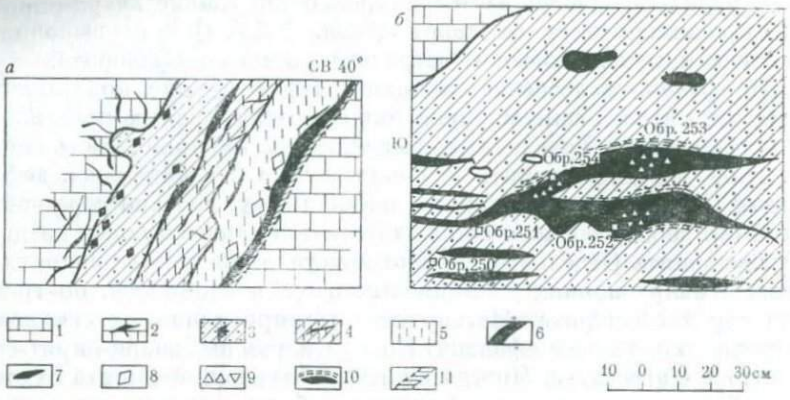
В сфалерите встречается также пирит в виде кристаллических агрегатов, сконцентрированных в межзерновых пространствах сфалерита. Травлением выявляются трещиноватость центральных зон этого пирита и внешняя зона без признаков деформаций. Такое строение пирита, по-видимому, связано с регенерацией его зерен, что позволяет отнести его также к более поздним образованиям. Отдельные мелкие кристаллики пирита ориентированы в направлениях двойниковых швов и спайности, по границам зерен сфалерита. Метакристаллы пирита или их скопления встречаются в массе сфалерита и среди ранних кварц-пирит-сфалеритовых агрегатов. Иногда от этих образований пирита отходят тончайшие усы, свидетельствующие о более позднем его отложении по отношению к сфалериту.

Метакристаллы пирита обычно насыщены многочисленными включениями сфалерита, кварца, арсенопирита, т. е. минералов, в массе которых они растут.

Джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовая парагенетическая ассоциация является, как и пирит-сфалеритовая, основной и широко распространенной. В ее состав входят главные минералы: буланжерит, джемсонит, геокронит, галенит; второстепенные — бурнонит, менегинит, семсейит (?), халькопирит, станнин, редкие — прустит, аргентит и другие минералы серебра. Жильные минералы — доломит и кварц. Минералы данной ассоциации образуют значительные скопления во всех рудных телах изученных месторождений, но состав ее меняется. Например, джемсонит широко проявлен только в рудах Центрального месторождения, в которых более ранней является кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация.

Геокронит-галенитовый парагенезис характерен для Екатерино-Благодатского и Воздвиженского месторождений. Галенит-буланжеритовая ассоциация широко представлена в рудах всех месторождений, но наиболее высокие концентрации ее отмечается в Благодатском месторождении. Перечисленные второстепенные минералы присутствуют в этой ассоциации во всех рудных телах, но количество их различное.

Следует отметить, что на глубоких горизонтах Благодатских месторождений в данной ассоциации преобладает галенит и появляется халькопирит, отражая ее фациальные изменения в зависимости от глубины формирования рудных тел. На Центральном месторождении З. А. Образцовой (1960) и нами подмечена пространственная обособленность собственно буланжеритовой ассоциации, которой сложены отдельные рудные тела (например, 12 и 22). На этом же месторождении наблюдалась галенитовая жила мощностью до 5 см, секущая пирит-арсенопирит-сфалеритовые руды.



Фиг. 1. Схематические зарисовки распределения различных по минеральному составу руд в жилообразном и трубообразном рудных телах

а — Благодатское месторождение, рудное тело 15 (горизонт 564 м, восточная стенка); *б* — Екатерино-Благодатское месторождение, рудное тело 32 (горизонт 564 м, западная стенка); *1* — мраморизованные доломиты; *2* — доломиты с сульфидными прожилками; *3* — пирит-сфалеритовая руда, местами с арсенопиритом; *4* — сфалеритовая руда с тонкими прожилками пирита и арсенопирита; *5* — сплошная сфалеритовая руда; *6* — скопления галенит-буланжеритовых руд; *7* — линзы и обособления галенита и геокронита; *8* — перекристаллизованный доломит; *9* — кристаллы галенита; *10* — перекристаллизованный галенит с сульфосолями свинца; *11* — тектоническая зона

По К. Ф. Кузнецову (1963), на Благодатских месторождениях галенит-геокронит-буланжеритовые руды характеризуются максимальным развитием на верхних горизонтах. Наблюдается общая тенденция уменьшения роли этих руд на более глубоких горизонтах. Нам представляется, что его данные справедливы лишь для некоторых рудных тел. Развитие галенит-геокронитовых руд (рудное тело 32, гор. 564 м), галенит-буланжеритовых руд (рудные тела 23, 6, гор. 564, 525, 480 м) и значительное содержание буланжерита в жилообразных рудных телах свидетельствуют о наличии значительных скоплений минералов данной ассоциации и на более глубоких горизонтах.

В целом для месторождений характерно пространственное обособление существенно галенит-геокронитовых руд с кварцем на южном фланге (рудное тело 32) и существенно галенит-буланжеритовых руд с доломитом на севере (рудные тела 11, 15). В центральной части (рудные тела 23, 6, 7) галенит преобладает над сульфосолями свинца, среди которых одинаково развиты и геокронит, и буланжерит.

Закономерны проявления описываемой ассоциации на флангах или в зальбандах жильных рудных тел (фиг. 1, *а*) и приуроченность ее к трещинам или полостям в центральных частях трубообразных рудных тел (фиг. 1 *б*). Геокронит-буланжерит-галени-

товые агрегаты образуют извилистые, тонкие метасоматические прожилки, линзо- и полосовидные скопления, гнезда, соединяющиеся просечками, пятнистые обособления (см. табл. II; IV, *а*; IV, *в*; VII, *б*, *в*; VIII, *а*; XXIV, *б*).

В случае замещения полосчатых доломитов минеральные агрегаты наследуют их строение; при этом здесь же наблюдаются метакристаллы и скопления переотложенного доломита. Полосчатые текстуры, образовавшиеся за счет чередования ранних пирит-сфалеритовых и галенит-буланжеритовых агрегатов, отмечаются в основном на контактах рудных тел с доломитами, и направление полосчатости субпараллельно линии контакта.

Как уже было сказано, ассоциация непостоянна по составу и характеризуется разными количественными соотношениями главных рудообразующих минералов. Такие факторы, как структурно-литологические условия локализации, состав ранних парагенезисов, подвергшихся замещению, глубина формирования рудных тел, приводят к фациальным изменениям в ее составе. Например, среди ранних массивных пирит-арсенопиритовых руд (Центральное месторождение) отлагается джемсонит, интенсивно корродирующий и замещающий пирит и арсенопирит (см. табл. VI, *в*). Среди минералов пирит-сфалеритовой ассоциации (Благодатское, Центральное, Воздвиженское) распространены в равной мере галенит, геокронит и буланжерит. Парагенезис существенно геокронитового состава отмечается в рудах Екатерино-Благодатского и Воздвиженского месторождений, в которых широко развит также и галенит (см. табл. VII, *б*, *в*). Для минералов данной ассоциации типичны зернистые срастания и прорастания одного минерала другим, насыщенность включениями сопутствующих минералов. Признаки явного пересечения, замещения, разъедания, растворения среди минералов свинца не наблюдались, что позволяет отнести их к одной парагенетической ассоциации. Галенит, как правило, находится в совместных образованиях с сульфоантимонидами свинца. Соотношения галенита с минералами ранее выделившихся ассоциаций (пиритом, сфалеритом и др.) совершенно аналогичны соотношениям буланжерита и других сульфоантимонидов свинца с теми же минералами. Если же противоречивые взаимоотношения минералов свинца и отмечаются, то это связано с некоторым перекрыванием в процессе их отложения, а также с многообразием форм выделения. Так, относительно крупнозернистые агрегаты и прожилки галенита и сульфоантимонидов свинца характеризуются обычно мономинеральным составом. Крупные зерна этих минералов, как правило, содержат включения ранних и сопутствующих минералов. В мелкозернистых агрегатах наблюдаются признаки перекристаллизации. Такие агрегаты неоднородны по составу и структурам. Структурная неоднородность отдельных мономинеральных скоплений проявляется также в возникновении тонких прожилковидных и пятнистых мелкозернистых обособлений в крупнозернистых выделениях.

Например, часто можно видеть прожилки тонкозернистого геокронита, иногда в срастании с буланжеритом в крупнокристаллическом геокрониte, мелкозернистых буланжерита и галенита среди крупнозернистых агрегатов этих минералов. Реже встречаются прожилковидные выделения менегинита и других минералов в крупнокристаллическом галените. Характерно, что подобные структуры наблюдаются внутри рассматриваемых агрегатов и не выходят за их границы. В большинстве случаев состав минералов, близких по свойствам, но различающихся по морфологии, проверялся с помощью рентгенометрического и лазерного микроспектрального анализов, что давало возможность подтвердить их тождественность. Нахождение тонкозернистых образований в пределах крупнозернистого агрегата позволяет отнести их к перекристаллизованным разностям минералов этой же ассоциации.

Различные формы выделения галенита и сульфоантимонидов свинца, по-видимому, обусловлены метаморфизмом руд, который имел место в период их формирования и проявился в перекристаллизации и переотложении минералов. Об этом свидетельствует также и перегруппировка минералов более ранних ассоциаций. Обычно станнин, халькопирит и блеклая руда присутствуют в основном в форме эмульсиевидных включений в ранее образовавшемся сфалерите. В данной же ассоциации встречаются укрупненные обособления этих минералов (до 0,2—0,3 мм) среди галенит-геокронит-буланжеритовых агрегатов. Закономерно распределение относительно крупных выделений станнина и халькопирита в тех участках, в которых отмечается интенсивное замещение раннего сфалерита. Включение этих минералов в состав описываемой ассоциации условно и необходимо только для того, чтобы показать признаки перегруппировки вещества в результате воздействия последующих порций растворов на ранние минеральные агрегаты.

Характерной особенностью сульфоантимонид-галенитового парагенезиса является то, что он всюду сопровождается своеобразными ореолами мелковкрапленного пирита (табл. XXVI). Последний обособляется также и в форме прожилковидных образований, описанных выше, либо тонкорассеянной вкрапленности или скоплений среди сфалерита. Новообразования такого пирита наблюдаются не только в шлифах, но и в штуфных образцах и непосредственно в выработках, вскрывающих сфалерит-геокронит-галенитовые руды.

Галенит, буланжерит, джемсонит, бурнонит и геокронит интенсивно замещают ранние минералы: секут пирит-сфалеритовые агрегаты, цементируют раздробленные зерна пирита и арсенопирита, корродируют их (табл. XXVII), а также сфалерит (табл. XXVIII), иногда полностью замещая последний. На месте растворенного сфалерита отлагаются галенит или сульфоантимониды свинца, содержащие реликты сфалерита, метакристаллы пирита и арсенопирита. Замещение этих минералов сопровож-

дается их переотложением и регенерацией. В отдельных образцах руд (Центральное месторождение) наблюдаются своеобразные каймы джемсонита (см. табл. VI, *в*) вокруг пиритовых агрегатов. Такие каймы имеют место на контактах пирит-арсенопиритовых агрегатов и прожилкообразных выделений джемсонита, а также вокруг пирита, заключенного в массе джемсонита. Интересный случай замещения отмечен в образце, в котором джемсонит развивается по пириту, как бы обойдя самую краевую часть отдельных зерен пирита. Создается впечатление, что джемсонит образует внутреннюю кайму в пирите, а краевая и центральная зоны обычно остаются незамещенными, причем пирит имеет четкие кристаллографические очертания. В стороне от прожилка джемсонит отсутствует, для агрегатов пирита типично зернистое строение. Вероятно, при замещении пирита джемсонитом происходит переотложение раннего пирита или регенерация его зерен. При этом захватываются многочисленные включения джемсонита, вследствие чего и возникают своеобразные джемсонитовые зоны внутри пиритовых агрегатов и отдельных его зерен (см. табл. XXVII).

В рудах Благодатского месторождения распространены «псевдоморфозы» вновь образованного пирита по буланжериту или другим сульфоантимонидам свинца (табл. XXIX). В этом случае можно наблюдать все постепенные переходы от частично замещенных пластин буланжерита пиритом до полностью замещенных с сохранением формы выделения буланжерита. Характерно, что местами замещение сфалерита буланжеритом происходит по плоскостям двойникования, нередко сульфиды и сульфосоли свинца секут внутренние структуры сфалерита. Образование метакристаллов пирита или арсенопирита на контакте сфалерита с галенитом или сульфоантимонидами свинца связано, по-видимому, с выщелачиванием сфалерита, выносом железа, содержащегося в нем, и выпадением его и цинка в виде новых продуктов. Доказательством процесса растворения и переотложения сульфидов служат каймы безжелезистого сфалерита вокруг агрегатов сфалерита, богатых железом, а также колломорфные образования сульфида цинка (табл. XXX) среди галенит-сульфоантимонидовых агрегатов.

Просматривая наши образцы с глобулями и оолитами сфалерита в люминесцентном микроскопе, П. Я. Ярош (ИГГ УФАН) обнаружил интенсивное желтовато-белое свечение наружных зон глобулей, более слабое свечение последующих и отсутствие его в центральных зонах. Самые мелкие глобули высвечивают одинаково интенсивно по всей площади. При этом он отмечает, что высвечивание сфалерита наблюдается также в тончайших трещинках по границам с сульфосолями свинца и другими поздними минералами, в каемках вокруг агрегатов сфалерита. Люминесценция переотложенного сфалерита, по-видимому, обусловлена прежде всего отсутствием в нем железа, вынесенного под воздейст-

вием поздних порций растворов, из которых отложились минералы галенит-сульфоантимонидового парагенезиса.

Жильные минералы — кварц и доломит — в данной ассоциации играют подчиненную роль. Доломит преобладает во всех месторождениях, кроме Екатерино-Благодатского.

Наряду с доломитом и кварцем, подвергшимся замещению, наблюдаются многочисленные метакристаллы этих минералов (табл. XXXI, *а*, *б*), образовавшиеся после отложения сульфидов рассматриваемого парагенезиса. Метакристаллы жильных минералов изобилуют включениями галенита, буланжерита, геокронита.

Кварц-пирит-арсенопиритовая (III) парагенетическая ассоциация образовалась после отложения минералов сульфоантимонид-галенитового парагенезиса. Она представлена тонкими кварц-пиритовыми, пирит-арсенопиритовыми и арсенопиритовыми прожилками, секущими ранее выделившиеся минеральные агрегаты. Характер прожилков тот же, что и в предшествующей арсенопирит-пиритовой ассоциации (II), но в их составе преобладают арсенопирит и кварц. Кварц-пиритовые, иногда кварц-арсенопиритовые обособления и прожилкообразные выделения наблюдаются среди пирит-сфалеритовых, сфалеритовых и галенитовых агрегатов (табл. XXXII, *а*). Зерна раннего и позднего пирита отличаются по формам и размерам. Обычно это пентагондодекаэдрические и редко кубические зерна, размером в десятые и сотые доли миллиметра. В отличие от ранних пирит-арсенопиритовых образований, развивающихся только на контакте двух основных парагенезисов, эти прожилки и обособления секут и замещают обе парагенетические ассоциации (табл. XXXII, *б*). В ряде случаев удается наблюдать, как поздний пирит-арсенопиритовый прожилок переходит от одного минерального агрегата к другому, и пирит содержит многочисленные включения окружающих его минералов. Характерно обилие включений минералов свинца в поздних пирите и арсенопирите, даже если пирит-арсенопиритовые прожилки секут сфалерит или развиваются в нем в виде метакристаллов. Это позволяет четко отделять ранние арсенопирит-пиритовые парагенезисы от более поздних. Иногда вблизи этих прожилков наблюдаются метакристаллы доломита. Мономинеральные арсенопиритовые и пиритовые прожилки развиваются и в пределах галенит-сульфоантимонидовых агрегатов, как бы подчеркивая связь их с предшествующим парагенезисом.

Пирит и арсенопирит встречаются в виде метакристаллов, их цепочек, скоплений, реже разнозернистых агрегатов. При этом там, где кварц, пирит и арсенопирит метасоматически замещают ранние минералы, они образуют метакристаллы, а в случае отложения в виде скоплений для них типичны разнозернистые агрегаты, зерна которых имеют кристаллические очертания. Наличие признаков пересечения, обрастания и метасоматического развития за счет ранних минералов позволяет выделить кварц-пирит-арсенопиритовые образования в самостоятельную парагенетическую

ассоциацию. От самой ранней ассоциации кварц-пирит-арсенопиритового состава (I) ее отличают масштабы проявления, текстуры пересечения, наложение на предшествующие минеральные агрегаты, мелкокристалличность зерен, отсутствие признаков дробления, относительная однородность по строению и составу. От ассоциации (II) близкого состава, но предшествующей образованию описываемой, ее можно отличить также по ряду признаков: пересечению всех ранее выделившихся минеральных агрегатов, наличию включений в кварце, пирите и арсенопирите ранних минералов, в том числе галенита и сульфоантимонидов свинца, количеству кварца и доломита.

Кварц-доломитовая парагенетическая ассоциация минералов — самая поздняя и представлена кварцевыми, доломитовыми и кальцитовыми прожилками, секущими все ранние минеральные агрегаты и вмещающие доломиты. Кварц-доломитовые прожилки развиты повсеместно и создают значительный ореол вокруг рудных тел. Мощность их от 1—2 мм до 1,5 см. Они часто ветвятся и прослеживаются на несколько метров. Кальцитовые прожилки локально проявлены на Центральном и Воздвиженском месторождениях. Мощность их до 3—5 см и представлены они белым кальцитом. Обычно прожилки мономинеральны, чаще сложены крупнозернистым доломитом различной окраски, редко кварцем. Несмотря на разнообразие окраски и строения агрегатов доломита, среди которых встречаются белые, бурые или коричневые разности часто с крустификационной структурой, все разновидности их принадлежат к доломитам, что подтверждено рентгенометрическими анализами микрозерен из различных образцов.

В ряде случаев отложению доломита и кварца предшествует дробление рудных минералов, которые в виде обломков наблюдаются в прожилках. Кроме того, частично раздробленные сфалерит, пирит, арсенопирит, галенит, буланжерит и геокронит цементируются доломитом и кварцем или замещаются ими. На отдельных участках рудных тел в поздних доломитовых прожилках наблюдаются мелкие пластинки или зернистые агрегаты буланжерита, выполняющие промежутки между зернами доломита, местами встречаются небольшие выделения геокронита, очевидно, переотложенные.

Кальцитовые прожилки, развитые главным образом в рудах Центрального и Воздвиженского месторождений, практически не содержат включений. Отложение поздних жильных минералов сопровождается иногда перегруппировкой вещества. Так, в сфалерите, пронизанном доломитовыми прожилками, вблизи последних появляются сгущения эмульсиевидных выделений халькопирита или станнина, обычно ориентированные вдоль тончайших субмикроскопических трещинок, перпендикулярных направлению прожилков. В зернах же сфалерита, не подвергшихся замещению доломитом, эмульсиевидные включения распределены равномерно.

Рассматривая процесс минералообразования в целом, можно предположить, что поздние кварц-доломитовые образования связаны с переотложением ранних доломита и кварца в результате неоднократных преобразований вмещающих пород и руд под воздействием гидротермальных растворов и тектонических движений.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В РУДАХ МИХАЙЛОВСКОГО И СЕВЕРО-АКАТУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Руды Михайловского месторождения по минеральным ассоциациям и их взаимоотношениям обнаруживают и сходство, и различие с рудами Благодатских и Северо-Акатуевского месторождений (табл. 4). В этих рудах, как и в благодатских, ограниченное развитие имеет ранний арсенопирит, и часто обособлены лишенные включений пирита агрегаты сфалерита и богатые сплошные крупнозернистые галенитовые руды.

В Михайловском рудном поле В. Н. Куземко (1967) выделяет три главные разновременные минеральные ассоциации: пирит-арсенопирит-кварц-доломитовую; галенит-сфалеритовую, подразделяющуюся на халькопирит-сфалерит-пирротиновую и сфалерит-галенитовую, и буланжерит-галенитовую. Однако изучение минеральных парагенезисов непосредственно Михайловского месторождения показало, что они не полностью укладываются в эту схему. Не вполне согласуется с ней и указание автора на то, что состав измененных вмещающих известняков меняется в зависимости от состава руд; в частности пирит-марказитовые руды сопровождаются сидеритизацией, сфалеритовые — доломитизацией и анкеритизацией, а галенитовые — перекристаллизацией и доломитизацией. Если околорудные изменения обусловлены стадийностью, а перечисленные минеральные ассоциации автор отождествляет со стадиями, то все упомянутые изменения (поскольку сфалерит, пирротин или пирит-марказит и галенит отнесены к одной стадии) должны происходить в одну стадию. Если же они действительно наблюдаются обособленно, то более логично, что они соответствуют трем стадиям — пирит-марказитовой, сфалеритовой и галенитовой. Последнее не увязывается ни с нашими данными, ни с данными автора.

В изученном нами материале по Основному рудному телу не установлено проявления ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации. Следует заметить, что, по В. Н. Куземко (1967), отложение очень небольшого количества пирита и арсенопирита относится к периоду, предшествовавшему основному рудному процессу (предрудный этап), и связано с гидротермальным изменением пород, наиболее интенсивно проявленным в сланцах. Ассоциация пирита и арсенопирита с кварцем и доломитом отмечается как наиболее ранняя и для рудного этапа в пределах Михайловского рудного поля, но не самого месторождения.

Таблица 4

Состав парагенетических минеральных ассоциаций Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений

Месторождение	Пирит-арсенопирит-пирротиновая (?)	Пирит-марказит-сфалеритовая	Галенитовая	Кварц-карбонат-арсенопирит-буланжеритовая	Кварц-кальцит-антимонитовая	Карбонат-кварцевая
Михайловское	Пирротин Пирит	Пирит Марказит Сфалерит Галенит Кварц Карбонат (Халькопирит-эмульсия в сфалерите, редко)	Галенит	Кварц Карбонат (Доломит) Арсенопирит Буланжерит (Пирит)	Кварц Кальцит Антимонит Пирит	Кварц Доломит Кальцит
Северо-Акатуевское	Пирит Арсенопирит (Пирротин)	Пирит Сфалерит (Халькопирит-эмульсия) Пирротин (Галенит)	Галенит	Кварц Арсенопирит Буланжерит (Серицит, очень редко менегинит)		Кварц Доломит

Примечание. Минералы, заключенные в скобках, имеют незначительное распространение.

В некоторых участках руд Основного рудного тела изредка встречаются выделения кварца с очень мелкими (0,03—0,05 мм) идиоморфными зернами пирита. Характерно, что этот пирит образует скопления в кварце по контакту его с мелкозернистой карбонатной массой. Вполне вероятно, что указанный пирит выпадает вместе с кварцем в период окварцевания известняков (в дорудный период или в первую стадию рудоотложения) и в дальнейшем сохраняется лишь в виде реликтов среди сульфидных агрегатов.

Согласно нашим наблюдениям, как и данным других исследователей, агрегаты сфалерита и галенита настолько обособлены, что едва ли могут быть отнесены к одному парагенезису. Ю. П. Дорошенко даже выделял галенит в самостоятельную стадию. У нас для этого нет достаточных оснований, но нет сомнения в том, что главная масса сфалерита и главная масса галенита представляют две различные парагенетические ассоциации.

Очень отчетливо, как и в большинстве других месторождений, выделяется более поздняя буланжерит-кварц-карбонат-арсенопиритовая ассоциация. Пространственное распределение собственно буланжеритовой или карбонат-буланжеритовой и кварц-карбонат-арсенопиритовой ассоциаций отражает фациальные изменения одной парагенетической ассоциации.

К сожалению, у авторов не имеется фактов, свидетельствующих о взаимоотношениях сульфоантимонидной ассоциации со сплошными массами галенита. В участках скопления буланжерита обычно очень редки выделения галенита. В крупных скоплениях галенита нам не удалось наблюдать присутствие ни буланжерита, ни других сульфоантимонидов свинца. Никаких данных о взаимоотношениях этой ассоциации с галенитовой и сфалеритовой в нашем распоряжении не имеется. Можно лишь указать, что Ю. С. Бородаев и др. (1973) обнаружили очень тонкие прожилковидные выделения мышьяк- и сурьмусодержащего пирита среди сфалеритовых агрегатов вблизи проявления антимонидовой минерализации. Это является свидетельством проникновения поздних сурьмусодержащих растворов и их взаимодействия с железосодержащим сфалеритом.

Весьма интенсивно проявлена карбонат-кварцевая ассоциация, развитая в виде многочисленных секущих все более ранние ассоциации прожилков и в форме метакристаллов кварца, замещающих сфалерит, иногда галенит, пространственно очень тесно связанных с жилками карбоната.

Для уяснения общей последовательности образования парагенетических минеральных ассоциаций остановимся несколько подробнее на некоторых возрастных соотношениях минеральных агрегатов, которые позволяют более определенно аргументировать выделение перечисленных ранее парагенезисов. Возрастные соотношения марказита и пирита со сфалеритом и галенитом противоречивые, что как раз может говорить о близости их по времени

выделения и о нарушении равновесия в период кристаллизации. В пиритовом агрегате из Пиритовой жилы наблюдались такие структурные признаки, как реликты пластинчатости, спайности и тонкодисперсность отдельных участков, характерные для агрегатов дисульфидов железа, образовавшихся за счет пирротина. Поскольку присутствие в рудах Михайловского месторождения незначительных количеств пирротина в свое время было отмечено С. С. Смирновым (1961), не исключено, что на ранних стадиях формирования руд пирротин был развит достаточно широко, а впоследствии процессы гипогенного окисления и повышение концентрации серы в растворах привели к его полной дисульфидизации. Пиритовая жила могла образоваться за счет пирротина.

Косвенным подтверждением служит обнаружение Ю. П. Дорошенко выделений пирротина в ассоциации с пиритом и сидеритом в окварцованном известняке на глубине около 100 м в районе месторождения. При этом в сохранившемся пирротине видна начальная стадия его замещения очень тонкозернистым агрегатом пирита, марказита и магнетита.

Присутствие в рудах ряда месторождений (Ивановское, Центральное, Акатуевское, Савинское № 5, Почекуевское) наиболее ранней пирротиновой, или, как ее многие считают, пирит-пирротиновой, стадии минерализации и наличие в Михайловском месторождении пирит-марказитовых агрегатов, образованных за счет дисульфидизации пирротина, а также скоплений пирротина, не связанных непосредственно с Основным рудным телом, дает основание предполагать, что в начальный период формирования руд выделялся пирротин, т. е. существовала также ранняя пирротиновая ассоциация.

Более детальное рассмотрение взаимоотношений пластинчатых тонкозернистых агрегатов марказита со сфалеритом показывает, что, с одной стороны, сфалерит выполняет пустоты и трещины в них, частично вместе с кварцем, карбонатом, галенитом, а с другой,— зерна сфалерита часто трещиноваты, раздроблены (табл. XXXIII, *а*), разбиты микросмещениями, цементируются и обрастают кварцем и карбонатом. Частично трещины, заполненные кварцем, секут и смещают не только пластинчатые образования марказита и галенита, но и более ранние жилки сфалерита. Интересен факт залечивания трещины в марказите самим марказитом. Отдельные участки сфалерита содержат наряду с жилками идиоморфные зерна кварца — метакристаллы, свидетельствующие о процессе замещения. Здесь же в небольшом количестве появляются тонкие иголочки буланжерита.

Все сказанное вновь подтверждает близость во времени отложения сфалерита и марказита, а частично в небольшом количестве и галенита. Трещиноватость, как и дробление, во всех минералах очень неравномерная. Если при беглом просмотре в марказите и пирите они не заметны, то при больших увеличениях всегда

обнаруживаются (табл. XXXIII, *б*). Также становятся заметными мельчайшие включения карбоната, буланжерита, кварца. Иногда последние располагаются рядами, в виде параллельных линий, отвечающих, вероятно, реликтовой спайности пирротина.

В дополнение к ранее сказанному в отношении происхождения марказита можно отметить, что формы некоторых пластинчатых образований очень похожи на пластинчатые зерна пирротина. Другие образования похожи на тонкие жилки, иногда они имеют вид мелких кристалликов, как бы нанизанных на нитку (табл. XXXIII, *в*). Это очень типично для пирит-марказитовых жилок в пирротине, развивающихся метасоматически в стороны от трещинок. С. С. Смирнов (1961) считал, что марказит виделялся вдоль сети трещинок в сфалерите и галените и этим обусловлено появление своеобразной пористой структуры в михайловских рудах. Однако он не предполагал, что источником образования марказита явился пирротин. Указание В. В. Архангельской (1963) на нахождение пластинчатого пирротина в сфалерите Почекуевского месторождения дает нам основание утверждать последнее. Однако это не значит, что марказит во всех случаях развивался с образованием псевдоморфоз по пирротину. Несомненно, что повышение окислительного потенциала растворов, как и повышение концентрации серы, способствовало процессу дисульфидизации. При этом происходило не только превращение S^{2-} в S_2^{2-}, но и миграция избытка железа и переотложение в форме дисульфидов. Колебание кислотности — щелочности (в ту или другую сторону вблизи границы нейтральности) раствора могло вызывать попеременное отложение и пирита, и марказита.

Со сказанным выше хорошо увязываются соотношения минералов, в частности появление обильного кварца, который должен выпадать при повышении кислотности растворов. Экспериментальные данные Б. Н. Мелентьева и др. (1965) свидетельствуют о весьма значительной растворимости сфалерита в кислых растворах при повышенных температурах (t 180°, pH 3—4). Возможно, что выпадение из раствора марказита шло параллельно с образованием сфалерита и галенита, то опережая, то запаздывая.

Существенное влияние на нарушение равновесных условий могли оказывать растворы, из которых отлагалась более поздняя ассоциация буланжерита, карбоната, кварца и арсенопирита.

Взаимоотношения галенита с пластинчатыми выделениями мелкозернистого марказита указывают в одних случаях как будто на более позднее отложение галенита, заполнившего узкие полости в пластинчатом агрегате марказита без следов его замещения, а в других — мелкозернистый марказит замещен галенитом (табл. XXXIV). Известны и такие случаи, когда галенит, образующий вкрапленники в перекристаллизованной карбонатной породе, рассекается тонкими пластинками марказита, на продолжении которых выделяется карбонат. Очевидно, это обусловлено наличием нескольких генераций и марказита, и галенита.

Как правило, сплошные агрегаты галенита более крупнозернисты, чем сфалеритовые, и менее раздроблены (табл. XXXV, *а*). Нахождение обломков сильно раздробленного сфалерита в галените свидетельствует о явно более позднем отложении последнего. Выделение галенита предшествует также образованию буланжерита с кварцем (табл. XXXV, *б*), поскольку обнаруживаются признаки дробления галенита по границе и цементация его обломков кварцем с буланжеритом. Удалось также наблюдать как крайне редкое явление локальную перекристаллизацию галенита в тонкозернистый агрегат по границе с кварцем и сфалеритом. При этом в нем появляются мельчайшие включения кварца (до 0,01 мм), иногда карбоната.

Очень характерно полное отсутствие в галените включений сульфоантимонидов свинца, в частности буланжерита, даже тогда, когда находящийся рядом сфалерит содержит массу таких включений. Только в единичных случаях, когда относительно мелкие обособленные выделения галенита располагаются среди карбоната с буланжеритом, последний слегка корродирует его.

Сказанное выше позволяет предполагать, что главная масса галенита выделялась позже ассоциации сфалерита и марказита, но раньше кварц-карбонат-буланжеритовой.

Поскольку замещение сфалерита галенитом не наблюдалось, а по отношению марказита оно проявлено незначительно и локально, есть основания относить все три минерала к одной стадии минерализации. Ввиду того, что наличие дробления в сфалерите при отсутствии его в галените является признаком разрыва во времени отложения, едва ли можно относить эти два минерала к одной парагенетической ассоциации.

Буланжерит обычно очень интенсивно развивается среди агрегатов кварца и карбоната (табл. XXXVI, *а, б*), значительно слабее он проникает в сфалерит. В последнем по мере удаления от границы с карбонатом или кварцем, насыщенными буланжеритом, резко уменьшается количество буланжерита.

С участками развития буланжеритовых агрегатов очень тесно связан арсенопирит. При этом иногда можно заметить обособление зерен его в прожилках кварца, расположенных среди раздробленного сфалерита, или вокруг скоплений буланжерита в карбонатной массе. В некоторых участках арсенопирит нарастает на сфалерит, в котором ранее образовавшаяся полость заполнилась затем кварцем. Буланжерит в этом случае пронизывает кварц и участки сфалерита, прилегающие к полости. Здесь же можно видеть скопления идиоморфных зерен кварца, замещающего сфалерит, но совершенно лишенного включений буланжерита. Включения игольчатых зерен буланжерита с удалением от полости быстро исчезают. Как правило, арсенопиритовые зерна не встречаются в сфалерите, марказите, галените, а лишь в участках, сложенных карбонатом или кварцем с буланжеритом.

Характерно, что арсенопиритовые зерна, заключенные в мел-

козернистой карбонатной массе, по-видимому, относящейся к реликтовым участкам брекчированных перекристаллизованных известняков, не содержат включений буланжерита. В то же время зерна его среди кварцевой массы всегда пронизаны буланжеритом и некоторые из них тонкими жилками кварца.

В отдельных участках жилки кварца, пересекающие и арсенопирит, и сфалерит с включениями иголочек буланжерита, сами лишены включений. Очевидно, это самые поздние жилки переотложенного кварца, выделившегося после всех сульфидов.

Самый поздний кварц, иногда вместе с карбонатом встречается повсеместно, он образует не только прожилки среди сульфидных агрегатов (табл. XXXVI, *в*), но и метакристаллы, развивающиеся как среди сфалерита, так и среди буланжерита. Поздние прожилки кварц-карбонатного состава секут буланжерит, заключенный в сфалерите. При этом на месте пересечения в них появляются включения буланжерита, что указывает на метасоматическое происхождение поздних прожилков.

Все сказанное о взаимоотношениях поздней арсенопирит-буланжерит-кварц-карбонатной ассоциации с ранней марказит-галенит-сфалеритовой свидетельствует о неравновесных условиях их образования. Нет сомнений, что арсенопирит и буланжерит относятся к более поздней стадии минерализации, чем сфалерит и марказит.

В Северо-Акатуевском месторождении все исследователи (Кочин, 1955; Плигина, 1963; Трошин, Кусакина, 1964; Голева и др., 1966) выделяют как наиболее раннюю пирит-арсенопиритовую парагенетическую ассоциацию (см. табл. 4), подвергшуюся дроблению и цементации более поздними агрегатами сфалерита. К сожалению, нами эта ранняя ассоциация пирита с арсенопиритом не наблюдалась.

Следующая парагенетическая ассоциация — пирит-сфалеритовая с небольшим количеством халькопирита, иногда пирротина, кварца и карбоната.

Вполне вероятно, что главная масса сфалерита и преобладающая часть пирита выделялись последовательно; замещение пирита сфалеритом не проявлено достаточно однозначно, поэтому можно полагать, что эти два главных рудообразующих минерала относятся к одному парагенезису.

Как и в Михайловском месторождении, явно самостоятельную парагенетическую ассоциацию, неравновесную с предшествующей ей сфалеритовой, представляет галенитовая, обычно в виде мономинеральных относительно крупнозернистых агрегатов. В контакте с ними в сфалерите появляются признаки замещения, иногда обломки раздробленного сфалерита цементируются галенитом.

Парагенезис позднего кварца и арсенопирита проявлен в основном в форме метакристаллов этих минералов среди сфалеритовых агрегатов. Кварц-арсенопиритовая ассоциация с небольшим количеством пирита очень четко обособлена не только в сплош-

ных сфалеритовых рудах, но и во вкрапленных буланжеритовых, где она явно корродирует сфалерит, а последний отчетливо замещается буланжеритом.

Нет сомнений в самостоятельности парагенетической ассоциации буланжерита с кварцем и карбонатом. Последние в небольших количествах переотлагаются вместе с буланжеритом, но в основном присутствуют как породообразующие минералы вмещающих перекристаллизованных карбонатных пород.

К послерудному парагенезису относится кварц-карбонатный, представленный кальцитом и доломитом, которые развиваются после всех сульфидов в виде сети прожилков. Некоторыми исследователями отмечены поздний крупнокристаллический кальцит и доломит не только в виде тонких жилок, но и более мощных жил и участков среди вмещающих пород.

Наиболее близкими к нашим можно считать данные Г. Г. Кочина (1955). Различие заключается в том, что мы относим к парагенетической ассоциации то, что он называет стадией. Отсутствие в нашем распоряжении пирротинсодержащих руд и неполнота тех материалов, которые имеются у других авторов, затрудняют установление места пирротина в рудном процессе. Возможно, следует выделять пирротин в самостоятельный парагенезис. Не исключено также, что он может являться результатом фациального изменения одной из более ранних ассоциаций. Едва ли правильно объединение в один парагенезис пирита и пирротина, поскольку, как было показано на примере Михайловского месторождения, время и условия образования этих двух сильфидов различны.

Галенит всегда обнаруживает неравновесные отношения со сфалеритом, признаки коррозии и замещения, что заставляет выделять его в особый парагенезис. Наличие разобщенности и разной зернистости не может служить критерием при отнесении одного или двух минералов к различным парагенетическим ассоциациям. В связи с этим вполне вероятно, что указанное Д. Б. Плигиной (1963) «пересечение» тонкозернистым галенитом крупнозернистого, послужившее основанием для отнесения этих галенитов к двум разным стадиям, обусловлено более поздней деформацией и локальной перекристаллизацией галенита. Такие явления очень характерны, широко распространены в галенитах и часто приводят к ложным интерпретациям. Текстурные критерии и отсутствие существенных отличий в составе галенита говорят о том, что основная масса его относится к одному парагенезису, более позднему, чем сфалерит и более раннему, чем сульфоантимониды свинца.

Основаниями для выделения двух разностей сфалеритов часто служат их различные окраска и железистость, однако колебания в окраске и железистости, как правило, весьма значительны даже в одном агрегате, а иногда и в одном зерне. Нам не удалось наблюдать в северо-акатуевских рудах таких резких различий

в составе сфалерита и возрастных взаимоотношениях его с другими минералами, которые позволили бы выделить два разных по времени выделения сфалерита.

Весьма своеобразны формы кристаллических зерен (размером 0,3—1,0 мм) арсенопирита, которые отвечают метакристаллам (табл. XXXVII, *а*). Характерно, что арсенопирит корродирует и замещает и сфалерит, и пирит. Создается впечатление, что первым выделялся пирит, затем сфалерит и потом арсенопирит. Судя по взаимоотношениям пирита и сфалерита, они могли принадлежать и к одной, и к разным парагенетическим ассоциациям. Арсенопирит же явно более поздний и неравновесный с предшествующей ассоциацией. В ряде случаев можно проследить различные стадии замещения сфалерита арсенопиритом. Последнему обычно сопутствуют метакристаллы кварца, что позволяет относить оба минерала к одному парагенезису. Отчетливо в этих же рудах видны неравновесные отношения сфалерита и пирита с галенитом, который замещает эти минералы (табл. XXXVII, *б*; XXXVIII, *а*).

Неясно положение халькопирита, который выделяется позже сфалерита и арсенопирита (табл. XXXVIII, *б*). Интересно, что тонкие прожилки халькопирита пересекают оба минерала, но не секут галенит. Возможно, халькопирит в трещинах переотложен в период тектонических подвижек, следы которых местами наблюдаются. Например, в сфалерите имеются поздние смещения, залеченные кварцем (табл. XXXIX, *а*). Иногда в прожилках кварца встречаются обломки пирита и арсенопирита. Интересно, что эмульсиевидный халькопирит располагается главным образом по границам зерен сфалерита. Быть может, это обусловлено воздействием давления и поздних растворов, тем более, что в агрегатах пирита и сфалерита, подвергшихся брекчированию и трещиноватости, наблюдаются признаки перегруппировки вещества. В частности, в сфалерите в виде цепочек или отдельных очень мелких (сотые и тысячные доли миллиметра) зернышек рассеян пирит. Внутри зерен сфалерита отмечаются тончайшие эмульсиевидные включения халькопирита также в виде цепочек, линейно вытянутых по спайности. К жилкам карбоната, секущим пирит, как правило, приурочен переотложенный (более прозрачный и светлый) сфалерит. Такие образования, если их рассматривать в совокупности, могут быть интерпретированы ошибочно как признаки более раннего отложения пирита и замещения его сфалеритом.

По границе обломков сфалерита с галенитом иногда проявляются новообразования мельчайших зернышек пирита и арсенопирита, явно более поздние, чем сфалерит.

Разновременное выделение сфалерита, арсенопирита и буланжерита отчетливо устанавливается по взаимоотношениям этих сульфидов. Арсенопирит иногда обрастает в виде каймы сфалерит. В некоторых участках отмечаются противоречивые взаимоотношения арсенопирит-кварцевой ассоциации со сфалеритом.

Иногда прожилки сфалерита пересекают участки породы, пропитанной тонкозернистым арсенопиритом. Однако в этом же штуфе наблюдаются скопления сфалерита, в которых имеются прожилковидные образования кварц-арсенопиритового состава. Прожилковидные выделения буланжерита (табл. XXXIX, *б*) с карбонатом пересекают и сфалеритовые, и арсенопирит-кварцевые скопления. В других образцах можно видеть, как весь сфалерит пронизан игольчатым буланжеритом (табл. XXXIX, *в*) или почти нацело замещен буланжеритом.

В некоторых штуфах, где буланжерит очень интенсивно замещает сфалерит, он совершенно не замещает кварц или только очень слабо корродирует его идиоморфные призматические зерна, очевидно, являющиеся метакристаллами в сфалерите. Сфалерит содержит незакономерно расположенные мелкие включения халькопирита. Кварц, который ассоциируется с арсенопиритом, явно образует метакристаллы в сфалерите, так как переходит в прожилки, т. е. косвенно подтверждается более позднее отложение и кварца, и арсенопирита.

В рудном теле 16, судя по макро- и микроскопическим данным, после предрудной доломитизации выделялись следующие парагенетические ассоциации минералов: сфалеритовая (с небольшим количеством халькопирита), кварц-арсенопиритовая (с незначительным количеством пирита) и доломит-менегинит-буланжеритовая. Поскольку менегинит встречается локально, можно предположить наличие фациальных изменений в составе сульфоантимонидного парагенезиса. Характерная черта и буланжеритовой, и сфалеритовой парагенетических ассоциаций — отсутствие галенита. В этом рудном теле галенит нами не был обнаружен. Не вполне ясно место пирита, который спорадически встречается в виде единичных зерен среди сфалерита. Чаще он приурочен к арсенопиритовым агрегатам, но иногда появляется вместе с крупнозернистым буланжеритом в доломитовых прожилках. Если такие прожилки имеют метасоматическое происхождение, возможно, что пирит является реликтовым минералом более раннего парагенезиса. Не исключено, однако, что он выпадает вместе с доломитом и после него уже кристаллизуется буланжерит.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ В РУДАХ НОВО-ШИРОКИНСКОГО И ШАХТАМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минеральные ассоциации Шахтаминского свинцово-цинково-молибденового и Ново-Широкинского золото-свинцово-цинкового месторождений изучались с целью выяснения сходства и отличия парагенетических минеральных ассоциаций в рудах, сформированных в карбонатной и силикатной средах. Вещественный состав руд Ново-Широкинского месторождения исследовался с учетом данных, имеющихся в работах Б. В. Грибанова и др. (1959) и

Таблица 5

Парагенетические минеральные ассоциации в рудах месторождений, залегающих в силикатных породах

Месторождения	Кварц-пиритовая[1]		Кварц-пирит-молибденитовая[2]		Кварц-халькопирит пиритовая с золотом		Кварц-галенит-сфалеритовая	
	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры
Ново-Широкинское	Кварц Пирит	Обломковидные Вкрапленные			Кварц Пирит Халькопирит Блеклая руда Галенит Сфалерит Самородное золото Анкерит Серицит Мусковит	Массивные Брекчиевые Плойчатые Кокардовые Прожилковые	Кварц Сфалерит Галенит Блеклая руда Пирит[3] Халькопирит[3] Бурнонит Минералы серебра и висмута[2] Карбонат	Прожилковые Брекчиевидные Пятнистые Полосчатые Кокардовые
Шахтаминское	Кварц Серицит Калиевый полевой шпат Пирит	Вкрапленные	Кварц Пирит Молибденит Висмутин Халькопирит Самородное серебро Шеелит Арсенопирит	Полосчатые Прожилковые			Кварц Сфалерит Блеклая руда Галенит I	Прожилковые Грубополосчатые

[1] Связанная с изменением вмещающих пород.
[2] С учетом данных предыдущих исследователей.
[3] Переотложенные минералы.

Таблица 5 (окончание)

Месторождения	Гематит-пирит-кварцевая		Галенит-халькопирит-блеклая руда-доломитовая		Кварц-карбонат-бурнонит-галенитовая		Кварц-халькопиритовая		Кварц-карбонатная	
	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры	Состав	Текстуры
Ново-Широкинское	Кварц Пирит Гематит Магнетит	Пятнистые Прожилковые	Доломит Халькопирит Галенит Блеклая руда Сфалерит Вюртцит Буланжерит Арсенопирит Золото самородное Барит	Прожилковые					Доломит	Прожилковые Пятнистые
Шахтаминское					Галенит II Кварц Карбонат Бурнонит	Массивные Брекчиевые Прожилковые Симметрично-полосчатые	Кварц Халькопирит Сфалерит [3]	Прожилковые	Халцедон Кальцит Кварц	Прожилковые

М. Р. Дудина и др. (1963). Однако минеральные парагенезисы для этих руд ранее практически не изучались. Проведенное нами исследование текстурных особенностей руд и взаимоотношений различных минеральных агрегатов позволяет выделить шесть парагенетических ассоциаций (табл. 5): кварц-пиритовую, кварц-халькопирит-пиритовую с золотом, кварц-галенит-сфалеритовую, гематит-пирит-кварцевую, галенит-халькопирит-блеклая *руда-доломитовую, доломитовую.*

Кварц-пиритовая парагенетическая ассоциация развита повсеместно. Образование ее связано с дорудным изменением вмещающих пород разного состава. Кварц представлен разнозернистыми агрегатами, среди которых наблюдается вкрапленность, редко тонкие прожилки пирита. Данная ассоциация отмечается в брекчиевых рудах, где обломки состоят из интенсивно окварцованных и пиритизированных пород. Вблизи более поздних, секущих породу кварцево-сульфидных прожилков наблюдается перераспределение раннего пирита и концентрация его в виде относительно крупнозернистых обособлений в зальбандах прожилков. Отличительной особенностью раннего пирита является кристалличность зерен. Встречаются хорошо ограненные кристаллы кубической и пентагондодекаэдрической формы.

В этой ассоциации встречаются слюды — мелкочешуйчатые (серицит) и более крупночешуйчатые (мусковит). Включение их в ассоциацию условно, вероятнее всего они образовались до отложения сульфидов, но не исключено также, что возникновение серицита связано с формированием ранних кварц-пиритовых руд.

Кварц-халькопирит-пиритовая парагенетическая ассоциация имеет локальное развитие и представлена наряду с главными минералами блеклой рудой, незначительным количеством галенита и сфалерита. С минералами этой ассоциации, в частности с халькопиритом и галенитом, связаны наибольшие концентрации золота. В ряде случаев в ней отмечен железосодержащий карбонат.

По-видимому, данная ассоциация соответствует так называемой колчеданной стадии (Дудин и др., 1963), с которой кроме перечисленных минералов предыдущие исследователи связывают присутствие аргентита, джемсонита и висмутсодержащих минералов, ассоциирующихся с галенитом.

Наиболее ранним минералом в парагенезисе является кварц, образующий сплошные разнозернистые массы, среди которых наблюдаются ксеноморфные выделения карбоната. Пирит встречается в виде зернистых агрегатов и отдельных кристаллов кубической формы в кварц-карбонатных участках. В редких случаях пирит отмечен в виде колломорфных образований, частично раскристаллизованных, но сохранивших глобулярное строение. Обычно такие образования пирита заключены в массе халькопирита, который вместе с блеклой рудой и частично галенитом и сфалеритом корродирует кристаллические зерна раннего пирита, а так-

же заполняет тонкие трещинки в нем. Мелкочешуйчатый серицит избирательно замещается мелкозернистым сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и галенитом. По данным М. Р. Дудина и др. (1963), блеклая руда является промежуточным минералом в ряду теннантит — тетраэдрит.

Кварц-галенит-сфалеритовая парагенетическая ассоциация является наиболее распространенной в рудных телах месторождения и представляет собой главную, продуктивную ассоциацию. Проявлена она в различных участках неодинаково. Минералы этой ассоциации слагают маломощные кварц-галенит-сфалеритовые прожилки, избирательно замещают брекчированные породы, метасоматически развиваются в отдельных участках измененных пород, наследуя их строение, выполняют полости и трещины в окварцованных и пиритизированных породах, в которых наряду с серицитом появляется значительное количество хлорита.

Минеральный состав описываемой ассоциации относительно прост: главные минералы — сфалерит и галенит, причем в одних участках в рудах преобладает сфалерит, а в других — галенит; второстепенные — блеклая руда, пирит, халькопирит. Редкие минералы — самородное золото, серебросодержащий минерал (пруст?) в галените. Предыдущими исследователями отмечены бурнонит и висмутсодержащие минералы. Из жильных минералов наиболее распространен кварц, хотя его значительно меньше, чем в предыдущей парагенетической ассоциации. Карбонат встречается в ничтожных количествах и обычно сосредоточен в промежутках между зернами кварца.

Сфалерит — главный рудообразующий минерал в данной ассоциации. Он образует крупнозернистые агрегаты, иногда почковидной формы (табл. XL, *а*). Встречаются зональные кристаллы сфалерита, в которых зональность подчеркивается распределением включений, в частности халькопирита. Для сфалерита характерна насыщенность тончайшими эмульсиевидными включениями халькопирита, которые распределены в одних зернах неравномерно, в других — закономерно вдоль зон роста или двойниковых швов. Кроме халькопирита, в сфалерите наблюдаются включения и тонкие прожилки блеклой руды. Последние часто не выходят за пределы сфалеритовых агрегатов и, по-видимому, связаны с метаморфизмом руд. Сфалерит, отложившийся в небольших полостях и пустотах, имеет почковидные формы. Иногда отдельная почка состоит из сфалеритового ядра и внешней галенитовой каймы. Наблюдается и обратная картина: сфалеритовые агрегаты почковидной и сферолитовой формы обрастают галенитовое ядро, состоящее из кристаллических зерен галенита.

Галенит тесно ассоциируется со сфалеритом не только в почковидных агрегатах, но и в других случаях. Например, одни и те же полосы в метаколлоидных рудах сложены галенитом и сфалеритом, часто один минерал развивается на продолжении другого,

но иногда полосы представлены только галенитом или только сфалеритом. Такие же взаимоотношения наблюдаются и в галенит-сфалеритовых кокардах. Там, где сфалерит встречается совместно с галенитом, последний обычно ксеноморфен по отношению к сфалериту. В тесных срастаниях с галенитом и сфалеритом отмечается блеклая руда. Очень редко в галените обнаруживаются мелкие зерна серебросодержащего минерала и самородного золота.

Пирит наблюдается в резко подчиненном количестве по сравнению с галенитом и сфалеритом и имеет противоречивые взаимоотношения с этими минералами. В одних случаях пирит замещается сфалеритом и галенитом (скорее всего — это ранний пирит, табл. XL, *б*), в других — встречается в виде включений или метакристаллов в них (табл. XLI, *а*). Иногда пирит образует скопления зерен, которые приурочены в основном к границе сфалеритовых и галенитовых агрегатов, что свидетельствует о более позднем его отложении. Предыдущие исследователи относили к данной ассоциации марказит, встречающийся в кварце и карбонате в виде мелкозернистых скоплений.

Следующей по времени образования является г е м а т и т - п и р и т - к в а р ц е в а я парагенетическая ассоциация, фациально меняющаяся по составу и имеющая неширокое развитие в рудах. Главными минералами ее являются пирит и кварц, локально в ней отмечается вместо пирита значительное количество гематита. Иногда в этой ассоциации присутствуют все указанные минералы: кварц, гематит и в резко подчиненном количестве магнетит. Рудные минералы наблюдаются в тесных срастаниях с кварцем различной окраски — от серовато-белой до сургучно-красной. Последний преобладает и придает руде характерный красный цвет.

Состав данной ассоциации свидетельствует о резком изменении физико-химических условий в период ее образования, в частности об изменении режима серы и кислорода. Поэтому трудно согласиться с М. Р. Дудиным и его соавторами (1963), которые относят гематит и магнетит к кварц-полиметаллической стадии.

Брекчирование ранних сульфидных агрегатов и цементирование их сургучно-красным кварцем, содержащим вкрапления гематита, пирита и местами магнетита, указывает также и на перерыв в рудоотложении.

Условия отложения такого парагенезиса детально разобраны А. Г. Бетехтиным в ряде работ (Бетехтин, 1949_2, 1955; Бетехтин и др., 1958), в которых рассматривается роль парциального давления H_2S при восстановлении гематита до магнетита с одновременным выделением пирита. При этом А. Г. Бетехтин неоднократно подчеркивал, что факт локального проявления процесса мушкетовитизации с образованием сульфидов говорит о том, что этот процесс происходил при наложении сульфидной минерализации. Это имеет место и на Ново-Широкинском месторождении, в рудах которого наблюдается смена гематит-пирит-кварцевого парагенезиса более поздними карбонатно-сульфидными агрегата-

ми. Судя по небольшим масштабам и локальным проявлениям гематитовой минерализации и существенной роли пирита в данной ассоциации, можно предположить, что повышение окислительного потенциала было непродолжительным.

Имеющийся фактический материал не позволяет определенно говорить, какой из минералов в данной ассоциации — пирит или гематит — выделился раньше. Поэтому, исходя из диаграммы состав — парагенезис минералов системы Fe — S — O и парагенетической схемы, предложенной А. Г. Бетехтиным (1949$_1$, 1955), можно предположить два варианта последовательности кристаллизации пирита и гематита, которые, возможно, имели место в в описываемом месторождении.

Во-первых, при высоком давлении сероводорода, относительно низких температурах и малых глубинах в близповерхностных условиях вначале выпадает пирит, а после него при резком возрастании концентрации кислорода — гематит. Наблюдающиеся в ряде случаев своеобразные оторочки красного кварца, пронизанного тончайшими пластинками гематита, вокруг мелкозернистых агрегатов или отдельных зерен пирита в какой-то мере свидетельствуют о более позднем выделении гематита по отношению к пириту.

Во-вторых, в данной ассоциации вместе с гематитом наблюдается и магнетит, образующийся по гематиту. В участках развития мушкетовитизации встречаются мелкозернистые скопления пирита. В этих же рудах отмечается проявление следующей парагенетической ассоциации, представленной доломитом и сульфидами. Поэтому вполне вероятно выделение вначале гематита, а последующий процесс восстановления его до магнетита с появлением пирита обусловлен наложением более поздней парагенетической ассоциации минералов.

Все это еще раз указывает на необходимость выделения самостоятельной гематит-пирит-кварцевой парагенетической ассоциации, минералы которой отлагались в условиях высокого парциального давления серы и кислорода.

Минералы описываемой парагенетической ассоциации характеризуются четкими взаимоотношениями с ранними и более поздними парагенезисами. Ранние халькопирит-пиритовые руды часто дробятся и цементируются красным кварцем с пиритом и гематитом. В кварц-галенит-сфалеритовых рудах с кокардовой, колломорфной и псевдоплойчатой текстурами кварц-пирит-гематитовые агрегаты отмечаются в виде самостоятельных полос и повторяют контуры и рисунок скоплений ранних минералов.

При микроскопическом наблюдении можно видеть все взаимоотношения позднего пирита со сфалеритом и галенитом. Обычно этот пирит совместно с кварцем проникает в сфалеритовые агрегаты в виде прожилков. При этом в кварце пирит образует вкрапленность или отлагается на границе его со сфалеритом и галенитом. Кроме того, пирит обрастает выделения сфалерита и

галенита в форме своеобразных кайм. Редко встречаются шестоватые зерна пирита с многочисленными включениями ранних минералов.

Очень мелкие выделения гематита и магнетита находятся в срастании с кварцем и не имеют общих границ с сульфидами, поэтому говорить об их взаимоотношениях с последними трудно. Можно только отметить, что кварц, содержащий включения окислов железа, участвует в цементе брекчированных ранних сульфидных ассоциаций. Магнетит развивается по гематиту, наследуя форму пластинчатых агрегатов гематита. Пирит встречается в виде мелких кристаллов кубической формы, разнозернистых агрегатов, колломорфных скоплений, сферолитов и глобулей.

Там, где описываемая ассоциация представлена только пиритом и кварцем, указанные минералы в виде прожилков и отдельных обособлений наблюдаются среди галенит-сфалеритовых агрегатов, а в ряде случаев служат цементом в раздробленных рудах.

Кварц-пирит-гематитовые агрегаты секутся поздними карбонатными прожилками с вкрапленностью галенита, халькопирита и блеклой руды, относящимися к следующей парагенетической ассоциации. Минералы этой ассоциации слагают небольшие по мощности (до 2—3 мм) прожилки. Обычно главные рудные минералы наблюдаются в тесных срастаниях друг с другом, в виде включений один в другом, а в ряде участков и мономинеральных обособлений в карбонатной массе.

Поздний галенит замещает сфалерит, относящийся к ранней ассоциации, интенсивно корродирует его, а также цементирует раздробленные зерна сфалерита (табл. XLI, *б*). При этом, если сфалерит содержит эмульсиевидные включения халькопирита, то последние перегруппировываются и концентрируются по границам сфалеритовых и галенитовых агрегатов. В таких случаях отмечается и переотложенный пирит. В отдельных выделениях сфалерита, заключенных в массе позднего доломита, появляются тонкие метаморфические прожилки блеклой руды. Иногда сфалерит пересекается галенит-карбонатными образованиями или последние наблюдаются в виде скоплений среди ранних минералов. При этом часто галенит цементирует раздробленные зерна пирита или выполняет в нем тонкие трещинки. В тесной ассоциации с галенитом встречаются халькопирит и блеклая руда, для которых характерны аналогичные взаимоотношения с ранними минералами. По отношению к ранним образованиям кварца все минералы поздней галенит-блеклая руда-халькопиритовой ассоциации ксеноморфны, а морфология их выделений обусловлена формами межзерновых пространств.

И, наконец, самой поздней ассоциацией является доломитовая, представленная многочисленными прожилками, секущими все ранние минеральные агрегаты. В рудах со сложными текстурами поздний доломит слагает маломощные прожилки, а также цементирует раздробленные сульфидные агрегаты и обломки

вмещающих пород. В полосчатых рудах поздний карбонат либо выполняет центральные части полостей, либо прослеживается вдоль зальбандов жил.

Изложенный фактический материал подтверждает последовательность образования различных по составу и строению минеральных агрегатов, предложенную Б. В. Грибановым и др. (1959), М. Р. Дудиным и др. (1963), с той лишь разницей, что они рассматривают минеральные сообщества как стадийные комплексы, а не как парагенетические ассоциации.

Руды Шахтаминского свинцово-цинково-молибденового месторождения характеризуются пятью парагенетическими ассоциациями минералов (см. табл. 5): кварц-пирит-молибденитовой, кварц-сфалеритовой, кварц-карбонат-бурнонит-галенитовой, кварц-халькопиритовой, кварц-карбонатной.

Кварц-пирит-молибденитовая ассоциация слагает все основные жильные тела. Помимо главных минералов, в ней отмечаются в незначительном количестве висмутин, халькопирит, самородное серебро, шеелит, арсенопирит (Сотников, 1960). Количественные соотношения главных рудообразующих минералов различны: в одних участках, даже в одной жиле, может преобладать пирит, в других — молибденит. Оба минерала образуют вкрапленность и прожилки в кварце. Иногда молибденит встречается в прожилках, а пирит в виде рассеянной вкрапленности в массе кварца. Во всех случаях кварц выделяется первым, пирит кристаллизуется одновременно с кварцем или чуть позже, образуя идиоморфные зерна, а молибденит всегда встречается в пустотках и в промежутках между зернами кварца. Если пирит и молибденит образуют срастания, то видны признаки более позднего отложения молибденита по отношению к пириту: первый выполняет пустотки и трещинки в агрегатах пирита. Отсутствие явлений замещения или коррозии позволяет считать условия отложения относительно равновесными с достаточно четко выраженной последовательной кристаллизацией минералов.

После отложения кварц-пирит-молибденитовой ассоциации имели место тектонические подвижки и поступление новой порции гидротермального раствора. В локальных участках произошло частичное переотложение кварца, пирита и молибденита. Переотложенные минералы отличаются мелкозернистым строением. Некоторые исследователи (Сотников, 1960; Сидоренко, 1961; Зуев, 1966) относят их ко второй кварц-пирит-молибденитовой стадии.

Кварц-сфалеритовая парагенетическая ассоциация с блеклой рудой характеризует начало отложения минералов следующего периода минералообразования. Главные минералы ассоциации — кварц, сфалерит, блеклая руда, в незначительном количестве присутствует галенит. Сфалерит и блеклая руда интенсивно замещают ранние кварц и пирит. В местах скопления блеклой руды и сфалерита наблюдается дробление ранних минералов —

кварца и пирита и залечивание трещин в них. Иногда блеклая руда, реже сфалерит цементируют пластины молибденита или содержат его включения. Кварц выделяется несколько раньше сфалерита и блеклой руды, последние выполняют промежутки между его зернами. Среди указанных сульфидов встречаются метакристаллы переотложенного кварца. Сульфидные минералы характеризуются противоречивыми взаимоотношениями. Часто блеклая руда наблюдается в сфалерите в виде включений, тонких прожилков, иногда не выходящих за пределы агрегата сфалерита, развивается на контакте сфалерита и кварца, образует в сфалерите небольшие заливы, слабо корродирует его. В ряде случаев границы зерен сфалерита и блеклой руды ровные. Вместе с тем отмечаются многочисленные включения одного минерала в другом или проникновение блеклой руды в сфалерит по тонким трещинкам. Все это указывает на близкое по времени отложение сфалерита и блеклой руды, возможно, с некоторым опережением в образовании сфалерита, и позволяет отнести эти минералы к одной парагенетической ассоциации.

Минералы описываемой ассоциации наблюдаются в кварц-молибденитовых жилах, где они замещают ранние минеральные агрегаты и слагают самостоятельные небольшие жилы. Для сфалерита и блеклой руды характерно постоянство состава, отсутствие включений, за исключением тех минералов, которые представляют данный парагенезис, или реликтов ранних минералов.

Минералы следующей кварц-карбонат-бурнонит-галенитовой парагенетической ассоциации залечивали трещины в ранних агрегатах и цементировали их обломки. Эта ассоциация развита повсеместно; соотношение главных рудообразующих минералов в ней различно. В случае наложения минеральных агрегатов данной ассоциации на ранние кварц-пирит-молибденитовые руды возникают сплошные пирит-молибденит-галенитовые руды, в которых пирит и молибденит интенсивно замещаются галенитом. Признаки более позднего отложения галенита отчетливые: цементация раздробленных зерен пирита и пластинок молибденита, залечивание трещин в пиритовых агрегатах, наличие пересечения кварц-пирит-молибденитовых образований кварцем, содержащим включения галенита, реже халькопирита и бурнонита. Если же происходит наложение минералов описываемой парагенетической ассоциации на кварц-сфалеритовые руды с блеклой рудой, то наблюдаются сложные взаимоотношения раннего сфалерита и позднего галенита, указывающие на разновременность в образовании этих двух минералов. Поэтому галенит и сфалерит отнесены к различным парагенезисам, тогда как предыдущие исследователи описывали их только в одной парагенетической ассоциации.

Часто галенит слагает крупнозернистые агрегаты в массе сфалерита. Обычно границы зерен этих минералов имеют ровные очертания, но при больших увеличениях заметно, как галенит

проникает по тонким трещинкам в сфалерит (табл. XLII), а иногда интенсивно корродирует его. В некоторых участках замещение настолько значительно, что сфалерит сохраняется лишь в виде реликтов в массе галенита. Наиболее интересны случаи замещения сфалерита галенитом вдоль двойниковых швов (табл. XLIII), когда сохраняются ориентированные в одном направлении реликты сфалерита в галените. Последний наблюдается и в форме тонких полосок в сфалерите. Травление этого участка сфалерита в парáх царской водки подтвердило, что галенит следует по двойниковым плоскостям, причем полоски галенита иногда сливаются, а незамещенный сфалерит сохраняется в виде островков удлиненной формы. В этом же образце отмечаются участки, где галенит обрастает сфалерит. Характерно, что во всех случаях в замещенном сфалерите четко выражены следы деформаций: трещиноватость зерен, изогнутость двойников, появление двойников давления.

О более позднем отложении галенита по отношению к сфалериту свидетельствуют также кварц-карбонат-галенитовые прожилки, секущие сфалеритовые агрегаты с блеклой рудой. Карбонат и галенит либо обособляются, слагая самостоятельные, но параллельные друг другу прожилки, либо встречаются вместе. В кальцитовых прожилках и каймах (табл. XLIV, *а*) галенит обычно тяготеет к краевым частям. Кое-где на границе галенита и сфалерита появляется бурнонит (табл. XLIV, *б*).

Среди жильных минералов в данной ассоциации преобладает кварц более ранний, чем галенит и бурнонит, но иногда он встречается и в форме метакристаллов в них. Карбонат присутствует в меньшем количестве, хотя в локальных участках его заметно больше, чем кварца. Взаимоотношения сульфидов с карбонатом более сложные, чем с кварцем. В одних случаях галенит и бурнонит образуют рассеянную вкрапленность в массе карбоната, в других наблюдаются метакристаллы карбоната среди галенита, в третьих галенит отлагается предпочтительно на границе выделений карбоната с ранними сульфидами, например сфалеритом. Все это указывает на перекрывание в процессе кристаллизации минералов данной ассоциации.

К самой поздней парагенетической ассоциации минералов относятся кварц-халькопиритовые прожилки, секущие и кварц-сфалеритовые с блеклой рудой, и галенитовые агрегаты. При этом халькопирит отлагается на стенках трещин только тогда, когда эти прожилки пересекают блеклую руду (табл. XLIV, *в*), частично сфалерит. При пересечении же других минералов (галенита, пирита, раннего кварца и карбоната) халькопирит не наблюдается. Это дает основание предполагать, что поздние кремнекислые растворы частично растворяли ранние минералы, которые переотлагались как новые образования, например сфалерит или халькопирит.

Минералообразование на Шахтаминском месторождении завер-

шается халцедон-кальцитовыми прожилками, секущими все минеральные агрегаты различного состава. Как правило, среди них преобладает кальцит, образующий значительные скопления в центральных частях жил. Обычно кварц и кальцит безрудные, но в отдельных участках в массе этих минералов встречаются мелкие включения сульфидов, главным образом поздних ассоциаций. Чаще всего отмечается рассеянная вкрапленность галенита и бурнонита в карбонате, редко метакристаллы галенита, сфалерита, пирита. Поздний кальцит, а иногда и кварц служат цементом в раздробленных и брекчированных рудах разного состава, что указывает на проявление тектонических деформаций в период образования кварц-кальцитового парагенезиса.

СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Изучение минеральных парагенезисов в рудах, сформировавшихся в карбонатных и алюмосиликатных породах, показало, что в составе минеральных ассоциаций и последовательности их отложения выявляются черты сходства и различия. Процесс рудоотложения, независимо от геологических условий залегания месторождений, начинается с образования кварц-пиритовой парагенетической ассоциации с арсенопиритом, турмалином или без них. В ряде свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья (Савинское № 5, Смирновское) к ранним парагенезисам относятся также касситерит и пирротин. В рудах рассматриваемых месторождений эти минералы являются реликтовыми. Возможно, в результате последующих гидротермальных процессов пирротин и касситерит оказались неустойчивыми. Пирротин большей частью превращен в пирит-марказитовые агрегаты, вместо касситерита в более поздних ассоциациях появился станнин.

Последовательность отложения главных рудообразующих ассоциаций, проявленная в более ранней кристаллизации пирита и сфалерита и более поздней — галенита, всюду выдерживается. Однако для месторождений, приуроченных к карбонатным породам, типичны пирит-сфалеритовый и сульфоантимонид-галенитовый парагенезисы, сформировавшиеся в разные периоды минералообразования. В рудах различных месторождений этого типа отмечаются фациальные изменения в составе парагенезисов, выразившиеся в различных вариациях состава сульфоантимонидов свинца и количественных соотношениях главных минералов, представляющих указанные ассоциации.

Характерен также пирит-арсенопиритовый парагенезис, образовавшийся после сфалеритового, но до галенитового и сульфоантимонидового. Эта ассоциация подчеркивает разновременность кристаллизации сфалерита и галенита в рудах, развитых в карбонатных породах. В месторождениях, залегающих в алюмосили-

катных породах, пирит, сфалерит и галенит относятся либо к одному, либо к различным по времени отложения парагенезисам. В указанных месторождениях четко выделяется сфалерит-галенитовая парагенетическая ассоциация с кварцем или карбонатом. Наряду с этим в рудах Шахтаминского месторождения проявлена самостоятельная кальцит-бурнонит-галенитовая парагенетическая ассоциация, более поздняя по отношению к сфалерит-галенитовой.

Для месторождений в силикатных породах не характерен галенит-сульфоантимонидовый парагенезис. Вместо него появляются такие сурьмусодержащие минералы, как блеклая руда (в Ново-Широкинском) и бурнонит (в Шахтаминском месторождении), которые входят в одну парагенетическую ассоциацию с галенитом, образующуюся после галенит-сфалеритовой. Основные жильные минералы в ней — кварц и карбонат.

Тетраэдрит-халькопиритовая ассоциация отмечается в рудах большинства изученных месторождений, характеризуя ранние периоды минералообразования. Максимальным развитием она отличается в месторождениях, залегающих в алюмосиликатных породах (Ново-Широкинское). В одних рудах в состав ее входит преимущественно тетраэдрит (Шахтаминское), в других — халькопирит и станнин (Центральное, Воздвиженское). В рудных телах Благодатских месторождений минералы этой ассоциации развиты локально, чаще они приурочены к пирит-сфалеритовой ассоциации.

Для руд всех месторождений устанавливаются парагенетические ассоциации или отдельные минералы, происхождение которых связано с внутрирудным метаморфизмом, точнее с воздействием более поздних порций гидротермальных растворов на ранее выделившиеся минеральные агрегаты. К ним следует отнести пиритовый и кварц-арсенопиритовый парагенезисы в Благодатских месторождениях, безжелезистый сфалерит, переотложенный станнин или халькопирит в Шахтаминском.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ИЗ РАЗЛИЧНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ИХ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Изучение главных рудообразующих сульфидов — сфалерита и галенита позволило выявить типоморфные особенности их в различных месторождениях и зависимость этих особенностей от условий отложения. Данные по составу различных сульфидов и карбонатов месторождений, залегающих в карбонатных и алюмосиликатных породах, указывают на некоторые закономерности в распределении и поведении отдельных групп элементов-примесей в выделенных парагенетических ассоциациях.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПО ДАННЫМ ХИМИЧЕСКИХ И СПЕКТРАЛЬНЫХ АНАЛИЗОВ

Наиболее детально имеющимися анализами охарактеризован состав сфалерита (24 химических и более 100 спектральных анализов) и галенита (11 химических и 60 спектральных анализов), в меньшей степени пирита и некоторых второстепенных сульфидов и жильных минералов.

Сфалерит в месторождениях Благодатского рудного поля принадлежит к одной пирит-сфалеритовой парагенетической ассоциации, вариации его окраски и состава связаны с различными преобразованиями его под воздействием поздних растворов. В других месторождениях сфалерит в карбонатных породах также относится к догаленитовой ассоциации, а в Шахтаминском и Ново-Широкинском месторождениях представляет один парагенезис с галенитом. Таким образом, анализировались в основном ранние генерации сфалерита. Первоначальная кристаллизация его происходила в изменяющихся условиях, о чем свидетельствует нередко обнаруживаемое зональное строение кристаллических зерен. В ходе формирования рудных тел и после их формирования сфалерит неоднократно подвергался перекристаллизации. Вследствие этого он (особенно в Благодатских месторождениях) обладает непостоянными составом и окраской даже в пределах одного участка рудного тела, одного штуфа или шлифа. Под микроскопом наблюдается и структурная неоднородность, разнозернистое строение его агрегатов, а также неравномерное распределение эмульсиевидных включений халькопирита, станнина, тонковкрап-

ленного пирита и других минералов-примесей (кварца, доломита, арсенопирита и т. д.). Как показали анализы, сфалерит характеризуется определенным «набором» многих элементов-примесей, количества которых сравнительно широко варьируют в различных образцах. Естественно, что, рассматривая поведение элементов-примесей в сфалерите, необходимо учитывать количественные соотношения элементов, которые относятся к механическим примесям (эмульсневидные включения, срастания с сопутствующими минералами, реликты ранних образований), и тех, которые являются изоморфными.

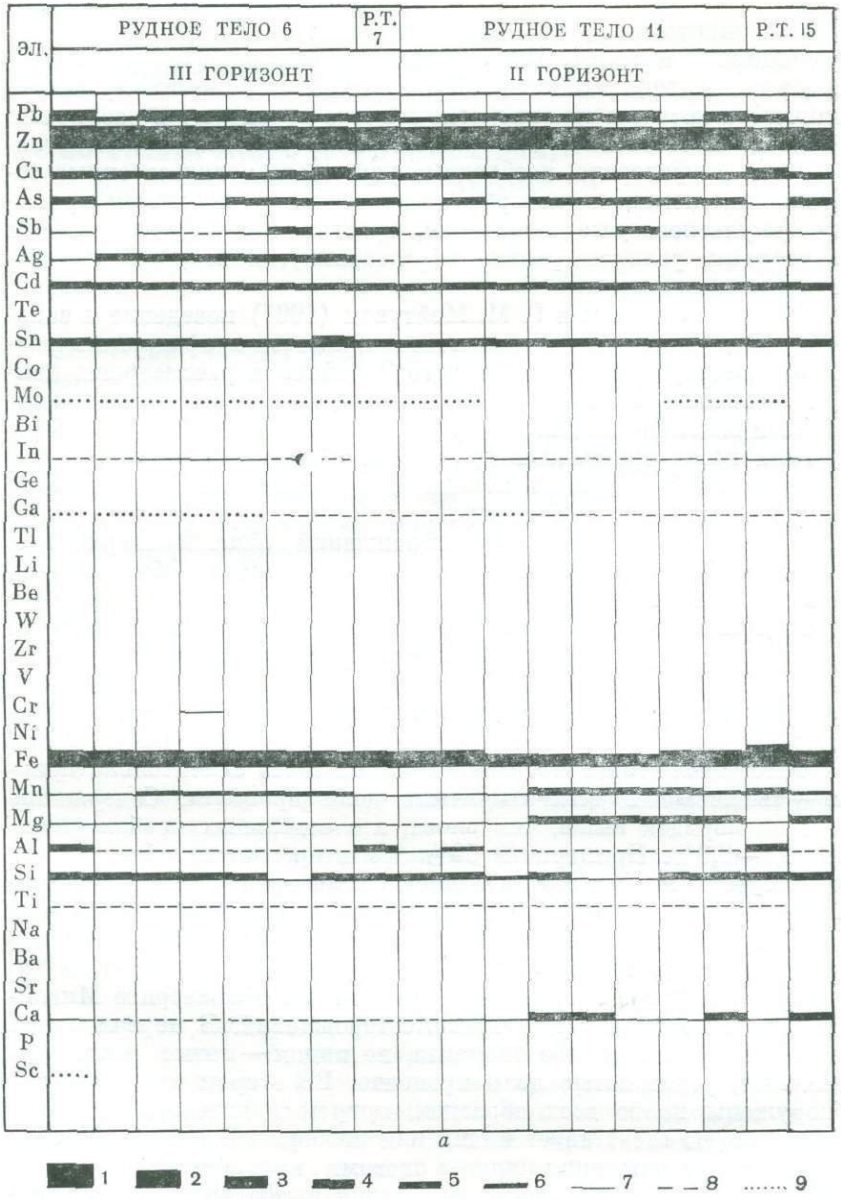
К. Ф. Кузнецовым и Г. М. Мейтувом (1967) поведение и закономерности распределения элементов-примесей в сфалеритах различных месторождений Восточного Забайкалья рассмотрены наиболее детально. Наши данные во многом подтверждают выявленные ими закономерности.

Типичными элементами-примесями сфалерита в большинстве месторождений являются железо, медь, олово, индий, галлий, кадмий, марганец, серебро, ртуть.

Сфалерит Благодатских месторождений (фиг. 2) характеризуется наибольшими количествами меди и олова. Оба элемента указывают на четкую корреляционную зависимость, содержание их выдерживается в одних пределах (десятые доли процента). В сфалерите Центрального месторождения более отчетлива связь между оловом и индием. Содержание меди заметно выше, чем олова, и еще выше, чем индия. Такая же закономерность — корреляция олова с индием — отмечена и для сфалерита Шахтаминского месторождения. Но олова и индия здесь значительно меньше — тысячные и десятитысячные доли процента. Содержание меди на порядок выше, чем олова, а в отдельных пробах достигает 0,1—0,3%. Примерно в 50% анализированных образцов индий отсутствует. В преобладающем числе проб сфалерита Ново-Широкинского месторождения индий не установлен, в отдельных пробах присутствует в тех же количествах, что и олово. Содержание меди относительно высокое — 1—2%.

Несколько иное поведение олова и индия в сфалерите Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений. В первом всеми анализами выявлены оба элемента, но индия — сотые, а олова — тысячные, редко сотые доли процента. Во втором эти элементы обнаружены не во всех образцах, причем в некоторых из них есть олово, но отсутствует индий или наоборот. В редких случаях наблюдалась корреляция индия с оловом.

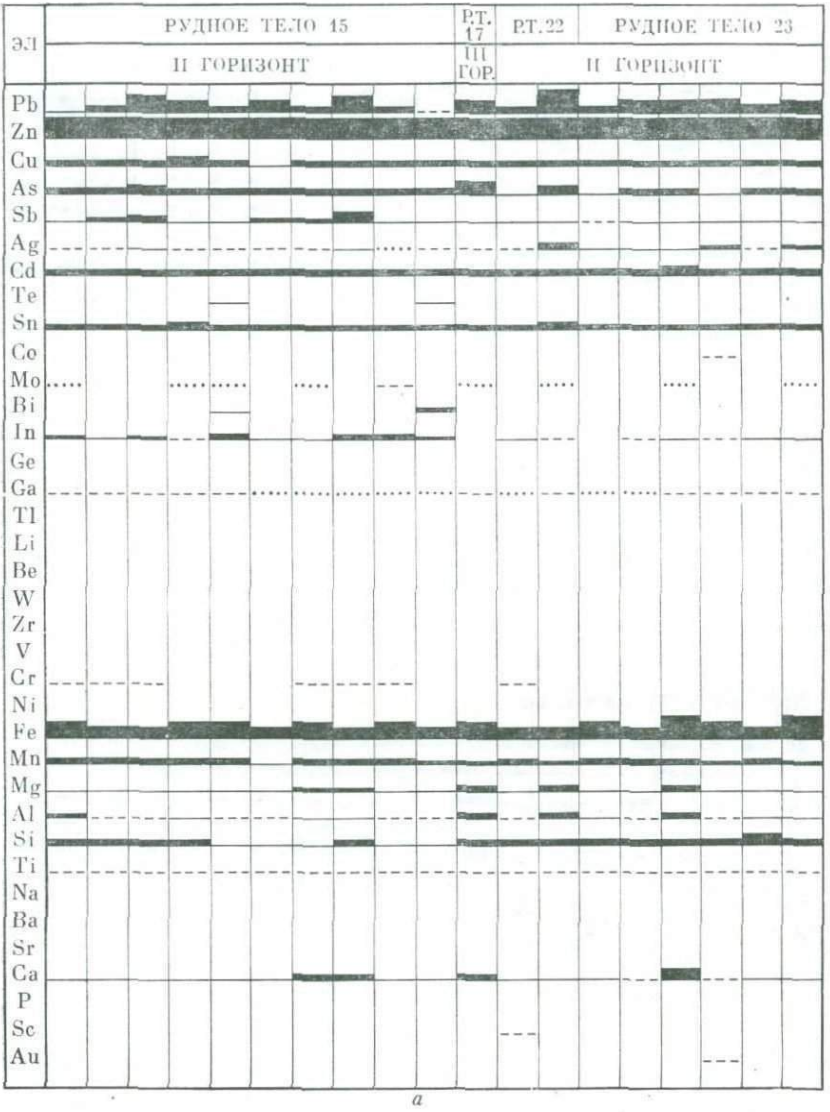
Резкие колебания содержаний индия в сфалеритах, подобные установленным, например на Благодатских месторождениях, обусловлены рядом причин. Отмечается явное уменьшение количества индия в случае увеличения содержания окисной формы олова (включения касситерита). Повышенные количества индия связаны с присутствием в сфалерите сульфидной формы олова (включения станнина). Непостоянство содержаний индия может быть



Фиг. 2. *Результаты спектральных анализов сфалерита из различных месторождений (в %)*

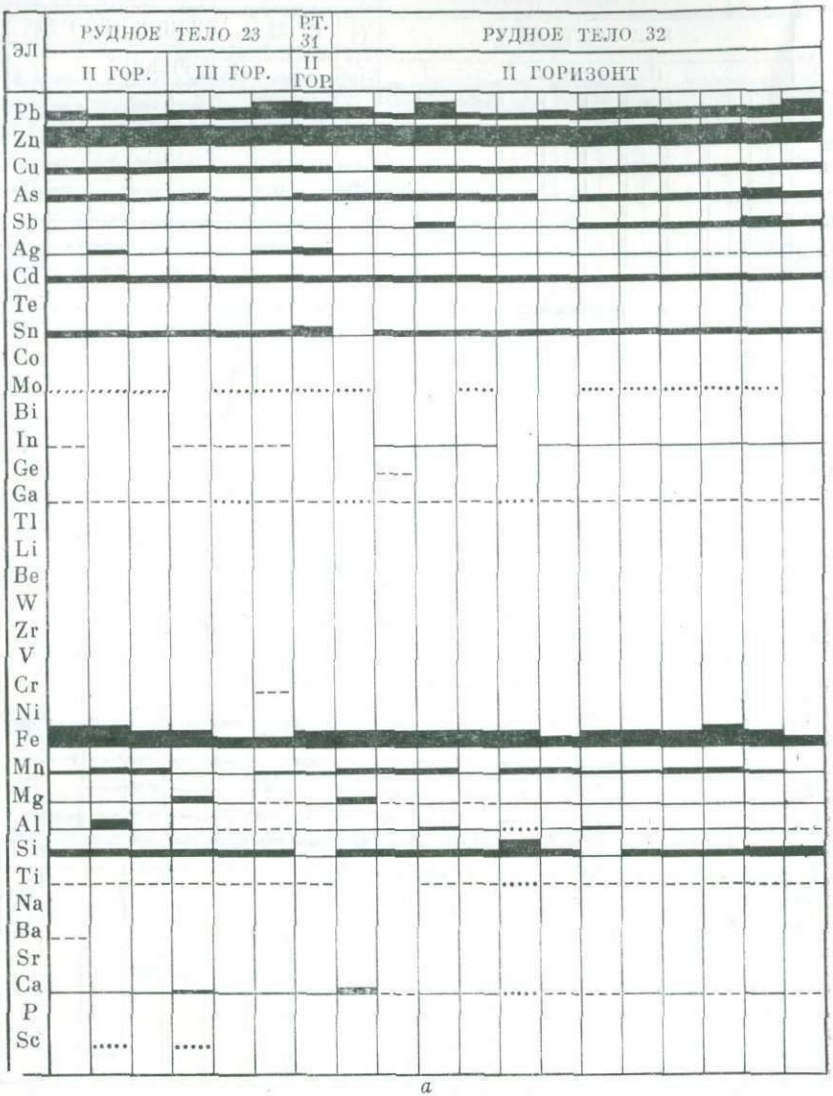
а — *Благодатское и Екатерино-Благодатское; б* — *Михайловское; в* — *Ново-Широкинское; г* — Центральное; *д* — Северо-Акатуевское; *е* — Шахтаминское

1 — 7—9; *2* — 4—6; *3* — 1—3; *4* — 0,7—0,9; *5* — 0,1—0,6; *6* — 0,07—0,09; *7* — 0,01—0,06; *8* — 0,001—0,009; *9* — 0,00012—0,0009; *д* — *е*, то же, что для *а* — *е*; *5* — 0,4—0,6; *6* — 0,1—0,3; *7* — 0,07—0,09; *8* — 0,04—0,06; *9* — 0,01—0,03; *10* — 0,007—0,009; *11* — 0,001—0,006; *12* — 0,0001—0,0009; *13* — качественно установлен



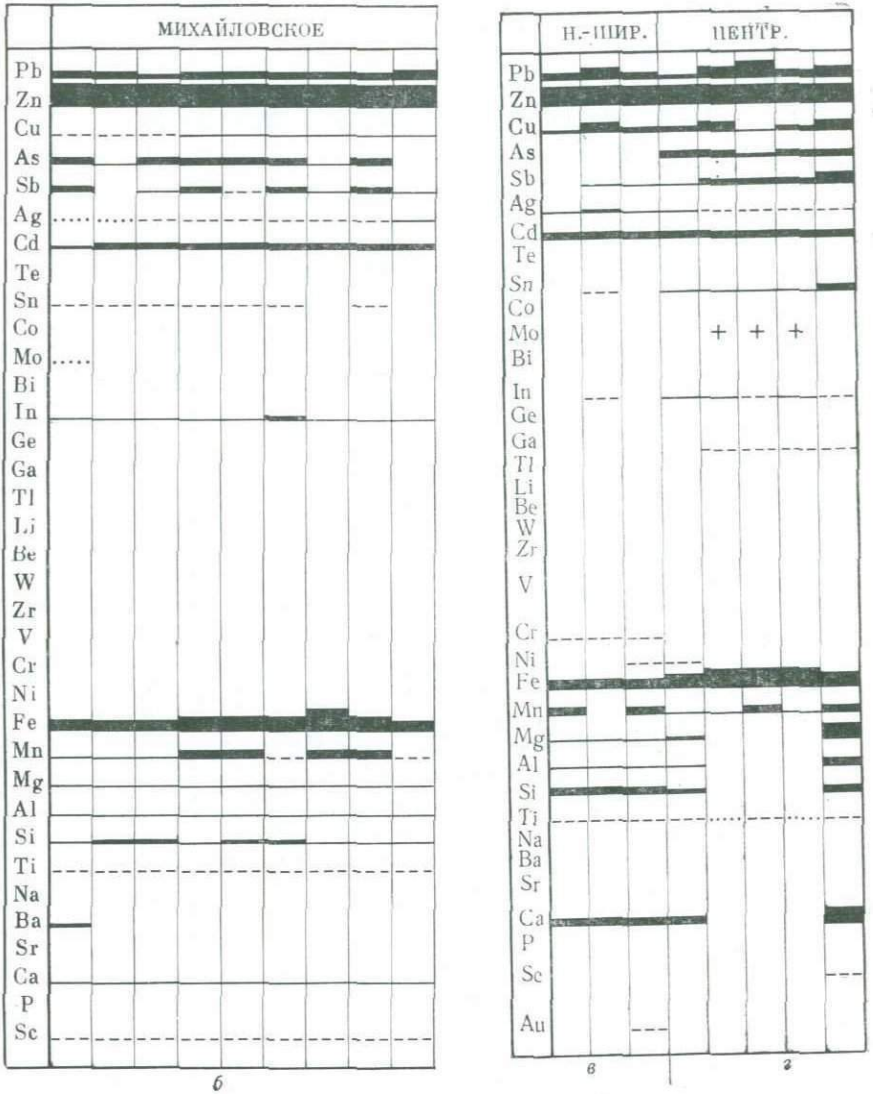
а

Фиг. 2. Продолжение

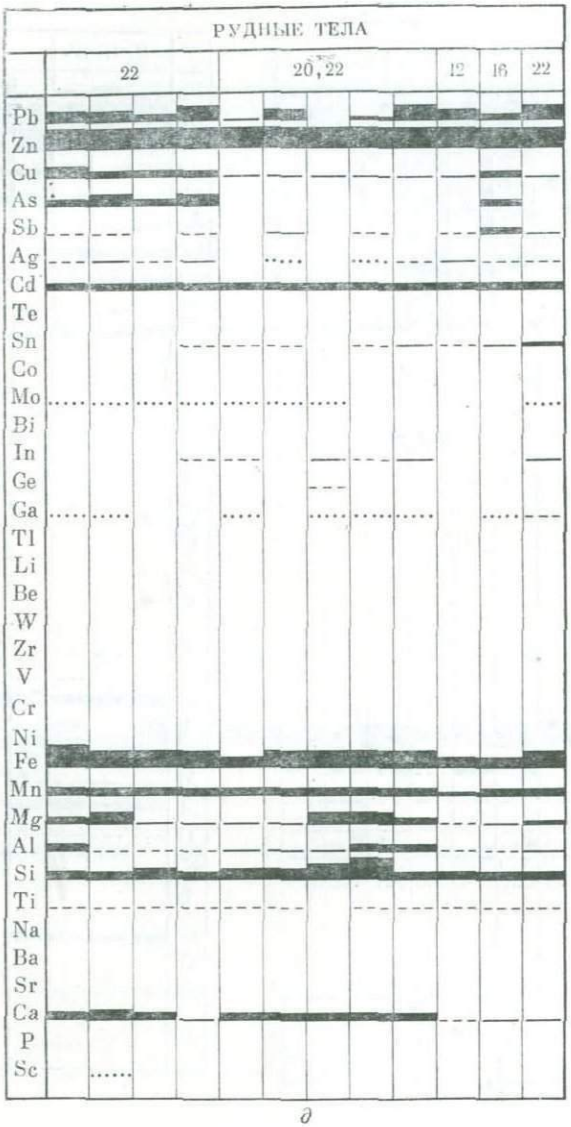


а

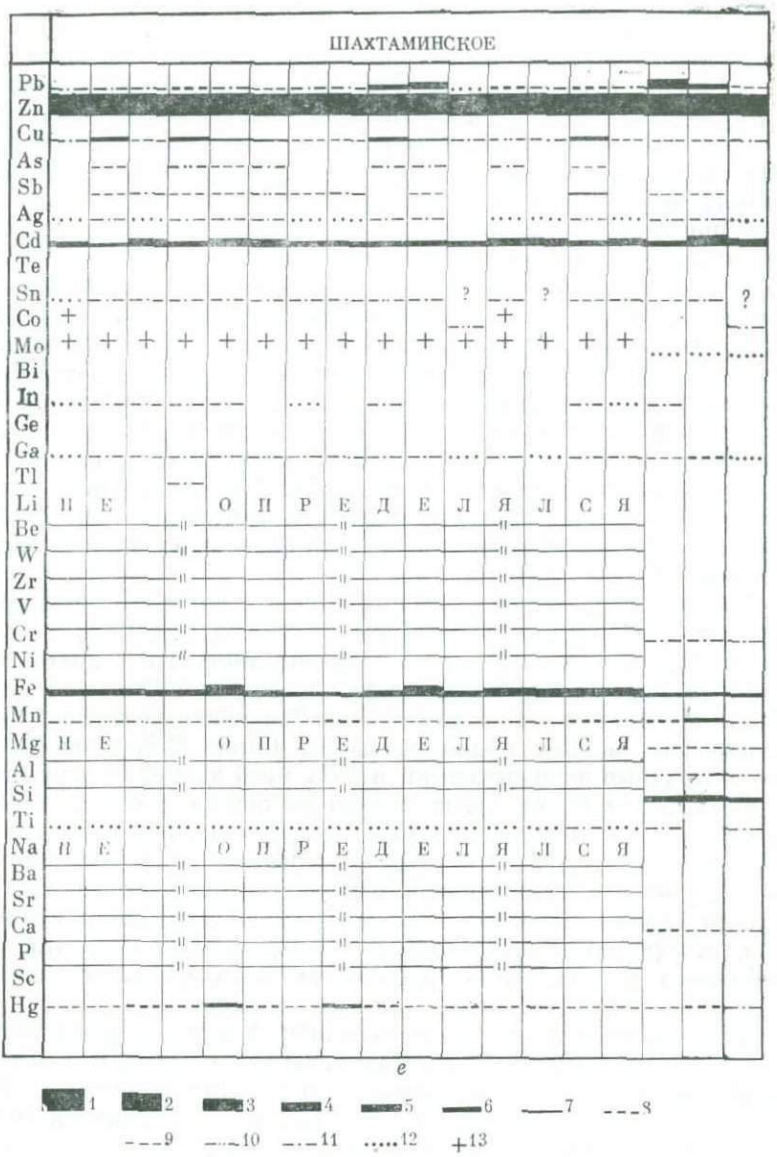
Фиг. 2. Продолжение



Фиг. 2. Продолжение



Фиг. 2. Продолжение



Фиг. 2. Окончание

обусловлено также субмикроскопическими включениями индиевого минерала.

В других месторождениях наиболее вероятно изоморфное вхождение индия в сфалерит. Следует отметить, что установленная многими исследователями закономерная связь повышенных количеств индия с высокой железистостью сфалеритов, которая нашла отражение и в работах К. Ф. Кузнецова и Г. М. Мейтува (1967), лишь частично подтверждается данными по изучению этих примесей в сфалерите Благодатского месторождения (Шадлун и др., 1969). Результаты исследований говорят о том, что нет четкой зависимости содержаний индия от содержаний железа в сфалерите. Например, по 24 химическим анализам сфалеритов из Благодатских месторождений не удалось установить корреляции между этими элементами. Отдельные рудные тела с одинаковым средним содержанием изоморфной примеси железа в сфалерите различаются по содержанию индия почти на порядок (рудные тела 15 и 32). Среднее содержание железа в сфалерите Северо-Акатуевского месторождения выше, чем Благодатского, а индия почти на порядок ниже. В сфалерите Михайловского месторождения железа почти в 2 раза больше, а индия в среднем столько же, как и в Благодатском.

Частичное подтверждение положения о более высокой индиеносности высокожелезистых сфалеритов и низкой, мало- или безжелезистых сфалеритов можно получить лишь при сопоставлении данных по составу крайних членов такого ряда. Так, в сфалерите Шахтаминского месторождения с крайне низкими содержаниями железа (менее 1%) индия почти нет (лишь 35% проб показывают тысячные доли процента, в 15% проб значения еще ниже), а в сфалерите Михайловского месторождения с очень высоким содержанием железа (более 10%) — почти в 10 раз больше (по 90% проб сотые доли процента). При анализе полученных данных по закономерностям поведения различных элементов и связи их с железом большое значение имеет правильность определения железа, относящегося собственно к сфалериту (изоморфного, а не связанного с пиритом и другими железосодержащими минералами).

Удивительное постоянство содержаний и корреляция меди и олова в благодатских сфалеритах указывают на то, что эти элементы могли быть первоначально изоморфными (Черепнев, 1948), а затем выделились в форме станнина, наблюдающегося микроскопически во всех образцах.

К. Ф. Кузнецов и Г. М. Мейтув (1967), отмечая закономерное повышение количества железа и индия с увеличением содержания серебра в сфалеритах, высказали предположение об изоморфном вхождении последнего в сфалерит и пирит. По их мнению, возможна компенсация валентности индием, они не исключают и нахождение субмикроскопических выделений индий- и серебросодержащих минералов в сфалерите.

Однако полученные нами данные позволяют высказать другое объяснение наличия примесей серебра в сфалерите. Если сопоставить результаты большого числа спектральных анализов мономинеральных проб сфалерита (56 Благодатских и 40 других месторождений) и галенита (57 Благодатских и 43 других), то отчетливо заметно повышение количества серебра в тех пробах, где сфалерит больше загрязнен галенитом или сульфоантимонидами свинца, и в тех месторождениях, в частности в Благодатских, где эти минералы характеризуются более высокими содержаниями серебра.

Совпадение повышенной индиеносности сфалеритов с повышенным количеством серебра в галенитах отмечается не для всех месторождений. В частности, содержание серебра в галенитах Северо-Акатуевского и Шахтаминского месторождений почти одинаково, а индия в сфалеритах этих же месторождений значительно ниже, чем в сфалерите Шахтаминского месторождения.

В отдельных случаях (рудное тело 6, горизонт 524 м, Благодатское месторождение) более высокое содержание серебра в сфалерите, возможно, связано с повышенным количеством олова. В этих анализах отсутствует четкая корреляция серебра со свинцом и сурьмой. По-видимому, наряду со станнином в сфалерите присутствует минерал, содержащий и олово, и серебро. Это тем более вероятно, что недавно был открыт серебряный аналог станнина, окартит (Ag_2SnFeS_4), обнаруженный в срастании со станнином и в виде включений в сфалерите некоторых месторождений Боливии и Франции (Caye e. a., 1968).

Галлий установлен в сфалеритах Благодатского, Северо-Акатуевского и Шахтаминского месторождений в тысячных и десятитысячных долях процента. В сфалерите Центрального, Михайловского и Ново-Широкинского месторождений он не обнаружен. Кобальт не характерен для месторождений Восточного Забайкалья, залегающих в карбонатных породах. В тысячных долях процента он отмечен в сфалерите Шахтаминского месторождения.

Ничтожные следы молибдена наблюдаются в сфалеритах Благодатских и Северо-Акатуевского, а также в единичных образцах Центрального, Михайловского и Ново-Широкинского месторождений. В сфалерите Шахтаминского месторождения молибден присутствует в тысячных долях процента. В этих же образцах по данным спектральных анализов присутствует ртуть, которая установлена также в единичных пробах других месторождений. Химические анализы, выполненные по методу Н. Х. Айдиньян (1960), показали в сфалерите Шахтаминского месторождения от $1{,}2 \cdot 10^{-2}$ до $6 \cdot 10^{-4}$% Hg (вместо 0,1—0,3% по данным спектрального анализа). Наличие корреляции и резких колебаний содержаний ртути и меди позволило предположить присутствие медь- и ртутьсодержащего минерала, скорее всего блеклой руды. Обнаружение ртути ($>2{,}4 \cdot 10^{-2}$%) в блеклой руде Шахтаминского месторождения подтвердило это предположение.

Кадмий и марганец относятся к постоянным примесям в сфалерите. Содержание кадмия во всех сфалеритах — десятые доли процента, несколько выше оно лишь в безжелезистом сфалерите Шахтаминского месторождения. Количества марганца резко варьируют в сфалерите Шахтаминского месторождения — от тысячных до десятых долей процента. Десятые доли процента марганца (0,1—0,3%) постоянно обнаруживаются в сфалерите Благодатских месторождений, сотые доли — в сфалерите Михайловского месторождения. Наиболее высокими содержаниями марганца (0,7—0,9%) отличается сфалерит Северо-Акатуевского месторождения. Возможно, это связано с включениями марганцевых карбонатов, но, учитывая указание Е. И. Доломановой и др. (1971) на нахождение в сфалерите сульфида марганца, не исключено присутствие его в сфалерите этого месторождения.

Примесь железа является типичной для сфалерита всех месторождений. При этом наиболее неравномерно оно распределено в сфалерите Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений. Результаты исследований химического состава сфалерита Благодатских и других месторождений отражены в ряде работ (Добровольская, Боярская, 1968; Шадлун и др., 1969).

Наиболее существенными отличиями состава сфалеритов помимо железистости следует считать следующие. В рудах Шахтаминского месторождения сфалерит маложелезистый, но содержит такие характерные изоморфные примеси, как ртуть и кобальт (Платонов, Бершов, 1969). В сфалерите Ново-Широкинского месторождения отмечаются повышенные количества меди. Типоморфными особенностями сфалерита Благодатских месторождений являются резкое колебание содержания железа — от 3 до 12 мол.% и относительно постоянные количества марганца и кадмия, соответственно CdS и MnS 0,3 и 0,2 мол.%. В Михайловском и Северо-Акатуевском месторождениях обнаружены высокожелезистые разности сфалерита, в последнем кроме того и высокие содержания марганца. Сфалерит в рудах, образованных в карбонатных породах, содержит больше олова и индия, чем сфалерит в рудах месторождений среди силикатных пород. Формы нахождения элементов-примесей аналогичны для всех месторождений: изоморфная (железо, марганец, кадмий, кобальт, ртуть, индий, олово, медь и пр.) и связанная с присутствием минералов-включений (макинавита, пирита, пирротина, халькопирита, станнина, возможно, индий- и серебросодержащих минералов).

Галенит — главный рудообразующий минерал в рудах Ново-Широкинского и Шахтаминского месторождений, принадлежит к одной парагенетической ассоциации со сфалеритом, в небольшом количестве отмечается в парагенезисе с бурнонитом. В месторождениях Благодатского рудного поля галенит и сфалерит относятся к различным парагенезисам, кристаллизация галенита происходила позже сфалерита.

Анализированные галениты в подавляющем большинстве от-

носятся к крупно- и среднезернистым разностям, слагающим сплошные массы. Все спектральные и химические анализы характеризуют состав главным образом мономинеральных обособлений галенита и лишь единичные пробы отражают состав тонких срастаний его с сульфоантимонидами свинца.

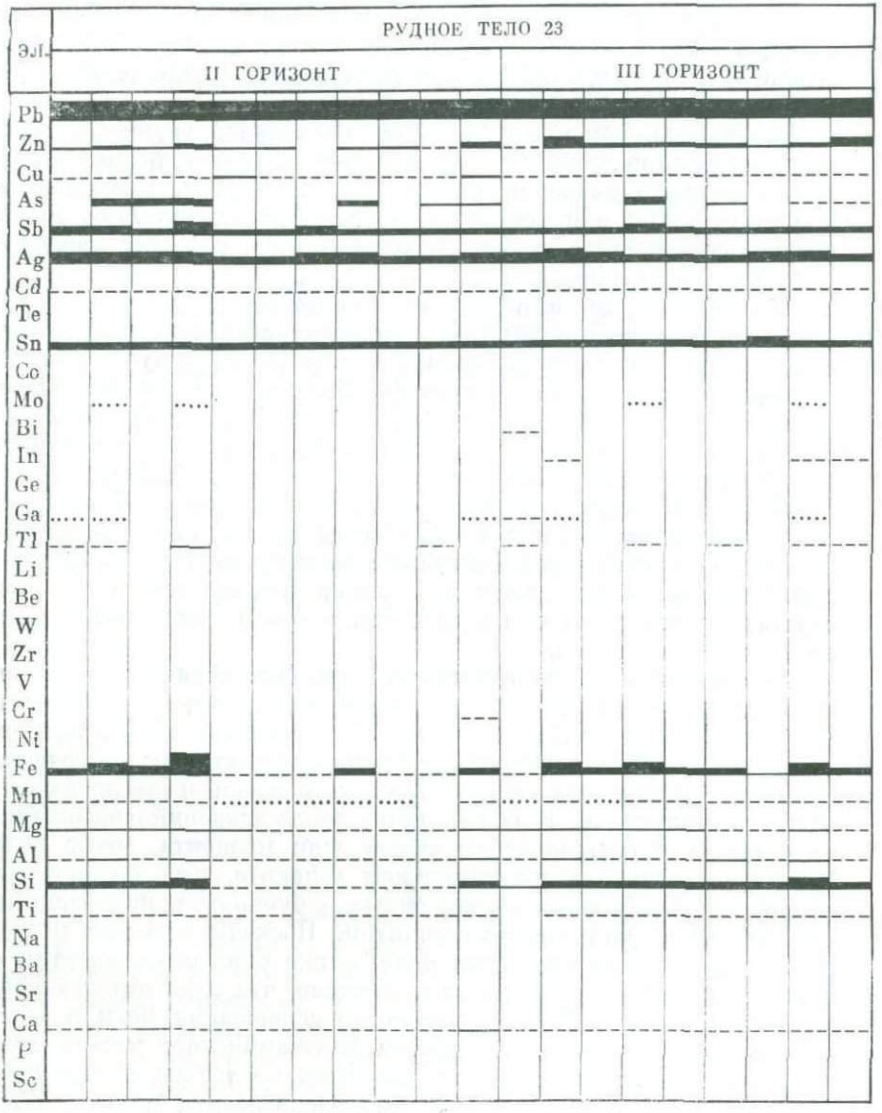
В галените, как и в сфалерите, выделяются группы элементов-примесей, равномерно распределенных, очень тесно связанных, постоянно коррелирующихся друг с другом, и элементов, присутствующих в переменных количествах, непостоянно и, вероятно, связанных с самостоятельными минеральными формами (Добровольская и др., 1973).

Типичные примеси в галените — серебро, сурьма, кадмий, медь. Для галенита отдельных месторождений характерны таллий и олово, реже отмечается висмут и еще реже теллур (фиг. 3). Сереброносность руд Восточного Забайкалья подчеркивается многими исследователями (Смирнов, 1955; Зуев, 1966; Аксенова и др., 1967). Наиболее постоянными содержаниями в галените всех месторождений отличаются сурьма, серебро и кадмий.

Кадмий обнаружен независимо от загрязнения проб сфалеритом и количества его, как и в сфалерите, удивительно постоянны, но на два порядка ниже (тысячные доли процента). Доказательством принадлежности кадмия к изоморфной примеси в галените служит то, что даже при отсутствии в пробе цинка содержание кадмия не изменяется.

Характерно наличие в галените меди. Содержания ее на один-два порядка ниже, чем олова, поэтому медь не может быть связана со станнином. В галените Благодатских месторождений включения халькопирита, как правило, отсутствуют; включения бурнонита и блеклых руд сравнительно редки и распределены очень неравномерно. В большинстве месторождений содержание ее в галените составляет тысячные доли процента, сотые доли процента — только в шахтаминском галените, что, несомненно, связано с включениями халькопирита и бурнонита, находящимися в тесном парагенезисе с галенитом. Поскольку во всех месторождениях галенит отлагался явно позже сфалерита, местами с признаками замещения его, не исключено, что медь выщелачивалась из сфалерита. Более постоянные содержания меди в галените по сравнению со сфалеритом Шахтаминского месторождения, возможно, говорят о том, что медь не только перераспределялась за счет извлечения ее из блеклых руд и сфалерита, но и привносилась со свинцом.

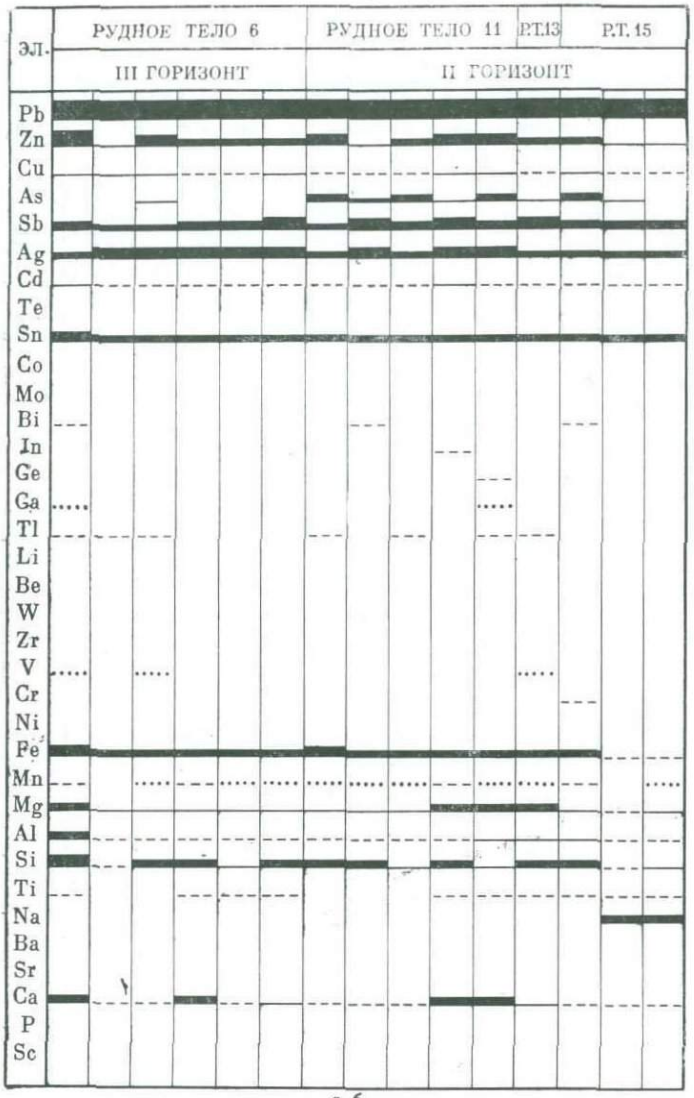
Примесь олова отмечается в галенитах всех месторождений. Примерно 0,1—0,3% его установлено во всех пробах галенита Благодатских и Михайловского месторождений, сотые, редко десятые доли процента — в образцах Северо-Акатуевского месторождения. В галените Шахтаминского месторождения олова значительно меньше (тысячные доли процента). По данным В. Н. Зуева (1966), в некоторых пробах поздней генерации галенита этого



Фиг. 3. Результаты спектральных анализов галенита из различных месторождений

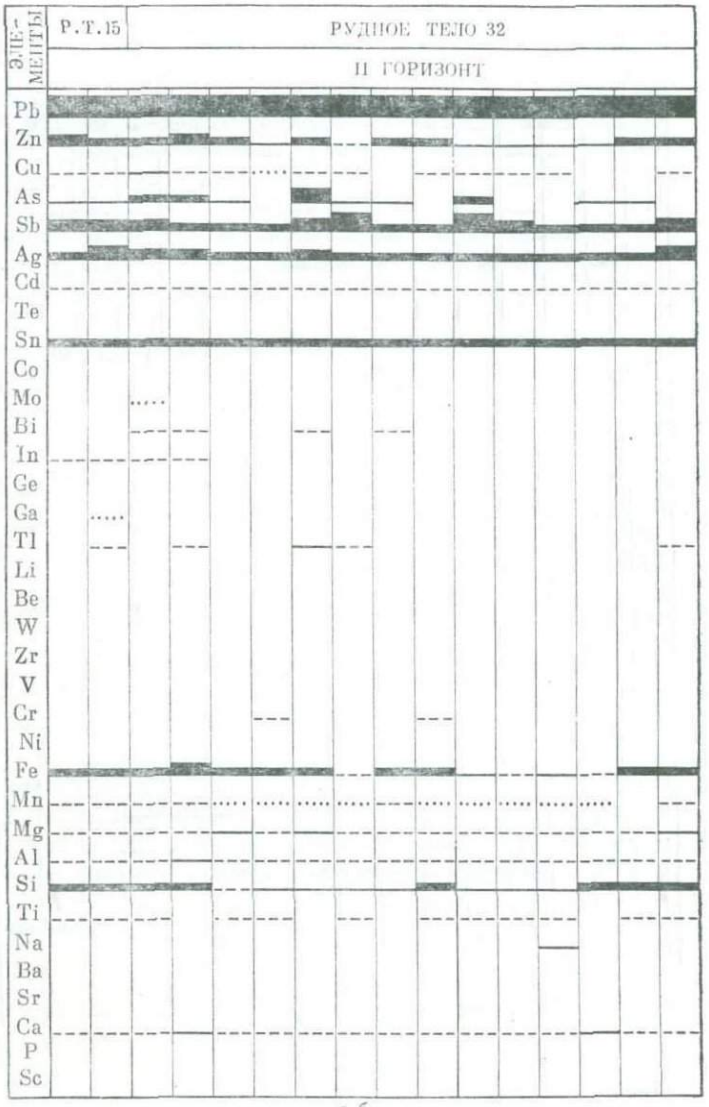
а — б — Благодатское и Екатерино-Благодатское; *в* — Михайловское; *г* — Северо-Акатуевское; *д* — Центральное; *е* — Ново-Широкинское; *ж* — Шахтаминское

Условные обозначения те же, что и на фиг. 2



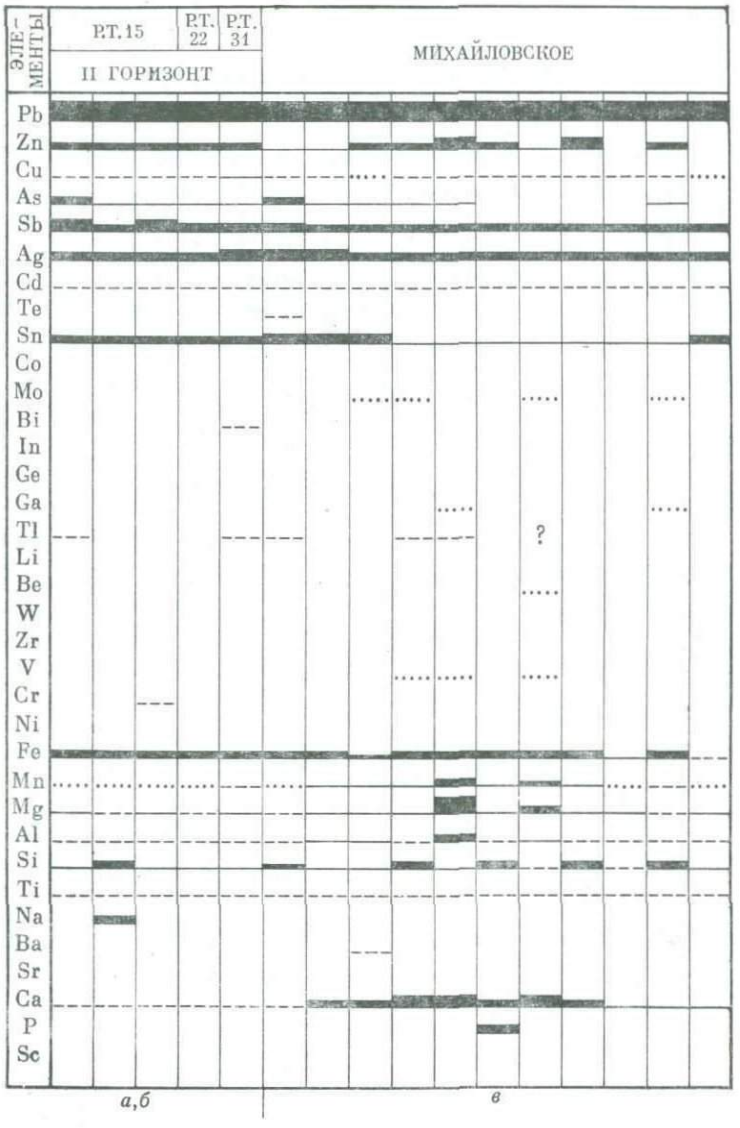
а,б

Фиг. 3. Продолжение

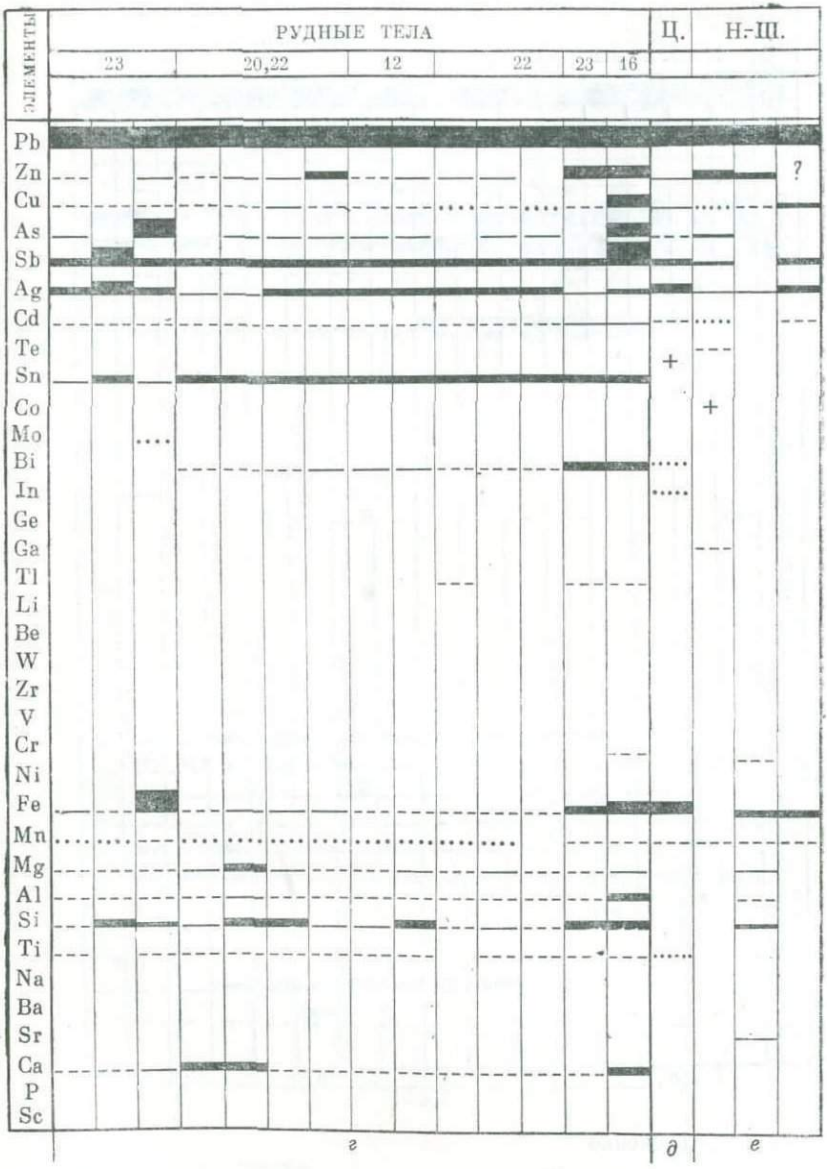


а, б

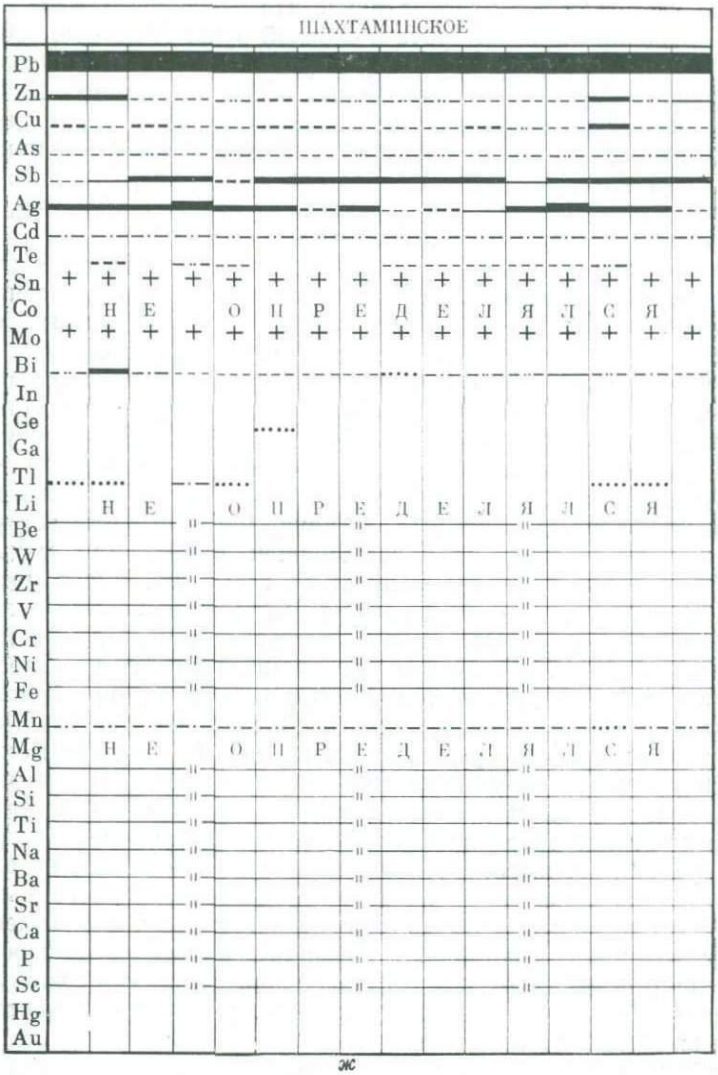
Фиг. 3. Продолжение



Фиг. 3. Продолжение



Фиг. 3. Продолжение



Фиг. 3. Окончание

месторождения химическим анализом обнаружено 0,01—0,06% олова. Можно было бы предположить, что олово в галените связано с включениями касситерита и блеклой руды (Романов, 1966), станнина или оловосодержащего сфалерита. Однако эти минералы наблюдались нами только в единичных образцах галенита Благодатского, Екатерино-Благодатского и Центрального месторождений. Поэтому, учитывая постоянство содержаний его в различных образцах галенита, мы полагаем, что оно изоморфно. Это находит косвенное подтверждение в пересчетах химических анализов, по которым олово рассчитывается на SnS до 0,47 мол.%.

Как показывают результаты спектрального анализа, таллий обнаруживается в относительно небольшом числе проб галенита (приблизительно в 30—40% благодатских и шахтаминских и в единичных пробах остальных месторождений). Количество его в основном — тысячные и десятитысячные доли процента. То обстоятельство, что таллий встречается не систематически, а мышьяк присутствует постоянно и в ряде образцов коррелируется с сурьмой и серебром, а также то, что установлена преимущественная связь таллия с сульфоантимонидами свинца, в частности буланжеритом и геокронитом (Кузнецов, Мейтув, 1967), свидетельствует о том, что для галенита он менее типичен, чем кадмий, медь и олово. Корреляция таллия с мышьяком, возможно, имеет место, но в отдельных образцах и в какой-то мере связана с загрязнением проб геокронитом (Екатерино-Благодатское месторождение).

Наличие висмута в галените устанавливается систематически только в Северо-Акатуевском и Шахтаминском месторождениях (тысячные и сотые доли процента). В галените благодатских руд этот элемент так же редок, как и таллий (обнаружен менее, чем в 20% проб). Следует отметить, что в галените Шахтаминского месторождения наблюдается корреляция висмута с теллуром. Это позволяет предполагать присутствие включений теллуридов висмута. Связь именно с включениями минералов, а не изоморфное вхождение подтверждается весьма существенными колебаниями содержаний обоих элементов (от тысячных до десятых долей процента). В галените Северо-Акатуевского месторождения теллур отсутствует, поэтому возможна корреляция висмута с серебром. Не исключено также наличие в галените самостоятельных висмутовых минералов.

Молибден в галените не устанавливается за исключением Шахтаминского месторождения, где он, очевидно, унаследован от ранних ассоциаций молибденита. Небольшие количества молибдена в единичных пробах галенита михайловских и северо-акатуевских руд связаны с загрязнением их пиритом, в котором этот элемент обнаруживается постоянно.

Индий отмечен только в пробах галенита Благодатских месторождений, где он четко коррелируется с цинком и, следовательно, обусловлен механическими примесями сфалерита.

Серебро и сурьма являются главными элементами-примесями

в галените, их количества постоянны в галените всех месторождений и близки друг другу. Колебания в содержании каждого элемента различные. По данным количественных спектральных анализов наиболее резкие колебания в содержании серебра и сурьмы отмечаются для образцов Благодатских месторождений (соответственно 0,1—0,65% и 0,12—0,63%). Единичные резкие отклонения (до 3% Sb) обусловлены загрязнением проб галенита сульфоантимонидами свинца, в частности буланжеритом. Для галенита Шахтаминского месторождения пределы колебаний в содержаниях серебра и сурьмы значительно меньше (0,09—0,12 Ag и 0,05—0,4 Sb). Повышенные количества этих элементов обусловлены редкими включениями серебросодержащей блеклой руды, минералов серебра и бурнонита. По данным В. Н. Зуева (1966), средние содержания серебра в галените Шахтаминского месторождения составляют 0,01—0,1%. Примерно те же количества серебра и сурьмы постоянно устанавливаются в галените Северо-Акатуевского месторождения. Оба элемента связаны прямой корреляционной зависимостью, которая выражается через уравнение регрессии (Добровольская и др., 1972).

Наличие примесей серебра, сурьмы и кадмия — главная типоморфная особенность галенита всех месторождений Восточного Забайкалья. Однако галенит собственно свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах содержит бóльшие количества серебра и сурьмы, чем галенит из месторождений в силикатных породах. Последний отличается присутствием примеси висмута и теллура. Галенит месторождений Благодатского рудного поля характеризуется наличием олова и таллия, которые либо отсутствуют в пробах Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений (таллий), либо отмечаются в существенно меньших количествах (олово). Формы нахождения элементов-примесей различные: изоморфные и связанные с включениями минералов (пираргирита, прустита, блеклой руды, станнина и др.). Галенит Михайловского месторождения по составу ближе к галениту Благодатских месторождений, тогда как галенит северо-акатуевских руд больше сходен с шахтаминским.

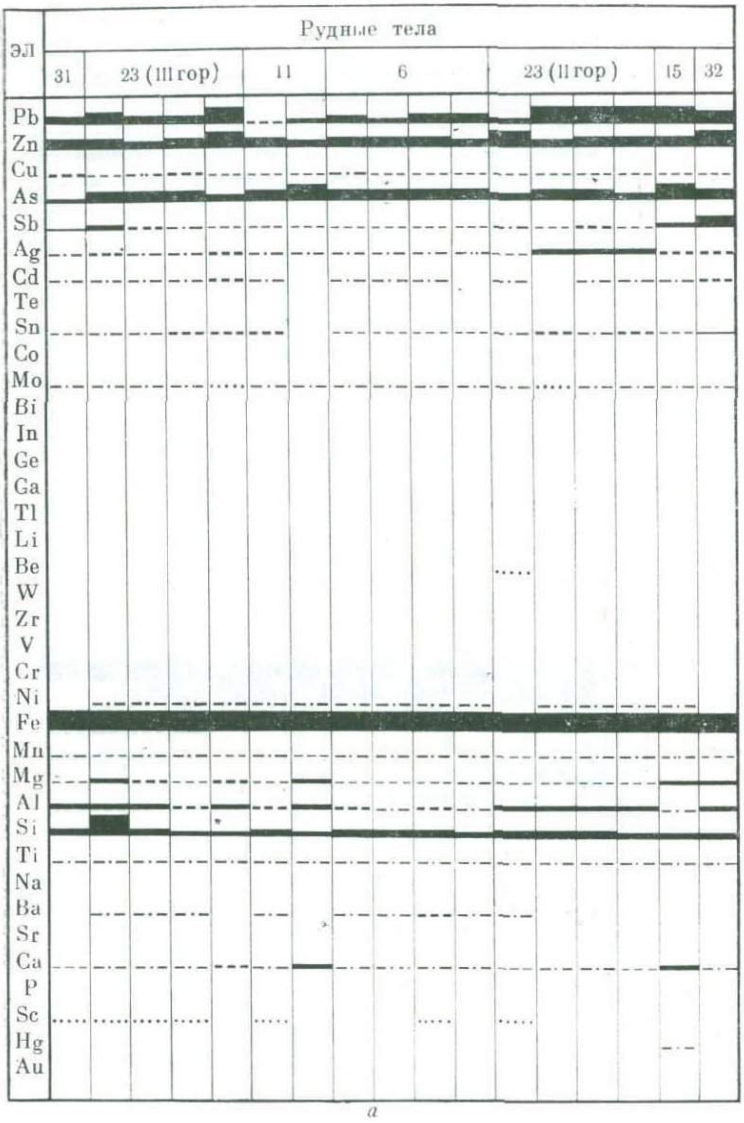
Пирит во всех месторождениях такой же распространенный минерал, как сфалерит и галенит. В отличие от других рудообразующих сульфидов отложение его происходит многократно в течение всего рудного процесса. Следует, однако, отметить, что выделение многих генераций пирита при изучении руд производилось большей частью с учетом структурных взаимоотношений и морфологических его особенностей, а не различий в составе.

Мономинеральные фракции пирита для исследований примесей могли быть получены главным образом из ранних его генераций, в частности из кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации (Центральное месторождение), пирит-сфалеритовой (Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения), кварц-пирит-молибденитовой (Шахтаминское месторождение).

К примесям, характерным для пирита (фиг. 4), относятся никель, молибден, кобальт, мышьяк, серебро, медь. Однако очень трудно установить, какое количество этих элементов связано с примесями самого пирита (изоморфными), а какое — с включениями или загрязнением проб другими минералами. Постоянное присутствие никеля (обычно тысячные, иногда десятитысячные доли процента) отмечается в пирите большинства месторождений. В пирите Благодатского и Северо-Акатуевского месторождений содержания никеля более постоянные, чем Центрального и Шахтаминского, где примерно в половине проб установлены десятитысячные доли процента. Почти везде такое же (тысячные доли процента) содержание молибдена, за исключением Шахтаминского месторождения, где оно, естественно, выше вследствие возможного загрязнения проб молибденитом. Кобальт не характерен для большинства пиритов и встречается постоянно (тысячные доли процента) только в образцах из Шахтаминского месторождения. Отсутствие кобальта в пиритах месторождений, залегающих в карбонатных породах, является их отличительной особенностью.

Содержание мышьяка в пиритах сравнительно высокое, особенно в Благодатском и Центральном месторождениях (целые проценты, реже десятые). Очень высокое содержание его, по-видимому, обусловлено срастаниями с арсенопиритом. Значительно меньше (сотые и тысячные, редко 0,1—0,3%) мышьяка в пирите Шахтаминского и Северо-Акатуевского месторождений. В отдельных пробах пирита Шахтаминского месторождения мышьяк коррелируется с сурьмой, что связано с загрязнением их блеклой рудой. Следует заметить, что в этих же пробах и содержание меди на порядок выше, чем в других. Присутствие серебра в пиритах устанавливается постоянно, но количества его ничтожны и колеблются в пределах либо тысячных и десятитысячных (Центральное, Северо-Акатуевское, Шахтаминское), либо тысячных и сотых долей процента (Благодатское). Характерно, что при увеличении содержания серебра до десятых долей процента увеличивается количество сурьмы и свинца. Это дает основание предполагать в данном случае связь серебра с сульфоантимонидами свинца, присутствующими в виде включений. Аномальные содержания серебра в пирите из шахтаминских руд также увязываются с сурьмой, свинцом и медью, обусловленными включениями серебросодержащих галенита и блеклой руды. По В. Н. Зуеву (1966), в крупнокристаллическом пирите Шахтаминского месторождения содержание серебра изменяется от 0,00005 до 0,0012%, в то время как в галените и блеклой руде оно составляет сотые доли процента.

В. Г. Прохоровым (1965) были собраны весьма интересные данные по элементам-примесям в пиритах различных месторождений. При этом для выявления особенностей этих пиритов были использованы отношения серебра к другим компонентам и установлено, что отношение Ag:Zn коррелируется с отношением Cu:Zn.

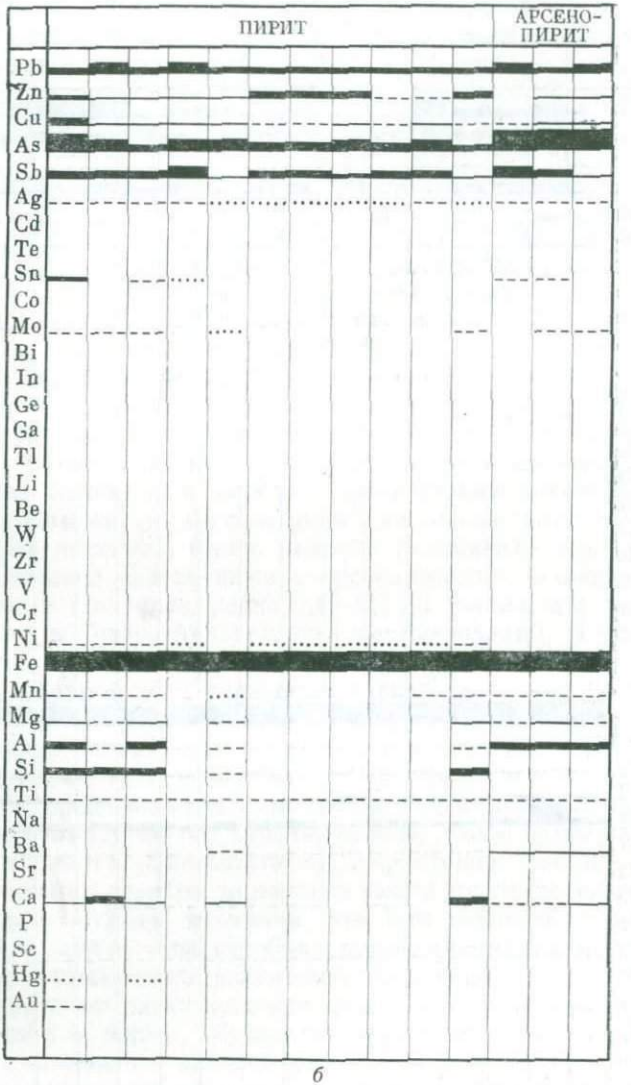


а

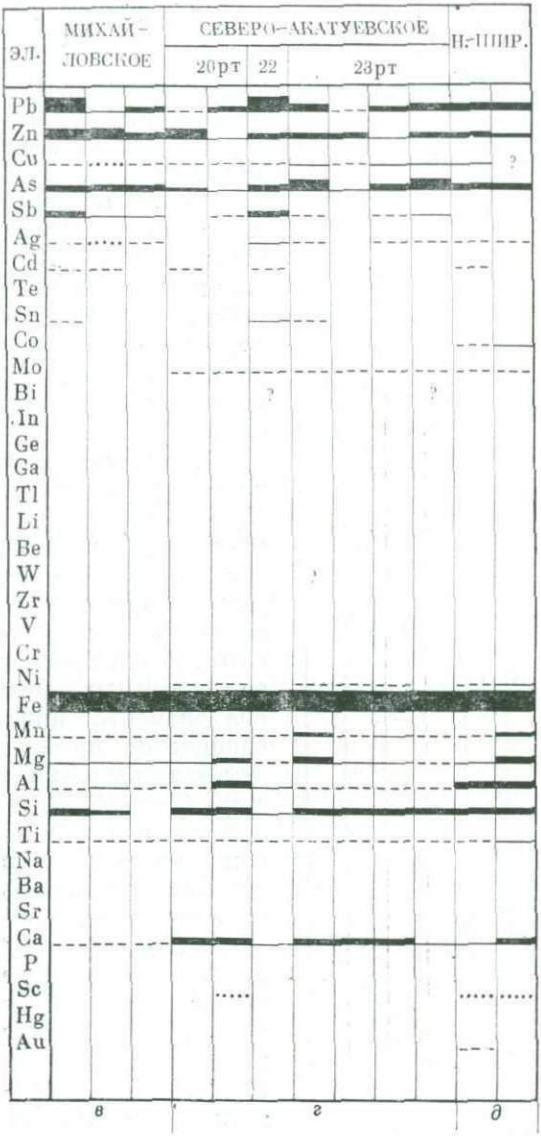
Фиг. 4. Результаты спектральных анализов пирита из различных месторождений

а — Благодатское и Екатерино-Благодатское; *б* — Центральное (пирит и арсенопирит); *в* — Михайловское (марказит); *г* — Северо-Акатуевское; *д* — Ново-Широкинское; *е* — Шахтаминское

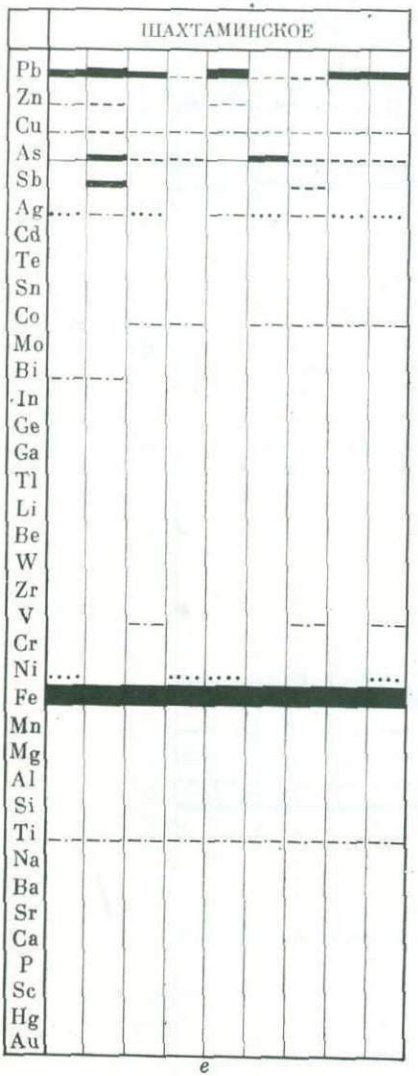
Условные обозначения те же, что и на фиг. 2



Фиг. 4. Продолжение



Фиг. 4. Продолжение



Фиг. 4. Окончание

Другие данные также свидетельствуют о том, что серебро в пиритах почти всегда связано с такими элементами, как свинец, цинк, медь. Содержание меди почти во всех изученных нами пиритах постоянно — сотые, реже тысячные доли процента (Северо-Акатуевское месторождение). Колебания ее значительно меньшие, чем серебра. Отчетливо выраженной корреляции с другими элементами не обнаруживается, за исключением указанных выше случаев.

Сурьма устанавливается во всех пробах пирита только Благодатских и Центрального месторождений, а олово — лишь Благодатского, однако колебания в содержании этого элемента значительные — от нуля до сотых долей процента. В пирите остальных месторождений оба элемента присутствуют в единичных пробах. Как уже отмечалось, сурьма коррелируется большей частью со свинцом или медью, иногда с серебром благодаря включениям сульфоантимонидов, бурнонита, блеклой руды.

Интересно появление в пиритах Благодатского (рудные тела 6 и 23) и Шахтаминского месторождений бария и спорадически скандия (по данным В. Г. Прохорова — тысячные доли процента). Формы и причины нахождения этих элементов пока неясны. Возможно, они связаны с примесью породообразующих минералов, содержащих барий, или включениями барита.

Очень редко устанавливается золото, вероятно, вследствие малой чувствительности спектрального анализа и низких содержаний его. Обнаружено оно только в одной пробе пирита Благодатского месторождения. Химическими анализами, по В. Н. Зуеву

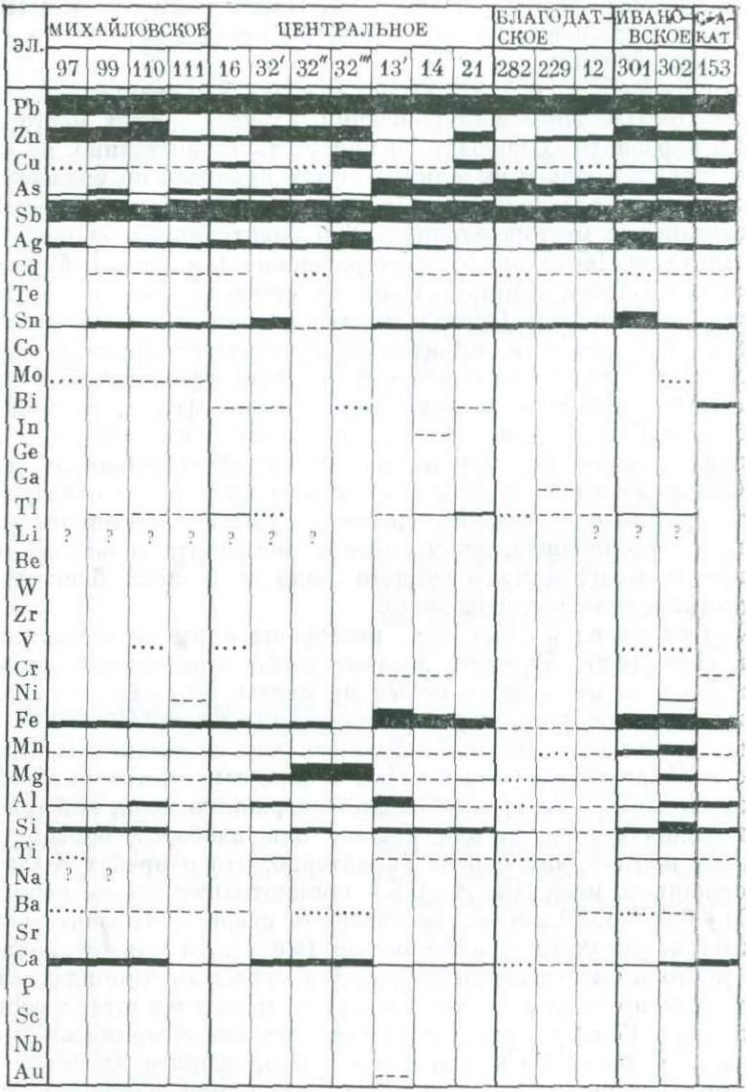
(1966), золото зафиксировано в пиритовых концентратах Шахтаминского месторождения, где количество его не превышает тысячной доли процента.

Арсенопирит встречается в наибольшем количестве в рудах Центрального месторождения, в рудах других месторождений в карбонатных породах он присутствует постоянно, но играет подчиненную роль и выделить его для анализов не удалось. Единичные зерна арсенопирита обнаружены в Шахтаминском и Ново-Широкинском месторождениях. Три спектральных анализа арсенопирита из Центрального месторождения (см. фиг. 4, *б*) показывают, что кобальт и никель в нем отсутствуют, постоянно отмечаются серебро и медь (соответственно тысячные и сотые доли процента). В отличие от пиритов присутствуют марганец, магний, кальций и барий (последнего — сотые доли процента). Эти примеси обусловлены включениями карбонатного материала. Свинец и сурьма, наблюдающиеся в значительном количестве (до 1%), связаны с механическими примесями сульфоантимонидов свинца.

Сульфоантимониды свинца и блеклая руда редко образуют мономинеральные скопления, поэтому удалось проанализировать 14 проб буланжерита, джемсонита и геокронита только из месторождений Благодатского рудного поля и 9 проб блеклых руд Шахтаминского месторождения.

Буланжерит во всех месторождениях постоянно содержит олово (фиг. 5), чаще десятые доли, в отдельных пробах — тысячные, сотые и даже целые проценты. Если бы в соответствующем количестве присутствовала примесь меди, высокие содержания в них олова могли бы быть связаны со станнином, который иногда обнаруживается в шлифах в виде самостоятельных обособлений среди буланжерита. Однако содержание меди, как правило, на порядок и даже на два меньше или, наоборот, больше (единичные пробы), чем олова. Характерно, что в пробах с высоким содержанием меди (до 4—6%) концентрации олова небольшие (0,01—0,06%). Реликты касситерита среди сульфоантимонидов свинца встречаются крайне редко. Все это, а также значительное постоянство содержаний олова в сульфоантимонидах свинца позволяет предполагать тесную связь этого элемента с составом последних. Серебро также является постоянной примесью в сульфосолях свинца. Количество его в буланжерите (десятые доли процента) выше, чем в геокронite (сотые доли процента). Характерно, что в сульфоантимонидах свинца содержание серебра, по данным полуколичественных спектральных анализов, в среднем почти на порядок выше, чем в галенитах. Большие количества (целые проценты) серебра, по-видимому, связаны с включениями минералов серебра (прустита, пираргирита, миаргирита и др.), единичные выделения которых были обнаружены среди агрегатов сульфосолей свинца и галенита.

Следует отметить, что в единичных пробах из Центрального месторождения серебро отчетливо коррелируется с медью, а в од-



Фиг. 5. Результаты спектральных анализов сульфоантимонидов свинца из различных месторождений: буланжерит (97, 99, 110, 111, 16, 32′); джемсонит (13, 14, 21); геокронит (282, 229); менегинит (32‴, 153)

Условные обозначения те же, что и на фиг. 2

ной пробе из Ивановского месторождения — с оловом. Возможно, это связано с присутствием в этих образцах самостоятельных минералов, содержащих в одном случае медь и серебро, в другом — серебро и олово. Средние содержания серебра в галенитах

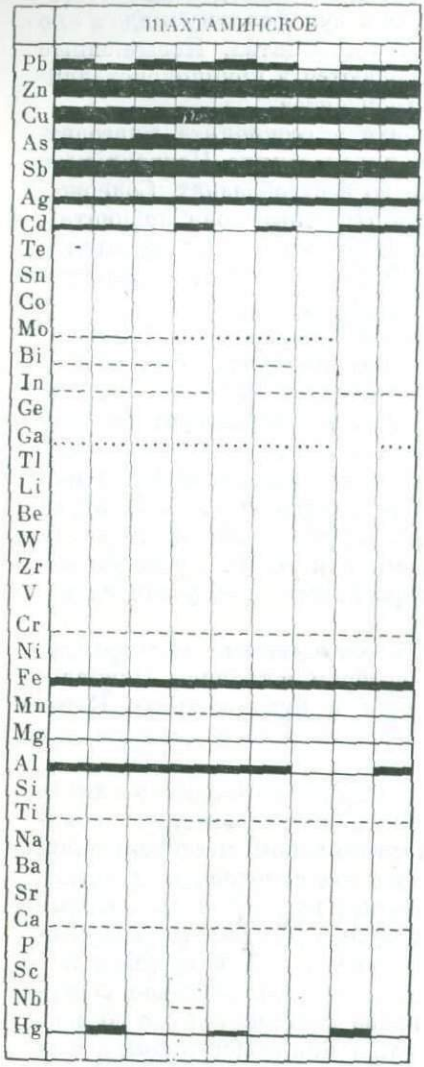
и сульфоантимонидах свинца, в частности из Благодатских месторождений, примерно одинаковые, хотя в сульфоантимонидах оно распределено менее равномерно, чем в галенитах. Повышенные количества серебра (0,4—0,6%) наблюдаются в крупнокристаллических разностях галенита глубоких горизонтов.

Таллий характерен для буланжерита и геокронита Благодатских месторождений. В сульфоантимонидах свинца Центрального месторождения таллий установлен не во всех образцах. Содержание его различно (в основном сотые и тысячные доли процента), однако оно выше, чем в галенитах. В целом это согласуется с данными К. Ф. Кузнецова и Г. М. Мейтува (1967), в распоряжении которых было большее число анализов.

Индий, молибден и висмут — элементы-примеси, не типичные для сульфосолей свинца изученных месторождений, хотя в отдельных из них (Центральное) установлены тысячные и десятитысячные доли процента висмута. Однако присутствует он лишь в тех пробах, которые содержат повышенные количества меди (десятые доли и целые проценты). В отношении индия наши данные расходятся с данными К. Ф. Кузнецова и Г. М. Мейтува (1967). Индий обнаружен только в одной пробе джемсонита (тысячные доли процента), в то время как К. Ф. Кузнецов отмечает, что в 80% из 75 проанализированных проб установлены тысячные доли процента индия.

Особенностью сульфосолей свинца Благодатских месторождений является обогащенность оловом, серебром и таллием. Наибольшие концентрации серебра отмечаются в буланжеритах Центрального, а олова — в геокронитах Благодатского и джемсонитах Центрального месторождений.

Блеклая руда как минерал переменного состава представляет большой интерес, но, к сожалению, в заметных количествах она встречена только в Шахтаминском месторождении. Даже небольшое число полуколичественных спектральных анализов показало постоянство состава блеклых руд (фиг. 6), которые можно отнести к смешанным, но с преобладанием тетраэдритовой составляющей. Содержание мышьяка в ней в среднем 2—4,5%. Постоянно присутствуют цинк и железо. Высокое содержание цинка (до 4—6%) и удивительное постоянство его во всех пробах позволяют считать блеклые руды цинксодержащими. Некоторое количество цинка, по-видимому, связано с включениями сфалерита. Серебро, железо, марганец, индий и галлий во всех пробах распределены равномерно и количества их постоянны. Наиболее характерно присутствие в блеклой руде серебра (десятые доли процента). Индий и галлий коррелируются с цинком, обусловленным включениями сфалерита. Содержания молибдена, свинца, кадмия и висмута колеблются: висмута от 0,001 до 0,005%, причем в двух образцах он отсутствует, а свинца — от 1—2 до 0,04%. В ряде случаев при высоком содержании свинца отсутствует висмут. Наличие свинца и висмута в блек-



Фиг. 6. Результаты спектральных анализов блеклой руды из Шахтаминского месторождения

Условные обозначения те же, что и на фиг. 2

лой руде, вероятно, связано с включениями галенита, висмутина и самородного висмута. Висмутовые минералы в рудах ранних ассоциаций отмечались В. И. Сотниковым (1960) и В. В. Сидоренко (1961). Молибден установлен почти во всех пробах блеклой руды (тысячные и десятитысячные доли процента). Присутствие его обусловлено незначительным загрязнением образцов включениями раннего молибденита. Содержание кадмия варьирует от 0,13 до 0,04% при постоянных количествах цинка. По-видимому, различное содержание кадмия в блеклой руде связано с включениями сфалерита, количество которых непостоянно. Для блеклой руды характерна примесь ртути, присутствующей во всех пробах в сотых долях процента. Контрольное определение ртути в обр. Ш-168/64 по методу Н. Х. Айдиньян показало содержание $> 2{,}4 \cdot 10^{-2}\%$, т. е. заметно больше, чем в сфалерите.

Таким образом, по составу блеклые руды относятся к смешанным, в которых сурьма преобладает над мышьяком. Наиболее типичными примесями являются цинк, серебро и ртуть.

Жильные минералы в изученных месторождениях представлены кварцем и карбонатами. В целом карбонаты более распространены, чем кварц, за исключением Шахтаминского месторождения, где кварц резко преобладает. Обычно основная масса этих минералов выделяется до отложения главных рудных минералов, кото-

рые затем либо выполняют полости и трещины, либо развиваются метасоматически по окварцованным или доломитизированным породам. Естественно, что второй способ отложения резко преобладает при образовании месторождений в карбонатных породах.

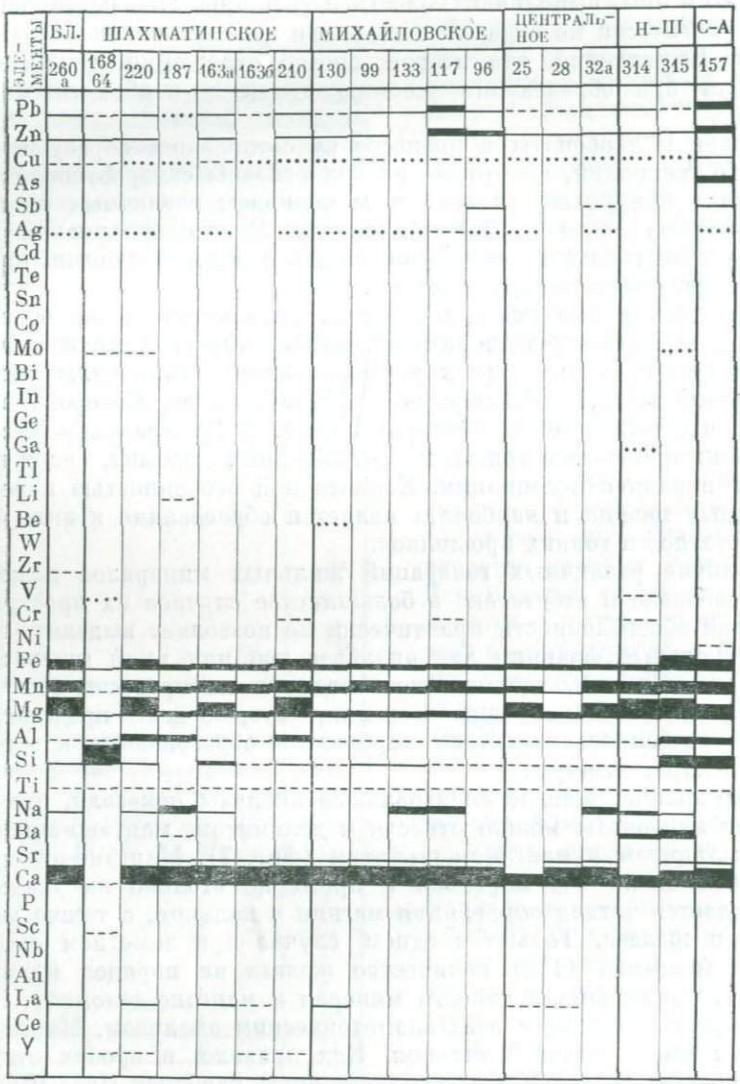
Кварц и карбонаты в процессе рудоотложения образуют несколько генераций, некоторые из них связаны с переотложением и обычно приурочены к конечным периодам различных стадий. Карбонатные жилы в Шахтаминском и Ново-Широкинском месторождениях связаны преимущественно с более поздними, практически безрудными гидротермами.

Переотложенные кварц и доломит появляются после образования ранней пирит-сфалеритовой парагенетической минеральной ассоциации и почти во всех месторождениях после сульфоантимонид-галенитовой (Благодатские, Михайловское, Северо-Акатуевское и Шахтаминское месторождения). В Центральном месторождении отмечается только переотложенный доломит, кварц выпадает в ранней ассоциации. Характерной особенностью переотложенных кварца и карбоната является образование в виде метакристаллов и тонких прожилков.

Наличие различных генераций жильных минералов даже в одном образце и отсутствие в большинстве случаев их пространственной обособленности практически не позволяет выделить мономинеральные фракции для анализов той или иной генерации минерала. Но там, где оказалось возможным провести эти исследования, были получены сведения, которые дают представление об особенностях состава карбонатов, образовавшихся в различных парагенезисах.

Полуколичественные спектральные анализы показали, что по составу карбонаты можно отнести к доломитам, мангано-анкеритам, кальцитам и мангано-кальцитам (фиг. 7). Мангано-анкерит содержит около 1% марганца и примерно столько же железа. Наблюдается четкая корреляция магния и кальция, а также марганца и железа. Только в одном случае при заметном содержании марганца (1%) количество железа на порядок меньше (0,1%), что позволяет отнести минерал к мангано-доломиту. Это подтвердилось также и рентгенометрическим анализом. Манганодоломит имеет розовый оттенок. Как правило, в пробах отсутствует барий. Исключение составляет лишь карбонат Ново-Широкинского месторождения, в котором установлена небольшая примесь бария (0,1—0,n%), возможно, за счет выноса его из вмещающих эффузивных пород.

Наиболее распространенными и постоянно присутствующими элементами-примесями в карбонатах независимо от их состава являются цинк (сотые доли процента), свинец (сотые и тысячные доли процента), медь (тысячные и десятитысячные доли процента). Серебро обнаружено в шести пробах из 11 (Благодатское, Шахтаминское и Михайловское месторождения), и содер-



Фиг. 7. Результаты спектральных анализов жильных минералов из различных месторождений Восточного Забайкалья

Условные обозначения те же, что и на фиг. 2

жания его постоянны (примерно 0,0001%). Указанные выше элементы связаны с включениями сфалерита и галенита в карбонатах. Наличие серебра обусловлено механической примесью серебросодержащего галенита или сульфоантимонидов свинца. Характерно, что там, где отмечаются тысячные доли процента свинца в карбонатах, серебро отсутствует. Видимо, его содержания — за пределами чувствительности метода. В единичных пробах карбонатов Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений встречается молибден, содержание его, соответственно, 0,00n% и 0,000n%. Нахождение молибдена в карбонатах Шахтаминского месторождения связано с присутствием в ранних ассоциациях значительного количества молибденита.

К элементам-примесям, свойственным самим карбонатам, относятся натрий и стронций, содержание которых соответственно 0,04—0,09% и 0,01—0,06%. Натрий отсутствует в поздних кальцитах Шахтаминского и Михайловского месторождений и установлен в доломитах и мангано-анкеритах Благодатского и Центрального месторождений, которые отлагаются в ранние периоды минералообразования, а стронций присутствует в основном в поздних кальцитах. Только в двух анализах доломита и анкерита оба элемента наблюдаются совместно. Нахождение натрия в ранних карбонатах Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений, возможно, обусловлено заимствованием его из вмещающих алюмосиликатных пород.

В процессе рудообразования происходила смена одних карбонатов другими. Так, в Шахтаминском, Благодатском и Ново-Широкинском месторождениях в пирит-сфалеритовых и сфалерит-галенитовых парагенезисах отлагался доломит, затем в сульфоантимонид-галенитовой ассоциации — мангано-анкерит и завершался рудный процесс образованием либо марганцовистого доломита, либо мангано-кальцита. В Центральном месторождении доломит в ранних ассоциациях сменяется кальцитом в самых поздних образованиях. Следовательно, по мере увеличения концентрации железа в растворах происходило обогащение им карбонатов. В конце рудоотложения состав карбоната меняется, поэтому магний- и железосодержащие разности отмечаются в резко подчиненном количестве по сравнению с кальций- и марганецсодержащими.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛАВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ—ГАЛЕНИТА И СФАЛЕРИТА

Электронно-микроскопическое изучение рудных минералов проводилось в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР Л. В. Гороховой, Р. В. Боярской, В. С. Яровой совместно с авторами. Образцы исследовались на электронных микроскопах УЭМ-100 и Е-Mi-Д-2 методом одноступенчатой и двухступенчатой

реплик с поверхности сколов (Грицаенко и др., 1968). В работе применялось ионное (Грицаенко, Боярская, 1965; Боярская, 1966) и химическое травление, которое позволило получить некоторые дополнительные сведения о внутреннем строении зерен и агрегатов минералов.

Для исследования выбирались по возможности крупнокристаллические и мономинеральные образцы. Наиболее неоднородными по составу оказались сфалериты и галениты Благодатских месторождений, поэтому им и было уделено основное внимание. Методом реплик со скола было просмотрено более 15 образцов сфалерита, различающихся по составу и характеру неоднородности. Микроскопически в этих образцах были установлены включения пирита, арсенопирита, халькопирита, блеклой руды и станнина. Помимо включений рудных минералов, сфалериты содержали также мелкие выделения кварца и доломита. Электронно-микроскопическое изучение подтвердило неоднородность сфалерита почти во всех случаях и показало кроме того присутствие включений размером менее 1 мк, иногда десятые и сотые доли микрона. Характер включений, их типы и кристаллографические очертания, а также попытка диагностики в отдельных случаях (сфалерит Кадаинского месторождения) уже освещены в печати (Шадлун и др., 1969; Добровольская, Боярская, 1968).

Для дополнительного изучения сфалеритов были использованы образцы, отобранные на различных горизонтах Благодатского и частично Екатерино-Благодатского месторождений. По составу и особенностям строения зерен эти образцы были объединены в три группы.

1. Сфалериты с глубоких горизонтов (484 м), содержащие более 10 вес.% железа, под микроскопом практически однородные или с редкой вкрапленностью пирротина, макинавита, пирита, халькопирита. Для таких сфалеритов характерны крупнокристаллические агрегаты с зональным, редко двойниковым строением.

2. Сфалериты со средних горизонтов (525 м), содержащие 7—8 вес.% железа, с обильной эмульсиевидной вкрапленностью станнина и халькопирита. Агрегаты зерен крупно- и среднезернистые, редко отмечается первичное зональное строение, обычны двойники. Характерны признаки деформации зерен.

3. Сфалериты из верхних частей рудных тел (560, 610 м), которые содержат 3—5 вес.% железа. В них многочисленны включения пирита, меньше халькопирита, станнина, блеклой руды, арсенопирита и нерудных минералов. Распределение включений неравномерное. Типично мелкозернистое строение агрегатов, зерна тонко сдвойникованы и перекристаллизованы.

В первой группе образцов относительно однородные сфалериты (табл. XLV, XLVI) крупнокристаллического строения оказались, как и ранее изучавшиеся, неоднородными под электронным микроскопом. Включения различных минералов (табл. XLVII)

имеют различные размеры и кристаллографические очертания. Максимальные размеры таких включений 1,5—2 мк, минимальные 0,1—0,3 мк. Часто это — разрозненные обособления, реже скопления нескольких включений. Формы последних самые разнообразные: удлиненные, столбчатые, призматические, изометричные, округлые, иногда сложных кристаллографических очертаний, напоминающие комбинации пентагондодекаэдров, кубооктаэдров и др. На снимках высокого качества хорошо видны огранка и объемность. Эти признаки подчеркивают принадлежность упомянутых образований к включениям. Однако, как показали исследования Е. И. Доломановой и др. (Доломанова и др., 1974) в минералах многочисленны газово-жидкие включения, имеющие на электронных снимках отрицательный рельеф. Возможно, что эти включения присутствуют и в рассматриваемых случаях. Распределение включений чрезвычайно неравномерное. Наряду с участками, в которых они отсутствуют, встречаются участки (примерно 10×12 мк) с многочисленными включениями, которые обычно приурочены к спайным плоскостям сфалерита и отчетливо фиксируются по ступеням спайности в двух или трех направлениях. Кроме того, включения выявляются и в деформированных участках (см. табл. XLVII, *а, б*): микротрещинках, зонках частичной перекристаллизации сфалерита.

Несмотря на то, что наблюдаются признаки деформированности зерен, в целом сколы сфалерита характеризуются крупноступенчатым рельефом, отражающим совершенную спайность минерала и чередующимся с ровными гладкими поверхностями, иногда с волосяными трещинками. И в тех, и в других участках выявляются включения, но количество их в целом невелико. Состав таких образцов, как правило, относительно постоянный, содержание изоморфного железа высокое.

Во второй группе сфалеритов наибольший интерес представляли образцы, содержащие тончайшую эмульсиевидную вкрапленность станнина. Субмикроскопические частицы этого минерала распределяются в сфалерите неравномерно, часто вдоль зон роста, двойниковых швов, а также в деформированных участках (см. табл. XXII). Максимальное их развитие приурочено к зернам, подвергшимся смятию и давлению. Ионное травление подчеркивает неоднородность сфалерита в этих участках, обусловленную его строением, а также включениями станнина (табл. XLVIII, *а*). В результате ионного травления методом Г. В. Спивак и др. (1961) особенно четко выявляются формы участков, насыщенных включениями станнина. Под действием ионной бомбардировки поверхность сфалерита распыляется наиболее интенсивно, и включения выделяются рельефнее. При этом более длительная бомбардировка выявляет интересное внутреннее строение зерен сфалерита (табл. XLVIII, *б*), что невозможно увидеть при химическом травлении. В участках, насыщенных включениями станнина, наблюдается скорлуповатая отдельность сфалерита,

вдоль которой обычно и распределяются включения. В других участках отчетливо видно концентрическое строение конусовидных фигур травления сфалерита (см. табл. XLVIII, XLIX, L).

Вследствие ионного травления в сфалерите выявляется кольцеобразное строение, размеры колец непостоянны. Каждое кольцо обычно оттеняется оконтуривающими его микровключениями. Характерно, что включения имеют кристаллографические очертания, напоминающие тетраэдр. Иногда они сгруппированы в виде отдельных вытянутых зон или располагаются вдоль двойников сфалерита, что, очевидно, связано с последующими деформациями и внутренней перегруппировкой, с появлением продуктов распада. Возникновение же конусовидных и кольцеобразных структур на поверхности граней сфалерита можно объяснить законами роста кристаллов, явлениями растворения, а возможно также дислокациями вследствие обособления самостоятельной фазы (станнина). Очень сходные образования, отвечающие ямкам или фигурам травления, а также проявлениям спирального роста на гранях некоторых кристаллов со структурой сфалерита, были описаны И. И. Шафрановским и др. (1972).

Реплики со сколов сфалерита показали, что вместо четко выраженных гладких ступеней спайности, как правило, наблюдаемых в однородных сфалеритах, встречаются большие неоднородные поверхности (табл. LI). При увеличениях порядка 20 000 эта неоднородность выглядит как плотное скопление мельчайших бугорков на поверхности скола сфалерита, не имеющих кристаллографических очертаний. Участки такого типа чередуются с гладкими, чистыми областями скола. Бугорчатые поверхности образуют сложный рельеф и часто прослеживаются вдоль системы полос разной ширины, иногда искривленных. При этом плотность бугорков может быть различной. Наблюдаемые в электронном микроскопе картины очень напоминают микрофотографии полированных шлифов, где также видно чередование полос с различной степенью насыщенности станнином. Однако такое чисто внешнее сходство еще не дает основания для однозначной интерпретации электронных микрофотографий как примера неоднородности, связанной с микровключениями другого минерала. Существенную помощь в расшифровке этого явления оказал метод реплик с извлечением (Грицаенко, Боярская, 1965). При изучении этим методом поверхности свежих неочищенных сколов сфалерита на участках с четко выраженной бугорчатой поверхностью наблюдалось закономерное появление мельчайших округлых образований. Как и бугорки, извлеченные частицы на поверхности скола сфалерита не имели четко выраженных кристаллографических очертаний, по размеру были сопоставимы с бугорками и приурочивались к тем же участкам. Все это указывало на их тождественность.

Таким образом, результаты изучения сколов сфалерита методом реплик с извлечением также убеждают нас в том, что на-

блюдаемый в электронном микроскопе бугорчатый рельеф связан с присутствием в образце массы мельчайших включений другого минерала. Отдельные индивиды этого минерала имеют каплеобразную форму, а размеры их колеблются приблизительно от 0,n до 0,0n мк. Для диагностики выявленных включений был привлечен метод локального рентгеноспектрального анализа (микрозонд).

Исследованием участков сфалерита с повышенным содержанием олова при помощи микрозонда получены данные о химическом составе находящихся в нем включений, а также о распределении меди, олова и железа по площади и профилю этого участка (Добровольская, Боярская, 1968).

Кроме неоднородности сфалерита, связанной с неравномерным распределением включений, была выявлена неоднородность, обусловленная различным строением зерен и отдельных агрегатов. Наряду с участками со ступенчатым спайным рельефом встречаются участки, отражающие двойниковое строение. Иногда плоскости двойникования нарушены деформациями. Деформированные участки имеются и на спайных плоскостях. В этом случае ступеньки спайности значительно меньшего размера, что может служить, видимо, признаком перекристаллизации сфалерита в деформированных участках.

Наибольшим разнообразием сколов и многообразием включений как по формам, так и по характеру распределения отличаются сфалериты, условно отнесенные нами к третьей группе, т. е. сфалериты верхних частей рудных тел. Именно в этих сфалеритах чаще встречаются однородные поверхности с редкими включениями, приуроченными к пересечению нескольких спайных плоскостей. В то же время даже в одном образце можно видеть различный ступенчатый рельеф, отражающий в одном случае внутреннее строение зерна сфалерита, в другом пластические деформации в зернах, в третьем признаки давления и частичной перекристаллизации. В значительной степени в деформированных и перекристаллизованных сфалеритах включения, как правило, отсутствуют. В отличие от первых двух групп сфалеритов, для которых закономерна приуроченность включений к плоскостям спайности и двойникам роста, в рассматриваемых кроме такого распределения включений наблюдается приуроченность их к микротрещинкам. Это свидетельствует о более позднем появлении или перераспределении включений в сфалерите. Формы включений самые различные: кубические, тетраэдрические, удлиненнопризматические, иногда неправильные. Диагностировать эти включения не удалось, но по определению в световом микроскопе и на основании пересчета химических анализов их можно отнести к наиболее распространенным в этих сфалеритах пириту, халькопириту и арсенопириту. В одном из образцов наряду с идиоморфными включениями были обнаружены включения, не имеющие кристаллографических очертаний и пред-

ставляющие собой обособления неправильной формы или гроздевидные скопления. Под микроскопом в этом сфалерите другие примеси, кроме халькопирита, не обнаружены. По аналогии форм выделений эти образования можно отнести к пирротину, который был встречен в сфалерите Кадаинского месторождения и диагностирован с помощью микродифракции (Шадлун и др., 1969). Не исключено, что такого рода неоднородность сфалерита связана с присутствием в нем субмикроскопических включений индийсодержащего минерала, поскольку в данном образце фиксируются повышенные количества этого элемента.

Электронно-микроскопическому изучению подверглись галениты Благодатского и Центрального месторождений с относительно высоким содержанием серебра и сурьмы (более 0,40%). В полированных шлифах в них наблюдались единичные включения буланжерита и менегинита, станнина, а также реликты замещенных пирита, сфалерита и арсенопирита (табл. LII). Включений, содержащих одновременно серебро и сурьму, не обнаружено. Изучением двухступенчатых реплик со свежих сколов крупнозернистого галенита без химического травления также не выявлено его неоднородности, за исключением одного случая (обр. Б-143, содержащий 1,89 мол.% $AgSbS_2$). Реплики со сколов этого галенита (увеличение 6000) показывают, что в некоторых зернах имеются признаки пластических деформаций в виде двойников давления. К последним иногда приурочены отдельные включения, располагающиеся в виде цепочек в строго ориентированном направлении. Кроме того, в галените наблюдаются мельчайшие включения, чаще всего на плоскостях спайности. Иногда включения распределены так густо, что создается впечатление бугристой неровной поверхности, но определить, чего в данном случае больше — включений или галенита трудно. Они образуют сложные срастания, напоминающие структуры распада твердого раствора. Размеры включений большей частью не превышают десятых и сотых долей микрона. Распределение их по площади зерна преимущественно равномерное, но часто участки с густой вкрапленностью чередуются с участками, в которых включения отсутствуют.

Поскольку в исследованном галените примеси представлены практически только серебром и сурьмой, то предположительно включения отнесены к миаргириту. Так как включениями обогащены лишь отдельные участки в галените размером 10—15 мк, общее содержание серебра и сурьмы в нем может быть и невелико. При изучении реплик со скола этого же образца с применением химического травления (10%-ный раствор тиомочевины) на некоторых поверхностях наблюдались срастания двух минералов, напоминающие срастания галенита и буланжерита в световом микроскопе (табл. LIII, *а*, врезка).

По границе этих двух минералов заметна кайма, происхождение которой может быть связано с образованием «реакционного»

минерала, отличающегося по составу от главных. Отчетливо фиксируется и неоднородность минералов, которая выражается в неровностях поверхности скола. В одном случае образования напоминают фигуры роста или травления (фаза *а*), в другом, возможно, бугристая поверхность связана с субмикроскопическими включениями (фаза *б*).

В результате травления сколов галенита были обнаружены интересные явления, вскрывающие неоднородность его внутреннего строения (табл. LIV). Серия реплик показала, что в галените чрезвычайно распространены фигуры с кристаллическими очертаниями и в ряде случаев имеющие четкую октаэдрическую форму. Иногда на такой фигуре видно зональное строение.

На сколах зерен другого сечения наблюдается закономерная ориентировка выявившихся фигур в двух или нескольких направлениях. Сами фигуры тесно сближены, вследствие чего возникает характерный рисунок, напоминающий ритмичное нарастание одной фигуры на другую. При этом поверхность скола галенита бугорчатая, представляющая собой сочетание сплошных разновеликих бугорков. По аналогии с явлением, которое отмечалось при изучении строения сфалерита, можно предположить, что рассматриваемые фигуры в галените соответствуют центрам кристаллизации на различных кристаллографических плоскостях: гранях, ребрах и т. д. Конфигурация таких образований на поверхности скола галенита может быть различной в зависимости от сечения зерен, но во всех случаях фигуры роста его отличаются от микровключений в нем. Это особенно хорошо видно на репликах, где наблюдаются оба явления: структурная неоднородность галенита и присутствие в нем включений (табл. LV, LVI). Включения неправильной, иногда округлой или удлиненной формы размером сотые и десятые доли микрона часто приурочены к фигурам роста. Редко встречаются единичные включения, обычно они образуют скопления, иногда цепочки, бывают приурочены к микротрещинкам и деформированным участкам. В последнем случае они имеют вытянутую форму, удлинение их соответствует направлению деформации. На фоне общей бугорчатой поверхности скола галенита включения отличаются от бугорков конфигурацией и более резким оттенением.

Тот же образец микроскопически чистого галенита, в котором лишь под электронным микроскопом обнаружены включения, был исследован с помощью микрозонда (Добровольская и др., 1972). При этом были установлены тонкие включения аргентита и подтверждено присутствие в галените более крупных выделений буланжерита. Эти данные могли бы опровергнуть наше предположение о существовании распада твердого раствора — галенит + миаргирит, если бы кривая распределения серебра и сурьмы по случайно выбранному профилю не указывала на повышенное фоновое содержание этих элементов, а также на связь в их распределении. Возможно, что размер продуктов распада ниже раз-

решающей способности электронного пучка микрозонда и, следовательно, нахождение в локальных участках субмикроскопических включений миаргирита не исключено.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Рентгенометрические исследования проводились как для диагностики минералов, в основном сульфоантимонидов свинца, сульфосолей серебра и карбонатов, так и для установления зависимости изменения величины параметра решетки от содержания элементов-примесей в сфалерите и галените и выявления политипии в различных сфалеритах.

В результате рентгенометрических исследований, выполненных совместно с М. Т. Дмитриевой и А. Н. Платоновым, установлены закономерные изменения a_0 сфалерита в зависимости от состава (Шадлун, Дмитриева, 1968) и определены политипные модификации сульфида цинка в изученных месторождениях (Платонов и др., 1969_1). Аналогичные работы начаты и для галенита, но небольшой объем их (данные по 9 анализам) не позволяет сделать окончательные выводы.

Известны многочисленные работы (Ясинская, 1951; Сазонов, 1961; Куденко, Стеценко, 1964, 1966; Платонов, 1964; Повилайтис, Соболева, 1967; Радкевич, Волкова, 1966; Пудовкина и др., 1968; Сорокин и др., 1968; Чернышев, Анфилогов, 1967, 1968; Kullerud, 1953, 1959; Skinner, Barton, 1958; Skinner, 1961; Barton, Toulmin, 1964, 1968; Novak, Kvaček, 1964), в которых рассматривается зависимость физических свойств от состава сфалерита, в частности изменение a_0 от содержания в нем изоморфных примесей.

Намеченная Куллерудом (Kullerud, 1953, 1959) и доказанная на синтетическом материале Скиннером (Skinner, 1961) аддитивная линейная зависимость a_0 от содержания изоморфного железа, кадмия и марганца в сфалеритах была подтверждена и на изученных нами образцах (Шадлун, 1967; Шадлун, Дмитриева, 1968).

Параллельно с изучением зависимости a_0 от количества изоморфного железа в сфалерите были проведены исследования политипии сфалеритов (Платонов и др., 1969) Шахтаминского, Ново-Широкинского, Благодатского, Екатерино-Благодатского, Северо-Акатуевского, Михайловского, Савинского № 5 и других месторождений. Установлено, что сфалериты месторождений Восточного Забайкалья в подавляющем большинстве случаев представлены кубической модификацией с примесью ромбоэдрических (9R, 15R, 21R), значительно реже гексагональных (2H, 4H, Кадаинское месторождение; Полякова, Платонов, 1969) политипов. Степень кубичности упаковки изученных образцов колеблется в пределах 100—94%, редко достигая более низких значений.

Наибольшая степень кубичности упаковки отмечается в сфалеритах Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений. Некоторое увеличение доли некубических политипов в сфалеритах Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений можно связать с более низкотемпературными и близповерхностными условиями их отложения. Наименьший процент кубичности упаковки типичен для высокожелезистого сфалерита Михайловского и частично Северо-Акатуевского месторождений. Различные соотношения политипных модификаций в сфалерите Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений свидетельствуют, по-видимому, и о влиянии на структуру минерала процессов внутрирудного метаморфизма, интенсивно проявленного в рудах.

Как было отмечено выше, установление зависимости a_0 галенита от количества изоморфных примесей в нем носит предварительный характер. Определение a_0 нескольких образцов галенита с различным содержанием примесей серебра и сурьмы было выполнено А. А. Годовиковым и С. Н. Ненашевой. Для этого были подобраны пробы с различным содержанием этих элементов и связанных отношением 1 : 1. Даже немногочисленные и с недостаточной точностью определения a_0 показали, что существует

Таблица 6

Зависимость a_0 галенита от содержания изоморфной примеси $AgSbS_2$

Номер образца	Ag, вес. %	Sb, вес. %	$AgSbS_2$, мол.%	a_0 измерен. (±0,003Å)
Б-143	$\frac{0,44}{0,65}$	$\frac{0,49}{0,63}$	1,89	5,927
Б-289	$\frac{0,37}{0,48}$	$\frac{0,44}{0,33}$	1,60	5,934
Б-112	$\frac{0,33}{0,30}$	$\frac{0,39}{0,27}$	1,47	5,937
Б-121	$\frac{0,32}{0,50}$	$\frac{0,48}{0,45}$	1,45	5,934
Б-282	$\frac{0,24}{0,42}$	$\frac{0,26}{0,19}$	1,01	5,936
Ш-190	$\frac{0,09}{0,03}$	$\frac{0,09}{0,11}$	0,38	5,934
А-160	$\frac{0,07}{0,10}$	$\frac{0,28}{0,20}$	0,29	5,944

Примечания. 1. Числитель — данные химического определения, знаменатель — количественного спектрального анализа. 2. Содержания $AgSbS_2$ (мол. %) вычислены по данным химического анализа.

Таблица 7

Результаты рентгенометрического анализа сульфоантимонидов свинца различных месторождений *

Номер линии	Центральное		Михайловское		Благодатское		Центральное	
	Джемсонит Ц-25		Буланжерит М-97		Буланжерит Б-230		Буланжерит Ц-22	
	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
1	1	4,046			1	4,33		
2	2	3,843			3	(4,098)	3	4,081
3	2	3,730			5	3,915	3	3,999
4	3	3,602	10	3,717	10	3,724	10	3,706
5	3	3,493	1	3,278	3	(3,336)	4	3,315
6	9	3,431			5	3,207	4	3,203
7	3	3,160	1	3,223	1	(3,104)		
8	3	3,093	1	3,082	6	3,016	5	3,011
9	2	2,983	1	2,998	1	2,978		
10	10	2,819	10	2,802	10	2,827	8	2,813
11	5	2,753			3	2,800	2	2,787
12	1	2,620			1	2,717		
13	1	2,363	2	2,304	1	2,674		
14	3	2,288			1	2,581		
15	4	2,242			1	2,435		
16	1	2,182			3	2,377	2	2,364
17	1	2,108			2	2,350		
18	5	2,057			2	2,255	1	2,241
19	5	2,017			2	2,152	2	2,144
20	1	1,970	1	1,914	1	(2,060)	2	2,038
21	1	1,862	9	1,852	3	2,026	2	2,017
22	4	1,823			3	1,922	3	1,912
23	1	1,798			7	1,861	7	1,853
24	1	1,750			1	1,771	3	1,757
25	1	1,712			3	1,738	1	1,711
26	1	1,597			2	1,592	1	1,610
27	1	1,521			2	1,530		
28	2	1,456	1	1,442	2	1,473	1	1,462
29	2	1,411	1	1,409	3	1,406	2	1,403
30	1	1,307	3	1,390	1	1,327		
31					1	1,243		
32					1	1,220		
33					1	1,144		
34					1	1,134		
35					1	1,122		
36					2	1,071		
37					2	1,001		
38								

Северо-Акатуевское		Благодатское					
Менегинит А-157 *		Менегинит Б-230 *		Семсейит Б-230		Геокронит Б-289	
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
				3	4,416		
		3	4,011				
2	3,625	5	3,736	6	3,836	5	3,724
3	4,493	4	3,519	2	3,607	10	3,552
9	3,276	10	3,279	10	3,289	9	3,207
				1	3,096	5	3,080
4	3,069	2	2,096	5	3,032	4	3,016
10	2,916	10	2,948	4	2,948	6	2,911
				4	2,869	2	2,827
3	2,792	4	2,761			2	2,736
3	2,740						
1	2,655	1	2,662				
		1	2,406	1	2,465	1	2,485
2	2,288	2	2,305				
3	2,238	2	2,226	3	2,234	10	2,246
2	2,179	1	2,182	3	2,152	3	2,130
4	2,084	5	2,073			1	2,073
4	2,067					1	2,033
3	1,973	2	1,985			1	1,992
1	1,926	1	1,937			4	1,955
4	1,888	2	1,917	1	1,917	1	1,903
1	1,846	1	1,851	1	1,894	6	1,846
2	1,800	2	1,805				
1	1,746	2	1,754			1	1,778
1	1,732	1	1,727	1	1,738	2	1,738
1	1,689					1	1,705
1	1,443					2	1,607
1	1,427	2	1,402			1	1,477
2	1,397					1	1,462
1	1,316					1	1,442
1	1,195	1	1,198			2	1,421
						3	1,310
						1	1,283
						1	1,195
						1	1,169

* Здесь и далее условия съемки: РКД-57,3; λ Fe без фильтра; симметричная закладка пленки.

Таблица 8

Результаты рентгенометрического анализа геокронита

Екатерино-Благодатское месторождение								Смирновское месторождение (Полякова, 1963)		Биннеталь (Berry a Thompson, 1962)	
Добровольская, 1965				Кузнецов, 1957							
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
										1/2	7,03
										1/2	6,11
										1/2	5,44
										1/2	4,82
		2	4,098							2	4,44
										1/2	4,15
		3	3,915			3	3,89			1/2	3,87
5	3,724	10	3,712	6	3,71	4	3,71	5	3,70	7	3,68
10	3,552	10	3,519	7	3,55	7	3,52	7	3,51	10	3,51
		7	3,385	7	3,36	5	3,38	5	3,36	7	3,35
9	3,207			7	3,21	4	3,29				
		10	3,198	7	3,18	6	3,15	10	3,15	9	3,16
		1	3,189								
5	3,080	7	3,064	5	3,05	5	3,05	7	3,05	8	3,04
4	3,016	7	3,008	5	2,96	3	2,97	7	2,96	5	2,96
6	2,911	7	2,897	3	2,89	7	2,89	9	2,87	8	2,87
2	2,827	7	2,814					3	2,77	3	2,79
2	2,736	2	2,742								
								3	2,70	2	2,70
										1/2	2,59
1	2,485	1	2,465	4	2,49	3	2,46	1	2,46	1/2	2,47
								1	2,39	1	2,39
										1/2	2,32
10	2,246	10	2,238	10	2,25	10	2,24	10	2,24	7	2,22
3	2,130	3	2,123	4	2,10	4	2,12	6	2,11	4	2,11
		1	2,091								
1	2,073	2	2,067	5	2,07			1	2,09	1/2	2,07
1	2,033	2	2,026							1	2,04
1	1,992	1	1,976								
4	1,966	3	1,952	7	1,958	2	2,02	6	2,02	1	2,02
1	1,903	1	1,922			7	1,946	8	1,94	1	1,961
		1	1,897							3	1,933
6	1,846	4	1,859					1	1,88	1	1,903
		4	1,835	8	1,838	8	1,830	10	1,83	1	1,838
										6	1,821
4	1,778	5	1,771	7	1,775	7	1,771	9	1,76	4	1,755
1	1,705			2	1,686			2	1,70	1	1,672
2	1,607										

Таблица 8 (окончание)

Екатерино-Благодатское месторождение								Смирновское месторождение (Полякова, 1963)		Биннеталь (Berry a Thompson, 1962)	
Добровольская, 1965				Кузнецов, 1957							
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
		1	1,599	3	1,592			3	1,59	1/2	1,595
										1/2	1,554
1	1,477	1	1,481	1	1,477			1	1,47		
1	1,462	1	1,465	1	1,458			1	1,45	1	1,465
1	1,442	1	1,451					1	1,43	1	1,435
2	1,421	2	1,410	3	1,409			2	1,41		
				1	1,396					1	1,395
				2	1,367			1	1,36	1	1,375
		1	1,344								
3	1,310	2	1,328	4	1,331			3	1,32	1	1,321
		1	1,300	5	1,305	6	1,299	7	1,29	1	1,290
1	1,283	1	1,275	3	1,261			3	1,27	1	1,268
		2	1,251					3	1,24	1	1,248
		2	1,242								
1	1,195			3	1,207					1	1,209
				3	1,176	5	1,170			1/2	1,183
1	1,169							5	1,16	2	1,160
		1	1,119	1	1,116					1	1,112

обратная зависимость между a_0 и содержанием изоморфной примеси $AgSbS_2$. Так, для галенита с содержанием 1,89 мол.% $AgSbS_2$ $a_0 = 5{,}927$ Å, а с минимальным содержанием $AgSbS_2$—5,944 Å (табл. 6). Чистый галенит без примесей имеет $a_0 = 5{,}930$ Å (Рамдор, 1962; «Минералы», 1960).

Эти данные позволили нам предположить существование твердого раствора $PbS + AgSbS_2$ по аналогии с $PbS + AgBiS_2$ (Van Hook, 1960; Онтоев и др., 1960). Экспериментальные исследования (Годовиков, Ненашева, 1969), сопровождавшиеся измерением a_0 однородной фазы с различным соотношением PbS и $AgSbS_2$, подтвердили наши и А. А. Годовикова (1965, 1966) предположения. Следует отметить, что закономерное изменение a_0 отмечается только в тех образцах, где сурьма и серебро связаны отношением 1 : 1.

На возможность изоморфизма галенита с высокотемпературными псевдокубическими миаргиритом $AgSbS_2$ и арамайоитом $Ag(Sb, Bi)S_2$, обладающими близкими с галенитом параметрами ячейки, указывал и В. О. Пароникян (1967).

Закономерное линейное уменьшение a_0 с увеличением количества растворенного серебра в галените убедительно показано Са-

Таблица 9

Химический состав геокронитов

Элементы	1	2	3	4	5	6
Pb	68,95	73,61	74,30	67,49	67,52	69,62
Cu	0,03	0,01	0,05	—	—	—
Zn	0,41	—	—	0,35	—	
Fe	0,15	0,018	0,028	—	—	—
Sb	11,08	7,04	8,13	10,68	11,48	8,07
As	1,93	3,71	3,63	3,92	3,65	5,05
S	17,34	15,08	13,24	17,50	17,45	17,26
Ag	—	0,50	0,50	0,20	—	—
Sn	—	0,08	0,03	0,06	—	—
Tl	—	0,046	0,36	—	—	—
In	—	—	0,0008	—	—	—
Cd	—	—	0,013	—	—	—
Σ	99,89	100,094	100,28	100,28	100,10	100,00

1 — Смирновское месторождение, аналитик Ю. С. Нестерова (Полякова, 1963);
2—3 — Екатерино-Благодатское месторождение, аналитик М. М. Константинов (Кузнецов, 1957);
4 — Екатерино-Благодатское месторождение, аналитик Ю. С. Нестерова, Г. А. Арапова (Добровольская, 1955);
5 — Марк-Сити, Юта (США), аналитик Клемен («Минералы», т. 1, 1960);
6 — теоретический состав $Pb_5(As, Sb)_2S_8$.

ито (Saito, 1961), правда, на образцах с очень низким содержанием серебра. При этом отмечается, что предел растворения серебра в галените около 0,2%. Нашими исследованиями установлено, что серебро и сурьма могут изоморфно входить в галенит и в большем количестве (0,4—0,5%). В определенных условиях (при понижении температуры или метаморфических процессах) обособляется самостоятельная серебро- и сурьмусодержащая фаза в виде продуктов распада твердого раствора — миаргирита, как было показано выше.

Как уже отмечалось, сульфоантимониды свинца по оптическим свойствам трудно различить. Трудности усугубляются еще и тем, что эти минералы близки по составу и обычно образуют в рудах мелкозернистые срастания (табл. LVII). Чтобы уточнить, какие же сульфосоли свинца присутствуют в рудах в зависимости от глубины их вскрытия, а также проследить закономерности их распределения в рудных телах, различные по формам выделения и внутреннему строению минералы свинца были диагностированы с помощью дебаеграмм. Результаты рентгенометрических анализов, произведенных из микроколичеств вещества, извлеченного из полированных шлифов под микроскопом (Генкин, Королев, 1961), приведены в табл. 7.

Таблица 10

Результаты рентгенометрического анализа бурнонита различных месторождений

Номер линии	Шахтаминское Ш-180		Северо-Акатуевское А-157		Центральное Ц-86		Благодатское Б-94	
	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
1	2	5,770						
2	2	4,718						
3	1	4,514	1	4,474				
4	4	4,369						
5	2	4,233						
6	8	4,057	2	4,032				
7	6	3,918					1	3,883
8	8	3,830	6	3,830	3	3,829		
9	5	3,697	2	3,694	3	3,778		
10	6	3,271	4	3,257	2	3,247		
11	1	3,196						
12	1	3,112						
13	4	3,025	1	3,013				
14	5	2,974	2	2,960	3	2,973	2	3,008
15	3	2,908	2	2,895			1	2,912
16	5	2,816	2	2,812			1	2,849
17	10	2,731	10	2,734	10	2,718	10	2,774
18	8	2,685	4	2,679	2	2,664	3	2,698
19	6	2,594	3	2,586	2	2,588	3	2,614
20	2	2,363	1	2,363				
21	2	2,305	1	2,301				
22	2	2,234	1	2,237				
23	2	2,180	1	2,179			1	2,118
24	3	2,100	1	2,101			1	2,080
25	1	2,033						
26	8	1,985	4	1,979	2	1,979	1	1,985
27	6	1,953	4	1,946			1	1,961
28	6	1,850	4	1,846	1	1,845	2	1,852
29	1	1,793						
30	9	1,771	7	1,762	3	1,759	2	1,774
31	2	1,737						
32	2	1,724	1	1,717			1	1,731
33	3	1,673						
34	3	1,659	2	1,550			1	1,672
35	4	1,631	2	1,630			1	1,637
36	1	1,588						
37	6	1,562	2	1,556	2	1,552		
38	1	1,529						
39	1	1,506						
40	1	1,491						
41	1	1,478	1	1,485				
42	1	1,456						
43	4	1,431						
44	4	1,423	3	1,403	3	1,418		
45	5	1,392	2	1,388	3	1,385		
46	1	1,357						
47	1	1,334						
48	1	1,322						
49	1	1,291						
50	1	1,280	1	1,281				

Таблица 10 (окончание)

Номер линии	Шахтаминское Ш-180		Северо-Акатуевское А-157		Центральное Ц-86		Благодатское Б-94	
	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
51	1	1,269						
52	2	1,265						
53	2	1,257						
54	3	1,247						
55	3	1,245						
56	3	1,239						
57	3	1,229						
58	3	1,226	1	1,227				
59	3	1,215						
60	1	1,202						
61	2	1,190						
62	2	1,175						
63			1	1,148				
64			1	1,114				
65			1	1,103				
66			1	1,086				

Выполненными исследованиями в рудах Благодатского месторождения среди галенит-буланжеритового агрегата были установлены менегинит и семсейит (Добровольская, 1966). Менегинит обнаружен также в галените Северо-Акатуевского месторождения. Кроме того, подтверждена принадлежность к буланжериту различных по величине зерен и морфологии выделений сульфосолей свинца. В рудах изученных месторождений, за исключением Центрального, не подтвердилось нахождение джемсонита, хотя по внешним и оптическим признакам некоторые образования очень похожи на него, в связи с чем исследователи наряду с буланжеритом всюду отмечали и джемсонит.

Установлено также, что в рудах не только Екатерино-Благодатского, но и Благодатского месторождения геокронит наряду с буланжеритом распространен довольно широко. Полученные дебаеграммы геокронита (табл. 8) близки к эталонным и к дебаеграммам этого минерала из других месторождений Восточного Забайкалья (Полякова, 1957; Кузнецов, 1957). Химический состав анализируемого образца (табл. 9) соответствует составу минерала из месторождения Парк-Сити («Минералы», 1960) и представляет собой разность, обогащенную сурьмой.

В трех месторождениях подтверждено присутствие в рудах бурнонита (табл. 10). Наиболее распространен бурнонит в Шахтаминском месторождении, в Благодатском месторождении он встречен главным образом в жилообразных рудных телах на глубоких горизонтах.

В верхних частях сложных трубообразных рудных тел Екатерино-Благодатского месторождения среди сульфоантимонид-га-

ленитовых агрегатов был обнаружен и подтвержден рентгенометрически прустит (табл. 11). Более мелкие выделения пруститa найдены также в рудах других месторождений (Благодатское, Воздвиженское, Центральное, Северо-Акатуевское).

Как уже отмечалось, среди сульфоантимонид-галенитовых агрегатов довольно часто встречаются обособления станнина (табл. LVIII) размером до 0,1—0,2 мм и блеклой руды, которые позволили произвести рентгенометрический анализ и подтвердить принадлежность их к этим минеральным видам (табл. 12, 13). Полученные рентгенограммы станнина показали, что он относится к цинксодержащей разности.

Блеклые руды Шахтаминского месторождения близки по составу и принадлежат к смешанным. По данным спектральных анализов они содержат заметно больше сурьмы (более 5%), чем мышьяка (в среднем от 2 до 5%). Рентгенометрические данные и сопоставление их с результатами исследования М. С. Сахаровой (1966) показали, что в изученных блеклых рудах преобладает тетраэдритовая молекула. Размер параметра элементарной ячейки двух образцов (Ш-180, Ш-187), рассчитанный нами по дебаеграммам, равен соответственно 10,359 и 10,334 Å, что ближе к a_0 тетраэдрита (10,34 Å). Близкие дебаеграммы получены для блеклой руды Благодатского месторождения.

Следует отметить, что блеклые руды Шахтаминского месторождения характеризуются значительным содержанием цинка (до 4%). Исходя из данных по составу и структуре блеклых руд, их можно отнести к цинксодержащим тетраэдритам.

В рудах описываемых месторождений карбонаты образуют несколько генераций. Поскольку в одном штуфном образце и даже

Таблица 11

Результаты рентгенометрического анализа прустита

Екатерино-Благодатское месторождение		Кобальт, Онтарио (Berry, Thompson, 1962)		Екатерино-Благодатское месторождение		Кобальт, Онтарио (Berry, Thompson, 1962)	
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
		1	5,47	2	1,861	1	1,852
		8	3,28			1/2	1,807
9	3,18	8	3,18	2	1,752	1	1,734
10	2,76	10	2,76	2	1,665	2	1,672
7	2,56	8	2,56			1/2	1,645
		8	2,48			1	1,563
2	2,26	1	2,24			1/2	1,505
2	2,08	1/2	2,09			1/2	1,453
		1/2	1,977			1/2	1,404
3	1,946	2	1,929				

Таблица 12

Результаты рентгенометрического анализа блеклых руд Шахтаминского месторождения

Теннантит		Тетраэдрит		Блеклая руда Ш-187/64		Блеклая руда Ш-180/64	
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
1	4,15			1	4,235	1	4,235
1/2	3,60	1	3,69	2	3,648	3	3,668
1/2	3,23			5	3,278	5	3,301
10	2,94	10	3,00	10	2,986	10	2,992
				2	2,854	1	2,859
1	2,71	1/2	2,78	3	2,760	2	2,771
3	2,55	2	2,61	5	2,588	4	2,597
2	2,40	1	2,46	4	2,437	3	2,450
		1/2	2,33	1	2,316	1	2,320
1/2	2,17			1	2,202		
		1	2,12	1	2,115		
1/2	2,07			1	2,076		
		1	2,04	3	2,027	3	2,038
2	1,994			4	2,002	4	2,017
2	1,855	1	1,895	4	1,887	3	1,896
8	1,801	8	1,831	8	1,825	8	1,833
1/2	1,746	1/2	1,784	2	1,775	1	1,777
1/2	1,695	1/2	1,722	3	1,711	3	1,719
2	1,653	1	1,687	4	1,675	3	1,685
1/2	1,608	1/2	1,647	1	1,633		
5	1,535	3	1,563	7	1,557	7	1,563
		1/2	1,501	2	1,489	1	1,498
1	1,467	1/2	1,467	3	1,460	1	1,466
1	1,439	1/2	1,410	1	1,418		
1/2	1,386	1/2	1,386	1	1,398		
1/2	1,358			1	1,372		
				1	1,319	2	1,319
				1	1,311	1	1,306
1/2	1,296	1/2	1,299	1	1,298	2	1,296
				4	1,290		
2	1,274	1/2	1,277	2	1,270	3	1,277
1/2	1,254	1/2	1,258				
1	1,217	1	1,244	1	1,232	4	1,240
		1/2	1,204	4	1,197	5	1,206
2	1,185	1	1,189	5	1,185	5	1,190
				5	1,182		
3	1,169	1/2	1,157				

Таблица 13

Результаты рентгенометрического анализа станнина

Благодатское месторождение Б-94		Barry, Thompson, 1962				Благодатское месторождение Б-94		Barry, Thompson, 1962			
		Станнин		Цинксодержащий станнин				Станнин		Цинксодержащий станнин	
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
10	3,143	10	3,12	10	3,15					1/2	1,313
				1/2	3,03	4	1,248	3	1,245	3	1,248
3	2,747	3	2,71	3	2,73					1	1,216
		1/2	2,46	1/2	2,43	5	1,110	3	1,114	4	1,113
		1/2	2,38	1	2,38			1	1,105	1/2	1,084
		1/2	2,21	1	2,23			2	1,048	3	1,046
				1	2,02			1	1,037	1/2	1,006
9	1,922	7	1,922	7	1,929			1/2	0,967	1/2	0,972
8	1,645	4	1,642	5	1,645			1	0,958	2	0,961
		3	1,626			4	0,919	2	0,921	3	0,919
		1	1,570	2	1,573			2	0,914	1/2	0,906
				1/2	1,495					1/2	0,890
				1/2	1,453	3	0,860	3	0,863	3	0,860
				1/2	1,393			3	0,852		
1	1,361	2	1,368	2	1,359	1	0,829	2	0,831	2	0,829
		2	1,347								

в шлифе нередко присутствуют две и три генерации карбонатов, различающихся по составу, а выделить их очень трудно не только для химического, но и для спектрального анализа, при выяснении их принадлежности к тому или иному минеральному виду наряду со спектральным был проведен рентгенометрический анализ. В результате исследований оказалось, что различные генерации карбонатов в Благодатском и Екатерино-Благодатском месторождениях, относящиеся и к ранним пирит-сфалеритовым, и к поздним сульфоантимонид-галенитовым парагенезисам, принадлежат доломитам (табл. 14). Дебаеграммы семи образцов удивительно сходны, что указывает на постоянство их состава. И только для трех образцов отмечается незначительное расхождение в межплоскостных расстояниях, которое, вероятно, связано с некоторым уменьшением количества железа в их составе.

Предположение, что ранние генерации карбоната в большинстве изученных месторождений представлены доломитом, подтвердилось на материале Шахтаминского месторождения. Дебаеграммы двух внешне сходных образцов крупнокристаллических карбонатов (см. табл. 14) оказались различными. При этом

Таблица 14

Результаты рентгенометрического анализа карбонатов различных месторождений

Доломит								Марганцовистый кальцит			
Михеев, 1965		Благодатское Б-236 *		Шахтаминское				Михеев, 1957		Шахтаминское Ш-163	
				Ш-163		Ш-220					
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
3	3,70	2	3,717	2	3,718	3	3,718			2	3,830
						5	3,342			5	(3,304)
5	(3,20)	5	3,174	3	3,204	4	(3,195)				
				2	3,126			10	3,005	10	3,006
10	2,89	10	2,888	10	2,895	10	2,881				
2	2,67	1	2,693	2	2,679						
2	2,54	1	2,552	2	2,564			3	2,472	4	2,474
2	2,41	4	2,41	4	2,419	4	2,410	5	2,257	6	2,267
8	2,20	7	2,199	7	2,206	7	2,198	4	2,070	6	2,080
2	2,06	1	2,059	1	2,077						
7	2,02	4	2,023	5	2,017	5	2,020				
		1	1,992	1	(1,998)					1	2,057
				3	1,912			6	1,883	8	1,900
2	1,848	2	1,847	1	1,854			8	1,845	8	1,859
6	1,808	5	1,810	4	1,813	5	1,815				
7	1,783	6	1,790	6	1,793	5	1,790			1	1,757
2	1,707	1	1,711	1	1,708					1	1,672
1	1,627	1	1,612	2	1,636					2	1,617
3	1,570	2	1,571	2	1,572			4	1,589	4	1,595
5	1,541	4	1,547	3	1,544	3	1,548			3	1,520
4	1,464	4	1,467	3	1,471	3	1,471	4	1,505	1	1,504
1	1,445	2	1,447	1	1,450					2	1,468

Таблица 14 (окончание)

Доломит								Марганцовистый кальцит			
Михеев, 1965		Благодатское Б-236 *		Шахтаминское				Михеев, 1957		Шахтаминское Ш-163	
				Ш-163		Ш-220					
I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α	I	d_α
1	1,430	2	1,432	1	1,434					3	1,437
		2	1,411	1	1,419			4	1,425	3	1,412
4	1,385	5	1,388	4	1,393	3	1,391	0,5	1,394		
2	1,336	3	1,339	2	1,340					1	1,352
2	1,298	2	1,299	2	1,300			1	1,320	1	1,333
2	1,268	3	1,271	2	1,274			3	1,275	3	1,289
2	1,240	3	1,238	2	1,241	2	1,242	1	1,239	2	1,243
		2	1,202	1	1,208			1	1,214	3	1,228
2	1,168			1	1,171					3	1,175
2	1,143							3	1,158	7	1,149
2	1,125			2	1,125			4	1,130	3	1,138
5	1,108			5	1,112	4	1,111				
1	1,094			1	1,098					2	1,058
				2	1,035					5	1,042
				3	1,023			2	1,030	5	1,028
1	1,006									3	1,010
1	1,000			3	1,002			2	0,995		
1	0,967							1	0,969		
								2	0,951		
								1	0,929		
								1	0,880		
								1	0,839		

Примечание. Обр. Б-204а, Б-260а, Б-230, Б-22 и Б-7 аналогичны Б-236.

первый соответствует доломиту (ранняя генерация), а второй — марганцовистому кальциту (поздняя генерация).

Таким образом, при помощи рентгенометрических определений были выделены непосредственно в шлифах различные по составу минералы группы карбонатов. В одних месторождениях (Благодатские) все разновозрастные генерации карбоната принадлежат доломиту, в других (Центральное, Шахтаминское) ранние генерации представлены доломитом, а поздние — кальцитом или марганцовистым кальцитом.

ВЗАИМОСВЯЗЬ СОСТАВА И СВОЙСТВ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ИХ ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В последнее время исследователи уделяют большое внимание изучению физических свойств минералов и зависимости их от состава. Это позволяет выявить типоморфные особенности, связанные с условиями образования минералов. На большом фактическом материале, включающем также данные по месторождениям Восточного Забайкалья, было установлено (Шадлун и др., 1972), что основные физические свойства сфалерита — параметр решетки, политипия, твердость, плотность, отражение, характеризующие его типоморфные особенности, являются функцией главным образом железистости. Роль остальных примесей второстепенна. Присутствие кобальта даже в малых количествах (0,007—0,06%) существенно влияет на политипию сфалерита.

На основании экспериментальных данных по микротвердости сфалерита с различным содержанием FeS (Шадлун, Турпетко, 1970) выявилась возможность приближенно определять количество изоморфного железа в разных группах сфалерита. Пределы значений микротвердости для мало-, средне- и сильножелезистых сфалеритов позволяют достаточно уверенно разделять эти группы, даже не зная их состава.

Сопоставление измеренной плотности ∂ и размера параметра a_0 сфалеритов с вычисленной рентгеновской плотностью вполне определенно указывает на обратную зависимость между ∂ и a_0. Однако постоянное присутствие включений других минералов и, возможно, газово-жидких включений обусловливает существенные отклонения величины ∂ в обе стороны, чаще в сторону завышения.

Коэффициент отражения у сильножелезистых, несколько выше, чем у маложелезистых, однако точность измерения в диапазоне волн 440—700 нм не позволяет проводить количественную корреляцию между составом и R сфалеритов, и потому величина отражения не является таким типоморфным признаком, который может иметь важное значение.

Прямая, практически линейная зависимость a_0 от содержания изоморфного железа, как уже отмечалось, подтверждена многочисленными анализами забайкальских сфалеритов. Различия a_0

природных и синтетических сфалеритов обусловлены присутствием в первых примесей кадмия и марганца.

Исследование состава и свойств галенита забайкальских месторождений показало, что последние зависят от содержания в нем примесей серебра и сурьмы. Изоморфное вхождение этих примесей практически не влияет на величину отражения галенита в области видимой части спектра, но закономерно изменяет его плотность, a_0 и твердость. Устанавливается прямая зависимость плотности и твердости и обратная — параметра ячейки (a_0) от количества примесей $AgSbS_2$.

Изменение количественных характеристик физических и оптических свойств галенитов изученных месторождений в зависимости от их состава следует рассматривать как результат изоморфного вхождения серебра и сурьмы. Галениты с относительно высокой микротвердостью и меньшими размерами элементарной ячейки можно уверенно отнести к содержащим более 0,3% серебра и сурьмы. Эти свойства могут служить надежным типоморфным признаком при изучении галенитов различного состава.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Вопросы генезиса и закономерностей распределения собственно свинцово-цинковых и редкометальных месторождений в Восточном Забайкалье неоднократно обсуждались С. С. Смирновым, Д. И. Горжевским, Г. И. Князевым, Е. А. Радкевич, О. П. Поляковой, В. В. Архангельской, А. В. Дружининым, Ф. И. Вольфсоном, К. Ф. Кузнецовым, И. Н. Томсоном и другими исследователями. Авторы единодушны в мнении, что свинцово-цинковые месторождения этой металлогенической провинции, несмотря на различие в деталях, в общем образуют единую генетическую группу. В пользу этого говорит общность минерального состава, поведение элементов-примесей, типичных для всех месторождений, последовательность образования минеральных ассоциаций.

Фактические данные, имеющиеся в распоряжении авторов, в основном подтвердили единство всего комплекса свинцово-цинкового оруденения и позволили высказать некоторые новые представления об особенностях формирования руд в изученных месторождениях, в частности о влиянии внутрирудного метаморфизма, стадийности минералообразования, зональности оруденения и температурах формирования руд поздних ассоциаций.

ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Рассматриваемые месторождения различаются не только по литологическому составу вмещающих пород, но и по структурно-геологическим позициям. Собственно свинцово-цинковые месторождения приурочены к областям поднятий, которые развивались длительно, начиная с нижнего палеозоя. В этих поднятиях в мелководных условиях образовывались карбонатные фации, слагающие значительную часть геологического разреза. Свинцово-цинковые месторождения, как отмечалось еще А. Д. Озерским (1867), а затем С. С. Смирновым (1933), Ф. И. Вольфсоном (1959, 1963), Е. А. Радкевич (1963) и другими, приурочены к известнякам и локализуются в закономерно ориентированных зонах северо-восточного направления, параллельных общему направлению складчатых сооружений. Вместе с тем они нередко контролируются крупными поперечными и диагональными зонами

северо-западного, широтного и меридионального направления, которые характеризуют зоны скрытых разломов фундамента (Радкевич и др., 1956), вследствие чего намечается закономерная сеть тектонических нарушений, определяющих распределение рудных полей.

Особые металлогенические черты имеет Шахтаминский золото-молибденовый пояс, приуроченный к второстепенному структурному шву, отделявшему Центральный Забайкальский прогиб от краевого Приаргунского поднятия. В пределах этой региональной тектонической зоны развиты трещинные интрузивные тела гранитоидов повышенной основности, а также разнообразные серии дайковых пород.

Важное влияние на минерализацию оказывали особенности тектонического режима развития магматизма и оруденения, которые в указанных зонах были различны. В зоне центрального прогиба проявилась линейная складчатость, сопровождавшаяся внедрением соскладчатых дифференцированных интрузий. В краевых поднятиях, представляющих собой относительно жесткие сооружения, на позднем этапе развития складчатой области получили распространение разломы, вдоль которых внедрились менее дифференцированные гранитоиды и разнообразные по составу дайки. С этими поздними проявлениями интрузивной деятельности связаны большей частью золото-молибденовые и свинцово-цинковые месторождения.

Несмотря на резкие различия в геолого-структурной позиции золото-молибденовые с наложенной галенит-сфалеритовой минерализацией и собственно свинцово-цинковые месторождения родственны и образуют единый генетический ряд, что неоднократно подчеркивалось исследователями (Кормилицын, 1959; Вольфсон, 1963; Радкевич, 1963; Томсон и др., 1964; Вольфсон, Дружинин, 1969). И. Н. Томсон и др. (1966) на основании общности изотопного состава свинца пришел к выводу о близости этих месторождений и по возрасту. Однако среди них отчетливо обособляются месторождения Кличкинско-Акатуевской поперечной зоны, занимающие особое положение в свинцово-цинковом поясе. Район, ограниченный двумя зонами разломов фундамента северо-западного простирания: Чупино-Акатуевской и Алгачинской (Томсон и др., 1966), представляет собой поперечный блок, пересекающий границы структурно-формационных зон юрской складчатой зоны и Урулюнгуевского массива ранней консолидации. Он сложен в разных частях толщами различного состава и возраста: герцинскими и каледонскими гранитоидами, карбонатно-терригенными породами палеозоя, нижне-среднеюрскими терригенными толщами и позднемезозойскими эффузивами. Свинцово-цинковые месторождения в этом блоке залегают в различных по литологическому составу породах. Месторождения Кличкинско-Акатуевской зоны, связанные со скарнами, отличаются не только от золоторудных и молибденовых, но и от собствен-

но свинцово-цинковых. Вероятно, вследствие указанного положения руды Северо-Акатуевского месторождения обладают некоторыми чертами как золоторудных и молибденовых месторождений, так и свинцово-цинковых, типичных для Благодатского рудного поля. Месторождения, расположенные в поперечной зоне, резко отличаются по изотопному составу свинца. Как отмечает И. Н. Томсон с соавторами, последнее обусловлено возрастным различием, а не типом месторождения или составом вмещающих пород. По мнению этих исследователей, месторождения поперечной зоны должны быть более молодыми по сравнению с месторождениями зоны северо-восточного простирания.

Все это не могло не сказаться на специфических особенностях минералообразования в месторождениях Кличкинско-Акатуевской зоны, в том числе и Северо-Акатуевском.

Таким образом, на особенности формирования руд оказывают совместное влияние факторы как геолого-тектонические, так и литологические. Несомненно, велика роль вмещающих пород (Радкевич, 1963; Князев, 1968), в которых развивались интрузивы и сами месторождения, однако не всегда значение вмещающей среды было решающим. Это хорошо видно на примере таких месторождений, как Северо-Акатуевское и Благодатские, залегающих в близких по составу карбонатных породах. Важное значение имели особенности тектонического режима, длительность и многоактность процесса формирования руд, т. е. фактор времени.

О МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ В РУДАХ

Имеется обширная литература, посвященная метаморфизму руд. Изменения минерального вещества могут вызывать различные причины: региональный метаморфизм, динамические и тектонические процессы, гидротермальные растворы. В большинстве случаев метаморфические преобразования в рудах рассматриваются как результат послерудных или внутрирудных тектонических движений (Иваницкий, 1955; Вейц и др., 1957; Радкевич, Томсон, 1957; Бошнякович, 1958; Шадлун, 1954, 1959; Сотников, 1960; Ярош, 1964, 1966; Панкратьев, 1966; Петровская, 1956, 1967_2).

Изученные месторождения относятся к сравнительно молодым и неметаморфизованным, в которых признаки регионального метаморфизма отсутствуют. Однако в этих месторождениях отчетливо проявлено преобразование вещества вследствие динамических процессов, а также в результате воздействия последующих порций гидротермального раствора на ранние минеральные агрегаты.

Текстурные и структурные особенности руд, строение отдельных минеральных зерен и их агрегатов показывают, что в рудах наблюдаются признаки как внутрирудного, или межстадийного, так и послерудного динамометаморфизма. Неспокойная тек-

тоническая обстановка выразилась не только в сложной морфологии рудных тел, но и в катаклазе, дроблении, трещиноватости, перетирании сульфидов. Интенсивное дробление и брекчиеобразование характерны для минеральных агрегатов ранних парагенезисов. В последующий период минералообразования трещины в хрупких минералах (кварце, пирите, арсенопирите) залечиваются, а обломки цементируются минералами поздних парагенетических ассоциаций (табл. LIX).

Иногда раздробленные агрегаты залечиваются минералами того же состава (кварц, пирит, сфалерит) или более мягкие минералы образуют «затеки» в более хрупкие.

Мягкие минералы (молибденит) претерпевают пластические деформации, выражающиеся в изогнутости, плойчатости табличек, появлении волнистого угасания в них. Динамометаморфизм вызывает не только нарушенность и деформированность зернистых агрегатов, но и частичную перекристаллизацию их. Вследствие этого вокруг раздробленных зерен пирита, арсенопирита или сфалерита иногда наблюдаются своеобразные оторочки, состоящие из цепочек мелких идиоморфных зерен переотложенных тех же или ассоциирующихся с ними минералов (см. табл. XXVII, *б*). Скопления таких же зерен совместно с перекристаллизованным кварцем встречаются в материале, цементирующем выделения сульфидов. Подобные образования в Шахтаминском месторождении отмечены В. И. Сотниковым (1960) в трещинках среди кварца первой стадии.

Наиболее отчетливо признаки перекристаллизации с изменением химического состава проявлены в минералах переменного состава, в частности в сфалерите. Наряду с трещиноватостью в нем наблюдается развитие вдоль трещин мелкозернистых агрегатов этого же минерала (табл. LX), часто лишенных включений других сульфидов и имеющих более светлую окраску вследствие выноса части железа. Зерна и мелкозернистого, и более крупнозернистого сфалерита характеризуются двойниковым строением, нередко с тонкими полисинтетическими двойниками давления (см. табл. LX, *а*, *б*). В ряде случаев, когда сфалерит насыщен эмульсиевидными включениями других минералов, его перекристаллизация сопровождается собирательной кристаллизацией присутствующих включений и обособлением их в виде более крупных выделений. Укрупнение включений происходит в центральных частях зерен сфалерита, а также на их границах и контактах с другими минералами. Кроме того, они образуют прожилки в преобразованных минералах (табл. LXI, *а*). Следует отметить, что перекристаллизация и собирательная кристаллизация могут возникать и при динамометаморфизме, и при воздействии остаточных и поздних растворов на ранее сформировавшиеся агрегаты. Поэтому трудно сказать, какой причиной вызваны эти структурные особенности. Чаще всего там, где они проявлены наиболее ярко, действовали обе причины. Одни исследовате-

ли (Вейц, Покровская, 1957; Бошнякович, 1958) считают, что подобные явления возникают вследствие только динамометаморфизма, другие (Коржинский, 1957; Боголепов, 1965) — что период перекристаллизации и собирательной кристаллизации связан с воздействием поровых растворов, которые мало отличаются от активных по составу и pH. Изучение руд Благодатских месторождений показало, что признаки существенной перекристаллизации минералов, сопровождающейся собирательной кристаллизацией, наблюдаются и при воздействии растворов поздних стадий, о чем будет сказано ниже.

Различные деформации минералов ранних ассоциаций иногда приводят к тому, что создается ошибочное впечатление об их взаимоотношениях. Так, в одном из образцов наблюдалось явное замещение пирита сфалеритом, который выполнял трещинки и межзерновые пространства в нем, а по периферии цементировал мелкие кристаллики пирита (табл. LXI, *б*). Травлением сфалерита в этом участке выявлено, что он деформирован и перекристаллизован. Признаки перекристаллизации характерны и для пирита, о чем свидетельствует оторочка мелких кристалликов, нарастающих по краям более крупного его скопления. Травлением пирита обнаружена его интенсивная трещиноватость. Эти примеры позволяют предполагать, что пирит и сфалерит претерпели метаморфизм одновременно, но вследствие большей пластичности сфалерит проникал по мелким коротким трещинкам и пустоткам в пирит.

Отмечаются деформации и агрегатов галенита, сульфосолей свинца, блеклой руды поздних ассоциаций, но проявлены они в меньшей степени. Некоторые из них претерпели перекристаллизацию, крупнозернистые выделения часто окаймляются мелкозернистыми. Последние в виде прожилков секут крупнозернистые агрегаты, но не выходят за их пределы. Дробление наблюдается в локальных участках, где развиты маломощные прожилки поздних жильных минералов (кварца и карбонатов). Преобразования подобного рода следует относить к внутрирудным, связанным с динамическими процессами при участии поровых растворов.

В изученных месторождениях также широко проявлены деформации, возникшие в результате пострудных тектонических движений. Эти деформации имеют локальное развитие, главным образом в тектонических нарушениях. Разнообразие видов пострудных деформаций обусловлено масштабами и характером тектоники, а также неоднородностью физических свойств минералов, оказывающих различное сопротивление сжатию, давлению и разрывам. В рудах, подвергшихся деформациям, развиты текстуры разлинзования, течения, развальцевания, дробления, смещения, брекчирования и катаклаза. Признаки смещения минеральных агрегатов относительно друг друга или одной части зерна относительно другой, разноориентированности одних и тех же про-

жилков наблюдаются в забоях, штуфах и при изучении полированных шлифов под микроскопом.

Кроме хрупких деформаций, главным образом катаклаза минералов, в рудах часто встречаются пластические деформации или сочетание и тех, и других. Вследствие пластических деформаций образуются текстуры струйчатые, линзообразные и развальцевания (табл. LXII). Текстуры течения типичны для руд, сложенных галенитом и сульфоантимонидами свинца (табл. LXIII). Струйчатые текстуры галенита отмечаются в рудах Шахтаминского и Благодатских месторождений. При этом относительно хрупкие пирит-сфалеритовые и кварц-доломитовые агрегаты находятся в виде обломков, часто имеют удлиненные формы и обволакиваются пластичными галенитом и буланжеритом. В участках сжатия возникают линзовидные обособления сульфоантимонид-галенитовых образований среди кварц-пиритовых или пирит-сфалеритовых.

В местах, где развиты текстуры, свидетельствующие о пластических деформациях, наблюдаются признаки перекристаллизации мягких и твердых минералов, перегруппировки вещества. Галенит и сульфосоли свинца, как правило, чрезвычайно тонкозернисты, а удлиненные зерна их обычно ориентированы в одном направлении. Сфалерит осветляется, не содержит включечений, а в ряде случаев теряет двойниковое и приобретает блоковое строение, подобное строению кварца с волнистым угасанием. При этом включения станнина и халькопирита перегруппировываются, образуя довольно крупные скопления. Не случайно, что обособления максимальных размеров были обнаружены в сильно деформированных участках, где эти минералы, по-видимому, испытали неоднократное перераспределение.

Установленные в рудах признаки внутрирудных и послерудных преобразований являются одним из критериев при выделении разновременных парагенетических ассоциаций. Обычно вслед за ними (или одновременно) образуются новые парагенезисы. Неспокойная тектоническая обстановка местами затушевывает истинную картину последовательности минералообразования. Внутрирудные и послерудные деформации минеральных агрегатов, сопровождающиеся заметной перекристаллизацией и перераспределением вещества без изменения его состава, вероятно, происходят не без участия поровых растворов и локального повышения температуры.

Совершенно иной характер имеют преобразования минерального вещества при поступлении новых порций активных растворов. Прослеживая взаимоотношения разновозрастных минеральных агрегатов в рудах изученных месторождений, можно видеть изменение и состава, и структуры ранее сформировавшихся руд под воздействием этих растворов. Особенно широко они проявлены в рудах Благодатского месторождения, о чем частично было сказано при рассмотрении минеральных парагенетических ассо-

циаций. В результате метаморфических преобразований, вызванных поступлением новых растворов, возникают новые минералы или минеральные ассоциации. Так, при изучении взаимоотношений ранних пирит-сфалеритовых агрегатов с поздними сульфоантимонид-галенитовыми постоянно наблюдаются своеобразные ореолы мелковкрапленного пирита по границе упомянутых образований. То обстоятельство, что метасоматические прожилки пирит-арсенопиритового состава появляются среди сфалерит-пиритовых агрегатов, подвергшихся замещению минералами свинца, и не секут галенит и буланжерит, указывает на активное воздействие новой порции растворов следующей стадии. Таким образом, новообразования пирита и арсенопирита характеризуют начало минералообразования каждого последующего периода, переотложение кварца и доломита — конец периода минералообразования. Следует отметить, что скопления чистого сфалерита более светлой окраски, иногда колломорфного, а иногда относительно крупнокристаллического, без видимых включений других минералов всегда наблюдаются вблизи поздних галенит-буланжеритовых агрегатов. Появление новообразований наряду с другими признаками указывает на нарушение равновесности минеральных парагенезисов в результате изменения термодинамических и физико-химических условий.

Описанные явления особенно широко развиты в рудах Благодатских месторождений. Микроскопическое исследование подтверждает существование признаков значительной перекристаллизации сфалерита, растворения его и переотложения в виде безжелезистых колломорфных агрегатов в пустотах выщелачивания или непосредственно в массе галенит-буланжеритовых скоплений (см. табл. XXX). С переотложением ранних пирита и арсенопирита, частично с выносом железа из сфалерита связано появление метакристаллов этих сульфидов и в сфалерите, и непосредственно среди минералов свинца. Иногда наблюдаются признаки одновременного образования пирита и буланжерита или псевдоморфоз пирита по буланжериту (см. табл. XXIX). В сфалерите происходит перераспределение халькопирита и станнина с укрупнением и обособлением их выделений, а в отдельных местах возникают псевдоморфозы станнина по сфалериту (табл. LXIV). Появляются также метаморфические прожилки блеклой руды в сфалерите, которые не выходят за пределы последнего. При замещении сфалерита, пирита и арсенопирита поздними минералами иногда сохраняются их реликты, а эмульсиевидные включения халькопирита и станнина преобразовываются в более крупные выделения. Последнее обстоятельство приводит к тому, что эти минералы относят к сульфоантимонид-галенитовой ассоциации и считают медь и олово в благодатских рудах привнесенными поздними растворами (Кузнецов, 1963; Романов, 1966).

Аналогичные признаки преобразования минералов ранней стадии отмечены в рудах Северо-Акатуевского и Михайловского

месторождений. Поздняя послесфалеритовая парагенетическая ассоциация кварца, пирита и арсенопирита, предшествующая или сопутствующая отложению карбонат-буланжеритовой, могла быть образована в результате внутрирудного метаморфизма, но различными путями. В одном случае мобилизация железа происходила за счет перекристаллизации железистого сфалерита под воздействием растворов более поздней стадии, содержавших некоторое количество мышьяка и кремнезем. В другом и мышьяк, и железо, и кремнезем извлекались из ранее выделившихся агрегатов кварц-пирит-сфалеритового состава растворами, которые поступали в более позднюю стадию минерализации. Наконец, в третьем случае все компоненты могли привноситься поздними растворами, несущими в основном свинцово-сурьмяную минерализацию. Вначале условия пересыщения были более благоприятными для выпадения пирита, арсенопирита, кварца и частичного замещения сфалерита. После этого отлагались сульфоантимониды в полостях или метасоматически в карбонатной массе, подвергавшейся при этом перекристаллизации и переотложению.

Следует заметить, что в изученных рудах почти отсутствует пирротин, если не считать эмульсиевидной вкрапленности его в сфалерите глубоких горизонтов Благодатского месторождения и небольшого количества самостоятельных выделений в Михайловском и Северо-Акатуевском месторождениях. Однако признаки возможного участия его в ранних рудах широко проявлены. Не исключено, что пирротин весь заместился пиритом, вызвав противоречивые соотношения последнего со сфалеритом. Наиболее четко это проявлено в Михайловском месторождении. Замещение пирротина, а в некоторых участках благодатских руд также сфалерита и минералов свинца пиритом, по-видимому, могло происходить в условиях привноса самыми поздними растворами сульфидной серы, что вполне согласуется с термодинамическим анализом замещения FeS, ZnS, PbS пиритом (Боголепов, 1965; Чернышев, 1964).

Появление реакционных минералов и метаморфических прожилков в рудах «полиметаллической фазы минерализации» в Шахтаминском месторождении отмечал В. И. Сотников (1960), полагавший, что наиболее значительные преобразования минеральных агрегатов связаны с внутрирудным метаморфизмом, при котором динамометаморфизм сочетался с термальным метаморфизмом, а также с воздействием гидротерм последующих стадий минералообразования. Действительно, в локальных участках, где метаморфизм руд был особенно сильным, наблюдаются метаморфические кварц-халькопиритовые и бурнонитовые прожилки, скопления арсенопирита. При этом выделения бурнонита всегда возникают вблизи блеклой руды и поздних образований галенита и халькопирита. Появление очень тонких кварц-арсенопиритовых и халькопиритовых жилок в блеклой руде, не выходящих за пределы ее выделений, также может быть вызвано активным воздей-

ствием поздних растворов, из которых отлагались кварц, карбонат и галенит.

Некоторые преобразования отмечаются в рудообразующих минералах и в связи с наложением поздних кварц-карбонатных прожилков. Проявлены они во всех месторождениях, но нешироко и в значительно меньших масштабах, поскольку, как известно, по данным минералотермометрии температура раствора в конечный период была существенно ниже. К ним можно отнести перераспределение эмульсиевидных включений халькопирита в сфалерите. В этом случае наблюдается сгущение вкрапленности вдоль карбонатного прожилка и изменение ее хаотичного распределения на ориентированное перпендикулярно направлению позднего прожилка. Отмечается также частичная перекристаллизация и переотложение сульфосолей свинца, в результате чего поздние кварцевые и доломитовые прожилки содержат небольшое количество буланжерита и геокронита, а в буланжерит-геокронитовых агрегатах появляются жилки арсенопирита. В Шахтаминском месторождении в прожилках кварца, секущих ранние агрегаты сфалерита и блеклой руды, содержатся переотложенный сфалерит и халькопирит.

Таким образом, к основным критериям внутрирудного межстадийного метаморфизма можно относить изменение химического состава минералов, новообразования, переотложение и перераспределение вещества. Не менее важный критерий — унаследованность поздними минералами элементов-примесей, типичных для ранних минералов. Так, изучение состава сфалерита и галенита Благодатских месторождений показало, что для них характерна примесь кадмия и олова. При этом содержание кадмия в галените — тысячные доли процента, а в сфалерите — десятые, но кадмий в галените присутствует даже в тех пробах, в которых цинк отсутствует. Это позволило, как было отмечено выше, отнести кадмий к изоморфной примеси галенита. Примесь олова в среднем содержится в равных количествах в сфалерите и галените. Поэтому общий баланс олова в рудах ранних и поздних ассоциаций постоянен. Оловосодержащих минералов в галените не обнаружено, но пересчеты химических анализов позволяют предполагать присутствие олова в форме твердого раствора.

Все это указывает на то, что типичные для сфалерита элементы-примеси, кадмий и олово были унаследованы галенитом при растворении сфалерита поздними растворами. В результате перераспределения элементов-примесей и очищения минералов в процессе метаморфизма могут образоваться новые редкие минералы.

Наличие в поздних ассоциациях всех месторождений менегинита — наиболее богатого свинцом сульфоантимонида и единственного, в состав которого входит медь, также указывает на то, что малые количества этого компонента в составе парагенезисов самой поздней стадии могли быть унаследованы от ассо-

циаций более ранней стадии. Постоянное присутствие малых количеств меди в агрегатах поздних сульфосолей может служить типичным признаком взаимодействия растворов, несущих сурьму, с ранее образованными медьсодержащими сульфидными ассоциациями. В Михайловском и других месторождениях медь могла быть извлеченной из сфалерита, в котором она содержится постоянно в виде твердого раствора или эмульсиевидных включений халькопирита.

Образование джемсонита в рудах Центрального месторождения среди пирит-арсенопиритовых агрегатов также, по-видимому, связано с растворением и частичным заимствованием железа из ранних минералов. Появление бурнонита в рудах Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений обусловлено нахождением в этих же рудах ранних медьсодержащих минералов (халькопирита, блеклой руды), которые вследствие воздействия поздних порций растворов подверглись растворению и переотложению в виде новых соединений. Одной из причин редкого нахождения бурнонита в рудах Благодатских месторождений, возможно, следует считать ничтожное количество медьсодержащих минералов в ранних ассоциациях.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

В основу изучения проблемы стадийности в месторождениях Восточного Забайкалья легли общие положения, изложенные в работах А. Г. Бетехтина (1958), И. Н. Кигая ($1966_{1,2}$), Н. В. Петровской (1960, 1965, 1967), В. Н. Дубровского (1963). Ю. Г. Григорчука (1965, 1971).

Принимая представления А. Г. Бетехтина о минеральных ассоциациях как о вещественном отображении стадий минералообразования и Н. В. Петровской о парагенетической ассоциации как отражении ступеней равновесия, авторы настоящей работы считают, что в пределах одной стадии рудоотложения можно выделять несколько парагенезисов.

А. Г. Бетехтин (1958) предложил применять термин «стадия» для обозначения периодов минерализации, разделенных во времени относительно короткими интервалами, протекающих в течение одного какого-либо этапа. При этом он указывал, что наиболее надежными критериями, позволяющими устанавливать разновозрастные стадии минерализации в гидротермальных месторождениях, являются: 1) пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками новой стадии минерализации, отмечающимися в забоях горных выработок на разных горизонтах месторождения; 2) брекчирование ранее отложенных руд, обломки которых сцементированы минеральными массами, выпавшими из позднее поступивших растворов в связи с возобновле-

нием тектонических подвижек. В том и другом случаях отложение нового материала может сопровождаться метасоматозом ранее образовавшихся минеральных масс.

Следует заметить, что, учитывая особенности рассматриваемых месторождений, далеко не всегда оба эти признака могут быть использованы для разделения рудных стадий. Нередко пересечение и дробление происходят внутри стадий и не связаны с поступлением новых порций растворов. Это отмечается и для других месторождений (Дубровский, 1963; Кигай, 1966$_1$). Поэтому требуются такие критерии, которые свидетельствовали бы о резких изменениях физико-химических условий. К ним могут быть отнесены признаки неравновесности ранних и поздних минеральных ассоциаций, проявляющиеся в растворении, замещении, перегруппировке и переотложении вещества, т. е. признаки, указывающие на активное воздействие последующих порций растворов на ранее выделившиеся минеральные агрегаты.

Принимая положение о стадии как относительно коротком промежутке времени, в течение которого изменяются не только тектонический режим, но и главным образом физико-химические условия, мы учитывали также, что каждая стадия характеризуется одной или несколькими парагенетическими ассоциациями минералов, существенно отличающимися по составу. Отложение вещества при этом может происходить как путем выполнения полостей, так и замещения ранее образовавшихся минеральных масс. Каждой стадии минералообразования обычно предшествуют тектонические движения, затем поступают качественно новые порции гидротермальных растворов, отличающихся по составу, температуре и кислотности-щелочности. Следует оговориться, что относительно короткий интервал времени, в течение которого образуются минералы одной стадии, в абсолютном летоисчислении может быть и весьма длительным (Рундквист, 1965$_2$).

До настоящего времени нет единого мнения по вопросу о стадийности минералообразования месторождений Восточного Забайкалья. Рассматривая собственно рудный процесс, одни исследователи полагают, что формирование рудных тел происходит в одну рудную стадию с последовательным отложением различных по составу минеральных ассоциаций (Архангельская, 1963; Радкевич и др., 1963), другие (Плигина, 1963; Кузнецов, 1963; Образцова, 1966) выделяют до восьми и более стадий, разделенных тектоническими подвижками. И, наконец, некоторые авторы (Талдыкин и др., 1955) считают, что каждый рудообразующий минерал (пирит, сфалерит, арсенопирит, галенит, сульфоантимониды свинца) кристаллизуется в свою определенную стадию.

В связи с противоречивостью существующих представлений о стадийности авторами сделана попытка выделить стадии минералообразования на основе анализа возрастных соотношений минеральных парагенезисов и их метаморфических преобразований

с учетом всех имеющихся литературных материалов по месторождениям, залегающим как в карбонатных, так и в силикатных породах. Особое внимание было уделено также выявлению признаков цикличности процесса минералообразования, которые, по мнению ряда исследователей (Китай, 1963, 1966; Григорчук, 1965; Григорчук и др., 1971; Петровская, 1960, 1967), могут служить одним из наиболее надежных критериев стадийности формирования руд.

Выявленные нами при изучении руд забайкальских месторождений признаки внутрирудного метаморфизма, преобразования минерального вещества вследствие воздействия последующих порций растворов на ранние минеральные агрегаты, по нашему мнению, могут служить одним из достаточно надежных критериев стадийности минералообразования. Тем не менее наиболее сложным вопросом при решении проблемы последовательности формирования руд, как нам кажется, остается разграничение периодов минералообразования, соответствующих стадиям, и периодов, отвечающих ступеням равновесия, которые выражаются в образовании различных парагенезисов. Разграничение комплексов минералов, формирующихся в две разные стадии, и ассоциаций минералов, представляющих два разных парагенезиса, базируется в основном на различной интенсивности тектонических явлений и замещений, резких различиях в составе минералов и, следовательно, в составе поступающих растворов, иначе говоря,— на степени различия физико-химических и термодинамических условий в определенные отрезки времени. Отсутствие возможности дать количественные характеристики этих условий создает известную относительность наших суждений и выводов о стадийности.

Значительно определеннее можно судить о стадийности, когда она обосновывается специфичностью структурных факторов — изменением плана деформаций, разнотипностью рудолокализующих структур, сменой околорудных изменений, внутрирудными проявлениями магматизма. С этих позиций значительно легче решается вопрос о стадийности в жильных месторождениях, к которым близко стоят рассматриваемые нами месторождения в силикатных породах (Шахтаминское, Ново-Широкинское). Как уже отмечалось, для разграничения стадий рудоотложения описываемых месторождений в карбонатных породах отсутствует возможность использования таких надежных и объективных критериев, как околорудные изменения и внутрирудные магматические проявления. Здесь наряду с другими одним из важных факторов мы считаем проявление цикличности некоторых парагенезисов, в частности кварц-карбонатного и арсенопирит-пиритового.

Учитывая все сказанное, авторы полагают, что формирование руд в изученных месторождениях происходило длительно, но не столь многоактно, как это утверждают некоторые исследователи месторождений Восточного Забайкалья.

Стадии минералообразования в месторождениях, залегающих в карбонатных породах

Стадии минералообразования на Центральном, Воздвиженском, Благодатском и Екатерино-Благодатском месторождениях изучались С. И. Талдыкиным и др. (1955), К. Ф. Кузнецовым (1963, 1967), З. А. Образцовой (1958, 1962, 1966) и А. И. Кулагашевым (1963, 1968). Попутно с изучением других вопросов стадии рассматривались Е. В. Янишевским (1966), В. Г. Ростовым ($1965_{1,2}$), И. В. Романовым (1966). Все исследователи отмечали многостадийное формирование рассматриваемых месторождений. Так, К. Ф. Кузнецов, и Г. М. Мейтув (1967) на Екатерино-Благодатском месторождении выделяют семь стадий: кварц-пиритовую, пирит-арсенопиритовую, сфалерит-галенитовую, галенитовую, кварц-арсенопиритовую, геокронит-галенитовую, кварц-доломит-баритовую, которые характеризуются образованием десяти парагенетических ассоциаций.

Воздвиженское месторождение сформировалось, по данным А. И. Кулагашева (1968), в три стадии: пирит-арсенопиритовую и пиритовую, пирит-сфалерит-галенитовую, сфалерит-галенит-сульфоантимонидовую. В отличие от других исследователей он считает, что сфалерит, галенит и геокронит являются продуктами одной стадии минералообразования.

Минералообразование на Центральном месторождении, согласно З. А. Образцовой (1957, 1960, 1966), происходило в восемь стадий: доломитовую (дорудную), кварц-пиритовую, сфалеритовую, пирит-арсенопиритовую, манган-анкеритовую, галенит-буланжеритовую, антимонитовую, доломитовую (пострудную). В дорудную и пострудную стадии образовались все разновидности гидротермально-перекристаллизованных доломитов, описанные для Нерчинско-Заводского рудного поля В. С. Кормилицыным (1955) и З. А. Образцовой (1958_1).

Каждая стадия, по данным последнего автора, характеризуется одним определенным парагенезисом, масштабы проявления которого самые различные. Например, манган-анкеритовая стадия проявилась лишь в некоторых участках Октябрьского месторождения и не указывается для Центрального, хотя входит в общую схему последовательности минералообразования обоих месторождений. З. А. Образцова считает, что эта стадия отделена от предыдущих довольно значительным интервалом времени, в пределах которого сформировались дайки интрарудных лампрофиров. И на Октябрьском, и на Центральном месторождениях лампрофиры цементируют обломки руды сфалеритового и пирит-арсенопиритового состава и одновременно пересекаются прожилками бледно-розового манган-анкерита (Октябрьское) и галенит-буланжеритовыми (Октябрьское, Центральное месторождения). Сложный и многостадийный процесс формирования руд Центрального месторождения характеризуется, по З. А. Образцовой, еще и

межстадийным внедрением лампрофировых даек, что, безусловно, свидетельствует о значительном временном разрыве между образованием ранних кварц-пирит-сфалеритовых и поздних галенит-буланжеритовых минеральных агрегатов.

Однако следует отметить, что на основании детального изучения взаимоотношений свинцово-цинкового оруденения с дайками лампрофиров, проведенного в горных выработках, А. М. Стрелов (1967) сделал вывод о дорудном возрасте даек лампрофиров на Центральном месторождении. По его мнению, об этом свидетельствует нахождение в рудных телах «ксенолитов» гидротермально измененных лампрофиров, характеризующихся серицитизацией и карбонатизацией плагиоклазов, разложением темноцветных минералов с образованием тонкозернистого магнетита, замещением их сульфидными минералами, изменением структуры породы. В контактах рудных тел в дайках наблюдаются тонкие сульфидные прожилки и вкрапленность главных рудных минералов.

К сожалению, нами не наблюдались взаимоотношения оруденения и лампрофировых даек, поэтому имеющиеся литературные данные можно расценивать как факт возможного существования дорудных и внутрирудных магматических образований.

Судя по литературным данным и по аналогии взаимоотношений лампрофировых даек и оруденения на других месторождениях (Савинское № 5; Чумаченко, 1965), не исключено, что внедрение даек могло предшествовать, сопутствовать и завершать рудный процесс. Поэтому, учитывая данные З. А. Образцовой, касающиеся Октябрьского месторождения, для него условно можно принять существование временно́го разрыва между образованием основных продуктивных стадий: пирит-арсенопирит-сфалеритовой и галенит-буланжеритовой.

По В. Н. Куземко (1967), руды Михайловского месторождения формировались в течение длительного многостадийного процесса. В. Н. Куземко (1967) выделяет три разновременные минеральные ассоциации: пирит-арсенопирит-кварц-доломитовую, галенит-сфалеритовую с подразделением ее на халькопирит-сфалерит-пирротиновую и сфалерит-галенитовую и буланжерит-галенитовую.

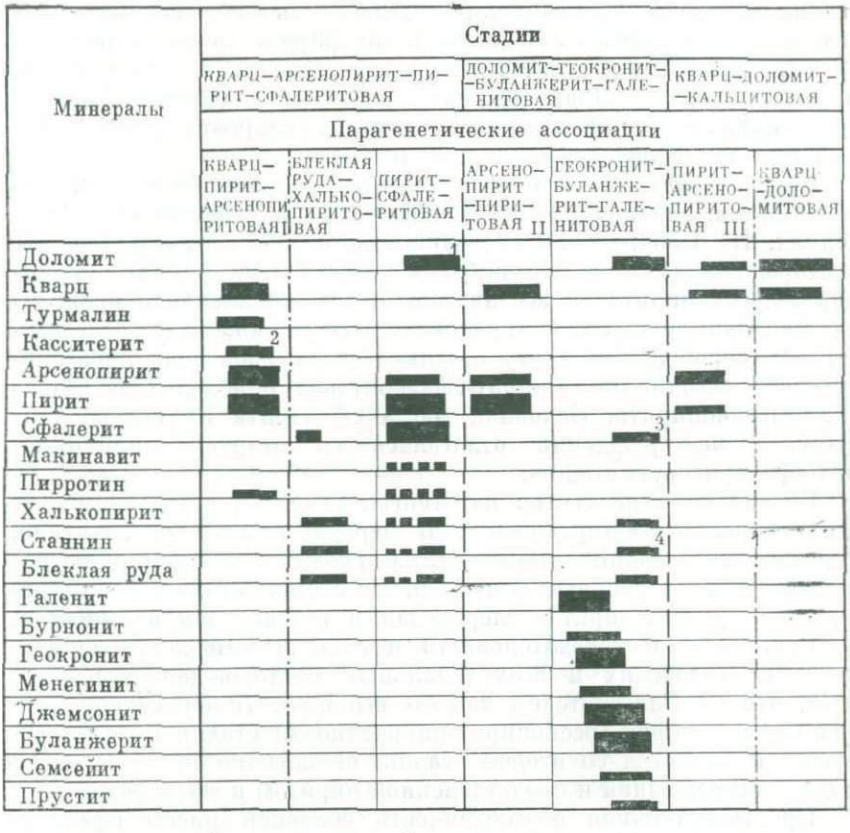
Существенные расхождения при выделении минеральных ассоциаций и стадий имеются в работах исследователей, изучавших Северо-Акатуевское месторождение. Рассматривая последовательность минералообразования для всего Акатуевского рудного поля, Д. Б. Плигина (1963), выделяет девять стадий минерализации: карбонатную, арсенопирит-пиритовую, сфалеритовую, пирит-пирротиновую, арсенопирит-пиритовую, галенит-сфалеритовую, галенитовую, буланжеритовую, карбонат-флюоритовую. Этот порядок отложения минеральных ассоциаций не подкрепляется детальным анализом всех взаимоотношений; отмечаются лишь отдельные моменты, указывающие на разновременность отложения

минеральных агрегатов. В частности, отмечено, что ранние пирит-арсенопиритовые агрегаты обособлены в пространстве и корродируются более поздними сфалеритом и галенитом. Выделение арсенопирит-пиритовой стадии после отложения сфалеритовых руд более ранней стадии мотивируется наличием ничтожных количеств арсенопирита с кварцем, которые образуют прожилки в сфалерите и галените и каемки вокруг них. Пирротиновая стадия обосновывается обнаружением пространственно обособленных гнездообразных скоплений пирротина и вкрапленности его в измененных породах. Выделение наряду с ранней сфалеритовой стадией самостоятельной галенитовой обусловлено наличием пространственно обособленных мономинеральных галенитовых руд, а самостоятельность галенит-сфалеритовой стадии определяется пересечением раннего сфалерита прожилками позднего сфалерита с галенитом, кварцем и кальцитом.

В целом доказательством стадийности является то, что тектонические подвижки предшествовали каждой новой минеральной ассоциации или сопровождали ее. Г. Г. Кочиным (1955) для Северо-Акатуевского месторождения намечено семь стадий рудоотложения: арсенопирит-пиритовая (с кварцем), сфалеритовая (с халькопиритом, галенитом, доломитом), пирротиновая (с пиритом), арсенопиритовая (с кварцем), галенитовая (со сфалеритом, пиритом, буланжеритом), буланжеритовая (с кальцитом), кварцевая.

Ю. П. Трошин и Л. В. Кусакина (1964), как и Л. В. Чернышев (1964), выделяют лишь одну стадию минерализации (сульфидную, или полиметаллическую), считая, что состав раствора на протяжении всего периода отложения сульфидов менялся по мере его остывания. Л. В. Чернышев на основе микроскопических наблюдений и термодинамических расчетов выделяет две парагенетические ассоциации: галенит-сфалеритовую (с пирротином и халькопиритом) и пирит-арсенопиритовую (с кварцем). При этом подчеркивается, что между минералами внутри каждой ассоциации не наблюдается реакционных взаимоотношений.

По нашему мнению, разноречивость указанных выше данных о минеральных ассоциациях и стадиях минерализации обусловлена недостаточно четкими критериями их выделения, а также непредставительностью фактического материала. Различным исследователям приходилось изучать в разное время различные части месторождения, разные рудные тела на разных горизонтах. Кроме того, при выделении стадий не всегда учитывались все признаки в совокупности. Трудности заключаются еще и в том, что один из главных критериев — околорудные изменения в месторождениях, залегающих в карбонатных породах, практически использовать невозможно. Широко проявленные доломитизация и частично окварцевание отнесены нами вслед за В. С. Кормилицыным (1955), К. Ф. Кузнецовым (1963) и З. А. Образцовой (1966) к дорудным изменениям. Естественно, что при не-



Фиг. 8. Схема последовательности образования парагенетических минеральных ассоциаций в месторождениях среди карбонатных пород

1 — тектонические перерывы; *2* — внутрирудные подвижки: 1 — доломит в большей части ассоциаций переотложен, 2 — спорадические реликтовые образования касситерита (выделены условно), 3 — переотложенный сфалерит, 4 — станнин и халькопирит, образовавшиеся вследствие перегруппировки вещества

однократном поступлении гидротермальных растворов должна была происходить многократная перегруппировка карбонатного материала.

Как было показано выше, рудообразование на различных месторождениях, залегающих в карбонатных породах, характеризуется очень близкими по составу и последовательности отложения парагенетическими ассоциациями (*Добровольская*, 1969). В основу выделения стадий, которые наиболее детально изучены на примере Благодатских месторождений, положены следующие критерии: изменение состава минеральных парагенезисов, пространственное обособление различных по составу парагенети-

ческих минеральных ассоциаций, цикличность в образовании определенных парагенезисов и признаки внутрирудного метаморфизма.

Исходя из этого, нам представляется, что рудные тела сформировались в три стадии минералообразования (фиг. 8): кварц-арсенопирит-пирит-сфалеритовую, доломит-геокронит-буланжерит-галенитовую и кварц-кальцит-доломитовую.

Первая стадия характеризуется тремя парагенетическими ассоциациями, неодинаково проявленными на изученных месторождениях. На Центральном, Воздвиженском и Северо-Акатуевском месторождениях наиболее широко представлена ранняя кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация. Здесь же локально проявлена блеклая руда-халькопиритовая ассоциация. На Благодатских месторождениях в эту стадию образовалась одна парагенетическая ассоциация — пирит-сфалеритовая с локальным развитием арсенопирита. Основная масса сфалерита на Северо-Акатуевском месторождении отлагалась во вторую — пирит-галенит-сфалеритовую стадию.

Несколько иной состав парагенезиса первой стадии в рудах Михайловского месторождения. В первую стадию происходило, вероятно, образование пирротина, на существование которого указывают лишь косвенные признаки. Во вторую стадию сформировались марказит-пирит-сфалеритовая и галенитовая ассоциации.

Сравнение последовательности и состава минералов по стадиям Благодатских и всех остальных месторождений показывает, что на Благодатском как бы выпадает типичная для других первая пирит-арсенопирит-пирротиновая стадия и рудоотложение начинается со второй стадии, аналогично проявленной в ряде месторождений и представленной пиритом и сфалеритом.

Пространственная обособленность основной массы сфалеритовых руд и на Михайловском, и на Северо-Акатуевском месторождениях не позволяет окончательно определить, имеется ли здесь одна галенит-сфалеритовая стадия с двумя парагенезисами — пирит-марказит-сфалеритовым и галенитовым или две стадии.

Отложение минералов первой стадии контролируется тектоническими трещинами, при этом большую роль играл метасоматоз. В конце первой и второй стадии образуются метакристаллы и тончайшие прожилки кварца и доломита, часто с включениями ранних сульфидов.

Повсеместно в рудах отмечаются внутристадийные тектонические подвижки, проявившиеся в трещиноватости минеральных агрегатов ранней ассоциации. Позднее эти трещины в рудах Благодатского рудного поля заполнились блеклой рудой, халькопиритом, станнином, а в отдельных случаях сфалеритом.

На Благодатских месторождениях после отложения минералов пирит-сфалеритовой стадии произошли тектонические движения по контактам сформировавшихся рудных тел, а также в секущих их направлениях. Образовавшиеся нарушения послужили

каналами для новых порций растворов, несущих большие количества свинца и сурьмы и этим качественно отличающихся от предыдущих. В результате в местах приоткрывания ранних трещин и в мелких разрывных нарушениях, параллельных основным или секущим их, отложились минеральные агрегаты сульфоантимонид-галенитовой стадии.

В сложных по морфологии рудных телах, контролируемых системой трещин (Благодатские месторождения), минералы поздних ассоциаций либо концентрируются в поперечных трещинах, вследствие чего возникают гнездообразные и линзообразные их обособления, либо метасоматически развиваются по ранним агрегатам с интенсивным их замещением (Центральное месторождение).

В рудах изученных месторождений наблюдаются признаки дробления, брекчирования и пересечения ранних кварц-пирит-арсенопиритовых и пирит-сфалеритовых агрегатов и цементации их поздними галенит-сульфоантимонидовыми образованиями. Там, где эти признаки отсутствуют, отмечаются другие, свидетельствующие о неравновесности ранних и поздних минералов: выщелачивание и интенсивная коррозия, растворение и переотложение, перегруппировка и перераспределение элементов и минералов-примесей.

Все это указывает на перерыв в рудоотложении, частичное изменение плана деформаций и существенные различия физико-химических условий во время формирования минеральных парагенезисов второй стадии.

Доломит-геокронит-буланжерит-галенитовая стадия характеризуется двумя последовательно образующимися парагенетическими ассоциациями: арсенопирит-пиритовой (II) и джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовой. В начальный период второй стадии минералообразования отлагаются арсенопирит-пиритовые (II) агрегаты, которые наблюдаются всюду, где галенит и сульфоантимониды свинца замещают ранние пирит-арсенопирит-сфалеритовые агрегаты.

Новообразованные минералы (пирит и арсенопирит) отличаются морфологией и величиной зерен от ранних минералов того же состава, а также отсутствием в них трещиноватости, типичной для ранних пирита и арсенопирита. Характерно, что арсенопирит-пиритовые прожилки развиваются главным образом по сфалеритовым агрегатам на границе последних с галенит-сульфосольными минеральными агрегатами, подчеркивая неравновесность условий отложения главных рудообразующих минералов — сфалерита и галенита.

В Благодатских месторождениях джемсонит-геокронит-буланжерит-галенитовая парагенетическая ассоциация является основной продуктивной ассоциацией второй стадии минералообразования. Она характеризуется фациальными различиями состава как в отдельных рудных телах, так и в месторождениях,

о чем было сказано выше. Основная минеральная ассоциация второй стадии пространственно обособлена и приурочена к зальбандам рудных тел или к контактам их с вмещающими породами, а также к трещинам, секущим рудовмещающие структуры.

Появление бурнонита и частично халькопирита на глубоких горизонтах в рудных телах Благодатского месторождения свидетельствует об увеличении роли меди в данной ассоциации, возможно, о фациальных изменениях или об отложении нового парагенезиса, как в рудах Центрального и Воздвиженского месторождений.

Вторая стадия, как и первая, завершается образованием многочисленных кварцевых и доломитовых метакристаллов и метасоматических прожилков, которые наряду с включениями ранних минералов содержат включения галенита и сульфосолей свинца. Признаки активного воздействия растворов второй стадии на ранее сформировавшиеся руды, как уже было отмечено, свидетельствуют о существенных преобразованиях вещества, в том числе и об унаследованности ряда элементов (кадмий, олово, медь, железо) поздними минералами.

Основное отличие процесса рудоотложения второй стадии в Михайловском и Северо-Акатуевском месторождениях от Благодатских заключается в разновременности образования основной массы галенита и сульфоантимонидов свинца (табл. 15). Сходство состоит в принадлежности основной массы сфалерита и га-

Таблица 15

Схема последовательности рудоотложения в Северо-Акатуевском месторождении

Д. Б. Плигина (1963)	Г. Г. Кочин (1955)	Ю. П. Трошин Л. В. Кусакина (1964), Л. В. Чернышев (1964)	М. И. Голева и др.(1964, 1966)	Т. Н. Шадлун, М. Г. Добровольская (1969)
		Стадии		
Карбонатная	Арсенопирит-пиритовая (с кварцем)	Сульфидная (полиметаллическая)	Кварц-пирит-арсенопиритовая	Пирротин-пирит-арсенопиритовая
Арсенопирит-пиритовая	Сфалеритовая (с халькопиритом, галенитом, доломитом)	Парагенезисы	Пирротин-сфалеритовая (с халькопиритом и кварцем)	Парагенезисы
Сфалеритовая	Пирротиновая (с пиритом)	Галенит-сфалеритовый (с пирротином и халькопиритом)	Сфалерит-галенитовая (с буланжеритом) или галенит-буланжеритовая (со сфалеритом и пиритом)	Пирит-арсенопиритовый
Пирит-пирротиновая	Арсенопиритовая (с кварцем)	Пирит-арсенопиритовый (с кварцем)	Кварц-карбонатная (с флюоритом)	Пирротиновый
Арсенопирит-пиритовая	Галенитовая (со сфалеритом, пиритом, буланжеритом)			Сфалерит-галенитовая
Галенит-сфалеритовая	Буланжеритовая (с кальцитом)			Парагенезисы
Буланжеритовая	Кварцевая			Сфалеритовый
Карбонат-флюоритовая				Галенитовый
				Кварц-карбонат-буланжеритовая
				Парагенезисы
				Кварц-арсенопиритовый
				Карбонат-буланжеритовый (с менегинитом)

ленита к разным парагенезисам. В Михайловском и Северо-Акатуевском месторождениях совершенно четко видно обособление в виде самостоятельного парагенезиса карбонат-буланжеритовой ассоциации, которая замещает сфалерит. Резкое отличие в составе растворов, явное изменение физико-химических условий, как и на Благодатском рудном поле, позволяет относить эту ассоциацию к новой стадии.

Третья стадия минералообразования начинается с отложения метасоматических кварц-пирит-арсенопиритовых прожилков (III), более маломощных по сравнению с предыдущими, часто не выходящих за пределы сульфоантимонид-галенитовых агрегатов и скоплений метакристаллов железосодержащих сульфидов. Завершается стадия образованием многочисленных безрудных прожилков кварца, кальцита и доломита. В последних иногда встречаются мелкие выделения буланжерита и геокронита, свидетельствующие о переотложении этих минералов под воздействием поздних растворов.

Таким образом, четко выявляется цикличность в развитии рудного процесса. Начало каждого нового периода рудообразования характеризуется отложением минералов кварц-пирит-арсенопиритового парагенезиса. Завершается каждая стадия образованием метакристаллов и метасоматических прожилков жильных минералов, главным образом доломита и кварца, за счет неоднократного переотложения под воздействием последующих порций растворов.

Процесс минералообразования на различных месторождениях, залегающих в карбонатных породах, имеет много общих черт. Несмотря на то, что не на всех из них минеральные ассоциации одинаковы и в каждой стадии состав парагенетических ассоциаций несколько варьирует, последовательность их отложения в целом закономерно повторяется. Установлению такой закономерности в большой мере способствовали выявленные признаки цикличности процесса рудообразования, перегруппировки вещества и унаследованности элементов. Они могут служить важными и надежными критериями стадийности, особенно в случаях когда недостаточно четко проявлены структурно-тектонические факторы и околорудные изменения, а также отсутствуют признаки внутрирудного магматизма.

Стадии рудоотложения в месторождениях среди силикатных пород

Рудные тела Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений формировались в сложной тектонической обстановке. Все исследователи отмечают многостадийность рудоотложения (Грибанов и др., 1959; Сотников, 1960; Сидоренко, 1961; Дудин и др., 1963; Зуев, 1966), сопровождавшегося неоднократными тектоническими подвижками. Схемы последовательности, предлагаемые

Таблица 16

Схема последовательности рудоотложения в Ново-Широкинском месторождении

Б. В. Грибанов и др. (1959)	М. Р. Дудин и др. (1960)	М. Г. Добровольская (1967)
	Стадии	
Дорудная — пирит-кварцевая	Турмалино-кварцевая	Кварц-турмалин-пиритовая
Первая рудная — кварц-сфалерит-пирит-галенитовая	Колчеданная	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая
Вторая рудная — галенит-сфалерит-карбонатная	Кварцево-полиметаллическая	Парагенезисы
Первая пострудная — доломитовая	Карбонатно-полиметаллическая	Кварц-халькопирит-пиритовый
Вторая пострудная — доломитовая	Первая пострудная — доломитовая	Кварц-галенит-сфалеритовый
Третья пострудная — пирит-халцедоновая	Вторая пострудная — доломитовая	Гематит-пирит-кварцевая
		Парагенезисы
		Гематит-пирит-кварцевый
		Галенит-халькопирит-доломитовый с блеклой рудой
		Доломитовая

Таблица 17

Схема последовательности рудоотложения в Шахтаминском месторождении

В. И. Сотников (1960)	В. В. Сидоренко (1961)	В. Н. Зуев (1966)	М. Г. Добровольская (1967)
I этап. Кварц-турмалиновые, кварц-хлорит-магнетитовые, кварц-шеелитовые жилы	I фаза	*Стадии*	*Стадии*
II этап. А — Редкометальная фаза	*Стадии*: Кварц-молибденитовые жилы, полевой шпат, турмалин, арсенопирит, висмутин, шеелит	Кварц-турмалиновая	Кварц-пирит-молибденитовая (с турмалином)
Стадии: Первая — кварц-молибденитовая	Кварц-молибденитовая с пиритом	Кварц-молибденитовая	Кварц-карбонат-сфалеритовая
Вторая — кварц-молибденитовая	II фаза (одна стадия)	Кварц-пиритовая	Парагенезисы
Б — Полиметаллическая фаза	Полиметаллические жилы	Галенит-сфалеритовая	Кварц-сфалеритовый с блеклой рудой и галенитом
Стадии: Пиритовая	III фаза (одна стадия)	Карбонат-сфалеритовая	Доломит-бурнонит-галенитовый
Полиметаллическая	Жилы халцедоновидного кварца	Карбонат-халцедоновая	Кварц-халькопиритовый
В — Пострудная фаза			Кварц-карбонатная
Стадии: Карбонат-полиметаллическая			
Кальцит-халцедоновая			

различными авторами (табл. 16, 17) для Ново-Широкинского и Шахтаминского месторождений, можно представить обобщенно в следующем виде: главные стадии — турмалиновая, кварцево-сульфидная, карбонатно-сульфидная и пострудная кварц-карбонатная закономерно повторяются в обоих месторождениях. Отличия заключаются в появлении самой ранней кварц-молибдени-

товой стадии и собственно галенит-сфалеритовой в Шахтаминском месторождении (Зуев, 1966).

Такая схема последовательности близка к схеме стадийности минералообразования в свинцово-цинковых месторождениях, предложенной Е. А. Радкевич и др. (1963). По их данным, ранняя ассоциация состоит из кварца, пирита, арсенопирита, турмалина и касситерита в различных количественных соотношениях. Главная продуктивная стадия представлена ассоциацией сфалерита и галенита, а завершается рудный процесс стадией сульфосолей.

С учетом отмеченной закономерной последовательности в рудообразовании на ряде месторождений Восточного Забайкалья, а также данных предыдущих исследований и фактического материала, имеющегося в распоряжении авторов, предлагается несколько иная схема последовательности рудоотложения на этих месторождениях [1].

Рудообразование на Ново-Широкинском месторождении протекало достаточно длительно и носило прерывистый характер. На основании текстурно-структурных особенностей руд и последовательности образования минеральных парагенетических ассоциаций, а также некоторых данных по температуре кристаллизации отдельных минералов (Колтун, Локерман, 1962, 1964) можно выделить следующие четыре стадии минералообразования: кварц-турмалин-пиритовую, кварц-пирит-галенит-сфалеритовую, гематит-пирит-кварцевую, доломитовую.

Самая ранняя стадия гидротермального процесса, в которую отлагались маломощные прожилки кварца, пирита и турмалина (на присутствие последнего в этой стадии указывают предыдущие исследователи), судя по парагенезису минералов, была наиболее высокотемпературной и, по-видимому, характеризуется широким окварцеванием и пиритизацией в период, предшествующий отложению основной массы сульфидов. В эту же стадию образовались серицит и мусковит.

В следующую кварц-пирит-галенит-сфалеритовую стадию выделилась основная масса сульфидов с различными количествами главных рудообразующих минералов в отдельных участках рудных тел. Эта стадия характеризуется двумя парагенетическими ассоциациями: кварц-халькопирит-пиритовой и кварц-галенит-сфалеритовой, проявленными по-разному в зависимости от состава вмещающих пород и структурных условий локализации руд. Процесс рудоотложения в эту стадию, по-видимому, протекал без существенных внутрирудных тектонических деформаций.

Следует отметить, что послойное чередование минералов в колломорфных и псевдоплойчатых агрегатах может свидетельствовать либо о неоднократном изменении концентрации отдельных

[1] Имеется в виду собственно рудный процесс. Данные по околорудным изменениям заимствованы из литературных источников.

компонентов в растворах, в целом сохраняющих постоянный состав, либо о наличии диффузионных процессов. Между второй и третьей стадиями существовал перерыв в отложении. В этот период было интенсивное брекчирование минеральных агрегатов ранних стадий и цементация их минералами поздней стадии.

Начальный период третьей стадии отличается резким изменением состава растворов и физико-химических условий. Состав и строение минеральных агрегатов гематит-пирит-кварцевой стадии говорит о сложной физико-химической обстановке рудообразования, при которой парциальное давление серы и кислорода менялось. В эту стадию последовательно образуются две парагенетические ассоциации: гематит-пирит-кварцевая и галенит-халькопирит-доломитовая с блеклой рудой. Наличие галенит-халькопиритового парагенезиса с блеклой рудой свидетельствует об устойчивости этих минералов в условиях повышения окислительно-восстановительного потенциала, сопровождавшегося появлением гематита.

В позднюю, доломитовую стадию по существу привноса металлов не происходило, однако растворы вызвали незначительное переотложение галенита, блеклой руды, халькопирита и некоторое преобразование отдельных минералов, например осветление сфалерита и перераспределение в нем эмульсиевидных включений халькопирита. В результате интенсивного щелочного метасоматоза в отдельных местах переотлагается кварц и образуются маломощные халцедоновые прожилки, секущие рудные минералы или сконцентрированные в массе доломита. В целом же данная стадия завершает процесс рудоотложения на Ново-Широкинском месторождении.

Предложенная схема ближе всего к схеме М. Р. Дудина и др. (1963), которые выделяют колчеданную стадию, предшествующую кварцево-полиметаллической и, по-видимому, соответствующую кварц-халькопирит-пиритовой парагенетической ассоциации второй стадии. Вызывает сомнение выделение двух пострудных карбонатных стадий, представленных двумя сериями практически безрудных пересекающихся прожилков доломита. Скорее всего эти прожилки не разновременны, а являются поздними образованиями, выполняющими различно ориентированные трещины. Возможно также, что они относятся к карбонатно-полиметаллической стадии или галенит-халькопирит-доломитовой ассоциации третьей стадии по нашей схеме. Однако последнюю нельзя считать однозначно доказанной, поскольку фактические данные характеризуют рудные тела, вскрытые на поверхности. В рассматриваемом случае признаки разновременного отложения минеральных ассоциаций недостоверны вследствие образования руд прожилкового типа в сложных зонах трещиноватости, а как известно (Поспелов и др., 1961, 1964), пересечение различных по составу прожилков не всегда свидетельствует о их разностадийном образовании.

На Шахтаминском месторождении стадии минералообразования проявлены наиболее четко. Несмотря на это, схемы последовательности рудоотложения, предлагаемые разными исследователями, не совпадают. Большую помощь в выделении стадий здесь могли бы оказать данные об околорудных изменениях, сопряженных с образованием молибденитовых и галенит-сфалеритовых руд. К сожалению, предыдущие исследователи рассматривали в основном условия формирования молибденитовых руд и все околожильные изменения вмещающих пород относили к дорудным.

Наиболее детально метасоматические процессы, связанные с формированием кварц-молибденитовых жил, описаны В. И. Рехарским (1963), который считает, что метаморфизм пород и отложение рудных минералов обусловлены одними и теми же гидротермальными растворами. Изменения вмещающих гранитоидов, связанные с образованием кварц-молибденитовых жил, выражаются в окварцевании, развитии мусковита, серицита и мелкокристаллического турмалина. Установлена метасоматическая зональность. Внутренние зоны представлены кварцевыми и кварц-серицитовыми образованиями, которые в верхних частях рудных тел сменяются кварц-серицит-ортоклазовыми или кварц-серицит-ортоклаз-хлоритовыми. Как отмечают В. Д. Пампура и Г. С. Гормашева (1964), вблизи центральных участков кварц-молибденитовых жил интенсивно развивается зона окварцевания, а на флангах и в местах их пережима типична зона калишпатизации. По В. В. Сидоренко (1961), при значительной степени изменений вмещающая порода утрачивает реликты первичного состава и структуры, превращаясь в существенно кварц-серицитовую или кварц-серицит-карбонатную породу с богатой вкрапленностью пирита. Мощность зон околожильного изменения измеряется десятками сантиметров, но иногда достигает 1,5—2 м.

Учитывая, что образование кварц-полевошпатовых зон связано с формированием кварц-молибденитовых жил, можно считать изменения вмещающих пород связанными с отложением кварц-карбонат-сфалерит-галенитовых жил. Они выражаются в интенсивной пиритизации гранодиоритов, в отдельных участках серицитизации, хлоритизации и окварцевании. Наиболее отчетливо околожильные изменения наблюдаются в тех случаях, когда кварц-карбонатные жилы с галенитом, сфалеритом и блеклой рудой секут гранодиориты. Вблизи жил и по контакту их с гранодиоритами развивается разнозернистый пирит. Сами гранодиориты осветлены за счет развития в них серицита.

Сопоставление схем последовательности рудоотложения на Шахтаминском месторождении отражено в табл. 17. Несколько затрудняет выявление временны́х различий в предложенных схемах В. И. Сотникова и В. В. Сидоренко использование разной терминологии. Неясно, в чем различие понятия «этап» и «фаза» минерализации. Нам представляется, что к понятию фаза упомянутых авторов наиболее близко понятие «стадия», а под ста-

дией подразумевается минеральная ассоциация. В связи с этим интересна характеристика состава и последовательности формирования жил, данная В. В. Сидоренко.

1. Кварц-молибденитовые жилы, содержащие некоторое количество полевого шпата, турмалина, арсенопирита, висмутина и шеелита, относятся к первой фазе и образуются в две стадии. Интенсивные внутрирудные подвижки привели к катаклазу кварца и молибденита первой стадии, после чего произошла цементация их (в отдельных рудных телах) кварцем, молибденитом и пиритом второй стадии.

2. Образование полиметаллических руд, содержащих соединения свинца, цинка, небольшое количество молибдена, меди, сурьмы, серебра, возможно, никеля, хрома, кобальта и ванадия, относится ко второй фазе (стадии) и протекает в сравнительно спокойных тектонических условиях. При этом отложение минералов шло последовательно в зависимости от степени насыщенности соответствующими элементами растворов и температурных условий кристаллизации минералов.

3. Образование жил халцедоновидного кварца относится к третьей фазе. В ряде случаев кварц цементирует рудную брекчию, состоящую из обломков минеральных агрегатов двух предыдущих фаз минерализации. Жилы халцедоновидного кварца имеют другое направление, чем ранние жилы, и почти не содержат минералов, характерных для ранних фаз минерализации. В. В. Сидоренко считает жилы халцедоновидного кварца непосредственно связанными с рудным процессом на основании содержания в них вкрапленности молибденита. Молибден, по его мнению, является элементом, присутствующим во всех порциях гидротермального раствора, а также в остаточном магматическом расплаве пород Шахтаминской интрузии, о чем свидетельствует наличие вкрапленности молибденита в аплитах.

В дальнейшем некоторые исследователи, в частности в В. Д. Пампура и Г. С. Гормашева (1964), принимают за основу схемы последовательности минералообразования, предложенные В. И. Сотниковым и В. В. Сидоренко, делая некоторые уточнения. Так, они считают, что вторая кварц-молибденитовая стадия (по В. И. Сотникову) может быть отнесена к проявлению внутрирудного метаморфизма и представляет собой переотложение молибденита в процессе динамометаморфизма жил единой кварц-молибденитовой стадии.

Наши представления о последовательности минералообразования в значительной мере согласуются с данными предыдущих исследователей, в частности В. И. Сотникова (1960), если принять, что фазы минерализации соответствуют стадиям, которые в свою очередь характеризуются различными по составу парагенетическими ассоциациями минералов. Однако мы, как и В. Д. Пампура и Г. С. Гормашева (1964), считаем, что вторая кварц-молибденитовая стадия отсутствует, а минеральные

образования, отнесенные к ней, являются переотложенными в результате воздействия поздних сульфидных растворов на ранее сформировавшиеся кварц-молибденитовые руды.

На основании изучения взаимоотношений кварц-молибденитовых рудных тел с наложенной галенит-сфалеритовой минерализацией, обособлений последней в гранитоидах и особенностей текстур и структур минеральных агрегатов нами выделены три главные стадии минералообразования: кварц-пирит-молибденитовая, кварц-карбонат-галенит-сфалеритовая и карбонат-халцедоновая (см. табл. 17). Чаще всего происходит наложение минеральных агрегатов, характеризующих выделенные стадии, поскольку они приурочены к одним и тем же структурам. Однако в забоях иногда прослеживается пересечение и пространственное обособление жил различного состава. Например, в забое третьего участка (третье рудное тело, IV горизонт) наблюдалось пересечение жилы кварц-молибденитового состава карбонатной жилой со сфалеритом и галенитом. При этом отчетливо фиксируются элементы смещения в ранней жиле. Далее по простиранию кварц-молибденитовая жила и наложенные образования следуют в одном направлении. В участке пересечения ранних и поздних минеральных агрегатов отмечается максимальное скопление сфалерита и галенита с интенсивно проявленной хлоритизацией.

Следовательно, признаки пересечения различных по составу жил в связи с тектоническими подвижками, способствовавшими поступлению растворов, несущих свинец, медь и цинк, пространственное обособление этих жил, а в случае совмещения — брекчирование ранних агрегатов и цементация их поздними, различный состав околорудно-измененных пород являются убедительными признаками стадийности минералообразования.

Первая стадия характеризуется образованием одной парагенетической кварц-пирит-молибденитовой ассоциации. Установление переотложения кварца и молибденита первой стадии служит дополнительным критерием для выделения двух рудных стадий минералообразования.

Во вторую стадию происходило отложение трех парагенетических минеральных ассоциаций: кварц-сфалеритовой с блеклой рудой и небольшим количеством галенита, доломит-бурнонит-галенитовой и кварц-халькопиритовой. Вторая стадия отличается сложным составом руд, внутрирудными подвижками, разделяющими в ряде случаев отложение кварц-сфалеритовой и поздних парагенетических ассоциаций, интенсивным замещением одних минеральных агрегатов другими, иногда с образованием реакционных минералов (бурнонита). Околорудные изменения, сопряженные с рудообразованием второй стадии, везде одинаковы. Отложению кварц-сфалеритовых и галенит-бурнонитовых руд сопутствует образование кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых агрегатов вблизи сульфидных прожилков, а также широкое развитие

пирита. Более позднее отложение основной массы галенита и более позднее образование халькопирита по сравнению со сфалеритом не вызывает сомнения.

Третья стадия представлена многочисленными поздними прожилками карбоната и кварца, секущими все ранние рудные минеральные агрегаты и вмещающие породы. Часто прожилки мономинеральные: кварцевые или карбонатные, иногда состоят из двух указанных минералов. Кварц-карбонатные прожилки характеризуются постоянным строением: кварц выполняет центральную часть прожилка, а по периферии в виде оторочек развивается карбонат. В ряде случаев в минеральных агрегатах наблюдается перегруппировка вещества в результате воздействия поздних кремнекислых растворов. Так, в местах пересечения кварцевыми прожилками тетраэдрит-сфалеритовых агрегатов, в последних образуются тонкие прожилки переотложенного светлого сфалерита и халькопирита, которые являются составной частью поздних кварцевых прожилков. В целом фактические данные показывают, что каждая новая стадия сопровождается отложением кварца, вторая и третья стадии завершаются, кроме того, образованием карбоната.

При сопоставлении минеральных парагенезисов и схем последовательности рудоотложения в месторождениях, залегающих в карбонатных и силикатных породах, выявляется, что группы совместно выделившихся минералов удивительно сходны по составу, а закономерности в последовательности их образования повторяются. Во всех месторождениях процесс протекает однонаправленно: от образования ранних пиритовых парагенезисов (с молибденитом, золотом, арсенопиритом) к сфалерит-галенитовым и сульфоантимонид-галенитовым. В месторождениях Благодатской группы сфалерит и галенит выделились в разные стадии. В Михайловском, Северо-Акатуевском, Шахтаминском и Ново-Широкинском месторождениях основная масса галенита и сфалерита образовалась в одну стадию, хотя и относится к разным парагенезисам.

В месторождениях, залегающих в карбонатных породах, каждый новый период рудоотложения начинается с кристаллизации пирит-арсенопиритового парагенезиса, а завершается образованием переотложенных кварца и карбоната. В алюмосиликатных породах цикличность минералообразования характеризуется отложением кварца в начале каждой новой стадии и карбоната в конце ее.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Анализ парагенетических минеральных ассоциаций и детальное изучение главных рудообразующих минералов, а также обзор литературных данных позволяют высказать некоторые представ-

ления о физико-химических условиях формирования руд, в частности о температурах, составе и состоянии рудообразующих растворов.

Температуры формирования руд. Наиболее надежным методом определения температур кристаллизации минералов является метод гомогенизации газово-жидких включений. Однако этот метод практически неприменим для сульфидов. Другой метод—определение температур разрыва этих включений, т. е. декрепитации (Хетчиков и др., 1966, 1970) для сульфидов пока не дает достоверных и надежных результатов.

В литературе почти полностью отсутствуют экспериментальные данные о температурах кристаллизации главных рудообразующих сульфидов большинства изученных месторождений Забайкалья. Однако имеется довольно много определений температур гомогенизации газово-жидких включений в жильных минералах (кварце, карбонате), сопутствующих главным сульфидам, в месторождениях по составу и условиям образования близких описанным нами. В связи с этим мы сочли целесообразным обобщить все имеющиеся данные и использовать их для суждения о температурах формирования главнейших рудообразующих минеральных парагенезисов. Это тем более допустимо, что во всех месторождениях свинцово-цинковых руд минеральные парагенезисы в основном аналогичны по составу и последовательности отложения.

Для ряда месторождений Восточного Забайкалья, заключенных в силикатных породах, имеются данные определения температур гомогенизации включений в кварце и карбонате (Лесняк, 1954; Колтун и др., 1963, 1964; Григорчук, 1964; Мейтув и др., 1968), которые частично позволяют установить пределы температур кристаллизации различных ассоциаций минералов. Так, согласно указанным выше работам, ранняя пирротиновая ассоциация с карбонатом и с подчиненным количеством сфалерита и халькопирита кристаллизуется на Савинском № 5 месторождении в пределах 350—250° С. Кристаллизация следующей за ней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации происходит в интервале температур приблизительно 300—225° С (метод гомогенизации по кварцу). В Покровском месторождении по данным декрепитации ранний арсенопирит выделялся при 340—320° С, а пирротин — при 220—210° С (Локерман, 1962; Радкевич и др., 1963). Имеется довольно много определений температур гомогенизации для поздней флюорит-кварц-кальцитовой ассоциации. Минералы, представляющие ее, характеризуются достаточно широкими интервалами температур: кварц 210—180°, иногда до 85° (Былино, 1966), флюорит 190—70°, кальцит 190—100—60° С.

Меньше всего определений для галенитовой и сфалеритовой ассоциаций. Средние температуры образования некоторых рудных и жильных минералов Ново-Широкинского месторождения, полученные Л. И. Колтун и А. А. Локерман (1962) методом гомоге-

низации и разрыва газово-жидких включений, для раннего сфалерита 315—254° С, галенита 280°, анкерита 225°, клейофана 162° С.

В другой работе (Колтун, Локерман 1964) приводятся температуры образования кварц-сфалерит-пирит-галенитовой ассоциации (по светлому сфалериту) 270—250° С и карбонат-галенит-сфалеритовой ассоциации 180—150° С.

Для руд Красноярово-Золинского месторождения методом гомогенизации газово-жидких включений в карбонатах, кварце и сфалерите были установлены температуры образования минералов ранней кварц-пирит-арсенопиритовой стадии 300—290° С, следующей за ней анкерит-галенит-сфалеритовой 270—225° С и пострудной кварц-доломитовой 190—80° С (Григорчук, 1964; Григорчук и др., 1964). Несмотря на погрешности метода и различную трактовку последовательности формирования руд в целом, авторы подчеркивают, что от ранних минеральных парагенезисов к более поздним происходит падение температур. Температуры образования главных минеральных парагенезисов в месторождениях Широкинского рудного поля (в силикатных породах), определявшиеся (Кормилицын, Иванова, 1968) с помощью различных методов, следующие: 600—300° С — кварц-турмалиновая ассоциация; 300—200° С — кварц-пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация с халькопиритом и блеклой рудой; 200—50° С — карбонат-галенит-сфалеритовая и пострудная кварц-карбонатная ассоциации.

Для руд Северо-Акатуевского, Михайловского, Воздвиженского и некоторых других месторождений методом декрепитации были определены температуры кристаллизации сфалеритов 230—200—170° С (табл. 18) (Локерман и др., 1963). Некоторые исследователи (Трошин, Кусакина, 1964) приводят для Северо-Акатуевского месторождения явно завышенные температуры кристаллизации сфалерита, основываясь на его железистости (570—380° С). Поскольку эти данные получены по так называемому сфалеритовому геотермометру Куллеруда (Kullerud, 1953), подвергшемуся серьезной критике (Benson, 1960; Clark, 1965; Куденко, Стеценко, 1964, 1966; Шадлун, 1967; Анфилогов, Чернышев, 1968), мы не считаем возможным использовать их для решения вопроса о температурах образования сфалерита. Допущенная указанными авторами ошибка усугубляется и методически неверным определением количества изоморфного железа в сфалерите.

В связи с тем, что до последнего времени многие авторы продолжают использовать устаревший способ определения температуры кристаллизации сфалерита по кривой Куллеруда 1953 года, от которой сам автор уже давно отказался, кратко коснемся этого вопроса. За последнее десятилетие проведена большая работа по исследованию зависимости содержания железа в сфалерите от температуры его образования. Экспериментально изуча-

Таблица 18
Данные о температурах формирования различных минеральных ассоциаций свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья

Месторождение	Минеральная ассоциация	Минералы	Метод определения	Температура, °С	Литературный источник
Савинское № 5	Пирротиновая со сфалеритом и халькопиритом	Кварц и карбонат	Гомогенизация	350—250	Л. И. Колтун и др., 1963,
	Кварц-пирит-арсенопиритовая	Кварц			Л. В. Былино, 1966
			»	300—225	
Покровское	Ранняя сульфидная	Арсенопирит	Декрепитация	340—320	Г. М. Мейтув и др. 1968
		Пирротин	»	220—210	
	Флюорит-кварц-кальцитовая	Кварц	»	210—180—85	
		Кальцит	»	190—100—60	
		Флюорит	»	190—70	
Ново-Широкинское	Ранняя сульфидная	Сфалерит темный	Гомогенизация	315—254	Л. И. Колтун, А. А. Локерман, 1964
	Кварц-пирит-сфалерит-галенитовая	Сфалерит светлый			
	Карбонат-галенит-сфалеритовая	Галенит	»	270—250	
		Анкерит	»	300—200	
	Кварц-карбонатная (пострудная)	Клейофан	»	225	
		Кварц	»	162	
			»	До 50	
Красноярово-Золинское	Кварц-арсенопирит-пирротиновая	Кварц	Гомогенизация	300—290	Г. Ю. Григорчук, 1964
		Сфалерит			
	Анкерит-галенит-сфалеритовая	Карбонат			
	Кварц-доломитовая		»	270—225	
			»	190—80	
Северо-Акатуевское	Пирит-сфалеритовая	Сфалерит	Декрепитация	340—320	М. Г. Добровольская, 1970
Благодатское	»	»	»	320—240	
Михайловское	»	»	»	400—320	

лась система Fe—Zn—S многими как советскими (Годовиков, Птицын, 1966; Чернышев, Анфилогов, 1968; Сорокин, Груздев, 1968), так и зарубежными исследователями (Barton, Toulmin, 1964, 1966; Boorman, 1967; Scott a. Barnes, 1971). При этом было убедительно показано, что и температура, и содержание железа очень сильно зависят от концентрации серы в растворе или в исходной смеси компонентов (для сухих экспериментов). Фугативность серы (давление паров) определяет и состав ассоциации сфалерита, его кристаллизацию совместно с пиритом или с пирротином, либо и с тем, и с другим. Было выяснено, что при одной и той же температуре, но различной концентрации серы (и соответственно кристаллизации сфалерита в парагенезисе с пиритом или пирротином) содержание железа оказывается совершенно различным, и, наоборот, сфалерит с одним и тем же содержанием железа может кристаллизоваться при совершенно различных температурах.

Недавно были получены очень интересные данные (Browne, Lovering, 1973) по составу природного сфалерита из района термального поля Бродленд в Новой Зеландии. Оказалось, что при температуре кристаллизации 140—229° С содержание железа (FeS) в сфалерите колеблется от 0,6 до 22,2 мол. %, а при температуре 230—294° С — от 0,4 до 19,7 мол.%. При этом давление изменялось от 58 до 159 бар.

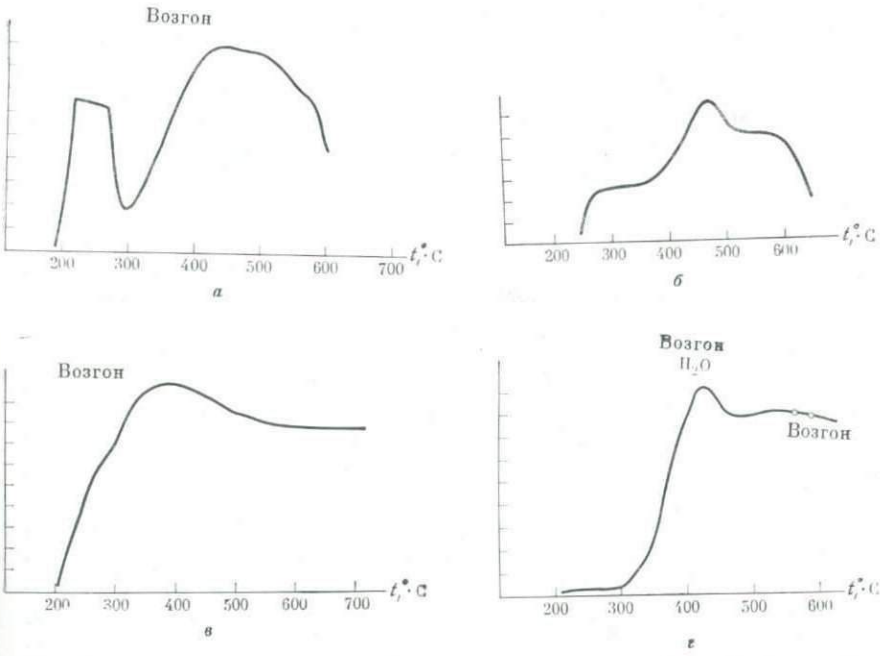
Было установлено, что при 219° С сфалерит содержит от 0,6 до 7,1 мол.% FeS и кристаллизуется в равновесной ассоциации с пиритом и пирротином.

Таким образом, значительные изменения содержания железа в сфалерите нельзя связывать только с температурными изменениями.

Ошибочный подход к использованию сфалерита как геотермометра привел не только к резкому завышению температур образования отдельных месторождений, но и к построению несуществующей зональности, например для Северо-Акатуевского месторождения (Трошин, Кусакина, 1964).

Нами была осуществлена попытка исследования температур декрепитации для 11 образцов сфалерита из четырех изученных месторождений (Михайловского, Северо-Акатуевского, Благодатского и Екатерино-Благодатского). При выборе образцов учитывались принадлежность сфалерита во всех месторождениях к одной стадии и одной пирит-сфалеритовой ассоциации и различное содержание в нем железа. В результате были получены интересные данные, позволяющие сопоставить их с известными определениями других авторов, но использовать их как температуры образования сфалерита в этих месторождениях мы все же не сочли возможным ввиду недостаточного количества определений.

В результате эксперимента, проведенного под руководством и по методу Е. Е. Костылевой (1964, 1965), были получены



Фиг. 9. Кривые декрепитации сфалерита из различных месторождений
а — Михайловское; *б*, *в* — Северо-Акатуевское, *г* — Благодатское

данные, указывающие на начало массового растрескивания включений в разных сфалеритах примерно при одних и тех же температурах. Принимая во внимание различные условия кристаллизации этих сфалеритов и неодинаковое содержание в них железа, трудно допустить, что температуры их образования были одинаковыми. Полученные кривые (фиг. 9) говорят о различной природе самой декрепитации в анализируемых образцах сфалерита. Так, высокожелезистые сфалериты (Михайловское месторождение) и сфалериты с меньшим количеством железа, но повышенным содержанием марганца (Северо-Акатуевское месторождение) характеризуются одним максимумом звуковых импульсов в интервале температур 480—400° С [1]. Кривые имеют нешироки максимум, особенно в образцах М-96 и А-145 (фиг. 9, *а*, *б*), и четкий перегиб. Другой максимум имеется в обр. М-96 (фиг. 9, *а*) в интервале температур 200—280° С, возможно, он характеризует температуры растрескивания вторичных газово-жидких включе-

[1] Имея в виду, что температуры растрескивания обычно выше температур образования минералов (Наумов и др., 1966) и учитывая поправку на давление, можно было бы считать температуры образования близкими 350—300° С.

ний или доломита, который микроскопически отмечается в виде многочисленных включений в данном образце. Для обр. А-160 Северо-Акатуевского месторождения температуры начального периода растрескивания ниже 420—400° С (фиг 9, *в*) и, начиная с 500° С, отмечается выполаживание кривой.

Кривые декрепитации (фиг. 9, *г*) шести образцов сфалерита Благодатского месторождения, характеризующихся аналогичными обр. Б-232 кривыми, взятых с различных глубин и из разных морфологических типов рудных тел, указывают на начало интенсивного растрескивания в интервале температур 400—320° С, после чего импульсы не прекращаются и сопровождаются значительным возгоном паров.

Полученные предварительные результаты позволяют сделать вывод, что высокожелезистые сфалериты, микроскопически сравнительно однородные как по составу, так и по строению, почти не подвергшиеся перекристаллизации, могут служить объектами для исследования температур их образования методом декрепитации.

Сфалериты же Благодатских месторождений, чрезвычайно неоднородные как по составу, так и по строению, характеризующиеся признаками существенной перекристаллизации и перегруппировки вещества, не могут быть использованы для этой цели.

Таким образом, в описываемых месторождениях ранние парагенетические ассоциации, в которых участвуют арсенопирит, турмалин, частично пирротин и касситерит, являются относительно высокотемпературными. Учитывая экспериментальные данные по получению искусственного турмалина (Татаринов, 1955; Емельянова, Зигарева, 1960), интервалы температур образования минералов данной ассоциации — 600—350° С. Сопоставление известных данных по температурам кристаллизации жильных и сульфидных минералов в рассматриваемых или близких к ним по условиям формирования месторождениях показывает, что различные авторы, независимо от метода определения, приводят близкие интервалы температур образования для основной кварц-арсенопиритовой и пирит-сфалеритовой стадий (300—200° С) и пострудной кварц-карбонатной стадии (200—50° С). По-видимому, эти температуры в какой-то мере соответствуют температурам растворов, из которых отлагались рудообразующие минералы данных ассоциаций.

Вызывает лишь сомнение температура кристаллизации галенита. В одних случаях она выше нижнего предела температуры отложения сфалерита, в других значительно ниже (Колтун, Локерман, 1964). Поэтому возникает вопрос: это температуры кристаллизации различных генераций галенита в раннюю и позднюю стадии или место галенита в схеме последовательности рудоотложения в ряде случаев спорно.

Пирит-сфалеритовая ассоциация месторождений в карбонатных породах по ряду косвенных признаков — включениям пир-

ротина и макинавита в сфалерите, высокой железистости последнего, образованию твердых растворов с FeS, $CuFeS_2$ и Cu_2FeSnS_4 отличается интервалами более высоких температур по сравнению с температурами кристаллизации минералов близкого по составу парагенезиса в месторождениях среди силикатных пород (Шахтаминском, Ново-Широкинском). Сфалериты последних однородны по составу, почти не содержат продуктов распада, маложелезистые, а иногда характеризуются примесью ртути.

Совершенно отсутствуют данные о температурах отложения галенит-буланжеритовой ассоциации, широко развитой в месторождениях, заключенных в карбонатных породах. Эта парагенетическая ассоциация, по-видимому, отлагалась при более низких температурах.

Правда, относительно высокие содержания серебра и сурьмы, образующих твердый раствор $PbS + AgSbS_2$, позволяют допустить более высокие температуры в начале отложения минералов второй стадии, чем температуры конца первой стадии. Экспериментально показана возможность образования подобного твердого раствора при температуре выше 380° С (Keighin, Honea, 1969). О повышенной температуре свидетельствуют также широко проявленные признаки перегруппировки вещества в более ранней ассоциации. Интенсивное растворение сфалерита, очищение его от минералов-примесей и перекристаллизация, видимо, происходили под влиянием изменения не только состава растворов, но и температурных условий.

При изучении сульфидно-касситеритовых, вольфрамовых и других месторождений повышение температуры в начале каждой новой стадии было подмечено рядом исследователей (Кигай, 1963; Хетчиков и др., 1970) и использовано в качестве одного из критериев стадийности рудного процесса.

В изученных нами месторождениях в силикатных породах наблюдается тесная ассоциация галенита с поздним карбонатом. Галенит содержит сотые, редко десятые доли процента серебра и других примесей, в значительной степени однороден по составу. Это позволяет считать, что он образовался при более низких температурах (примерно 200° С).

Отложение поздних кварца и карбоната происходило при сравнительно низких температурах (160—50° С), что однозначно доказывается методами геотермометрии, а также подтверждается отсутствием или незначительным воздействием растворов этой стадии на ранее выделившиеся минеральные агрегаты.

Некоторые представления о глубине формирования руд можно получить на основании данных по текстурам и структурам минеральных агрегатов. Текстурно-структурные особенности руд Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений указывают на большую роль коллоидов в процессе рудоотложения. Обособленность в распределении главных минералов и относительная однородность их по составу свидетельствуют наряду

с текстурами о близповерхностных условиях формирования этих месторождений, что не противоречит данным В. С. Кормилицына и А. А. Ивановой (1968). Формирование месторождений, залегающих в карбонатных породах, происходит в сложной тектонической обстановке, предшествующей, сопровождающей и завершающей минералообразование. Кулисообразное расположение рудных тел приводит к тому, что различные по составу минеральные парагенезисы встречаются на разных гипсометрических уровнях. Строение минеральных зерен, многообразие структур распада твердого раствора, чрезвычайная неоднородность состава и структур агрегатов рудообразующих минералов указывают на более глубинный характер образования месторождений.

Минеральный состав руд месторождений в карбонатных породах говорит о сложном, многокомпонентном составе рудообразующих растворов. Растворы, из которых кристаллизовались минералы первой стадии, были насыщены железом, цинком, мышьяком, серой, локально проявлялось обогащение свинцом. Медь, олово, кадмий, марганец, индий присутствовали в небольшом количестве. Незначительны были содержания молибдена, галлия, никеля, кобальта. При отложении сфалерита и пирита такие элементы, как медь, олово, кадмий, марганец, индий, галлий, кобальт, никель образовали изоморфные примеси, выделившиеся впоследствии в виде продуктов распада в нем. В редких случаях минералы олова и меди образуют самостоятельный парагенезис.

В последующих порциях раствора привносились в основном свинец и сурьма, в меньшем количестве серебро, таллий, в ничтожно малых количествах висмут. Часть этих элементов в виде изоморфных примесей вошла в главные рудообразующие минералы: серебро и висмут — в галенит, таллий — в геокронит и буланжерит. Часть серебра и сурьмы в начальный период второй стадии при кристаллизации галенита образовали с ним твердый раствор, распад которого привел к обособлению миаргирита в форме субмикроскопических включений.

В минералах второй стадии рудообразования также отмечаются такие элементы-примеси, как кадмий, индий, марганец, молибден, но содержания этих элементов в рудах и минералах заметно ниже по сравнению с содержаниями в минералах первой стадии. Взаимоотношения минералов позволяют высказать предположение, что кадмий, индий и молибден концентрировались в растворе вследствие выноса их из более раннего сфалерита и сульфидов железа. Закономерности поведения и распределения меди и олова в рудах также подтверждают это предположение.

Некоторые исследователи (Кузнецов, 1963) по аналогии поведения олова в других месторождениях полагают, что этот металл привносится растворами поздней стадии. Однако по данным спектральных анализов сфалерита — главного концентратора олова, галенита и сульфоантимонидов свинца видно, что содержания

олова в минералах ранней и поздней стадии одинаковы. Присутствие равномерно распределенной эмульсиевидной вкрапленности станнина в сфалерите и обособление более крупных его выделений среди галенита и сульфоантимонидов при сохранении валовых содержаний олова указывает на отсутствие привноса данного элемента поздними растворами. Перераспределение и заимствование олова происходит вследствие активного воздействия поздних растворов на сфалерит, который в процессе внутрирудного метаморфизма освобождается от ряда элементов. Переотложение олова в виде станнина происходит одновременно с кристаллизацией галенита и сульфоантимонидов свинца в условиях высокой активности серы. Частично олово входит и в виде изоморфной примеси в минералы свинца.

Поведение меди аналогично поведению олова. Общее количество ее в рудах ранней и поздней стадий сохраняется. Формы нахождения различные: на верхних горизонтах среди минералов сульфоантимонид-галенитовой ассоциации наблюдается небольшое количество блеклой руды, на нижних горизонтах главным образом среди галенитовых руд, встречается халькопирит. В отдельных месторождениях (Центральное, Воздвиженское, Северо-Акатуевское) накопление меди связано с образованием самостоятельной парагенетической ассоциации. В этом случае поведение ее отличается от поведения в рудах Благодатских месторождений.

Поскольку вмещающими породами этих месторождений являются карбонаты, подвергшиеся в период палеозойской складчатости мраморизации, доломитизации и окварцеванию, вполне естественно предположить, что кремнезем и карбонаты не привносились рудными растворами, а заимствовались из вмещающей среды и многократно переотлагались. На это указывал С. С. Смирнов (1961) при описании Михайловского месторождения. Отложение кварца и карбоната в конце каждой стадии после кристаллизации сульфидов также свидетельствует о том, что кремнезем и карбонатное вещество интенсивно выщелачивались в процессе рудоотложения. В месторождениях, залегающих в алюмосиликатных породах, поведение кремнезема аналогично, а карбонатный материал поступал вместе с рудными растворами.

На примере описываемых месторождений, что вполне согласуется с данными по другим месторождениям Восточного Забайкалья (Григорчук, 1964$_2$, 1965), отчетливо проявляются три цикла смены физико-химических и термодинамических условий. Эта цикличность фиксируется повторным появлением определенных парагенезисов, указывающих на повышение щелочности раствора и понижение температуры в конце стадии, а затем повышение кислотности и температуры в начале следующей. При этом следует отметить, что повторное отложение таких минералов, как пирит, арсенопирит, кварц, карбонат, служит критерием цикличности процесса.

Экспериментальные работы (*Мелентьев и др., 1965*) показали, что для переноса ZnS благоприятны кислые растворы, в которых растворимость сфалерита наиболее высокая. При взаимодействии этих растворов с карбонатными породами, понижающими их кислотность, содержащийся в них ZnS может выпадать в виде сфалерита. По данным тех же исследователей, при pH<1 и pH>7 температура практически не влияет на растворимость сфалерита. В интервале же pH 1—7 и температура, и кислотность раствора весьма сильно воздействуют на растворимость сульфида цинка. При одновременном изменении температуры и pH раствора перепады концентраций сульфидов в растворе могут достигать значительных величин. Экспериментально установлено, что минимумы растворимости сфалерита при высоких температурах расположены в близкой к нейтральной или даже щелочной области pH.

Судя по экспериментам (Мелентьев, Иваненко, 1963), отложению сфалерита при высоких температурах (порядка 350° С), должно соответствовать увеличение pH от 5 до 7, что в определенной мере согласуется с фактическими данными. Повышение щелочности приводит к переотложению раннего кварца в виде метакристаллов совместно с доломитом в конце первой стадии. Изменение pH раствора вызывает локальное пересыщение каким-либо элементом при сохранении в среднем одной и той же абсолютной его концентрации (Коржинский, 1957). Появление многочисленных крупных и мелких метакристаллов пирита и арсенопирита в массе сфалерита и переотложение последнего, возможно, обусловлено этим обстоятельством.

Совместное образование сульфидов железа и сфалерита, отнесенных к одной парагенетической ассоциации первой стадии в Приаргунских месторождениях, у некоторых исследователей вызывает сомнение. Однако существование такого парагенезиса во многих месторождениях правомерно и объяснимо. Почти во всех месторождениях Восточного Забайкалья в выделяемом раннем кварц-пирит-арсенопиритовом парагенезисе отмечается небольшое количество сфалерита, а в более поздней сфалерит-галенитовой ассоциации — пирита. Практически пирит, сфалерит и галенит часто относят к одной стадии или даже одному парагенезису, видимо, потому что нет четких признаков замещения, коррозии пирита сфалеритом.

Эксперименты по синтезу сфалерита в гидротермальных условиях (Годовиков, Птицын, 1966; Чернышев, Анфилогов, 1967, 1968) показали, что сфалерит и пирит могут кристаллизоваться одновременно. При этом только часть находящегося в растворе сульфида железа переходит в кристаллизующийся сфалерит, остальная часть его непременно высаживается в виде самостоятельных кристалликов пирита. Различные количественные соотношения этих двух минералов обусловлены концентрацией металлов и серы в растворе. Большое значение имеет также

окислительно-восстановительный потенциал. Известно (Бетехтин, 1955), что образование сульфидов цинка и железа указывает на высокую концентрацию серы в момент их кристаллизации, которая достигается вследствие постоянной диссоциации сероводорода. Повышение диссоциации H_2S в свою очередь связано с понижением температуры рудообразующего раствора и повышением щелочности. Этими же причинами, по-видимому, в ряде случаев и объясняется отсутствие в рудах пирротина в ассоциации со сфалеритом. В. В. Щербина и К. И. Якубович (1963) отмечают, что при повышении парциального давления серы в системе FeS — ZnS происходит образование пирита за счет своеобразного «экстрагирования» сернистого железа из (Fe, Zn)S. Понижение парциального давления серы приводит к отложению пирротина.

А. Х. Кларк (Clark, 1965), А. А. Куденко и В. П. Стеценко (1966), основываясь на термодинамических расчетах, полагают, что ни пирротин, ни троилит не могут существовать с пиритом даже при очень низких температурах. Однако в ряде экспериментальных работ последних лет по системе ZnS — FeS — S (Boorman, 1967; Scott, Barnes, 1971) содержатся данные, позволяющие им утверждать, что пирит, пирротин и сфалерит могут находиться в равновесии, а, следовательно, сосуществовать, не замещая друг друга, при температурах около 300° С. Совсем недавно были опубликованы очень интересные результаты изучения ассоциаций и состава сфалерита из геотермального поля Бродленд в Новой Зеландии (Browne, Lovering, 1973). Здесь в ассоциации со сфалеритом постоянно находится пирит, а в отдельных участках при температурах 219 и 253° С и давлении соответственно 73,5 и 91,7 бар — пирротин. Указывается также, что при температурах 140 и 160° С и давлении 60,3 и 58,6 бар сфалерит находится в ассоциации только с пиритом и галенитом

Все это не дает еще достаточных оснований считать пирротин-сфалеритовый парагенезис, присутствующий в ряде месторождений Восточного Забайкалья, более ранним, чем пирит-сфалеритовый, или отделять по времени образования пирит от сфалерита. Возможно, что несущественные различия в физико-химических условиях образования минеральных парагенезисов приводили к тому, что в некоторых месторождениях происходило совместное отложение пирротина, пирита и сфалерита, в других же — отложение пирротина предшествовало пириту. Косвенные признаки присутствия в рудах пирротина (пластинчатые псевдоморфозы пирита с марказитом), а также нахождение его в виде эмульсиевидной вкрапленности в сфалерите отмечаются очень часто.

Несомненно, в процессе отложения минералов первой стадии на описываемых месторождениях имело место изменение условий, в частности кислотности-щелочности раствора. Об этом можно судить по соотношениям минералов, описанным ранее. Вследствие

изменения pH раствора, понижения температуры и колебаний концентраций главных компонентов образовалось несколько морфологических разновидностей одного и того же минерала (пирита, арсенопирита, сфалерита, кварца, карбоната). Следует отметить, что все сказанное в отношении растворов, несущих железо и цинк, справедливо как для условий формирования ранних минеральных парагенезисов в карбонатных породах, так в известной мере и для этих же парагенетических ассоциаций, отлагающихся в жильных месторождениях среди силикатных пород. Различия часто заключаются в количественных соотношениях отдельных металлов и серы в растворе.

Вторая рудная стадия представлена различными минеральными парагенезисами в зависимости от месторождений: бурнонит-галенитовым (Шахтаминское месторождение), сфалерит-галенитовым (Ново-Широкинское), галенит-джемсонит-буланжеритовым (Центральное), геокронит-буланжерит-галенитовым (Благодатское и Воздвиженское месторождения), менегинит-буланжеритовым (Михайловское, Северо-Акатуевское месторождения). Растворы этой стадии в большинстве месторождений резко отличаются от более ранних по составу и характеризуются высокими концентрациями свинца и сурьмы.

По данным Б. И. Малышева и И. Л. Ходаковского (1964), увеличение pH (выше 7) вызывает резкое уменьшение количества растворенного свинца. Образование галенита и избирательное замещение им ряда минералов обусловлено повышением концентрации ионов серы в растворах, вызванным увеличением их щелочности и растворением более ранних сульфидов, преимущественно сфалерита, чем и объясняется такое интенсивное замещение пирит-сфалеритовых агрегатов минералами свинца (сульфоантимонидами и галенитом).

Экспериментальные работы по синтезу некоторых сульфоантимонидов свинца, произведенные С. К. Робинсоном (Robinson, 1948) и Г. П. Лисецкой (1954), показали, что сульфосоли легче отлагаются из щелочных и в различной степени сернистых растворов. При этом Лисецкая указывает на среднюю величину pH, равную 9.

Образование сульфосолей сопровождается реакцией типа $Sb_2S_3 + S \rightleftarrows 2SbS_2^-$ или $2Sb^{3+} + 4S^{2-} \rightleftarrows 2SbS_2^-$ и при pH>8 — реакция сдвинута вправо — отлагаются сульфоантимониды. При pH<8 — реакция сдвинута влево — отлагается галенит. Исходя из этого, вполне вероятно образование галенита и сульфосолей свинца в одну стадию.

Резкое повышение щелочности во второй период минералообразования способствует интенсивному растворению кварца и переотложению его в виде метакристаллов в конце первой — начале второй стадии, что в свою очередь частично понижает pH растворов и создает условия для отложения галенита. Фактические данные подтверждают это. Так, в большинстве случаев вы-

делению галенита предшествует образование метакристаллов кварца и пространственно они связаны друг с другом. Часто наблюдаются признаки более раннего отложения галенита по сравнению с сульфоантимонидами свинца, в частности с геокронитом или буланжеритом, но при этом явное замещение одного минерала другим не отмечается.

Высокощелочная среда оказывается неблагоприятной для существования сфалерита и приводит к растворению и переотложению его либо непосредственно в местах отложения минералов свинца, либо на некотором расстоянии, вследствие чего возникают зоны «очищенного» и перекристаллизованного сфалерита. Переотложение сфалерита в виде светлых колломорфных агрегатов в локальных участках указывает на пересыщение растворов цинком за счет растворения раннего железосодержащего сульфида цинка, а не поступления новых порций, как полагают некоторые исследователи, выделяя поздний сфалерит. С выносом железа из сфалерита и частичным растворением ранних сульфидов связаны тонкие пирит-арсенопиритовые прожилки, субмикроскопическая вкрапленность и метакристаллы, развитые в массе сфалерита и главным образом вблизи и по границе с галенит-сульфоантимонидными агрегатами.

Интенсивные преобразования в рудах вследствие воздействия поздних щелочных растворов на ранние минеральные парагенезисы, по-видимому, могли происходить не только вследствие изменения состава и кислотности — щелочности растворов, но и повышения температуры. С. К. Робинсон (Robinson, 1948) экспериментально показал, что комплексные соединения свинца и сурьмы могут быть получены из щелочных растворов в интервалах температур 215—415° С при давлении 2000 кгс/см^2. Он отмечает, что сульфоантимониды легче образуются при более высоких температурах, чем галенит или стибнит.

Несмотря на то, что Г. П. Лисецкой получены сульфосоли в условиях обычных температур, но из сильнощелочных растворов, по ряду косвенных признаков можно предположить существование в начале второй стадии повышенных температур. В дальнейшем процесс шел с понижением температуры.

Высокая концентрация серы в растворе и восстановительная среда благоприятствовали широкому образованию поздних метасоматических прожилков и метакристаллов пирита и арсенопирита в сфалерите и галените. При этом для их возникновения совсем не обязателен был привнос раствором сульфидной серы, как полагает Л. В. Чернышев (1964), описывая условия образования аналогичной ассоциации на Северо-Акатуевском месторождении.

А. Г. Бетехтин (1955) и В. Г. Боголепов (1965) считают, что метакристаллы могут возникать при незначительной разнице в pH раствора, но существенном различии в его составе вследствие изменения концентраций отдельных компонентов. Поэтому

поздние метасоматические образования пирита и арсенопирита в галените следует относить к воздействиям растворов третьей стадии минералообразования на более ранние минералы, а не выделять позднюю пирит-арсенопиритовую стадию.

Поздняя, практически безрудная ассоциация, представленная широко проявленными маломощными жилами и прожилками кварц-карбонатного состава характеризует третью стадию и завершает процесс минералообразования на всех рассматриваемых месторождениях. Некоторое опережение в отложении минералов кремнезема (кварца, халцедона) по отношению к карбонатам (кальцит, доломит, манганокальцит) указывает на подкисление растворов в начале третьего периода. Поздние растворы были малоактивными, относительно низкотемпературными и поэтому не вызывали существенной перегруппировки вещества. Там, где минералы данной стадии развиты незначительно, образование их может быть связано с растворением и переотложением ранних минералов близкого или того же состава. При этом изменяются количественные соотношения отдельных компонентов — доломит сменяется железистым доломитом или анкеритом. Завершается минералообразование кальцитом или марганцовистым кальцитом.

В Шахтаминском и Ново-Широкинском месторождениях, где широко проявлены поздние кварц-карбонатные образования, их происхождение, вероятно, связано с поступлением новых порций безрудного раствора.

На основании фактических данных, полученных в результате изучения состава минеральных парагенезисов и соотношения их во времени и пространстве, можно сделать следующий вывод. Рассмотренные месторождения сформировались в две рудные стадии минералообразования. При этом в разных месторождениях первая и вторая стадии характеризуются двумя или несколькими парагенетическими ассоциациями, существенно различающимися по минеральному составу и количественным соотношениям главных минералов. Стадийное формирование месторождений подтверждается цикличностью развития рудного процесса и проявлениями внутрирудного метаморфизма. Изменения физико-химических условий и температур кристаллизации главных парагенезисов отражаются в их взаимоотношениях, в особенностях состава и строения рудообразующих минералов, в признаках их неравновесности. Несмотря на некоторые различия в условиях формирования руд, все рассмотренные месторождения характеризуются близкими по составу минеральными парагенезисами, выделившимися в одинаковой последовательности, что позволяет говорить об общности процессов, протекающих в различных геологических средах.

О ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

На примере изучения зональности рудоотложения в Благодатском и Екатерино-Благодатском месторождениях нетрудно убедиться, как необходимы правильное выделение минеральных парагенезисов и выявление закономерностей их развития в рудных телах.

На большинстве эксплуатируемых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья в ближайшее время добыча руды будет производиться со значительных глубин, поэтому вопрос о вертикальном размахе оруденения для разработки методов поисков и детальной разведки скрытых рудных тел приобретает важное значение. Без правильного представления о зональности месторождения эти вопросы не могут быть удовлетворительно решены.

Зональная смена вещественного состава свинцово-цинковых месторождений наблюдается довольно часто. О. Д. Левицкий и В. И. Смирнов (1959, 1963) указывали, что многие свинцово-цинковые жилы вверху переходят в баритовые, реже в существенно флюоритовые.

Увеличение количества цинка с глубиной и смена цинково-свинцовых руд свинцово-цинковыми и раньше неоднократно отмечались исследователями (С. С. Смирнов, 1937; В. И. Смирнов, 1957, 1963; Талдыкина, 1959).

Некоторые сведения о зональности на Благодатском и Екатерино-Благодатском месторождениях имеются в работах К. Ф. Кузнецова (1963), А. И. Кулагашева и др. (1963, 1966), Ф. В. Каминского и др. (1967), Е. В. Янишевского (1966_2). К. Ф. Кузнецов справедливо отмечает, что, по существу, невозможно установить какую-либо закономерную смену состава руд по отношению к интрузивным образованиям или к крупным тектоническим структурам. Вместе с тем в рудных телах Екатерино-Благодатского месторождения, по его данным, наблюдается обратная и концентрическая (горизонтальная) зональность. А. И. Кулагашев, высказывая предположение о сближении месторождений в целом и отдельных рудных тел на глубине, считает, что более ранние парагенетические ассоциации минералов, образующие массивные руды, развиты «ближе всего к гипотетической корневой части», а более поздние ассоциации, слагающие прожилково-вкрапленные руды — на флангах.

Е. В. Янишевский полагает, что для Благодатского месторождения характерна обратная вертикальная зональность, подобно установленной К. Ф. Кузнецовым (1963) на Екатерино-Благодатском месторождении.

Имеющийся фактический материал позволяет выявить ряд закономерностей в распределении различных по составу минеральных ассоциаций, а также в поведении главных и второстепенных

элементов в рудах и заставляет критически подойти к некоторым существующим представлениям о зональности рассматриваемых месторождений.

Стадийность процесса рудообразования, различные структурно-литологические условия, в которых формировались рудные тела, наложение поздних минеральных парагенезисов на ранние, перераспределение рудного вещества в результате внутрирудного метаморфизма оказали влияние на зональность месторождений в целом и отдельных рудных тел, предопределив неравномерное распределение отдельных парагенетических ассоциаций и фациальные изменения в их составе.

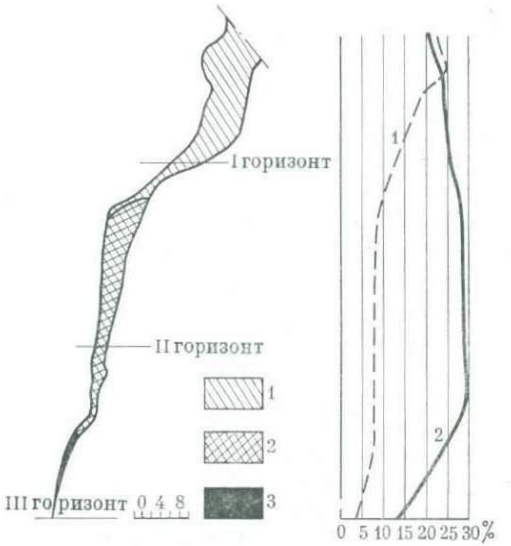
Зональность на Благодатском и Екатерино-Благодатском месторождениях в целом обусловлена двухстадийным поступлением рудных гидротермальных растворов разного состава. Последовательное выделение парагенетических ассоциаций от наиболее ранних в нижних частях месторождений к наиболее поздним в их верхних частях характеризует прямую вертикальную зональность. Различные гипсометрические уровни вскрытых рудных тел, их кулисообразное расположение часто затрудняют установление количественных соотношений главных парагенетических ассоциаций минералов на отдельных горизонтах в этих рудных телах. Однако выявление общих закономерностей в распределении основных минеральных парагенезисов и учет данных предыдущих исследований (Кузнецов, 1963; Шолкин, Ленок, 1963 и др.) показало, что на верхних горизонтах развита преимущественно сульфоантимонид-галенитовая парагенетическая ассоциация с неравномерным распределением галенита в отдельных участках. Богатые галенитовые, геокронитовые и буланжеритовые руды, в ряде случаев сложные по составу сульфоантимонидовые распространены в верхних частях и других месторождений Приаргунской зоны (Ивановское, Михайловское, Центральное, Акатуевское и т. д.).

На средних горизонтах наблюдается наложение поздней сульфоантимонид-галенитовой на раннюю пирит-сфалеритовую парагенетическую ассоциацию, в результате чего образуются многокомпонентные руды. О главной роли того или иного минерала в этом случае говорить трудно, хотя приближенный минеральный подсчет показывает, что содержание сульфоантимонидов свинца в значительной мере падает по сравнению с верхними горизонтами, несколько увеличивается количество сфалерита и галенита.

На нижних горизонтах рудные тела сложены преимущественно минералами ранней парагенетической ассоциации с переменными количествами пирита и сфалерита. Чаще всего в серых доломитах с большим содержанием углисто-глинистого вещества преобладает пирит, в светлых окварцованных разностях доломита — сфалерит. В отдельных рудных телах с глубиной увеличивается содержание в данной ассоциации пирита независимо от состава вмещающих доломитов. Значение сульфоантимонидов свинца невелико, но присутствуют они во всех рудных телах.

Выявленная вертикальная зональность в распределении парагенетических минеральных ассоциаций обусловила закономерное изменение с глубиной среднего содержания основных компонентов — свинца и цинка, а также их соотношения.

Как видно из графика (фиг. 10), для сложных трубообразных рудных тел, по данным М. А. Свирского и Ю. В. Киселева (Добровольская и др., 1968), максимальное содержание свинца



Фиг. 10. Распределение парагенетических минеральных ассоциаций и соотношение свинца (*1*) и цинка (*2*) в рудном теле 26 (Екатерино-Благодатское месторождение), вертикальный разрез

1 — сульфоантимонид - галенитовая ассоциация;
2 — пирит-сфалеритовая ассоциация;
3 — существенно пиритовые руды с незначительными скоплениями сфалерита

отмечается в верхней части рудного тела, а отношение цинка к свинцу здесь 1,5 : 1. Ниже первого горизонта (609 м) в местах развития минералов пирит-сфалеритовой стадии соответственно снижается содержание свинца и увеличивается содержание цинка. При этом отношение цинка к свинцу достигает 2,5 : 1. И, наконец, на глубоких горизонтах (гор. 525 м) в участках преимущественного распространения пирита ранней стадии довольно резко снижается содержание свинца и цинка. В связи с наличием большого количества скрытых рудных тел, расположенных на различных гипсометрических отметках, в целом на Благодатских месторождениях с глубиной происходит падение среднего содержания свинца и выравнивание соотношений отдельных компонентов. Уменьшение с глубиной интервала распространения минералов сульфоантимонид-галенитовой стадии и увеличение количества пирита в пирит-сфалеритовой стадии приводит к тому, что падение среднего содержания на 100 м составляет для свинца 0,6%, а для цинка 0,4%.

Определенный интерес представляют особенности распределения с глубиной некоторых второстепенных и редких элементов-примесей в рудах. Так как верхние горизонты месторождений

уже отработаны, были произведены спектральные анализы проб руды, взятых равномерно по главным рудным телам на двух горизонтах (564 м и 525 м).

Полученные графики (Добровольская и др., 1974) по распределению главных (Pb, Zn, Fe), второстепенных (Cu, Sn, Ag, Sb, As, Mn) и редких (In, Cd) элементов в рудном теле 23 показали, что даже на небольшом вертикальном интервале (примерно 40 м) с глубиной падает содержание как основных металлов (Pb, Zn), так и связанных с ними второстепенных и редких элементов. В частности максимум содержаний Cd, Sn, Sb, As снижается почти на один порядок, а серебра — почти на два порядка. Иная картина наблюдается по рудному телу 25, где содержания элементов с глубиной практически не меняются, а для основных (свинца и цинка) даже несколько увеличиваются, что может служить показателем перспективности его на глубину.

Приведенные данные, а также распределение основных элементов в рудах в пределах вертикального интервала 300 м показывают, что в верхних частях месторождений происходит накопление свинца, серебра, таллия, сурьмы, мышьяка, а на средних горизонтах — цинка, железа, олова, меди, индия, марганца. Начиная с горизонта примерно 200 м от эрозионной поверхности в отдельных рудных телах наблюдается четкая тенденция уменьшения содержания цинка и железа, а также кадмия, марганца, олова, меди, индия и значительного увеличения количества кремния, магния, кальция.

Изучение геохимической зональности позволяет выявить перспективность отдельных рудных тел на глубину и степень концентрации редких элементов в них, что имеет практическое значение. Например, установлены значительные содержания олова в рудных телах 15 и 32 в основном за счет касситерита, станнина и, возможно, других оловосодержащих минералов. Характерно, что в этих же рудных телах повышается и концентрация индия. В других рудных телах индий отмечается спорадически и в незначительных количествах. Повышенные количества олова и индия в рудных телах связаны со сфалеритом, содержащим эмульсиевидную вкрапленность станнина и предположительно индиевого минерала, пока не установленного, но на возможность присутствия которого указывалось ранее.

Выявленные элементы вертикальной зональности используются при детальной разведке глубоких горизонтов описываемых месторождений. Установленные закономерности в распределении парагенетических минеральных ассоциаций позволяют искать новые рудные тела, прогнозировать возможное продолжение на глубину известных рудных тел, проводить целенаправленное разбуривание их верхних и глубоких частей, оценивать вероятные средние содержания свинца и цинка на глубоких горизонтах, еще не вскрытых горными выработками, выявлять закономерности распределения и формы связи отдельных полезных компонентов.

ВЫВОДЫ

1. Рассмотрены две группы месторождений Восточного Забайкалья. К первой группе относятся собственно свинцово-цинковые месторождения, залегающие в близких по составу карбонатных породах, но в различных структурно-тектонических условиях, ко второй — молибденовое и золото-полиметаллическое месторождения с наложенной галенит-сфалеритовой минерализацией, залегающие в алюмосиликатных породах и резко отличающиеся *от первой группы тектоническим положением.* Несмотря на существенные различия в геолого-структурной позиции, месторождения этих двух групп близки по возрасту, за исключением Северо-Акатуевского, которое, по данным И. Н. Томсона и др. (1966), несколько моложе.

2. Изученные месторождения характеризуются близкими по составу парагенетическими минеральными ассоциациями, отлагающимися в определенной *последовательности. На основании* текстурно-структурных особенностей руд, а также типоморфизма главных рудообразующих минералов предложены критерии выделения минеральных парагенезисов и показано, что в главнейших месторождениях Восточного Забайкалья основными парагенетическими ассоциациями являются кварц-пиритовая с молибденитом или золотом самородным, кварц-пирит-арсенопиритовая (I) с турмалином или касситеритом, пирротин-сфалеритовая, пирит-сфалеритовая, тетраэдрит-станнин-халькопиритовая, галенит-сфалеритовая, кварц-арсенопирит-пиритовая (II), кварц-карбонатная (I), *сульфоантимонид-галенитовая,* карбонат-сульфоантимонидовая, кварц-доломит-пирит-арсенопиритовая (III), кварц-карбонатная, кварц-карбонат-антимонитовая.

3. В зависимости от литологического состава вмещающих пород, глубины формирования месторождений, состава и температуры рудообразования выделенные парагенетические ассоциации различаются по минеральному составу и строению минеральных агрегатов, *количественным соотношениям главных рудообразующих* минералов и их типоморфным особенностям.

Ранняя пирит-арсенопиритовая (I) ассоциация широко проявлена в рудах Центрального месторождения. Сульфоантимонид-галенитовая ассоциация наиболее развита в рудах Благодатского, Екатерино-Благодатского и Воздвиженского месторождений. Ран-

няя пирит-сфалеритовая парагенетическая ассоциация в Михайловском месторождении представлена своеобразными пирит-марказит-сфалеритовыми агрегатами. Руды Северо-Акатуевского месторождения характеризуются почти мономинеральными парагенезисами: сфалеритовым и галенитовым. Для Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений типично развитие медьсодержащих парагенезисов: кварц-сфалеритовый с блеклой рудой и галенитом, бурнонит-галенитовый (Шахтаминское месторождение) и кварц-халькопирит-пиритовый (Ново-Широкинское месторождение).

Фациальные различия в составе парагенезисов установлены и в пределах отдельных месторождений, частично они зависят от морфологических особенностей рудных тел и роли органического вещества в измененных доломитах. В трубообразных рудных телах Благодатских месторождений в составе ранних парагенезисов преобладает пирит, поздних — галенит; в жилообразных, заключенных в чистых мраморизованных доломитах, в ранней ассоциации преобладает сфалерит, в поздних — буланжерит и арсенопирит.

4. Главные рудообразующие минералы, входящие в состав выделенных парагенезисов, сфалерит, галенит, пирит имеют четко выраженные типоморфные особенности, проявленные в составе примесей, физических свойствах, структуре агрегатов и морфологии выделений. Наибольшей неоднородностью состава характеризуются сфалериты и галениты руд Благодатских месторождений, что обусловлено внутрирудным и пострудным метаморфизмом. Главной типоморфной особенностью сфалерита в месторождениях среди карбонатных пород является содержание железа и олова. Наибольшее количество железа установлено в сфалерите Михайловского месторождения. Наибольшее количество олова — в сфалерите Благодатского месторождения, где оно связано со станнином — продуктом распада твердого раствора. Для сфалерита Северо-Акатуевского месторождения характерны повышенные количества железа и марганца. В сфалерите Шахтаминского месторождения почти нет железа. Для него типичны примеси ртути, кобальта, галлия. Свойства сфалерита (a_0, плотность, микротвердость) являются функцией содержания железа, марганца, ртути и кобальта.

Типоморфным признаком галенита является постоянное присутствие примесей серебра и сурьмы. Наибольшими количествами их отличается галенит Благодатских месторождений, где они присутствуют в форме твердого раствора миаргирита и частично продуктов его распада. Содержания этих элементов в галените Шахтаминского и Ново-Широкинского месторождений значительно меньшие, и не всегда выявляется корреляционная связь их. В галените названных месторождений обнаружены также висмут и теллур. В благодатских и михайловских рудах в галените присутствуют олово, кадмий, медь; в благодатских еще и таллий.

Изменение свойств галенита (a_o, плотность, микротвердость) связано с содержанием главных примесей — серебра и сурьмы.

Типоморфная особенность пирита ранней ассоциации всех месторождений — постоянное наличие заметных количеств мышьяка и ничтожных никеля. Типично отсутствие кобальта в пирите руд месторождений среди карбонатных пород.

5. В результате анализа парагенетических ассоциаций, их возрастных соотношений, закономерностей распределения в пространстве, а также типоморфизма главных рудообразующих минералов выявлены особенности формирования руд. Хотя месторождения резко различаются по геолого-структурному положению, минеральные парагенезисы отлагались в одинаковой или близкой последовательности.

Глубина формирования месторождений была незначительной. *Об этом свидетельствует широкое* развитие колломорфных текстур, образование кварц-пирит-гематитовой ассоциации, отсутствие структур распада твердого раствора в рудах Ново-Широкинского месторождения, значительные концентрации сульфосолей свинца и накопление таллия в рудах Благодатских месторождений.

На указанные особенности могли влиять не только глубина формирования, но и другие факторы: тектонический режим, окислительно-восстановительный потенциал, активность серы, состав и температура растворов, воздействие поздних стадий минералообразования и метаморфических процессов, с ними связанных. Широкое распространение в Михайловском, частично в Благодатских месторождениях пластинчатых образований пирит-марказитового состава, по-видимому, свидетельствует о преобразовании значительных масс раннего пирротина в условиях эндогенного окисления и повышения парциального давления серы.

6. На основе изучения минеральных парагенезисов установлены признаки внутрирудного и в меньшей мере пострудного метаморфизма. Последний обусловлен в основном динамометаморфическими процессами. Внутрирудные преобразования связаны с воздействием последующих порций гидротермальных растворов на ранние минеральные агрегаты, они установлены в рудах всех месторождений. *Главными критериями их* являются химические изменения в минералах и появление новообразований.

Унаследованность элементов ранних минеральных ассоциаций более поздними проявлена достаточно отчетливо. Так, там, где в наиболее ранних (рудных или предрудных) ассоциациях устанавливался касситерит (Благодатские, Михайловское месторождения), в следующей пирит-сфалеритовой ассоциации сфалерит содержит *повышенное количество олова*, в частности в форме станнина, в нем присутствует также пирит. В еще более поздней ассоциации — галенитовой или сульфоантимонид-галенитовой также наблюдается олово либо в самом галените, либо в станнине. При этом средние содержания олова сохраняются на одинаковом уровне в различных по времени минеральных парагенезисах.

Аналогичное унаследование проявляется в отношении молибдена в минералах поздних парагенезисов, наложенных на ранний молибденитовый (в Шахтаминском месторождении). То же можно отметить и в отношении меди. Связанная со сфалеритом (твердый раствор или эмульсиевидные включения халькопирита) в ранней ассоциации, она проявляется в виде примеси в галените или медьсодержащего сульфоантимонида свинца — менегинита (Благодатское и Северо-Акатуевского месторождения) в поздней сульфоантимонидовой или сульфоантимонид-галенитовой ассоциации. Кадмий в галените этой ассоциации, очевидно, унаследован от раннего сфалерита.

Особенно характерно унаследование и переотложение мышьяка в форме повторяющихся генераций арсенопирита или мышьяксодержащего сульфоантимонида свинца — геокронита. Видимо, не случайно в месторождениях Благодатского рудного поля он сначала накапливался в ранней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации, а затем уже в поздней геокронит-буланжерит-галенитовой одновременно с образованием позднего арсенопирита в метакристаллах и метасоматических прожилках в сфалерите.

Менее четко унаследование меди и мышьяка проявлено в минеральных ассоциациях месторождений в силикатных породах. Здесь можно проследить лишь путь меди, которая в ранних ассоциациях отмечалась в виде халькопирита либо блеклых руд, а в более поздних в форме бурнонита или переотложенного халькопирита (в тонких нитевидных жилках).

Арсенопирит в этих рудах практически отсутствует, а мышьяк в незначительном количестве фиксируется в блеклой руде ранней галенит-сфалеритовой ассоциации (Шахтаминское месторождение).

7. Для всех месторождений Восточного Забайкалья, в том числе и изученных нами, намечается единая последовательность в проявлении основных стадий рудоотложения.

Первая — кварц-пирит-арсенопирит-сфалеритовая, местами с пирротином, касситеритом, турмалином. В отдельных месторождениях отсутствует или проявлен незначительно ранний кварц-пирит-арсенопиритовый парагенезис, и рудоотложение начинается с пирит-сфалеритового парагенезиса (Благодатское, Екатерино-Благодатское); в других месторождениях в этом парагенезисе участвует и галенит (Михайловское, Северо-Акатуевское).

Вторая — доломит-сульфоантимонид-галенитовая, проявлена на всех месторождениях с некоторыми фациальными различиями в составе главного парагенезиса — сульфоантимонид-галенитового в одних (Благодатская группа) и сульфоантимонидового в других месторождениях (Михайловское, Северо-Акатуевское).

Третья — пострудная кварц-карбонатная, с преобладанием доломита в одних месторождениях (Благодатские), кальцита в других (Михайловское) и марганцовистых разностей карбонатов в третьих (Центральные, Северо-Акатуевское).

Процесс рудоотложения в каждой стадии начинается с образования пирит-арсенопиритового и заканчивается кварц-карбонатным парагенезисом, что дало основание выделить три цикла, отражающих смену физико-химических условий минералообразования и являющихся критерием стадийности.

В месторождениях среди алюмосиликатных пород сфалерит выделяется во вторую стадию либо после кварц-турмалин-пиритовой стадии, в одном парагенезисе с галенитом и кварцем (Ново-Широкинское месторождение), либо после молибденит-пирит-кварцевой стадии, в парагенезисе с блеклой рудой и кварцем (Шахтаминское месторождение).

8. Температурные интервалы формирования главнейших рудообразующих ассоциаций выявляются по довольно многочисленным данным гомогенизации и декрепитации.

На ранних стадиях в месторождениях, формировавшихся в карбонатных породах, отложение кварц-пирит-арсенопиритовой, пирротин- или пирит-сфалеритовой ассоциаций происходит в интервале температур 350—250°С. Во время отложения кварц-пирит-сфалерит-галенитовой ассоциации (в Ново-Широкинском и, возможно, Шахтаминском месторождениях), накладывающейся на пирит-молибденитовую и кварц-пиритовую ассоциации, температуры были несколько ниже и не превышали 280—225°С (по другим данным 300—208°С). Поскольку непосредственные измерения температур гомогенизации и декрепитации для сульфоантимонид-галенитовой ассоциации отсутствуют, о ней можно судить косвенно по присутствию в галените миаргирита в твердом растворе с ним. Начальную температуру этой стадии можно оценивать лишь как несомненно превышающую 225°С. Поздняя карбонат-сфалерит-галенитовая ассоциация в месторождениях среди силикатных пород (по данным разных авторов) отлагалась в интервале 225—160°С по гомогенизации включений в карбонатах и безжелезистом сфалерите.

Для самой поздней пострудной кварц-карбонатной ассоциации указываются температуры 190—60°С. Как видно из приведенных данных, в начале каждой стадии намечается некоторое повышение температур, что является также одним из критериев для выделения стадий.

9. Рассмотрение взаимоотношений минералов ранних парагенезисов (в основном пирит-сфалеритового) с минералами поздних парагенетических ассоциаций (сульфоантимонид-галенитовой, кварц-карбонатной) позволяет говорить об изменении кислотности — щелочности растворов. Сопоставление с экспериментальными данными по растворимости сфалерита указывает на существование резко щелочной обстановки в период отложения продуктов второй стадии, а именно галенита и сульфосолей свинца, интенсивно замещающих сфалерит. Кроме того, в ряде месторождений резко проявлено увеличение окислительного потенциала и активности серы. Это, в частности, подтверждается образовани-

ем гематита (Ново-Широкинское месторождение), пиритовых и пирит-марказитовых агрегатов за счет пирротина в период формирования галенит-сфалеритовой ассоциации (Михайловское месторождение). Колебание содержаний железа в сфалерите разных месторождений также зависит от активности серы. Как показывают эксперименты, при высоком парциальном давлении серы образуется маложелезистый сфалерит в равновесии с пиритом и при низком — богатый железом сфалерит с пирротином.

10. Выявленные закономерности распределения минеральных парагенезисов позволили установить прямую вертикальную и горизонтальную зональность в отдельных месторождениях и рудных телах Благодатского рудного поля. Зональность оруденения обусловлена стадийностью минералообразования, в результате чего ранние парагенезисы получили наибольшее развитие в нижних частях рудных тел, а поздние — в верхних. Зона контакта пирит-сфалеритовых и сульфоантимонид-галенитовых руд представлена перекристаллизованными и осветленными сфалеритовыми рудами различной мощности, возникшими вследствие внутрирудного метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

Айдиньян Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 46.

Аксенова С. А., Рудаков В. Е., Суматохин А. А. Сереброносность месторождений Восточного Забайкалья. Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1967.

Архангельская В. В. Свинцово-цинковые месторождения Кличкинского рудного поля.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.

Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949_1, № 3.

Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949_2, № 2.

Бетехтин А. Г. О генерациях рудных минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1949_3, ч. 78, вып. 3.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.

Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов в рудах.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2.

Бетехтин А. Г. О генетической минералогии и генезисе минералов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1954, ч. 83, вып. 1.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Боголепов В. Г. Два периода метасоматического минералообразования.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 2.

Бошнякович М. Д. О метаморфизме руд Ак-Кульского полиметаллического месторождения (Центральный Тянь-Шань).— Труды Ин-та геологии АН Кирг. ССР, 1958, вып. 10.

Боярская Р. В. Применение ионного травления для выявления микронеоднородности минералов на примере титаномагнетитов.— Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 1.

Былино Л. В. О стадиях минералообразования Гарсонуйского флюоритового месторождения (Кличкинское рудное поле).— Труды ИРГИРедмет. «Недра», 1966, вып. 14.

Варчек Ц. К проблеме зависимости между химизмом и температурой образования сфалеритов. В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука», 2, 1968.

Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. И. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Изд. АН Каз.ССР, 1957, 2.

Вольфсон Ф. И. Особенности геологических структур свинцово-цинковых месторождений Приаргунского рудного пояса. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во СССР, 1963, вып. 83.

Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Закономерности размещения рудных полей некоторых эндогенных месторождений Восточного Забайкалья. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР 1969.

Вольфсон Ф. И., Кузнецов К. Ф. О закономерностях размещения свинцово-цинкового оруденения в Приаргунском полиметаллическом поясе Восточного Забайкалья. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», 2, 1959.

Вольфсон Ф. Н., Свирский М. А., Киселев Ю. В., Копылов А. Ф., Полетаев В. А., Чумаченко И. М. Структурно-морфологические особенности некоторых свинцово-цинковых месторождений Приаргунья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 1.

Генкин А. Д. Метакристаллы и избирательное замещение в рудах. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, 1.

Генкин А. Д., Королев И. В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 5.

Годовиков А. А. Минералы ряда висмутин — галенит. Новосибирск, «Наука», 1965.

Годовиков А. А. О примесях серебра, висмута и сурьмы в галените.— Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 2.

Годовиков А. А., Ненашева С. И. Система $AgSbS_2$ — PbS при температуре выше 480°.— Докл. АН СССР, 1969, **185**, № 1.

Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации.— Докл. АН СССР, 1966, **166**, № 1.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометальных зон и поясов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1956, № 2, 3.

Грибанов Б. В., Куницин В. В., Морозова Н. Н., Попова Т. С. Некоторые особенности Ново-Широкинского полиметаллического месторождения.— Бюлл. № 5, МГ и ОН СССР. Чита, 1959.

Григорчук Г. Ю. О характере растворов и температурных условиях формирования минералов в сульфидных рудах. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1964_2, вып. 2, № 18.

Григорчук Г. Ю. О стадиях минерализации. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1965, вып. 2, № 19.

Григорчук Г. Ю., Ивасеев С. М., Ляхов Ю. В. Элементы цикличности гидротермального минералообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1971, **13**, № 5.

Григорчук Г. Ю., Лесняк В. Ф., Пизнюр А. М. Результаты изучения газово-жидких включений в рудах Красноярово-Золинского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Вестн. Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1964, вып. 2.

Грицаенко Г. С., Боярская Р. В. Применение реплик с извлечением к изучению микронеоднородности рудных минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1965, **7**, № 6.

Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Боярская Р. В., Самотоин Н. Н., Фролова К. Е. Методы электронной микроскопии минералов. М., «Наука», 1968.

Добровольская М. Г. О находках менегинита и семсейита в рудах Благодатского месторождения.— Авторефераты работ сотр. ИГЕМ за 1965 г. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1966.

Добровольская М. Г. Парагенетические минеральные ассоциации и стадийность минералообразования (на примере двух месторождений Восточного Забайкалья).— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 8.

Добровольская М. Г. Метаморфические преобразования в свинцово-цинковых рудах как критерий стадийности минералообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1972, **14**, № 5.

Добровольская М. Г., Боярская Р. В. Сфалерит с высоким содержанием олова в рудах Благодатского месторождения (Восточное Забайкалье).— Геол. рудн. месторожд., 1968, **10**, № 6.

Добровольская М. Г., Дудыкина А. С., Арапова Г. А., Яровая В. С. О неоднородности галенита, содержащего серебро и сурьму.— Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1972.

Добровольская М. Г., Киселев Ю. В., Свирский М. А. Стадии минералообразования и зональность Благодатского и Акатуйского свинцово-цинковых

месторождений. В кн. «Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья». Чита, 1968, вып. 3—5.

Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н., Дудыкина А. С., Есикова Г. С., Вяльсов Л. П. Особенности состава и некоторых свойств галенита отдельных месторождений Восточного Забайкалья.— В сб. «Новые данные о минералах СССР». Труды Мин. музея АН СССР, 1973, вып. 22.

Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Вяльсов Л. Н., Дмитриева М. Т., Лапутина И. П. Неоднородность сфалерита из оловорудных месторождений Забайкалья.— Вопр. однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971.

Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Варламов Н. И., Дмитриева М. Т., Дубакина Л. С., Лосева Т. И. Касситерит из месторождений Центральной Африки и его типоморфные особенности. В сб. «Некоторые вопросы геологии рудных месторождений». М., «Наука», 1974.

Дубровский В. Н. Стадии минерализации и зональность касситерито-сульфидного Хрустального месторождения (ДВ СССР).— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», Прага, 1963, 1.

Дудин М. Р., Морозова Н. Н., Грибанов Б. В. Широкинское рудное поле.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.

Емельянова Е. Н., Зигарева Г. А. Рост турмалина в гидротермальных условиях. В кн. «Кристаллография». М., «Наука», 1960, 5, вып. 5.

Зуев В. Н. Редкие и рассеянные элементы в рудах Шахтаминского молибденового месторождения.— Научн. труды (ГИРедмет), 16. М., 1966.

Иванцкий Т. В. О некоторых случаях метаморфизма полиметаллических руд Грузии.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, ч. 84, вып. 4.

Каминский Ф. В., Кулагашев А. И., Фаворов В. А. Локализация свинцово-цинкового оруденения в экзоконтакте интрузивных массивов и его поведение на глубину в месторождениях Нерчинско-Заводского района. В сб. «Вопр. рудоносн. Вост. Забайкалья». М., «Недра», 1967.

Кигай И. Н. Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиасцендентной зональности. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963, 1.

Кигай И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения. В сб. «Вопр. генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966 1.

Кигай И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., «Наука», 1966 2.

Князев Г. И. Литолого-стратиграфический контроль свинцово-цинкового оруденения Восточного Забайкалья. В сб. «Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1968.

Козеренко В. Н. Основные черты геологического строения Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. гос. ун-та, Львов, 1958, № 5, 6.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья.— В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960, 3.

Козеренко В. Н. Геологическая характеристика Приаргунской полиметаллической зоны.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.

Колтун Л. И., Локерман А. А. Некоторые итоги минералотермометрического изучения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья.— Вестн. Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1962, вып. 1.

Колтун Л. И., Локерман А. А. О температурах формирования Ново-Широкинского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье).—Вестн. Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1964, вып. 2.

Колтун Л. И., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. О температурах растворов газово-жидких включений в минералах месторождения Савинское № 5.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 3.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», М., Госгеолтехиздат, 1960.
Кормилицын В. С. Некоторые закономерности формирования полиметаллических месторождений Нерчинско-Заводской группы (Восточное Забайкалье).— Сов. геол., 1955, сб. 43.
Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья.— Сов. геол., 1959, № 11.
Кормилицын В. С. Некоторые особенности процессов рудообразования в эндогенных мезозойских месторождениях Восточного Забайкалья. В сб. «Вопр. генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., «Наука», 1966.
Кормилицын В. С., Иванова А. А. Широкинское рудное поле и металлогения Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1968.
Кочин Г. Г. Свинцово-цинковые месторождения Акатуевского рудного поля. Автореферат канд. дис. Л., 1955.
Кравченко Э. С. О некоторых особенностях околорудного изменения в Акатуевском рудном поле. В кн. «Геохимия рудн. месторожд.», 1964.
Крейтер В. М. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья.— Труды IV конф. по цвет. мет.. 1939, вып. 3.
Куденко А. А., Стеценко В. П. Возможность использования системы FeS + + ZnS как геологического термометра.— Геохимия, 1964, № 11.
Куденко А. А., Стеценко В. П. О химическом составе сфалеритов, роли изоморфных примесей и условиях образования. В кн. «Исследование природного и технического минералообразования». М., «Наука», 1966.
Куземко В. И. Геологическое обоснование поисков скрытого оруденения на Михайловском полиметаллическом месторождении (Восточное Забайкалье).— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1967, № 2.
Кузнецов К. Ф. Геокронит в рудах Екатерино-Благодатского месторождения.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
Кузнецов К. Ф. Редкие и рассеянные элементы в рудах некоторых полиметаллических месторождений Нерчинско-Заводской группы (Восточное Забайкалье).— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 2.
Кузнецов К. Ф. Роль трещинных структур в локализации трубчатых рудных тел Екатерино-Благодатского полиметаллического месторождения.— В кн. «Основные вопросы и методы изуч. рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Кузнецов К. Ф. Екатерино-Благодатское свинцово-цинковое месторождение.— Труды ИГЕМ АН СССР. Изд-во АН СССР. М., 1963, вып. 83.
Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1967.
Кулагашев А. И. Геологическое строение Воздвиженского месторождения.— Труды Читинского геологического управления. Чита, 1957, вып. 1.
Кулагашев А. И. Воздвиженское месторождение.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.
Кулагашев А. И. Морфология, внутреннее строение и зональность рудных полей Нерчинско-Заводского рудного района (Восточное Забайкалье).— Труды СНИИГГИМС, Новосибирск, 1968, вып. 74.
Кулагашев А. И., Фаворов В. А. Закономерности локализации и строения рудных полей в Нерчинско-Заводском районе Восточного Забайкалья.— Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1966, вып. 1(3).
Кулагашев А. И., Фаворов В. А. О распределении галенита и сульфоантимонитов свинца в полиметаллических месторождениях Нерчинско-Заводского рудного района.— В кн. «Геол. некоторых рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1968.
Кулагашев А. И., Ступина А. И., Тарасюк О. И., Фаворов В. А. Основные особенности пучковых структур полиметаллических месторождений Приаргунья.— В кн.: «Вопр. геологии рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1963.
Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков

рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность.— Сов. геол., 1959, № 2.
Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения.— В кн.: «Вопр. изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.
Лесняк В. Ф. О температурных условиях образования одного свинцово-цинкового месторождения. Ученые зап. Львовск. гос. ун-та, серия геол., 1954, **31**, вып. 7.
Лисецкая Г. П. Изучение тиосолей Sn, Sb, As. Киев, 1954.
Лобанова Г. М., Санин Б. П. Геология и вещественный состав руд месторождения Савинское № 5 (Кличкинское рудное поле).— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.
Малышев Б. И., Ходаковский И. Л. Некоторые геохимические особенности переноса и отложения галенита в гидротермальных растворах на примере месторождения Замбарак.— Геохимия, 1964, № 5.
Мейтув Г. М., Иванов В. В., Балицкая Л. В., Хитаров Д. И. Температурный режим и условия формирования некоторых типов эндогенных месторождений Восточного Забайкалья по экспериментальным данным. В кн. «Вопр. региональной геологии и металлогении Забайкалья». Чита, Изд-во Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, 1968, вып. 4.
Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В. О растворимости сульфида цинка в водных растворах.— Докл. АН СССР, 1963, **153**, № 1.
Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Исследование растворимости сфалерита в водных растворах различной кислотности.— Докл. АН СССР, 1965, **161**, № 3.
Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях.— М., «Наука», 1968.

Минералы, **1**, 1960, «Наука».

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат. М., 1957.
Михеев В. И., Сальдау Э. П. Рентгенометрический определитель минералов. М., «Недра», **2**, 1965.
Мозгова Н. Н., Ю. С. Бородаев, Ю. С. Нестерова, Г. А. Арапова. О новой находке менегинита в Восточном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1966, **170**, № 6.
Наумов В. Б., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н. О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений.— Докл. АН СССР, 1966, **171**, № 1.
Образцова З. А. Некоторые особенности первичных полиметаллических руд Октябрьского месторождения Нерчинско-Заводской группы (Восточное Забайкалье).— Вестн. ЛГУ, 1957, № 18, вып. 3.
Образцова З. А. Гидротермально-метасоматические карбонатные породы Нерчинско-Заводского рудного поля и их поисковое значение— Вестн. ЛГУ, 1958_1, № 18.
Образцова З. А. Малые интрузии Нерчинско-Заводского рудного поля и связь их с полиметаллическим оруденением (Восточное Забайкалье).— Научн. докл. высш. шк., геол.-геогр. науки, 1958_2, № 4.
Образцова З. А. О взаимоотношениях вольфрамовой и полиметаллической минерализации в Центральном месторождении (Восточное Забайкалье).— Сов. геол., 1960, № 3.
Образцова З. А. О термине «стадия минерализации».— Вестн. ЛГУ, 1962, № 24.
Образцова З. А. О роли рудовмещающих пород в формировании гипогенных руд полиметаллических месторождений.— Вопр. геол. и генезиса полезн. ископ. Изд-во ЛГУ, 1966.
Озерский А. Д. Очерк геологии минеральных богатств горного промысла Забайкалья. СПб., 1867.

О международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, 9, № 1.
Онтоев Д. О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчерангинского месторождения (Восточное Забайкалье).— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 5.
Онтоев Д. О., Ниссенбаум П. И., Органова Н. И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе $PbS — Ag_2S — Bi_2S_3$.— Геохимия, 1960, № 5.
Пампура В. Д., Гормашева Г. С. Зональность при околотрещинном метаморфизме близ кварцевых жил Шахтаминского молибденового месторождения. В сб. «Геохимия рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
Панкратьев П. В. Метаморфизм руд колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Южного Узбекистана.— В сб. «Петрография и геохимия рудных регионов в Узбекистане». Узб. фил. АН СССР. Ташкент, 1966.
Пароникян В. О. О форме нахождения серебра в галените некоторых месторождений Армянской ССР.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, вып. 4.
Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа.— Труды ЦНИГРИ. М., 1956, вып. 21.
Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд.— В сб. «Генетические проблемы руд». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудн. месторожд., 1965, 7, № 1.
Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— Геол. рудн. месторожд., 1967, 9, № 2.
Петровская Н. В. Интраминерализационное развитие деформации, перекристаллизации и переотложения минерального вещества при формировании золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ. М., 1970, вып. 87.
Платонов А. Н. Влияние изоморфной примеси на оптические свойства сфалерита. В кн. «Химический состав и внутреннее строение минералов. Изд-во «Наукова Думка», Киев, 1964.
Платонов А. Н., Бершов Л. В. Изоморфизм кобальта в природных сфалеритах.— Геохимия, 1969, № 3.
Платонов А. Н., Шадлун Т. Н., Полякова О. П., Добровольская М. Г. О политипии природных сфалеритов и ее типоморфном значении.— Геол. рудн. месторожд., 1969, 11, № 2.
Плигина Д. Б. Геологическое строение Акатуевского рудного поля.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1963, вып. 83.
Повилайтис М. М., Соболева С. В. Комплексное исследование сфалеритов различных этапов минерализации (на материале Джидинского месторождения).— Зап. Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 2.
Полякова О. П. «Бурундучные» руды Каданинского месторождения и их генезис.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
Полякова О. П. Геокронит из Смирновского месторождения (Восточное Забайкалье).— Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
Полякова О. П. Свинцово-цинковые месторождения Каданинского рудного поля.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.
Полякова О. П., Платонов А. Н. Вюртцит из Шерловогорского месторождения в Восточном Забайкалье. В сб.: «Конституция и свойства минералов». Изд-во «Наукова Думка», Киев, 1969, № 4.
Поспелов Г. Л. О типах и механизмах метасоматоза (к молекулярной теории метасоматоза).— Геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1966, № 11.
Поспелов Г. Л., Каушанская И. И., Лапин С. С. Об образовании жилоподобных и брекчиевых форм минерализации вне трещин.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
Поспелов Г. Л., Каушанская И. И. Внетрещинное образование рудных жил

и штокверков при сорбционном замещении. В кн. «Проблемы генезиса руд. М., 1964.

Прохоров В. Г. Элементы-примеси в пиритах при поисках рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1965, № 9.

Пудовкина И. А. Точные методы определения отражательной способности и твердости рудных минералов. В кн. «Современные методы минерал. исслед. горн. пород, руд. и минералов». М., Госгеолтехиздат, 1957.

Пудовкина И. А., Рябева Е. Г., Аксенова Е. К., Дубакина Л. С. К вопросу о зависимости некоторых физических свойств сфалеритов от особенностей их химического состава.— Минеральное сырье. М., ОНТИ, 1968, вып. 18.

Радкевич Е. А. Краткая характеристика Приаргунского полиметаллического пояса.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н. О проявлениях динамометаморфизма руд в касситеритово-сульфидных месторождениях Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.

Радкевич Е. А., Архангельская В. В., Полякова О. П. Некоторые вопросы генезиса и закономерности распределения свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.

Радкевич Р. О. О связи проблемы кристаллохимии природных сульфидов с проблемой рудообразования и о роли математических методов в минералогической кристаллографии. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1967, вып. 4, № 21.

Радкевич Р. О., Волкова А. Я. Эффект увеличения параметра кристаллической решетки железосодержащих сфалеритов и его геохимическое значение.— Геохимия, 1966, № 4.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. ИЛ, 1962.

Рехарский В. И. Особенности изменения пород, вмещающих жилы Шахтаминского месторождения.— Геол. руди. месторожд., 1963, 5, № 3.

Робинсон С. К. Синтез сильфоантимонидов свинца.— В кн. «Вопр. физикохимии в минералогии и петрографии», М. Изд-во АН СССР, 1950.

Романов И. В. Формы нахождения и особенности распределения олова в рудах Благодатского месторождения.— Научн. труды ГИРЕДМЕТ. М., 1966, вып. 14.

Ростов В. Г. Условия локализации и морфология рудных тел Благодатского месторождения.— Цветные металлы, 1965_1, № 1.

Ростов В. Г. Трещинные структуры Благодатского и Екатерино-Благодатского месторождений (Восточное Забайкалье).— Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., 1965_2, № 6.

Рудаков В. Е. Серебро и олово в галенитах Акатуевских месторождений.— Вопр. рудоносности Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1967.

Рундквист Д. В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 1.

Сагателян Э. А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.

Сазонов В. Д. К вопросу об определении температур отложения цинковых обманок по содержанию в них железа.— Труды Ин-та геол. АН Тадж. ССР, 1961, 4.

Санин Б. П., Свирский М. А., Киселев Ю. В. Геолого-структурные особенности Нерчинского-Заводской группы месторождений Восточного Забайкалья и их роль при выборе методики разведки.— В сб. «Вопр. регион. геологии и металлогении Забайкалья». Чита, 1965. 1.

Сахарова М. С. О зависимости химического состава блеклых руд от условий формирования руд.— Очерки геохимии эндогенных и экзогенных процессов. М., «Наука», 1966.

Сидоренко В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 7.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности.— Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, т. 1.
Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья.— Труды ВГРО, 1933, вып. 327.
Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
Смирнов С. С. К минералогии некоторых полиметаллических руд Забайкалья. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Сорокин В. И., Груздев В. С., Шорыгин В. А. Изменение параметра сфалерита, полученного в гидротермальных условиях, в зависимости от содержания в нем железа.— В кн.: «Эксперим. и теор. исслед. минеральных равновесий». М., «Наука», 1968.
Сотников В. И. О генезисе полосчатых кварцево-молибденитовых жил Шахтаминского месторождения. Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., 1958, № 5.
Сотников В. И. О проявлении метаморфизма в рудах Шахтаминского молибденового полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1960, № 9.
Сотников В. И. Некоторые особенности структуры Шахтаминского молибденового месторождения.— Труды ИГЕМ. М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 41.
Спивак Г. В., Крохина А. И., Теремецкая А. Г. О выявлении микроструктуры рудных минералов ионной бомбардировкой.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 6.
Стрелов А. М. О взаимоотношениях полиметаллического оруденения с дайками лампрофиров на Центральном месторождении. В кн. «Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья». Чита, 1967.
Талдыкина К. С. Стадии минералообразования в полиметаллическом месторождении Савинское № 5.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и географ., 1959, № 6, вып. 1.
Талдыкин С. И., Гуменный Ю. К., Метер Е. Б. Стадии минерализации и типы руд полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. М., 1955, № 1.
Татаринов П. В. Условия образования месторождений рудных и нерудных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1964, **6**, № 2.
Томсон И. Н., Полякова О. П., Константинов Р. М., Есиков А. Д. О внутреннем строении свинцово-цинкового пояса Восточного Забайкалья в свете свинцово-изотопных данных.— Геохимия, 1966, № 8.
Трошин Ю. П., Кусакина Л. В. Горизонтальная и вертикальная зональность распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях (на примере Северо-Акатуевского месторождения). В сб. «Геохимия рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
Хетчиков Л. Н., Балицкий В. С., Гаспарянц Н. Р. О возможности определения химического состава и концентрации минералообразующих растворов по химическому составу газово-жидких включений в минералах.— Докл. АН СССР, 1968, **168**, № 5.
Хетчиков Л. Н., Онтоев Д. О., Дороговин Б. А. Некоторые генетические особенности редкометальных месторождений Забайкалья по данным изучения газово-жидких включений в кварце.— Геол. рудн. месторожд., 1970, **12**, № 4.
Черепнев А. А. Фотолюминесценция сульфидов цинка, содержащих олово.— Докл. АН СССР, 1948, **62**, № 6.
Чернышев Л. В. Термодинамическое решение некоторых вопросов генезиса Северо-Акатуевского полиметаллического месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1964, **6**, № 6.

Чернышев Л. В., Анфилогов В. Н. Экспериментальные данные о составе сфалеритов в ассоциации с пирротином и пиритом при температурах 350—500°.— Докл. АН СССР, серия геол., 1967, **176**, № 4.

Чернышев Л. В., Анфилогов В. Н. Исследование системы Fe—Zn—S в гидротермальных условиях. Геол. рудн. месторожд., 1968, **10**, № 3.

Чумаченко Н. М. О взаимоотношении даек со свинцово-цинковыми рудами Савинского № 5 месторождения. В сб. «Вопросы регион. геол. и металлогении Забайкалья». Чита, 1965, вып. 1.

Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических структурах и текстурах руд.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.

Шадлун Т. Н. Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах Текелийского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 5.

Шадлун Т. Н. Некоторые результаты изучения состава сфалерита как «геотермометра».— Вестн. ЛГУ, геол. и геогр., 1967, вып. 1.

Шадлун Т. Н., Дмитриева М. Т. О зависимости размера параметра кристаллической решетки от изоморфных примесей в сфалерите.— Минерал. сб. Изд-во Львов. ун-та, 1968, вып. 2, № 22.

Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г. К вопросу об использовании сфалерита как геологического термометра.— Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1964 г. ИГЕМ АН СССР. М., 1965.

Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г., Нестерова Ю. С., Арапова О. А. Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). В сб. «Типоморфизм минералов». М., 1969.

Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г., Лебедева С. И., Рябева Е. Г. Типоморфные особенности сфалеритов из месторождений различных рудных формаций.— В сб. «Типоморфизм минералов и его практическое значение». М., «Недра», 1972.

Шадлун Т. Н. Турпетко С. А. О зависимости микротвердость — содержание железа в синтетическом сфалерите.— Докл. АН СССР, 1970, **194**, № 6.

Шолкин К. Д., Ленок Л. Н. Благодатское месторождение.— Труды ИГЕМ АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 83.

Щербина В. В., Якубович К. И. Границы изоморфной смесимости в зависимости от генетических условий.— В кн.: «Химия земной коры». М., «Наука», **1**, 1963—1964.

Янишевский Е. В. О влиянии гидротермально-измененных карбонатных пород на образование полиметаллических рудных тел и их морфологию на Благодатском месторождении (Восточное Забайкалье).— Изв. Высш. учеб. завед. геол. и разв., 1966_1, № 4.

Янишевский Е. В. Некоторые данные опытных геохимических работ на Благодатском свинцово-цинковом месторождении (Восточное Забайкалье).— *Изв. Высш. учеб. завед., серия геол. и разв.*, 1966_2, № 10.

Ярош П. Я. О метасоматозе и метаморфизме колчеданных руд Зюзельского района месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1964, **6**, № 4.

Ярош П. Я. Метаморфизм руд колчеданных месторождений Урала.— В кн. «Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала», Свердловск, 1966, 3.

Ясинская А. А. О зависимости главнейших физических свойств цинковой обманки от химического состава.— Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1951, № 5.

Barton P. B. I., Kullerud G. Preliminary report on the system FeS—ZnS—S and applications regarding the use of sphalerite geothermometer.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, **68**.

Barton P. B., Toulmin P. Sphalerite phase equilibria in the system Fe—Zn—S between 580° C and 850° C.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1964, **76**.

Barton P. B. I., Toulmin III. P. Phase relations involving sphalerite in the Fe—Zn—S system.— Econ. Geol., 1966, **61**, № 5.

Benson D. Application of the sphalerite geothermometer to some Northern New Brunswick Sulfide Deposits.— Econ. Geol., 1960, **55**, N 4.

Barry L. G., Thompson R. M. X-ray powder data for ore minerals: the Peacock atlas. Geol. Soc. America. Mem., 85, 1962.
Boorman R. S. Subsolidus studies in the ZnS—FeS—FeS_2 system.— Econ. Geol., 1967, v. 62, N 5.
Browne P. R. L., Lovering J. F. Composition of sphalerites from the Broadlands geothermal field and their significance to sphalerite geothermometry and geobarometry.— Econ. Geol., 1973, v. 68, N 3.
Caye R. La hocartite Ag_2SnFeS_4, une nouvelle espece minérale. Bull. Soc. franç. mineral et cristallogr., 1968, 91, N 4.
Clark L. A. Einige Angaben über die physikalischen Bedingungen für die Bildung von Erzvorkommen.— Freiberger Forschungsch., 1965, C, N 186.
Keighin William C., Honea R. M. The system Ag—Sb—S from 600° C to 200° C.— Mineral Deposits (Berl.), 4, N 2, 1969.
Kullerud G. The FeS—ZnS system a geological thermometer.— Norsk Geol. tidsskr., bind. 32, 1953.
Kullerud G. Sulfide systems as geological thermometer of research in Geochemistry. N. Y., 1959.
Robinson S. C. Studies of mineral sulphosalts: XIV — artificial sulphantimonites of lead. Univ. Toronto Studies, geol. ser, 1948, N 52.
Sadlun T. N. Die Entwicklung des Begriffes der paragenetische Assoziation der Minerale von A. G. Betechtin und einige Beispiele aus Sulfidlagerstätten der Sowjetunion.— Probleme der Paragenese von Mineralun, Elementen und Isotopen. Teil 1.— Freiberger Forschungsh. 1968.
Saito Koso. Relation between chemical composition and physical properties of galena.— J. Japan. Assoc. Mineral Petrol. and Econ. Geologists, 1961, 46, N 5, N 6.
Scott S. D., Barnes H. L. Sphalerite geothermometry and geobarometry.— Econ. Geol., v. 66, N 5, 1971.
Skinner B. J. Unit-cell edges of natural and synthetic sphalerites. Amer. Mineralogist, 46, N 11—12, 1961.
Skinner B. J., Barton P. B. Recent work on sphalerite. Its bearing on the sphalerite geothermometer (abster.) — Bull. Geol. Soc. America, 69, 1958.
Skinner B. J., Barton P. B. I., Kullerud G. Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite. A revision.— Econ. Geology, N 54, 1959.
Van Hook H. J. The ternary system $AgSbS_2$—PbS—Bi_2S_3.— Econ. Geol., 1960, 55.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Строение руд Благодатского (*а*, *б*) и Екатерино-Благодатского (*в*) месторождений. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — сплошная пирит-сфалерит-галенитовая руда пятнистой текстуры с реликтами *незамещенного (серое) и обломком (светлое) перекристаллизованного доломита*; темное — сфалерит, белое справа — галенит и сульфоантимониды, белое слева — пирит; *б* — полосчатая кварц-сфалерит-пиритовая руда с галенитом (справа), *светлое — пирит, серое — полосы сфалерита, темно-серое — кварц (слева), среди полос* сфалерита и кварца — перекристаллизованный доломит; *в* — неясно полосчатая геокронит-галенит-сфалеритовая руда с поздними тектоническими трещинами, *нарушающими полосчатость; темное — сфалерит, белое — галенит + геокронит*

Таблица II

Прожилковые текстуры руд Благодатского месторождения. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — сочетание тонкополосчатой текстуры пирит-сфалеритовой руды (внизу) с грубополосчатой текстурой пирит-галенитовых агрегатов; темно-серое — сфалерит, светлое — мелковкрапленный пирит и отдельные обособления галенита; *б* — тонкие пирит-арсенопиритовые *прожилки, секущие крупнозернистые агрегаты сфалерита*

Таблица III

Прожилковая сульфидная руда Благодатского месторождения. Полир. штуфы

а — разноориентированные пирит-арсенопирит-сфалеритовые прожилки, секущие мраморизованные доломиты с вкрапленностью сульфидов; натур. вел.; *б* — деталь, взаимоотношение сфалерита, пирита и арсенопирита в прожилках смешанного состава, центральная часть прожилка представлена сфалеритом; пирит и арсенопирит развиваются в его зальбандах, темное — доломит, увел. 10

Таблица IV

Строение пирит-сфалеритовой руды. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — брекчирование сфалерит-пиритовой руды вдоль тектонической трещины, обломки сфалерит-пиритовых агрегатов сцементированны мелкозернистой сульфидной массой, в которой преобладают галенит и буланжерит; Благодатское месторождение; *б — массивная сфалерит-пиритовая руда с шестоватыми, прожилкообразными* и зернистыми скоплениями пирита; Центральное месторождение

Таблица V

Плойчатая доломит-сфалерит-пиритовая руда. Пирит в виде зернистых и шестоватых образований. Сфалерит — вкрапленный, наблюдаются участки сплошных выделений сфалерита. Доломит частично перекристаллизован. *Центральное месторождение. Полир. штуф. Натур. вел.*

Таблица VI

Строение сульфидных руд Центрального месторождения. Полир. штуфы

а — доломит-сфалерит-пиритовая руда извилисто-полосчатой текстуры; пирит шестоватого строения, перекристаллизованный доломит (светлое) в форме прожилковидных *образований с вкрапленностью и скоплениями сфалерита* (серое в нижней половине штуфа); натур. вел.; *б* — доломит-буланжерит-сфалеритовая руда брекчиевидной текстуры, полосы сфалерита чередуются с полосами доломита, содержащи-

ми вкрапленность буланжерита; натур. вел.; *в* — массивная джемсонит-арсенопирит-пиритовая руда; прожилок сплошного джемсонита в *арсенопирит-пиритовом* агрегате; видны оторочки джемсонита (серое) в пирите (светло-серое) вблизи прожилка; увел. 2

Таблица VII

Сплошные руды Воздвиженского (*а, б*) и Благодатского (*в*) *месторождений*

а — пирит-сфалеритовая руда; белое — пирит, светло-серое — сфалерит; полир. штуф; увел. 3; *б* — геокронит-сфалеритовая руда; белое — галенит в срастаниях с геокронитом, *темно-серое — сфалерит*; полир. штуф; увел. 1,5; *в* — прожилковидное обособление буланжерит-геокронит-галенитовых агрегатов (белое) в массе сфалерита (серое); полир. штуфы; натур. вел.

Таблица VIII

Прожилково-полосчатые текстуры руд Воздвиженского месторождения. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — галенит-геокронитовый прожилок (белое) сечет сфалерит (серое); *б* — полосчатое распределение арсенопирит-пиритовых агрегатов (белое) в доломите (серое)

Таблица IX

Строение сульфидной руды Михайловского *месторождения. Полир.* штуфы. Натур. вел.

а — срастание пластинчатого марказита и пирита (белое) со сфалеритом (темное), *заметны реликты извилистой полосчатости*, по отношению к которой часть пластинок марказита расположена перпендикулярно; *б* — марказит-сфалеритовая руда полосчатой текстуры, широкая полоса пластинчатых агрегатов марказита сечется прожилками переотложенного сфалерита в зонках дробления; в верхней части штуфа прожилок доломита (белое) в сфалерите

Таблица X

Текстуры руд Михайловского месторождения. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — чередование широких полос пирита и марказита (светлое) с тонкими полосками кварца (темное); *б* — перекристаллизованный полосчатый известняк; вдоль отдельных полосок развиваются прожилковидные агрегаты марказита с пиритом и галенитом, которые секутся поздними жилками карбоната с кварцем; *в* — мраморизованный, частично окварцованный полосчатый известняк; в нижней части штуфа перпендикулярно полосчатости чередование концентрических зон доломита и сфалерита с галенитом; центральная часть концентрически-зонального участка состоит из крупнокристаллического кальцита с буланжеритом, затем, нарастая последовательно,— зоны галенита, марказита, сфалерита

Таблица XI

Текстуры руд Северо-Акатуевского месторождения. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — сильно раздробленная сплошная сфалеритовая руда брекчиевой текстуры, залеченная кварцево-карбонатным цементом; в сфалерите видны *мелкие зерна пирита*; *б* — полосчатая пирит-сфалеритовая руда с мелкими выделениями ксеноморфного галенита

Таблица XII

Сульфидная руда Ново-Широкинского месторождения. Полир. штуфы

а — халькопирит-пиритовая руда брекчиевидной текстуры. Обломки представлены сульфидами со светлым кварцем или вмещающей породой, в цементе — красный кварц (черное); увел. 1,5; *б* — пирит-галенит-сфалеритовая руда кокардовой текстуры. Концентрические зоны представлены кварц-пиритовыми и галенит-сфалеритовыми агрегатами, в центре — кварц с вкрапленностью пирита и каемками красного гематитизированного кварца (черное); уменьш. 1,5

Таблица XIII

Текстуры руд Ново-Широкинского месторождения. Полир. штуфы

а — пирит-сфалерит-галенитовая руда метаколлоидной, в отдельных участках кокардовой текстуры; в строении кокард участвует карбонат (белое); в центре концентрическая зона представлена галенитом (светлые, мелкозернистые агрегаты), на который нарастает сфалерит (серое); темное — кварц с тонкозернистыми агрегатами пирита; уменьш. 1,5; *б* — кварц-галенит-сфалерит-пиритовая руда сложного строения; верхняя половина снимка — кварц-пиритовые и галенит-сфалеритовые агрегаты кокардовой текстуры; в нижней половине — кварц-пиритовые агрегаты метаколлоидной текстуры; кварц — красный с гематитом, пирит — колломорфный; сверху — брекчиевидная кварц-пирит-сфалеритовая руда; увел. 2; *в* — кварц-пирит-галенитовая руда симметрично-полосчатой текстуры; в зальбандах прожилка — вкрапленный пирит и агрегаты галенита фестончатого строения; в центре — кварц с вкрапленностью галенита и пирита; натур. вел.

Таблица XIV

Текстуры руд Ново-Широкинского (*а*) и Шахтаминского (*б*) месторождений. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — симметрично-полосчатая карбонат-галенит-сфалеритовая руда; в зальбандах — кварц, пирит, сфалерит, галенит, в центре — карбонат с реликтами кварца и сульфидных агрегатов; *б* — кварц-молибденитовая жила, секущая измененный гранодиорит; молибденит и пирит сосредоточены в тонких прожилках в кварце; в зальбандах жилы — блеклая руда и галенит в виде прожилка (справа — белое)

Таблица XV

Полосчатые текстуры руд Шахтаминского месторождения. Полир. штуфы

а — грубополосчатые галенит-сфалерит-карбонатные руды в кварц-серицит-хлоритовой породе, темные полосы — сульфиды; белые — карбонат, ранний карбонат раздроблен и залечен поздними карбонатом и кварцем; уменьш. 4; *б* — полосчатая кварц-сфалеритовая жила, белое — кварц, ассоциирующийся со сфалеритом; темное — поздний кварц, цементирующий обломки сфалерита, насыщенного включениями бурнонита и галенита; уменьш. 1,5

Таблица XVI

Строение сульфидных агрегатов Шахтаминского месторождения. Полир. штуфы

а — кварц-галенит-карбонат-сфалеритовая жила грубополосчатого строения; видны пластические деформации галенита и трещиноватость сфалерита на контакте с кальцитом (серое, крупное выделение в центральной части); натур. вел.; *б* — пирит-галенитовая руда массивной текстуры с признаками дробления; поздние карбонатные прожилки (белое) секут пирит-галенитовые агрегаты; вдоль прожилков интенсивное дробление и перетирание сульфидов (черное); уменьш. 2; *в* — тетраэд-

рит-галенит-сфалеритовая руда массивной текстуры, сфалерит раздроблен и сцементирован карбонатом; мелкозернистые скопления — реликты кварц-пиритовых агрегатов, белое — метакристаллы галенита; натур. вел.

Таблица XVII

Взаимоотношения минералов в рудах Центрального месторождения

а — кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация; внизу — обособления джемсонита; пирит и арсенопирит раздроблены и сцементированы джемсонитом; полир. штуф; натур. вел.; *б* — арсенопирит с ромбическими *сечениями кристаллических зерен* и пирит (белое) ранней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации трещиноваты и идиоморфны по отношению к кварцу (темное); полир. штуф; увел. 40; *в* — замещение *пирит-арсенопиритовых агрегатов халькопиритом*; в халькопирите — включения станнина (мелкие выделения серого цвета) и касситерита (темные рельефные зерна); полир. шлиф; увел. 90

Таблица XVIII

Характер срастаний и формы выделений сфалерита и пирита в рудах Благодатского месторождения

а — мелкозернистая пирит-сфалеритовая руда тонкополосчатого строения; полир. штуф; натур. вел.; *б* — деталь, соотношение пирита и сфалерита; отсутствуют *признаки замещения* одного минерала другим; полир. шлиф; увел. 90

Таблица XIX

Срастание пирита и сфалерита в рудах Центрального (*а*, *б*) и Михайловского (*в*) месторождений

а — мелкозернистые и сноповидные агрегаты пирита в массе сфалерита; полир. штуф; натур. вел.; *б* — срастание пирита и сфалерита в шестоватых агрегатах; для сфалерита типичны ориентированные удлиненные выделения; полир. шлиф; увел. 40; *в* — деталь табл. IX, *а*, сфалерит (серое) и кварц (темное) заполняют пространства между пластинчатыми агрегатами мелкозернистого пирита с марказитом (белое) и залечивают в нем трещины; полир. штуф; увел. 6

Таблица XX

Соотношения пирита и сфалерита в сплошной руде Благодатского (*а*) и Воздвиженского (*б*) месторождений

а — кварц-пирит-*сфалеритовая руда ранней ассоциации*; кварц (темное), пирит (белое) и сфалерит (серое) образуют тесные срастания; полир. шлиф; увел. 90; *б* — метакристаллы пирита (светло-серое разных оттенков) зонального строения в массе *сфалерита (серое)*; *темное — прожилки* позднего карбоната; травление естественное (на воздухе); полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXI

Пластические деформации сфалерита и катаклаз пирита с последующей регенерацией раздробленных зерен. Благодатское месторождение

а — сфалерит (серое разных оттенков) *с изогнутыми двойниками*; *протравлено* в парах царской водки; белое (справа) — арсенопирит, мелкие кристаллы в сфалерите — пирит; полир. шлиф; увел. 165; *б* — разноориентированные трещиноватые зерна пирита *с прожилковидными и обломочными* структурами, выявлено травлением $HNO_3 + CaF_2$; полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXII

Неоднородность сфалерита Благодатского месторождения и характер распределения в нем минералов-включений

а — зональное и сдвойникованное зерно *сфалерита среди разнозернистого* сфалеритового агрегата с включениями пирита; вдоль зон роста видны обособления станнина; в центре зерна — эмульсиевидная вкрапленность халькопирита; в отдельных зернах сфалерита видны двойники давления; протравлено в *парах царской водки*; полир. шлиф; увел. 40; *б* — эмульсиевидные включения пирротина (светлые, ориентированные) и халькопирита (светлые, изометричные зерна) в сфалерите; белые рельефные включения — пирит; полир. шлиф; увел. 320; *в* — ориентированная эмульсиевидная вкрапленность халькопирита в сфалерите; полир. шлиф; увел. 500; *г* — *ориентированная* тончайшая эмульсиевидная вкрапленность станнина в сфалерите; крупные включения — пирит (белое); полир. шлиф; увел. 670

Таблица XXIII

Неоднородность сфалерита Благодатского месторождения

а — тонкая вкрапленность пирита (белое) в сфалерите (серое), перераспределенная и обособленная в *виде прожилкообразных выделений*; протравлено в парах царской водки; полир. шлиф; увел. 90; *б* — метакристаллы кварца в сфалерите с включениями пирита и сфалерита; около выделений кварца — эмульсиевидная вкрапленность станнина в сфалерите; полир. *шлиф*; *увел. 90*

Таблица XXIV

Соотношение минеральных образований ранних и поздних парагенезисов в рудах Благодатского (*а*, *б*) .и Центрального (*в*) месторождений. Полир. штуфы. Натур. вел.

а — крупные метакристаллы доломита среди сфалерита на контакте его с вмещающими доломитами (слева); вдоль контакта расположены поздние пирит-арсенопиритовые прожилки; *б* — тонкие пиритовые прожилки, *секущие сфалерит* с вкрапленностью пирита; белое (справа) — скопления галенита и буланжерита; *в* — прожилок позднего пирита (белое), секущий сфалерит; внизу (светло-серое) выделения буланжерита, черное — доломит

Таблица XXV

Соотношение сфалерита с поздним пиритом в рудах Благодатского (*а*, *б*) и Воздвиженского (*в*) месторождений

а — метакристаллы пирита с включениями кварца, сфалерита и арсенопирита (мелкие включения прямоугольной формы); полир. шлиф; увел. 40; *б* — скелетный кристалл пирита (белое) в сфалерите; с пиритом выделяется станнин в виде *небольших зерен и тончайших прожилков* (светло-серое); округлые серые рельефные зерна — касситерит; полир. шлиф; увел. 165; *в* — замещение сфалерита (серое) поздним пиритом (белое) и кварцем (темное); полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXVI

Обособления прожилкообразных (*а*) и вкрапленных (*б*, *в*) выделений пирита по контакту пирит-сфалеритовой и геокронит-галенит-буланжеритовой ассоциаций. Полир. штуфы. Натур. вел. Благодатское месторождение

Таблица XXVII

Соотношение раннего пирита (белое) и позднего джемсонита (светло-серое) в рудах Центрального месторождения

а — коррозия пирита джемсонитом и проникновение по зонам его роста; темное — карбонат; полир. шлиф; увел. 40; *б* — замещение пирита лучистыми агрегатами джемсонита, видна регенерация зерен пирита по границе с джемсонитом; полир. шлиф; увел. 90

Таблица XXVIII

Замещение пирита, арсенопирита и сфалерита сульфоантимонидами свинца в рудах Благодатского (*а*) и Воздвиженского (*б*) месторождений

а — интенсивное замещение сульфидов железа (белое) и цинка (серое), буланжеритом (светлое); полир. шлиф; увел. 90; *б* — замещение сфалерита (серое) геокронитом (светлое) с сохранением реликтов незамещенного сфалерита; белые рельефные зерна — поздний пирит, в доломите (темное) — мелкие кристаллы арсенопирита (белое); полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXIX

Замещение сфалерита буланжеритом, сопровождающееся выделением позднего пирита, Благодатское месторождение

а — «псевдоморфозы» пирита (белое) по буланжериту (серое), замещающему сфалерит (темное); полир. шлиф; увел. 40; *б* — скелетные выделения пирита (белое, рельефное) по буланжериту (светлое) среди сфалерита (темное) с эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита; полир. шлиф; увел. 90; *в* — то же, протравлено в парах царской водки. Видно, что буланжерит и пирит замещают сфалерит по плоскостям двойникования

Таблица XXX

Выделения позднего сфалерита (серое) среди геокронит-буланжерит-галенитовых агрегатов, Благодатское месторождение. Полир. шлифы. Увел. 40

а — каймы переотложенного сфалерита вокруг его замещенных агрегатов; *б* — колломорфные выделения позднего переотложенного сфалерита; темное — пустоты выщелачивания, заполненные рыхлым материалом

Таблица XXXI

Метакристаллы кварца и доломита в буланжерит-галенитовом парагенезисе Благодатского месторождения

а — крупные и мелкие метакристаллы кварца среди галенита и геокронита; полир. шлиф; увел. 165;

б — метакристаллы доломита среди буланжерита; полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXXII

Соотношения поздних пирит-арсенопиритовых прожилков с ранними минералами в рудах Екатерино-Благодатского (*а*) и Благодатского месторождений (*б*)

а — прожилковидные и неправильной формы выделения мелкозернистого пирита и арсенопирита среди буланжерит-геокронитовых и сфалеритовых агрегатов; полир. шлиф; увел. 90; *б* — прожилкообразные скопления позднего мелкозернистого пирита по границе выделений сфалерита и галенита и в массе последнего; полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXXIII

Формы выделения пирит-марказитовых агрегатов в рудах Михайловского месторождения

а — раздробленный сфалерит (серое, в центре) среди кальцита (темно-серое) и пластинчатого мелкозернистого агрегата пирита-марказита (белое), кварц — темный, рельефный; полир. шлиф; увел. 40; *б* — агрегат марказита пластинчатой формы со следами спайности, характерной для пирротина в виде линии точечных включений; вверху, справа — сфалерит, темное — карбонат; иголочки буланжерита заметны во всех минералах; полир. шлиф; увел. 90; *в* — метакристалл пирита среди пластинчатых агрегатов тонкозернистого марказита, заметны следы дробления в пирите; темное — доломит; полир. шлиф; увел. 90

Таблица XXXIV

Взаимоотношения пирита и марказита с галенитом и карбонатом в рудах Михайловского месторождения

а — руда полосчатой текстуры; в центре — карбонат с пластинчатым марказитом, по обе стороны — полосы карбоната (черное) с кварцем; слева — полоска галенита (белое), за ней сфалерит, марказит, карбонат; полир. штуф; натур. вел.; *б* — реликты тонкозернистого марказита среди галенита и карбоната с буланжеритом; полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXXV

Взаимоотношения ранних и поздних парагенезисов в рудах Михайловского месторождения. Полир. шлифы. Увел. 90

а — граница между раздробленным агрегатом сфалерита и сплошным относительно крупнозернистым галенитом; темное — доломит; *б* — проникновение кварц-буланжеритового агрегата между тонкозернистым марказитом (слева) и крупнозернистым галенитом (справа); по краям выделения последнего видно дробление

Таблица XXXVI

Соотношение буланжерита и арсенопирита с ранними пирит-марказит-сфалеритовыми агрегатами, карбонатом и кварцем в рудах Михайловского месторождения

а — буланжерит-марказит-сфалеритовая руда пятнистой текстуры, рассеченная прожилками карбоната и кварца: в нижней части штуфа видно пересечение этими прожилками скоплений буланжерита; полир, штуф; натур. вел.; *б* — проникновение зерен арсенопирита и буланжерита в сфалерит по границе с карбонат-буланжеритовым агрегатом. Карбонатный прожилок, секущий сфалерит, не содержит буланжерита; полир. шлиф; увел. 40; *в* — пересечение марказит-пиритовой руды, сильно раздробленной, со скоплениями галенита и жилками кварца, черное — полоса милонита с обломками сфалерита, пирита, галенита, отороченная полосами карбоната (белое) шестоватого строения; полир, штуф; натур. вел.

Таблица XXXVII

Взаимоотношения минералов в рудах Северо-Акатуевского месторождения

а — замещение сфалерита (серое разных оттенков) арсенопиритом (белое), темное — доломит; протравлено в парах царской водки; полир. шлиф; увел. 90; *б* — замещение галенитом раннего пирита (белое) вдоль трещин, темное — кварц и доломит, полир. шлиф; увел. 40

Таблица XXXVIII

Взаимоотношения минералов в рудах Северо-Акатуевского месторождения

а — замещение галенитом сфалерита; в последнем галенит в виде метакристаллов; темное — кварц и доломит; полир. шлиф; увел. 40; *б* — соотношение сфалерита (серое), арсенопирита (белое) и халькопирита (светло-серое); идиоморфный арсенопирит имеет неровную границу с халькопиритом, последний образует также нитевидные жилки в сфалерите; полир. шлиф; увел. 90

Таблица XXXIX

Характер деформаций и формы выделений минеральных агрегатов различных парагенезисов в Северо-Акатуевском месторождении

а — участок сильно дробленого крупного сдвойникованного зерна сфалерита с очень тонкими жилками кварц-карбонатного состава; протравлено в парах царской водки; полир. шлиф; увел. 90; *б* — брекчированная карбонатная порода с прожилковидными скоплениями буланжерита, содержащего сфалерит; белые прожилки — доломит; в отдельных обломках встречена вкрапленность арсенопирита; полир. штуф; натур. вел.; *в* — замещение сфалерита (серое) игольчатыми и неправильными выделениями буланжерита (белое вверху) и мелким идиоморфным арсенопиритом в виде каймы по границе с карбонатом (темное); крупное идиоморфное зерно — пирит, наросший на сфалерите; полир. шлиф; увел. 40

Таблица XL

Взаимоотношения минералов в рудах Ново-Широкинского месторождения

а — почковидные выделения сфалерита (серое) радиально-лучистого строения с ориентированными скелетными образованиями галенита (белое), темное — кварц с вкрапленностью и каймами пирита; протравлено в парах царской водки; полир. шлиф; увел. 40; *б* — дробление пирита (белое) и замещение его сфалеритом (серое) и галенитом (по трещинкам), темное — кварц; полир. шлиф; увел. 90

Таблица XLI

Взаимоотношения минералов разных парагенезисов в рудах Ново-Широкинского месторождения

а — метакристаллы пирита (белое) вокруг выделений сфалерита (серое) и в массе последнего и кварца (темное); в сфалерите включения халькопирита и блеклой руды (неправильное выделение, серое); полир. шлиф; увел. 165; *б* — замещение сфалерита (серое) поздними галенитом (белое) и карбонатом (темное); в сфалерите эмульсиевидные включения халькопирита; полир. шлиф; увел. 90

Таблица XLII

Взаимоотношения сфалерита (серое) и галенита (белое) в рудах Шахтаминского месторождения. Протравлено в парах царской водки. Полир. шлиф. Увел. 90

а — видны ровные границы между сфалеритом и галенитом, однако последний проникает в сфалерит по тончайшим волосовидным трещинкам, пересекая также кварц, отложившийся до галенита; *б* — зерна сфалерита деформированы, заметна изогнутость двойников в нем

Таблица XLIII

Замещение сфалерита (серое) галенитом (белое) вдоль двойниковых швов, темное — кварц. Шахтаминское месторождение. Полир. шлиф. Увел. 165

а — без травления, видны удлиненной формы реликты незамещенного сфалерита; *б* — протравлено в парах царской водки; слабо заметны тонкие двойники давления

Таблица XLIV

Соотношения минералов различных парагенезисов в рудах Шахтаминского месторождения

а — обрастание и замещение сфалерита карбонат-галенитовыми агрегатами, темное — кварц (рельефный) и карбонат; полир. шлиф; увел. 40; *б* — кальцит-бурнонит-галенитовый прожилок, секущий сфалерит; по границе сфалерита (серое) и галенита (белое) — скопления бурнонита (светло-серое), темное — карбонат, рельефные *зерна — кварц; полир. шлиф; увел. 90; в — халькопиритовый прожилок* (светлое) с переотложенным сфалеритом (серое) в блеклой руде (светлее сфалерита), темное — кварц; полир. шлиф; увел. 320

Таблица XLV

Внутреннее строение сфалерита Благодатского месторождения. Протравлено в парах царской водки. Полир. шлифы. Увел. 40

а — зональные и сдвойникованные зерна сфалерита (серое, разных оттенков), со следами деформации; белое — обособления позднего пирита; *б* — кристаллы сфалерита с зональным строением, белое — поздний прожилок пирита

Таблица XLVI

Кристаллы сфалерита Благодатского месторождения с двойниками роста и давления. *Протравлено в парах царской водки.* Полир. шлифы. Увел. 40

а — видны реликты зонального строения сфалерита (светлые зоны в центре снимка); *б* — двойники роста в сфалерите, вдоль которых и по тонким трещинкам наблюдаются включения пирита и халькопирита

Таблица XLVII

Электронно-микроскопический снимок реплики со скола сфалерита Благодатского месторождения

а — видна неоднородность сфалерита, микровключения приурочены к плоскостям спайности; *б* — включения округлой и удлиненной формы располагаются в микротрещинках деформированных участков сфалерита

Таблица XLVIII

Структура сфалерита, выявленная ионным травлением. Благодатское месторождение

а — видно концентрическое строение отдельных конусовидных фигур; полир. шлиф; увел. 360; *б* — электронно-микроскопический снимок поверхности полированного шлифа после ионного травления; концентрическое строение сфалерита проявлено отчетливее, видно закономерное распределение включений станнина

Таблица XLIX

Электронно-микроскопические снимки поверхности полированного шлифа после ионного травления

а — видно концентрическое строение сфалерита и скопления микровключений станнина в деформированных участках, редкие включения вдоль концентрических зон; *б* — закономерное распределение и формы включений станнина вдоль зон роста сфалерита

Таблица L

Электронно-микроскопический снимок поверхности полированного шлифа сфалерита после ионного травления; распределение включений станнина вдоль зон роста сфалерита и в массе последнего

Таблица LI

Электронно-микроскопический снимок реплики со скола сфалерита с высоким содержанием олова; видно равномерное распределение густой вкрапленности станнина в отдельных участках; крупное включение — арсенопирит

Таблица LII

Галенит с различными по составу включениями. Полир. шлифы

а — буланжерит (серое); увел. 90, Благодатское месторождение; *б* — менегинит (светло-серое), темные игловидные выделения хлорит; увел. 320, Северо-Акатуевское месторождение; *в* — станнин (серое); увел. 40, Центральное месторождение; *г* — сфалерит (темно-серое) и пирит (белые рельефные зерна); увел. 165, Екатерино-Благодатское месторождение

Таблица LIII

Характер срастаний галенита с буланжеритом. Двухступенчатая реплика со скола, Благодатское месторождение

а — прорастание двух минералов, на поверхности сколов которых выявляется неоднородность, черное — извлеченные частички; характер срастаний тот же, что и на врезке; полир. шлиф; увел. 320; *б* — деталь, по границе двух минералов видна своеобразная кайма, возможно отвечающая по составу третьему неизвестному минералу

Таблица LIV

Двухступенчатая реплика со скола галенита, протравлено

а — фигуры октаэдрической формы на поверхности скола галенита, местами отчетливо видно зональное строение; *б* — скол того же образца галенита с другой плоскостью сечения, фигуры закономерно ориентированы в двух направлениях

Таблица LV

Двухступенчатая реплика со скола галенита, протравлено. Фигуры роста галенита, мелкие, округлой и неправильной формы включения (белое) миаргирита (?), приуроченные к фигурам роста

Таблица LVI

Двухступенчатая реплика со скола галенита, протравлено. Включения миаргирита (?) в микротрещинках и деформированных участках

Таблица LVII

Формы выделений и характер срастаний сульфоантимонидов свинца и галенита из различных месторождений. Полир. шлифы

а — срастание геокронита (зерна двойникового строения) с буланжеритом (серое разных тонов), темное — карбонат; увел. 165; ник. +, Екатерино-Благодатское месторождение; *б* — срастание галенита (серое) с буланжеритом (светло-серое), пла-

стинчатое выделение — джемсонит; увел. 165; ник. +, Центральное месторождение; *в* — срастание галенита с буланжеритом, менегинитом и семсейитом. Протравлено в парах царской водки, галенит более протравлен (мелкие зерна), буланжерит менее протравлен, менегинит и семсейит совсем не травятся, Благодатское месторождение

Таблица LVIII

Формы выделения станнина среди сульфоантимонидов свинца Екатерино-Благодатского (*а*) и Благодатского (*б*) месторождений

а — станнин (светло-серое) среди геокронита и буланжерита (белое), реликты замещенного сфалерита (серое), темное — метакристаллы кварца; полир. шлиф; увел. 165; *б* — станнин среди буланжерита, черные рельефные зерна — касситерит; полир. шлиф; увел. 90; ник. +

Таблица LIX

Соотношения минералов ранних и поздних парагенетических ассоциаций

а — дробление и замещение пирита (белое) блеклой рудой (серое); полир. шлиф; увел. 165; Шахтаминское месторождение; *б* — дробление и замещение арсенопирита (белое) буланжеритом и геокронитом (светло-серое), серое сфалерит; полир. шлиф; увел. 165; Екатерино-Благодатское месторождение; *в* — раздробленный сфалерит, сцементированный буланжерит-карбонатной массой; полир. шлиф; увел. 90, Михайловское месторождение; *г* — дробление пирита и сфалерита и цементация их кварцем и карбонатом; полир. шлиф; увел. 40; Северо-Акатуевское месторождение

Таблица LX

Нарушение внутреннего строения сфалерита вследствие тектонических подвижек и замещения поздними минералами. Везде наблюдаются тонкие двойники давления. Полир. шлифы. Увел. 40

а, *б* — дробление сфалерита и замещение его кварцем и пиритом. Северо-Акатуевское месторождение (*а*), Благодатское месторождение (*б*); *в* — замещение сфалерита галенитом и карбонатом, Ново-Широкинское месторождение

Таблица LXI

Преобразования сфалерита в рудах Благодатского месторождения

а — метаморфический тетраэдрит-сфалерит-арсенопиритовый прожилок в сфалерите, насыщенном включениями халькопирита и пирита, образовавшийся в результате перегруппировки вещества; полир. шлиф; увел. 320; *б* — трещиноватость в пирите и пластические деформации в сфалерите вследствие динамометаморфизма, замещение пирита перекристаллизованным сфалеритом; протравлено в парах царской водки; полир. шлиф; увел. 40

Таблица LXII

Характер послерудного динамометаморфизма, Благодатское месторождение

а — текстуры течения, линзообразное обособление перекристаллизованных сульфоантимонидов свинца и галенита; вокруг обособления — раздробленный мелкозернистый пирит (белое) и сфалерит (серое), темное — доломит; полир. шлиф; увел. 90; *б* — овальные обломки агрегатов мелкозернистого сфалерита (серое), сцементированные пиритом и сульфоантимонидами свинца; полир. шлиф; увел. 40

Таблица LXIII

Преобразование сульфидных агрегатов вследствие метаморфизма, Шахтаминское месторождение

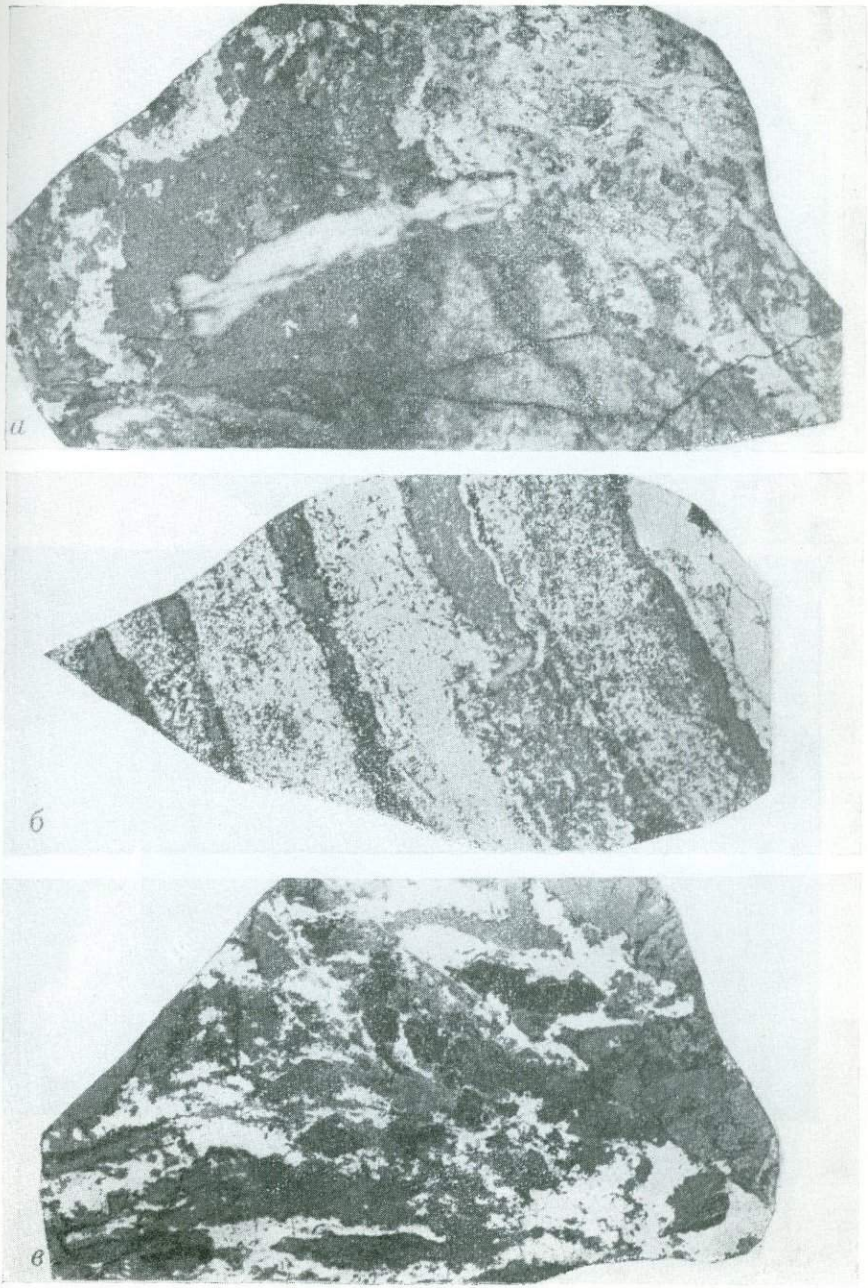
а — пластические деформации галенит-сфалеритовых агрегатов; полир. штуф; натур. вел.; *б* — деталь, полосчатая текстура сфалерит-бурнонит-галенитовых агрегатов вследствие внутрирудного метаморфизма, полир. шлиф; увел. 40; *в* — деталь, полосчатое, слегка изогнутое строение галенитового агрегата; протравлено HCl; увел. 90

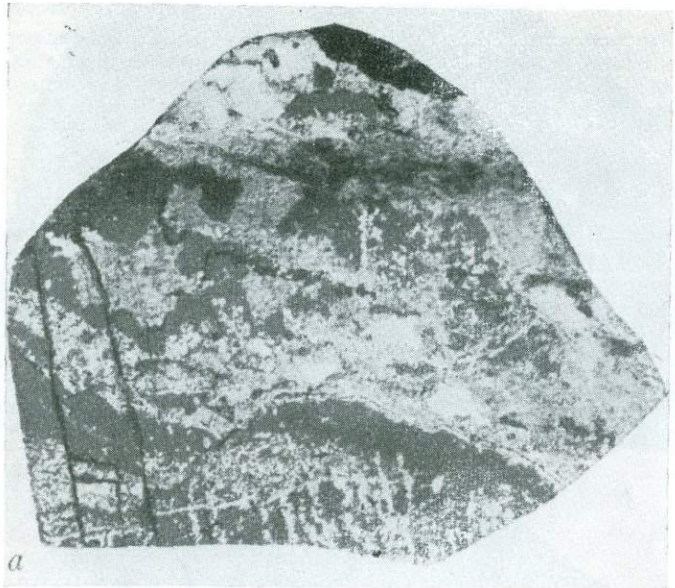
Таблица LXIV

Перераспределение станнина в сфалерите вследствие внутрирудного метаморфизма, Благодатское месторождение

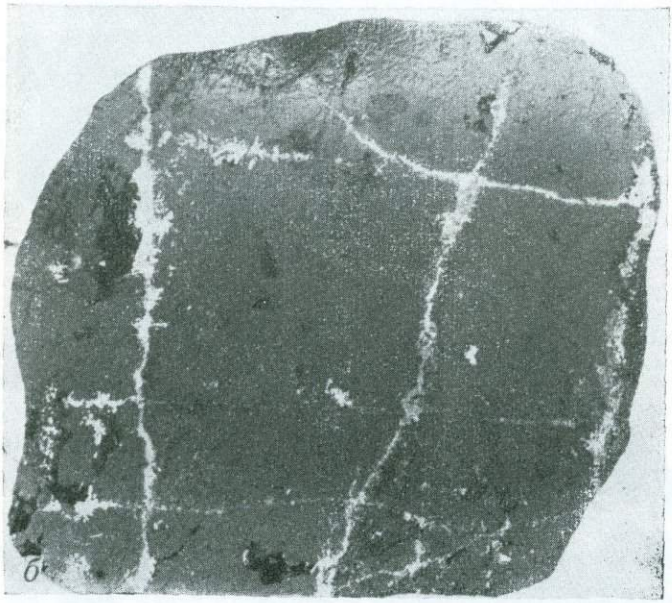
а — псевдоморфоза станнина (светло-серое) по сфалериту (серое). В пределах выделения станнина темное — кварц, белое — метакристалл пирита, вверху белое — галенит; полир. шлиф; увел. 90; *б* — прожилкообразное обособление станнина (светло-серое, в центре) по границе сфалерита (серое) и карбоната (темное); белое — агрегаты и отдельные зерна пирита, полир. шлиф; увел. 90

Таблица I

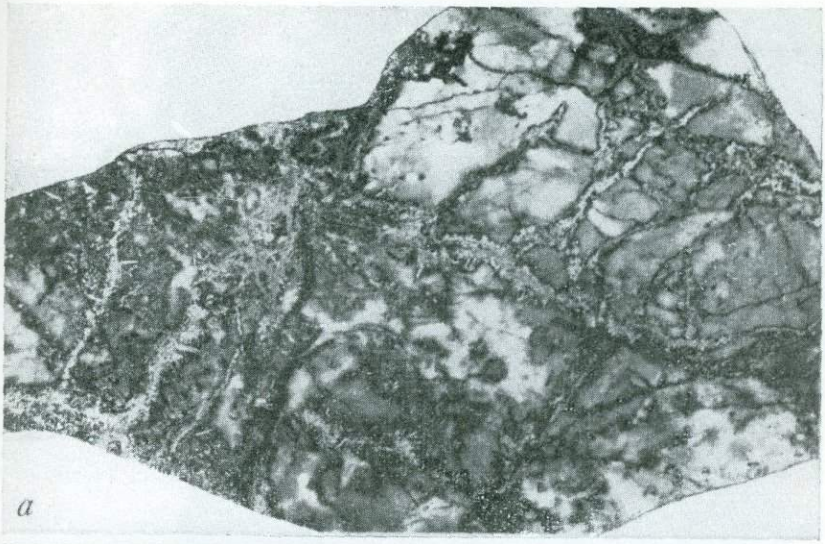




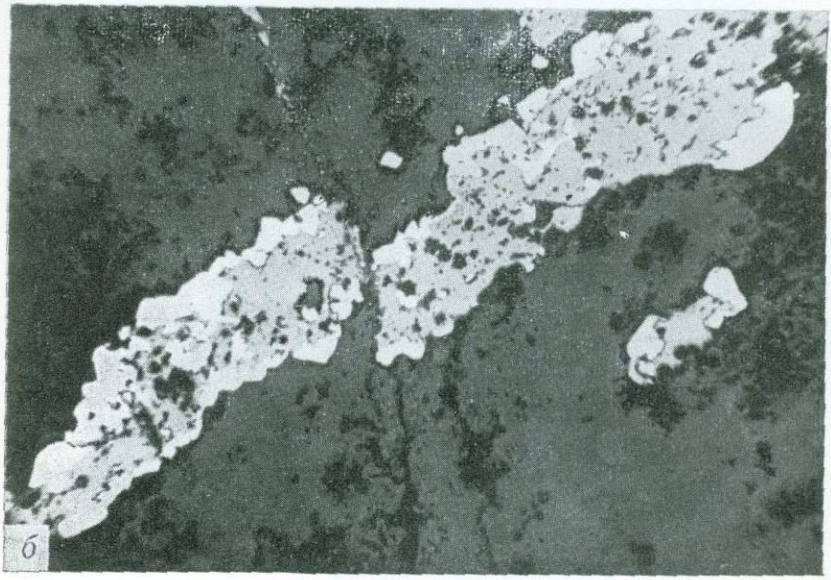
а



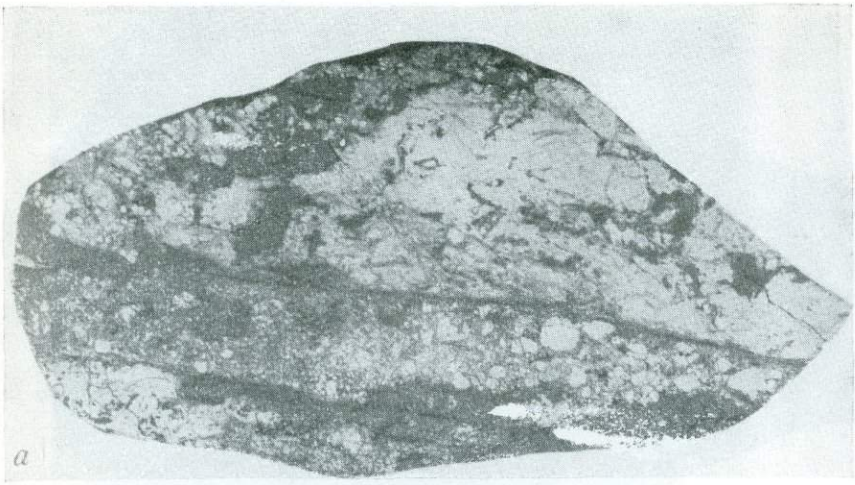
б



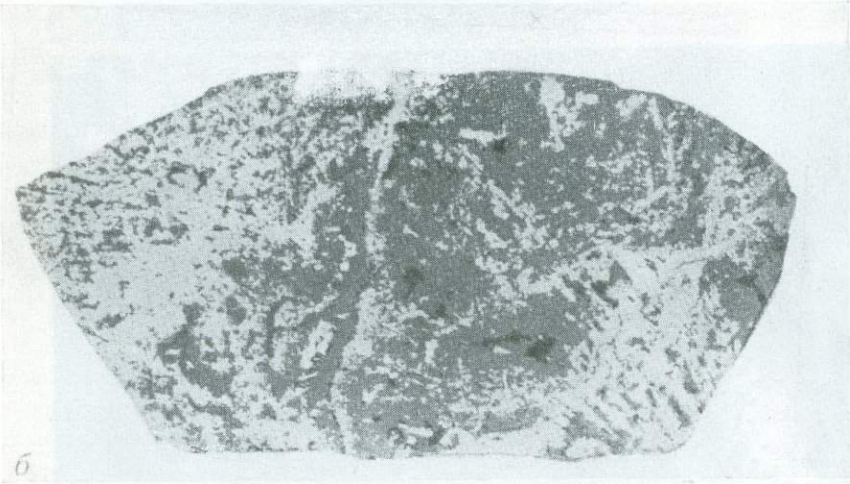
а



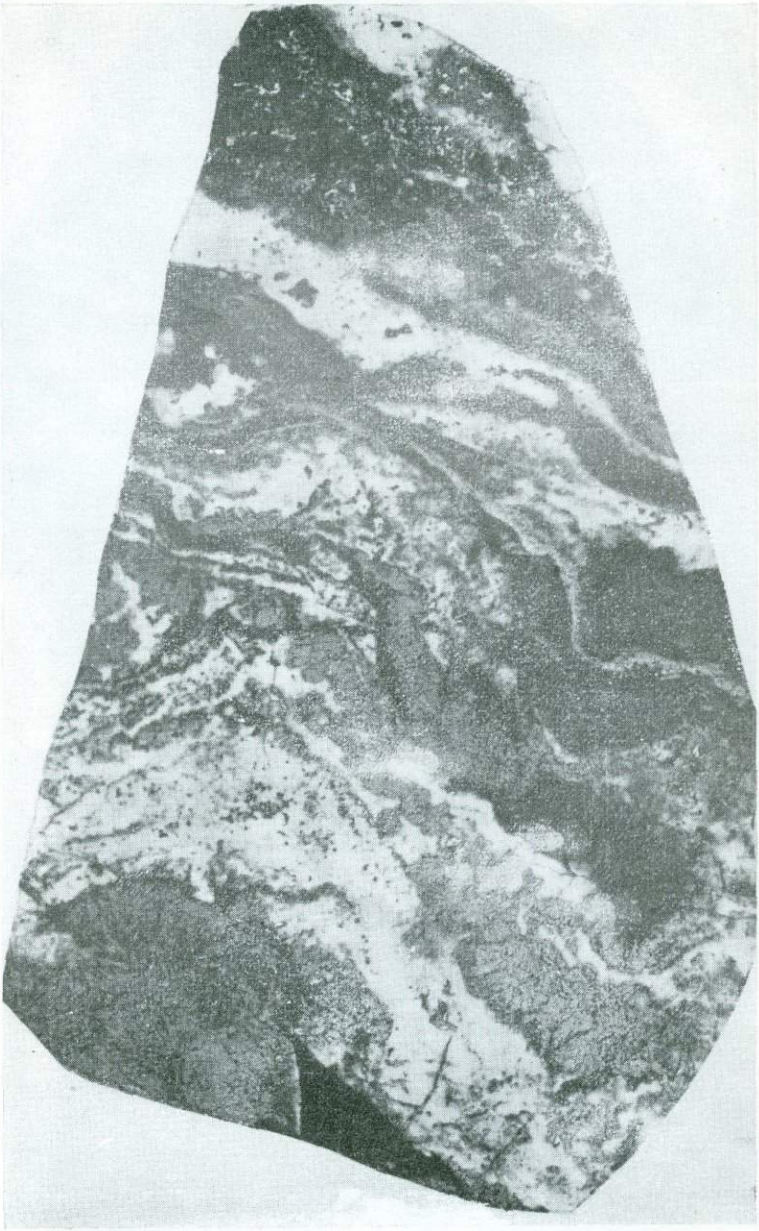
б

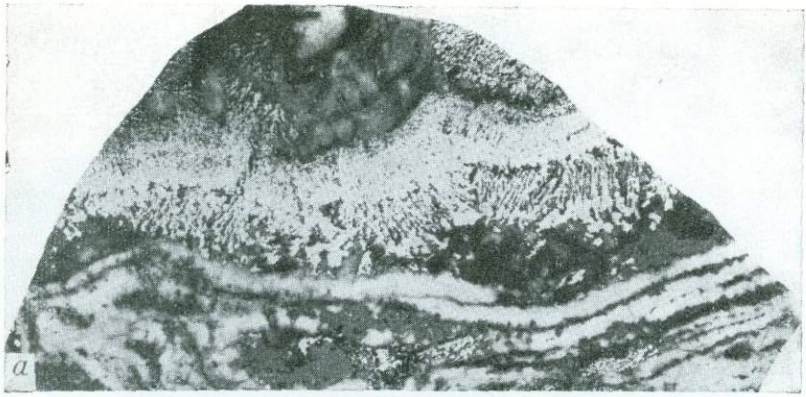


а



б

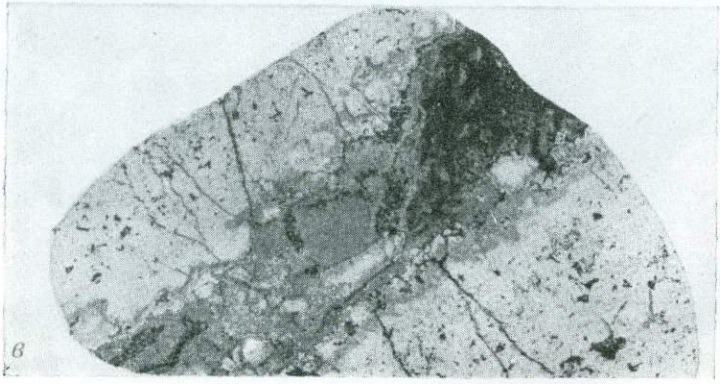




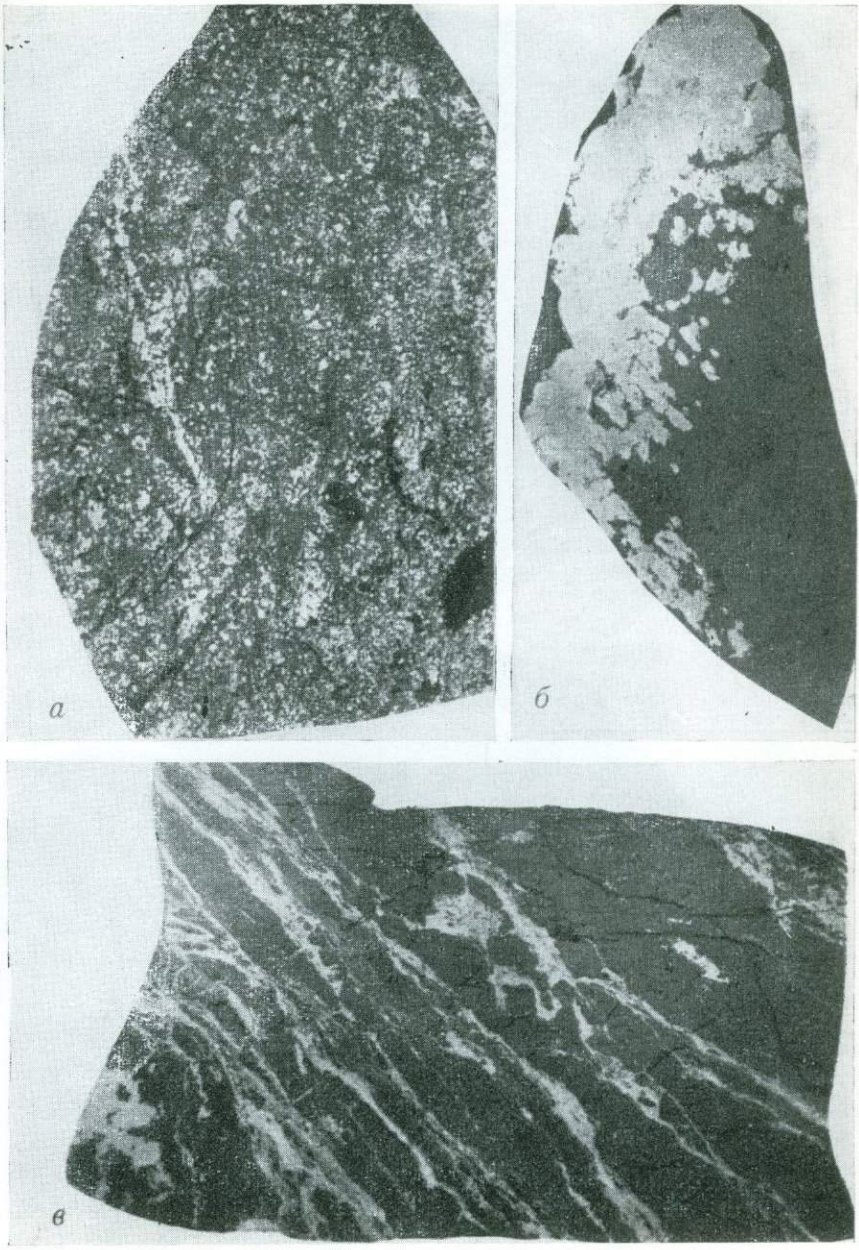
а

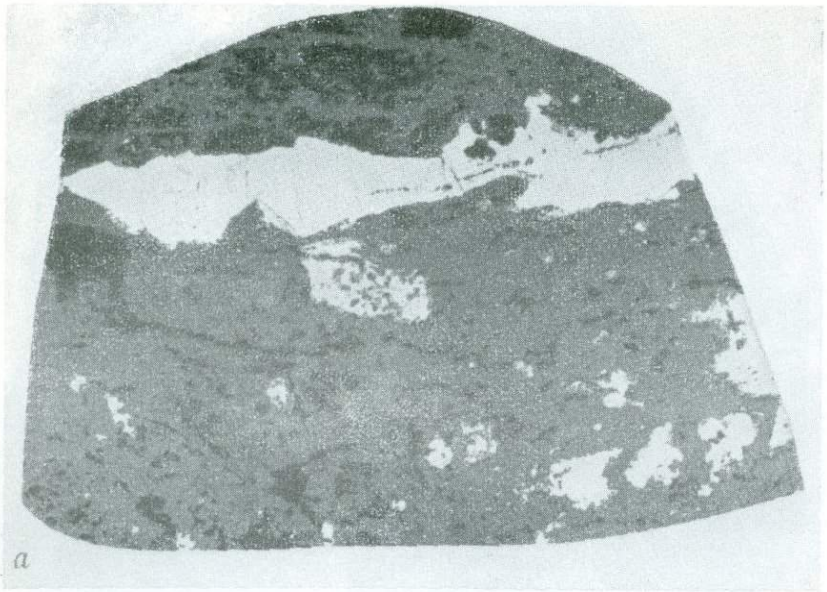


б

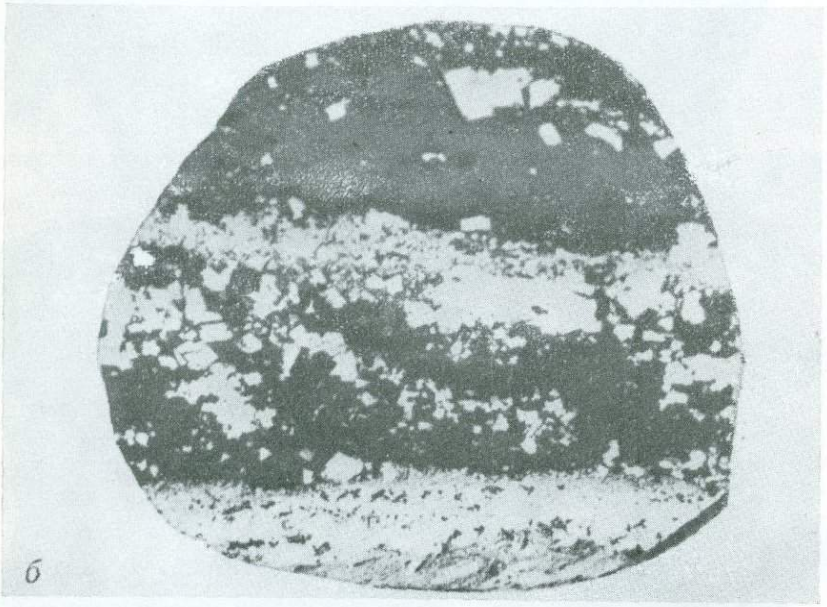


в

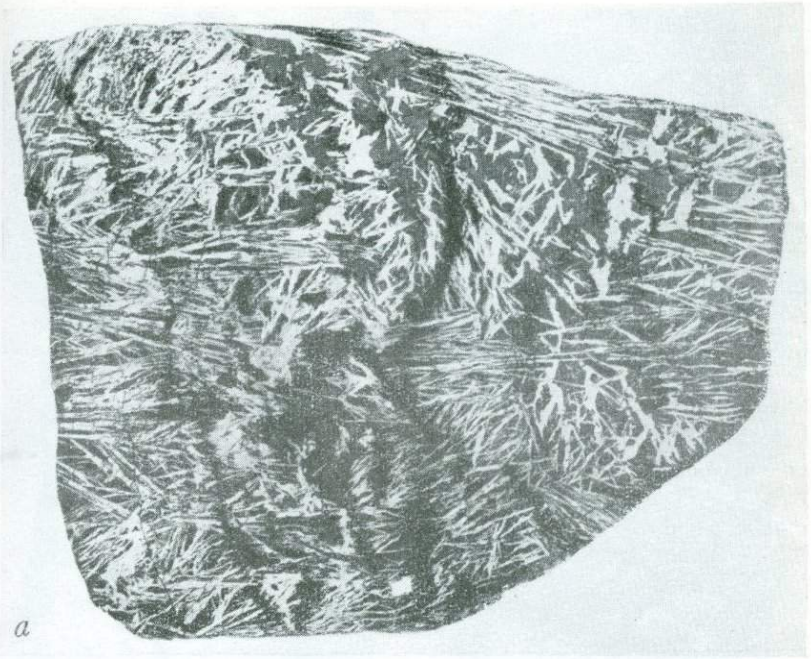

а
б
в



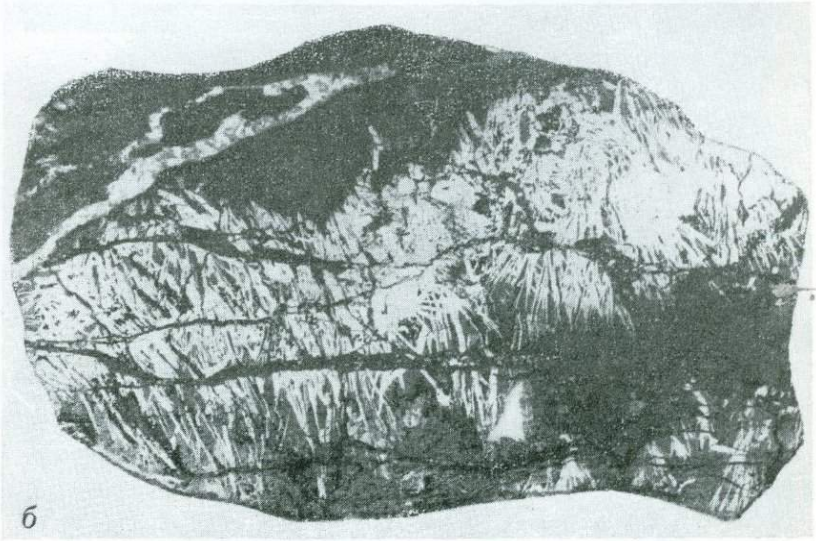
а



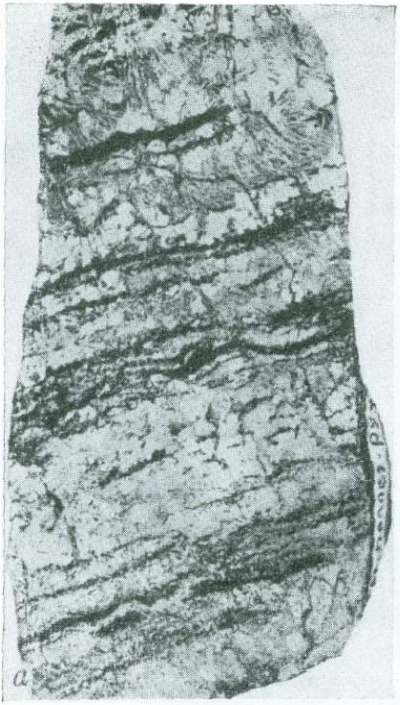
б



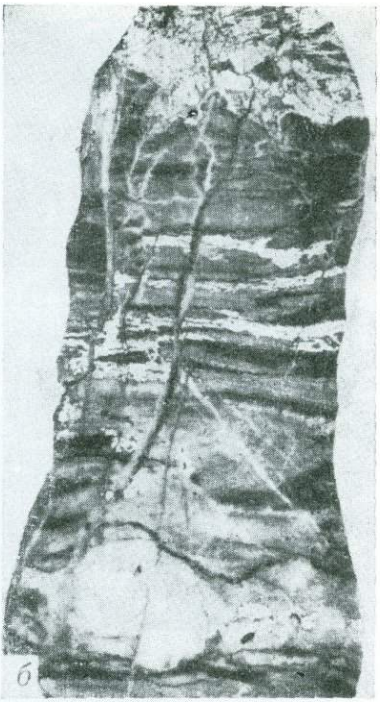
а



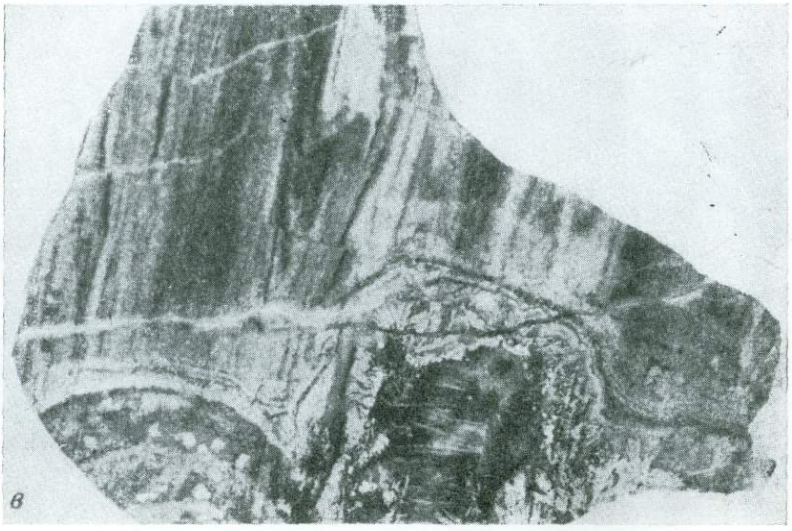
б



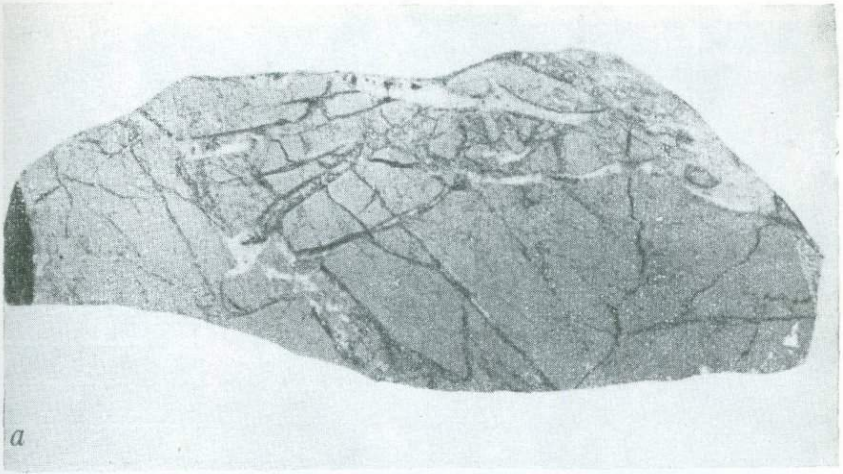
а



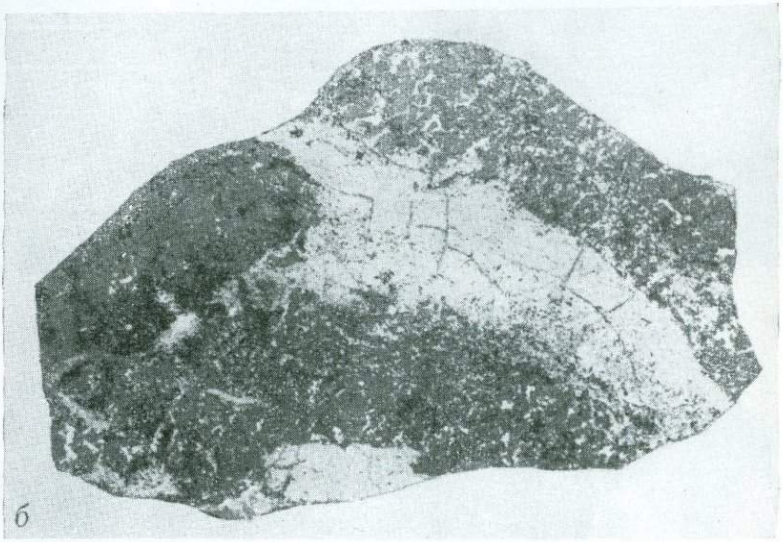
б



в



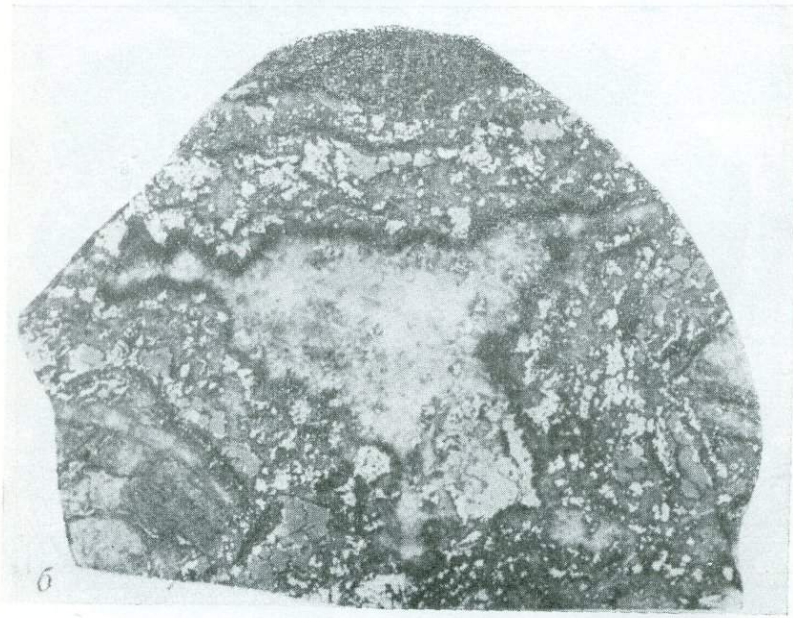
а



б



а



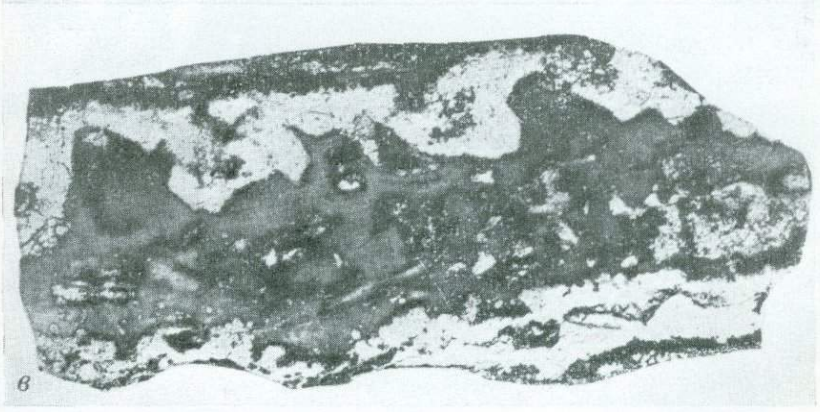
б



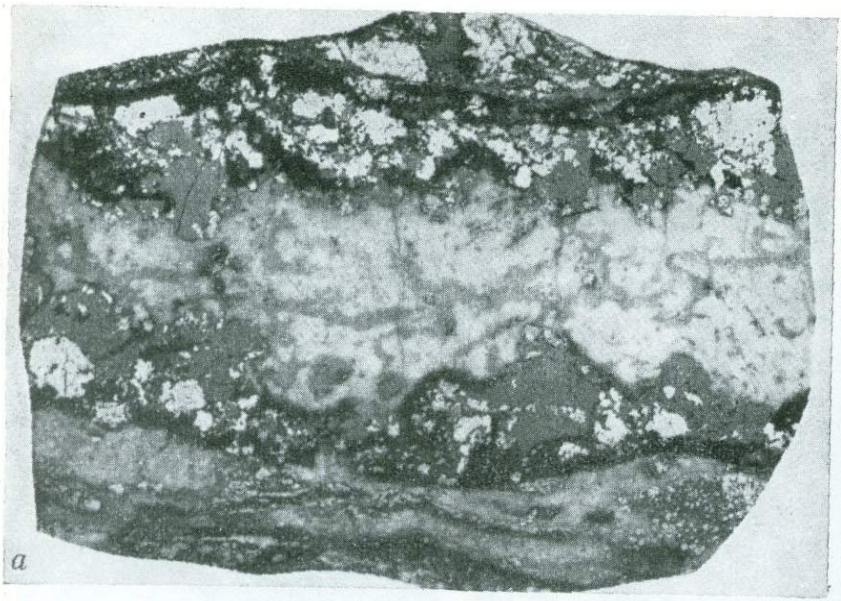
а



б



в



а



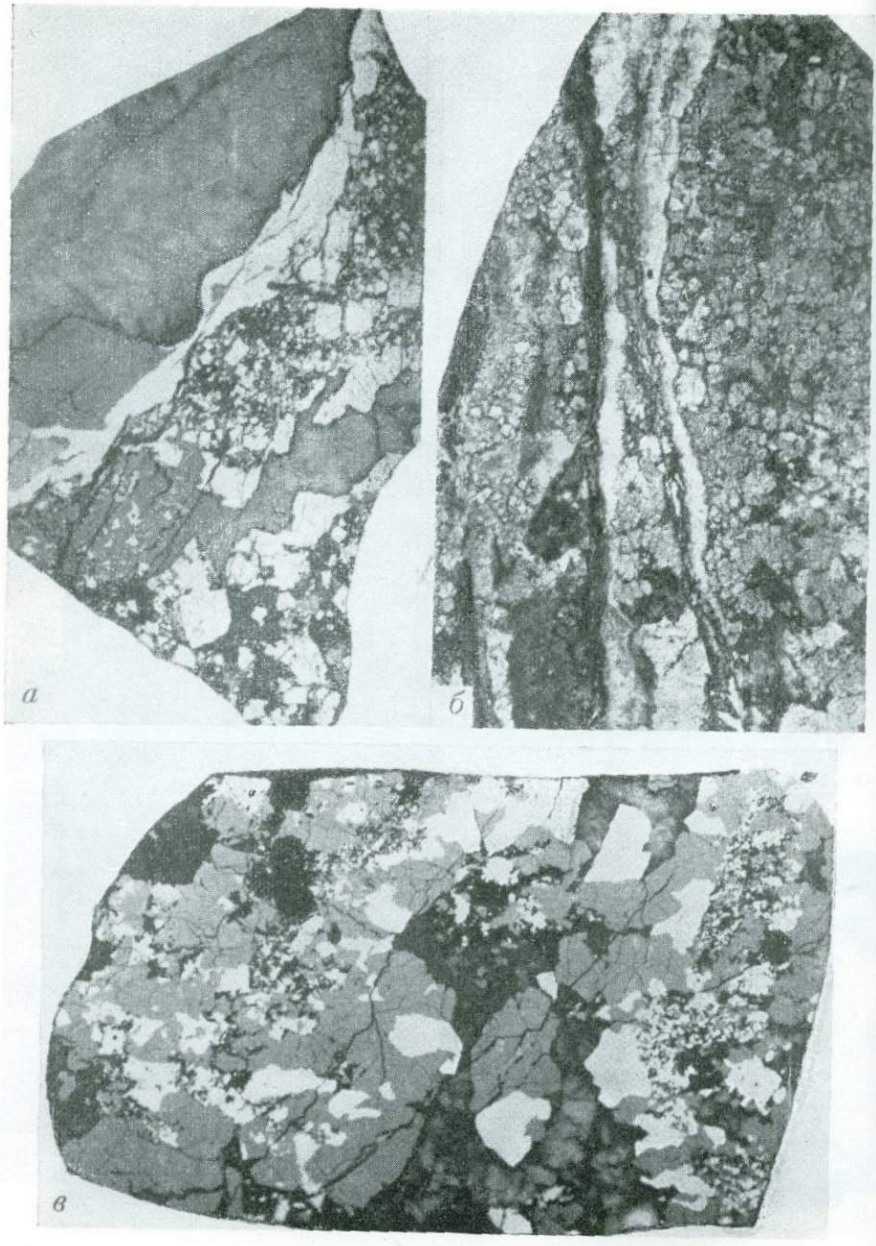
б

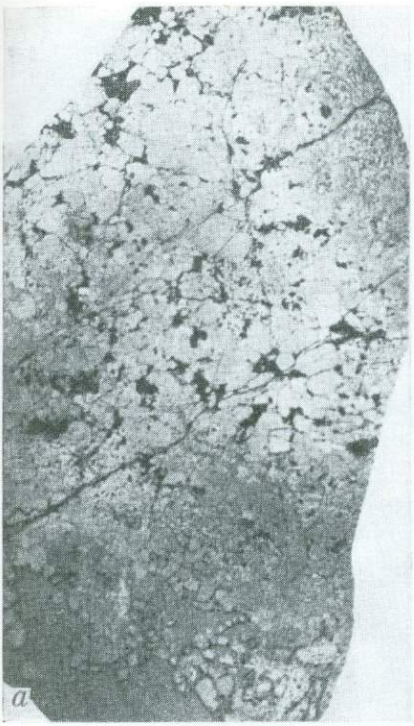


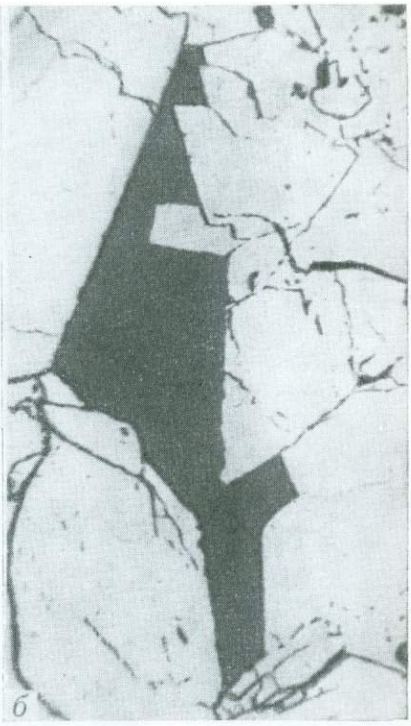
а

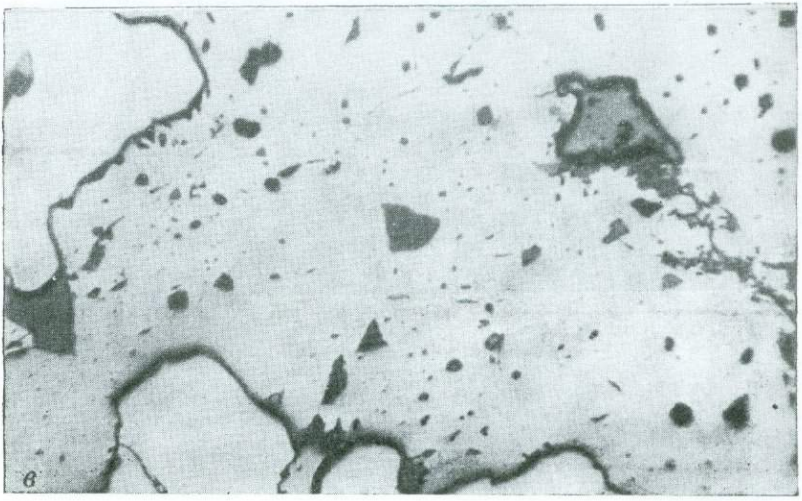


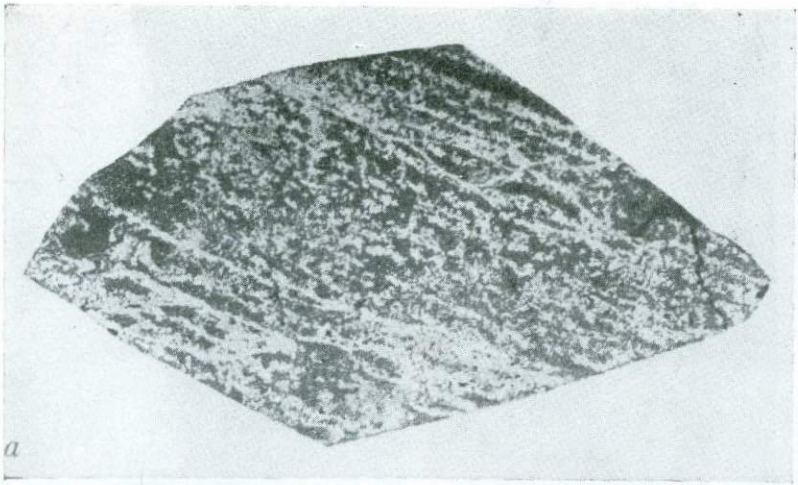
б


а
б
в

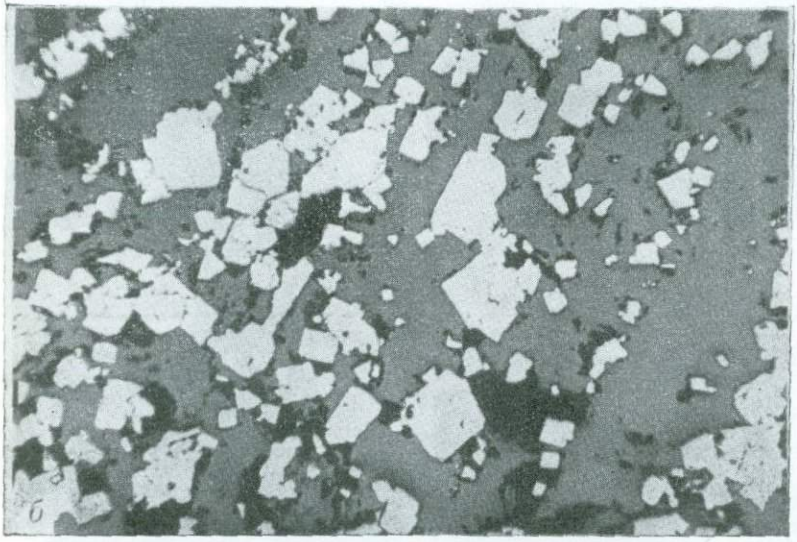

а


б

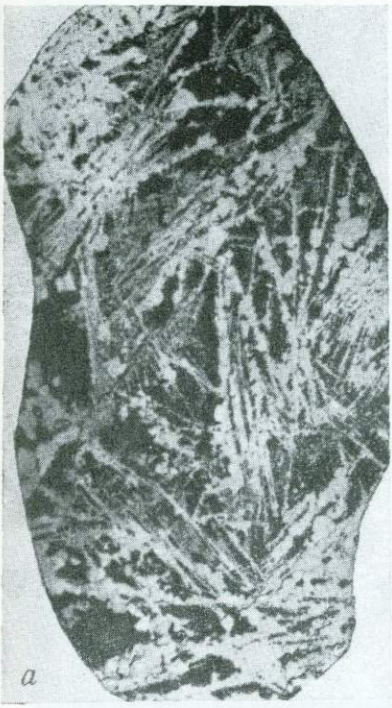

в



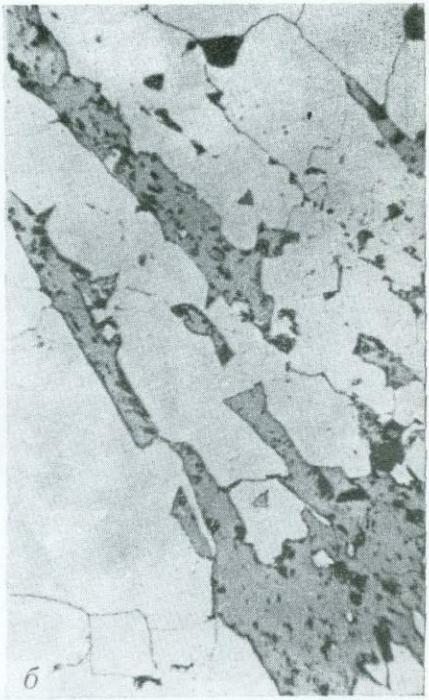
а



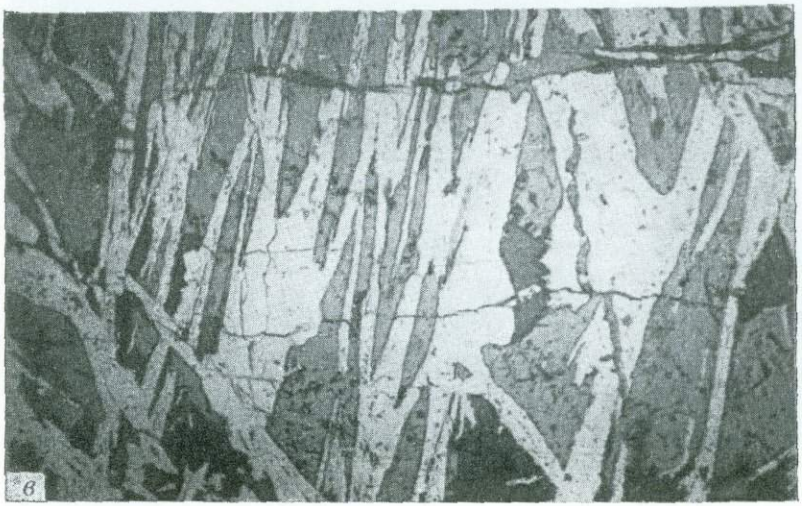
б



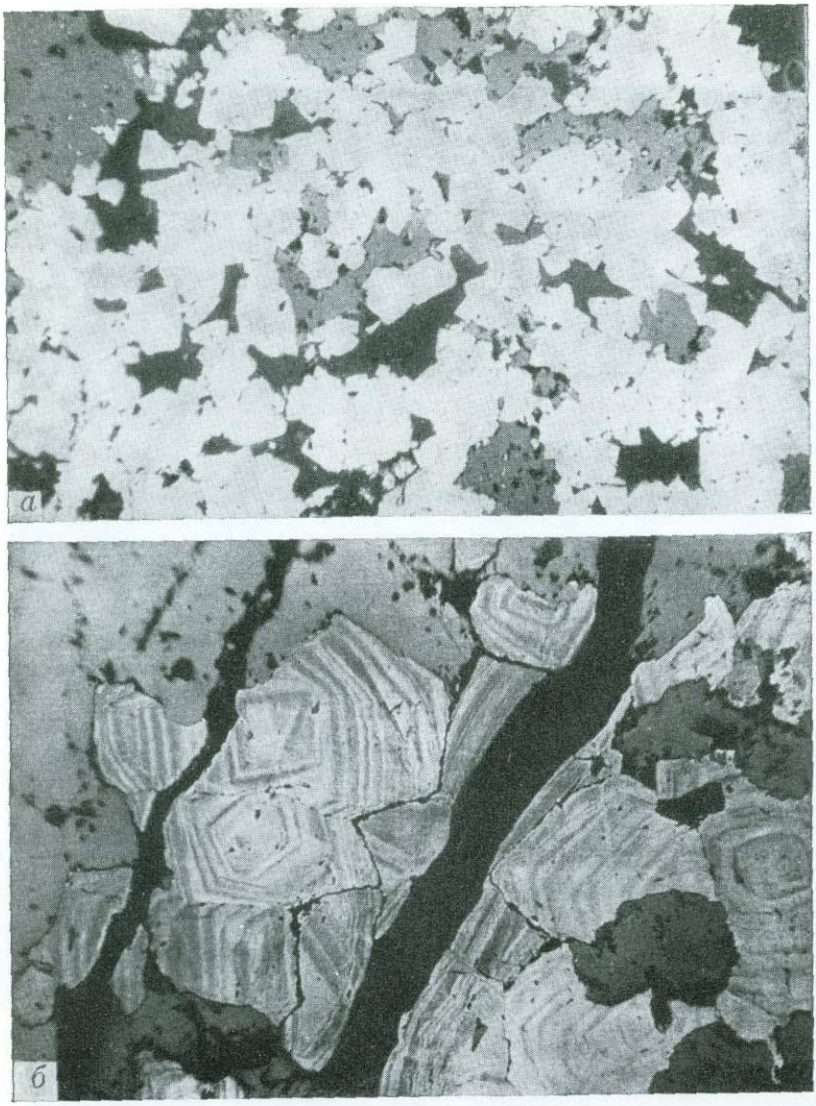
а

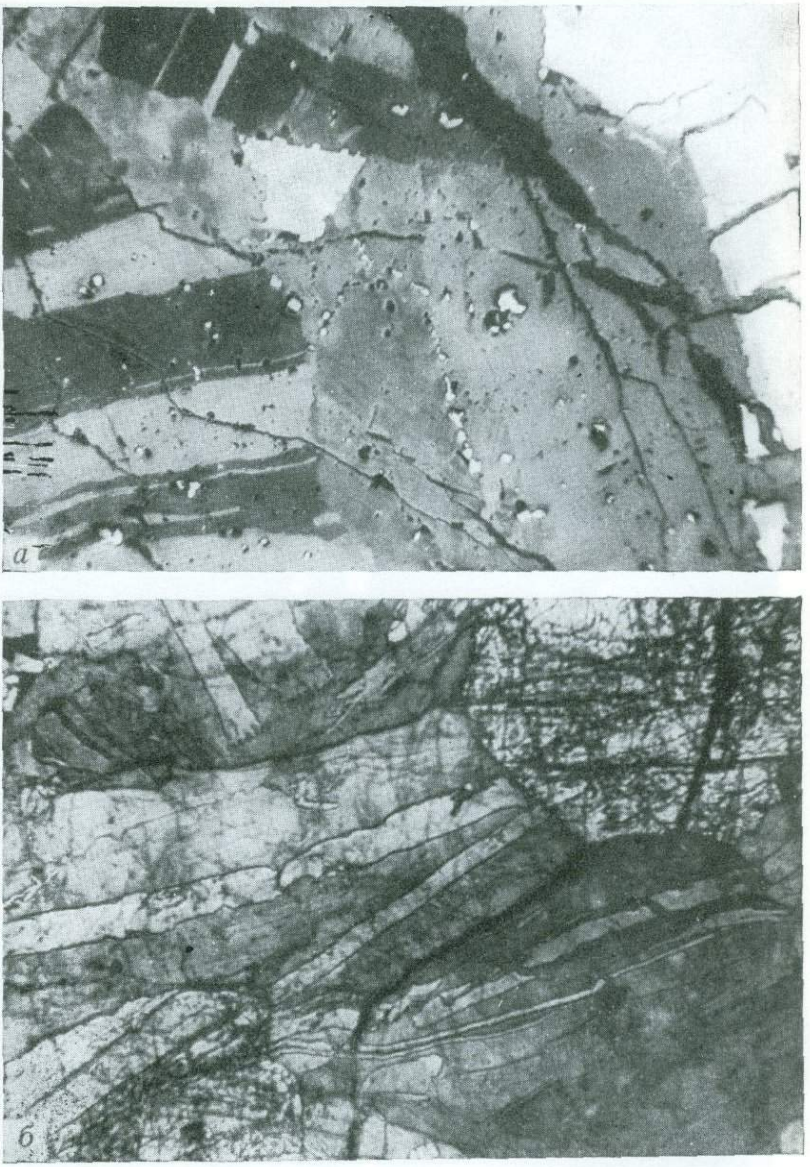


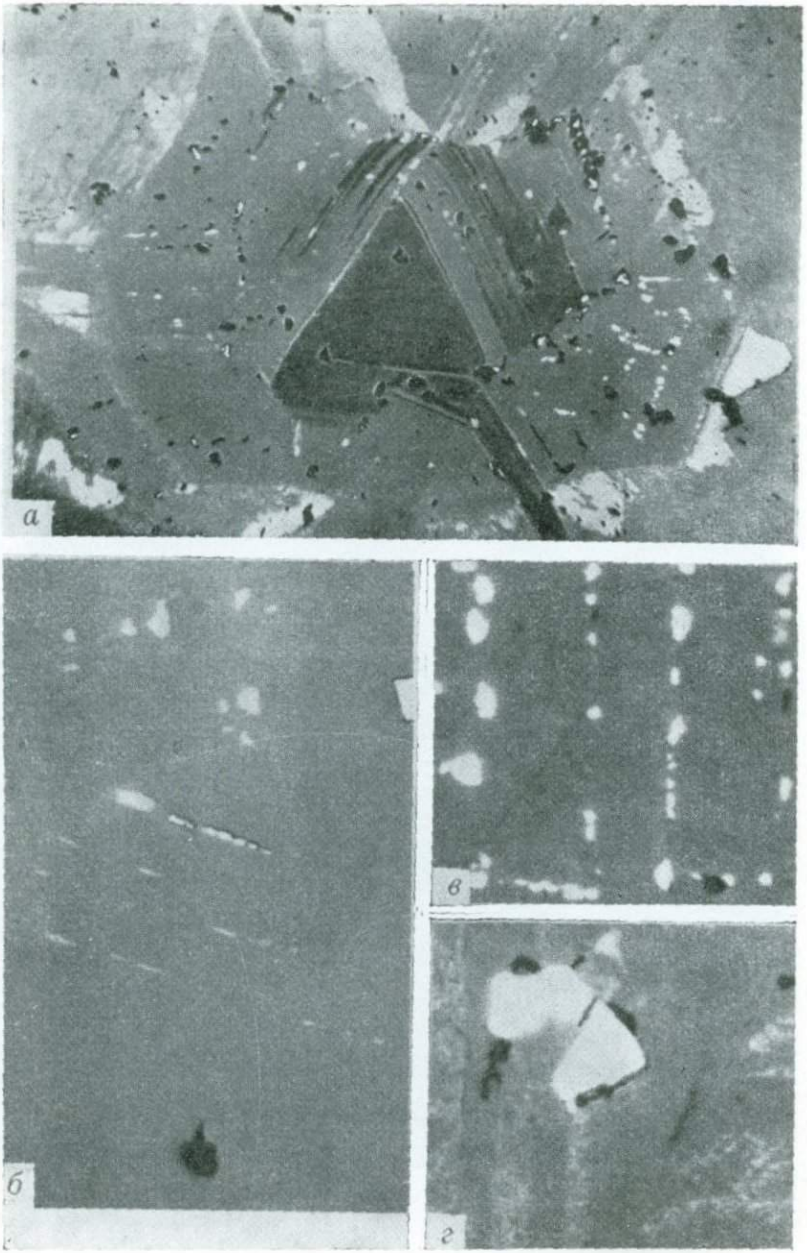
б



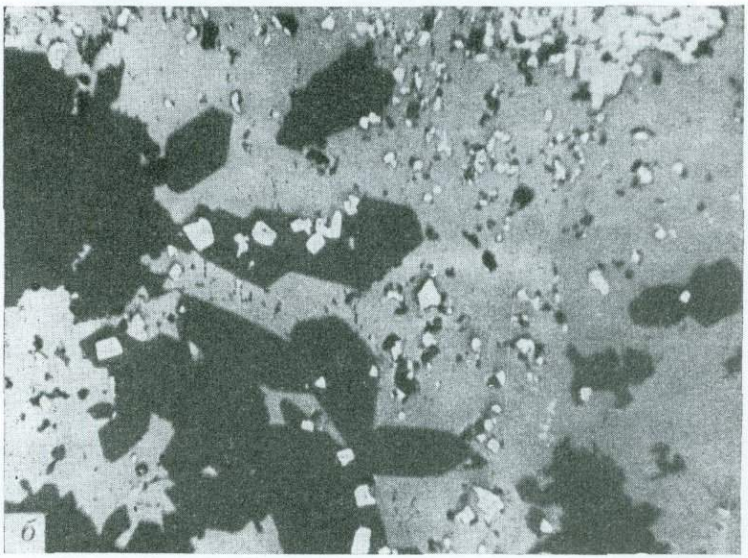
в

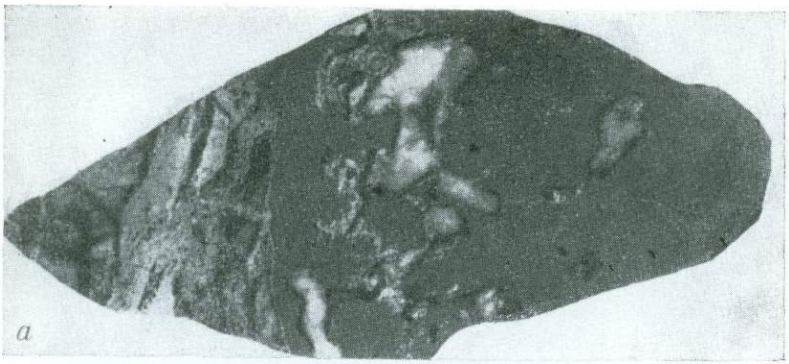

а
б


а
б


а
б
в
г


а

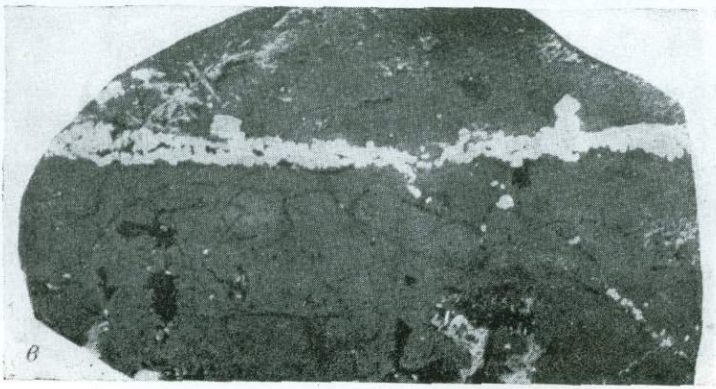

б



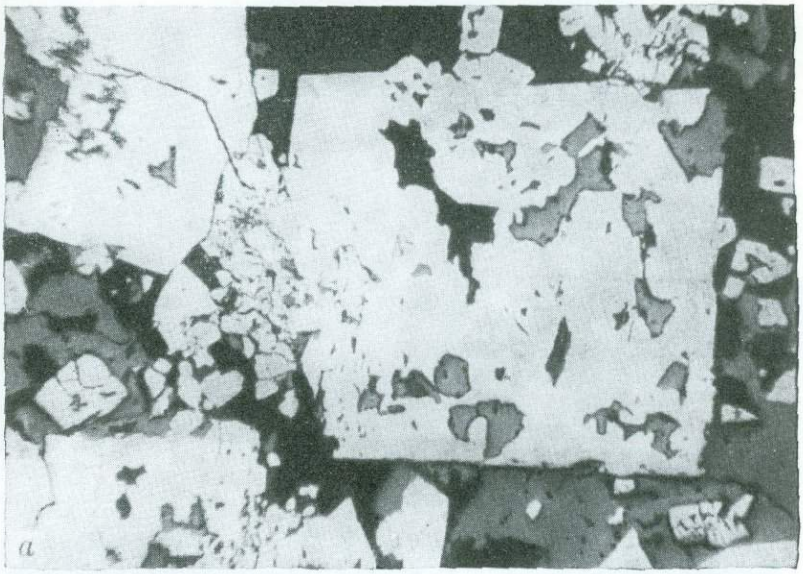
а

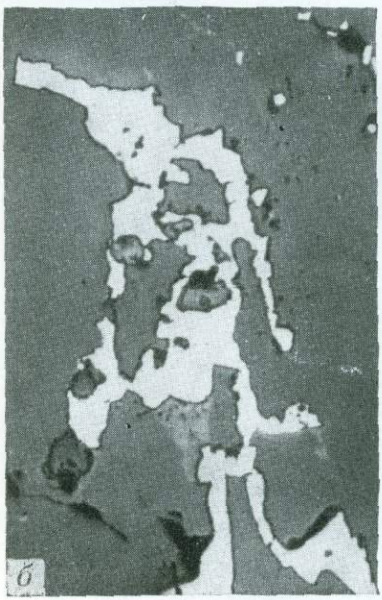


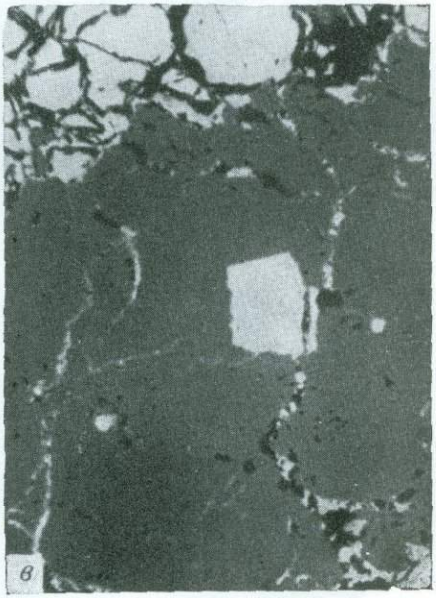
б

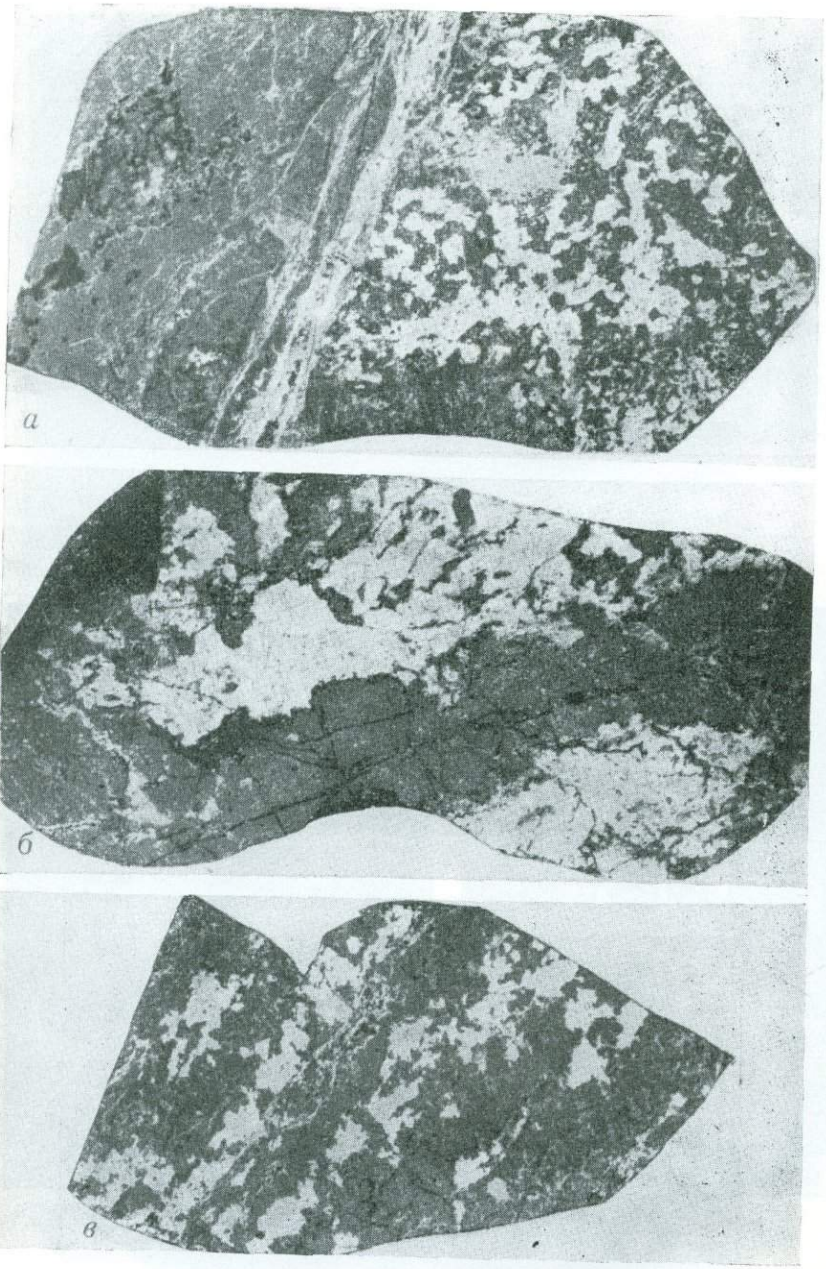


в


а

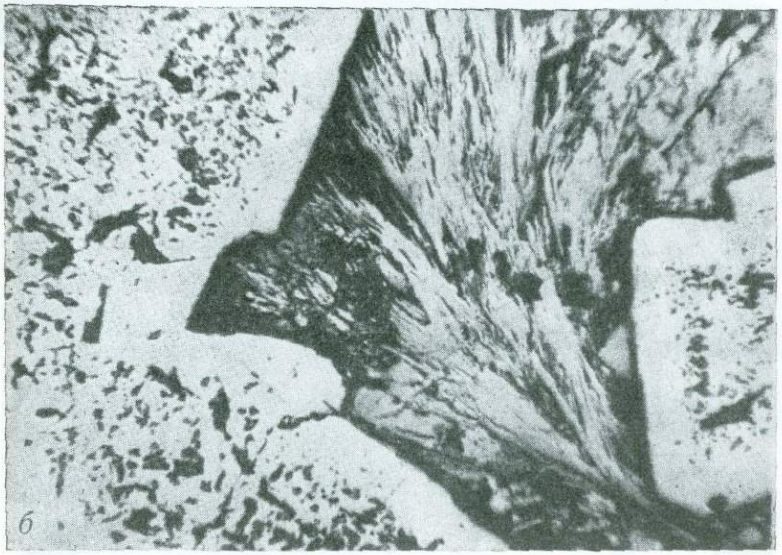

б


в

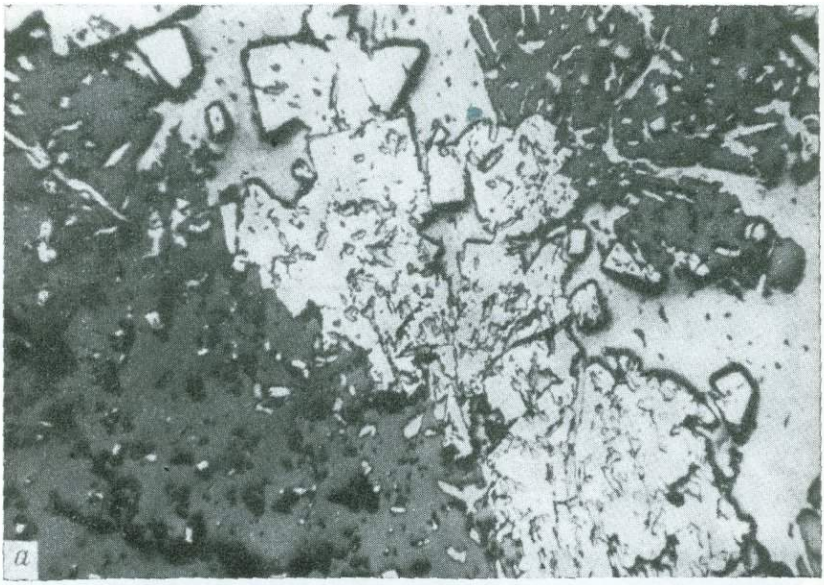

а
б
в

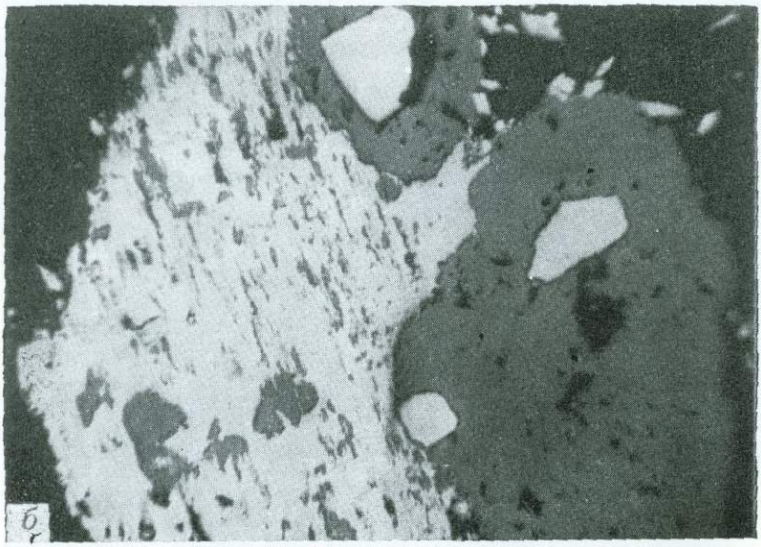


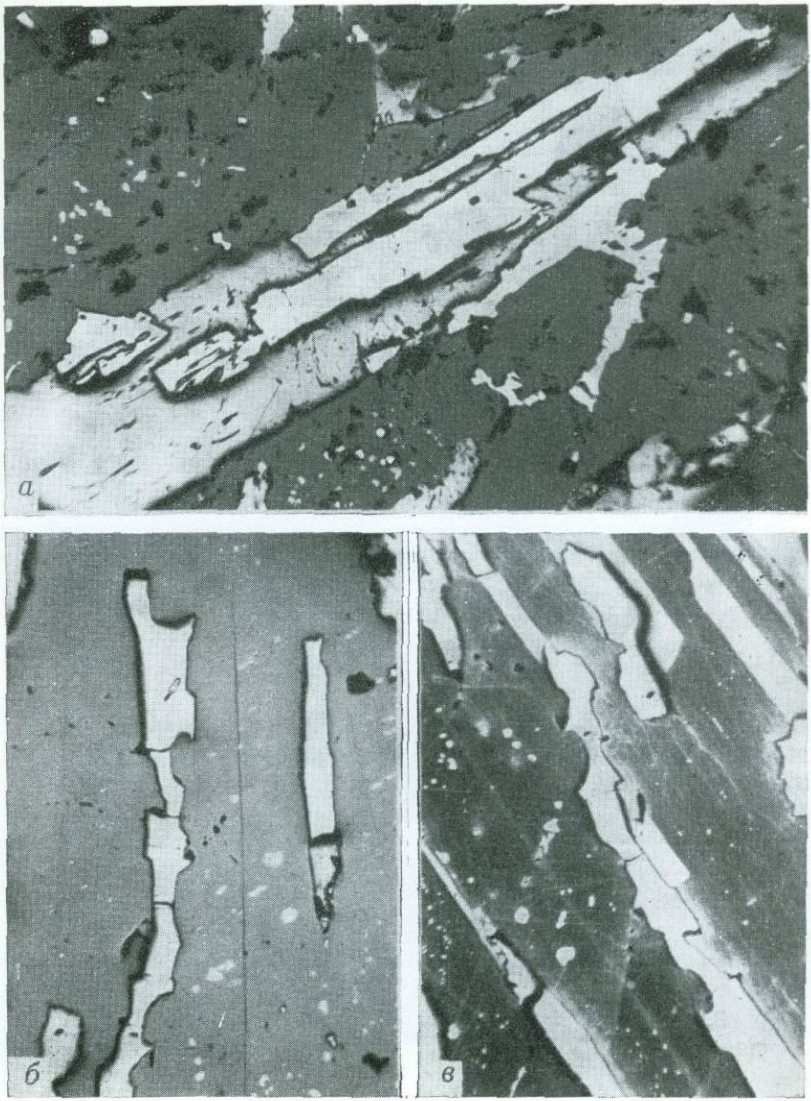
а

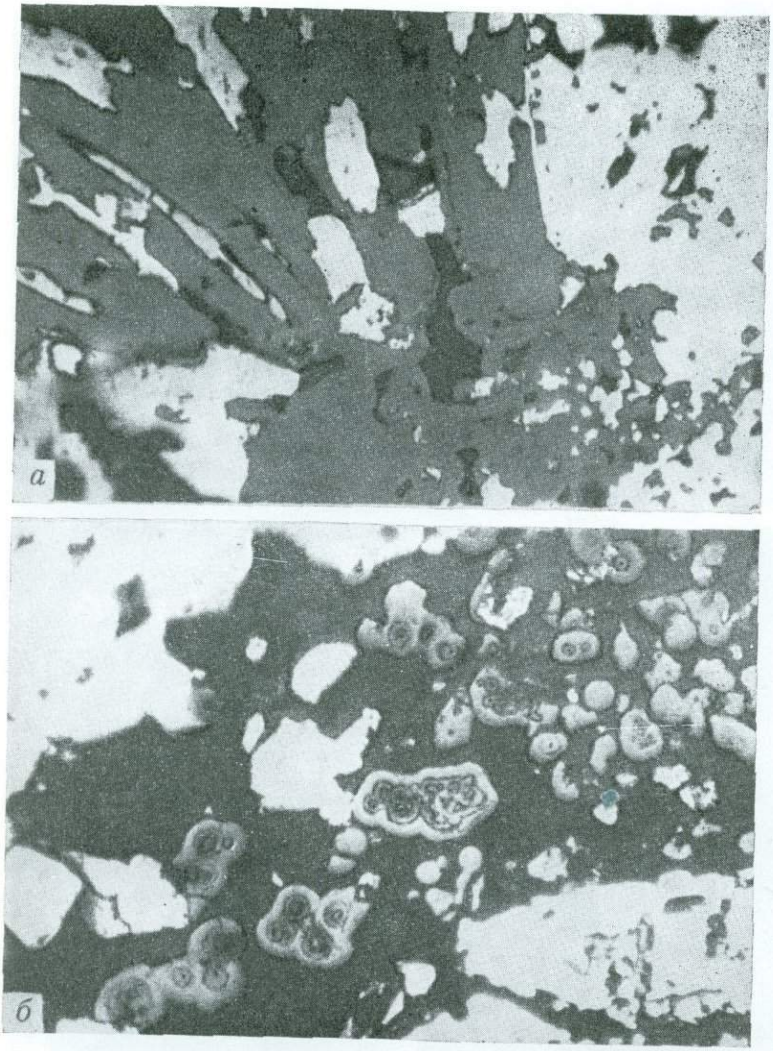


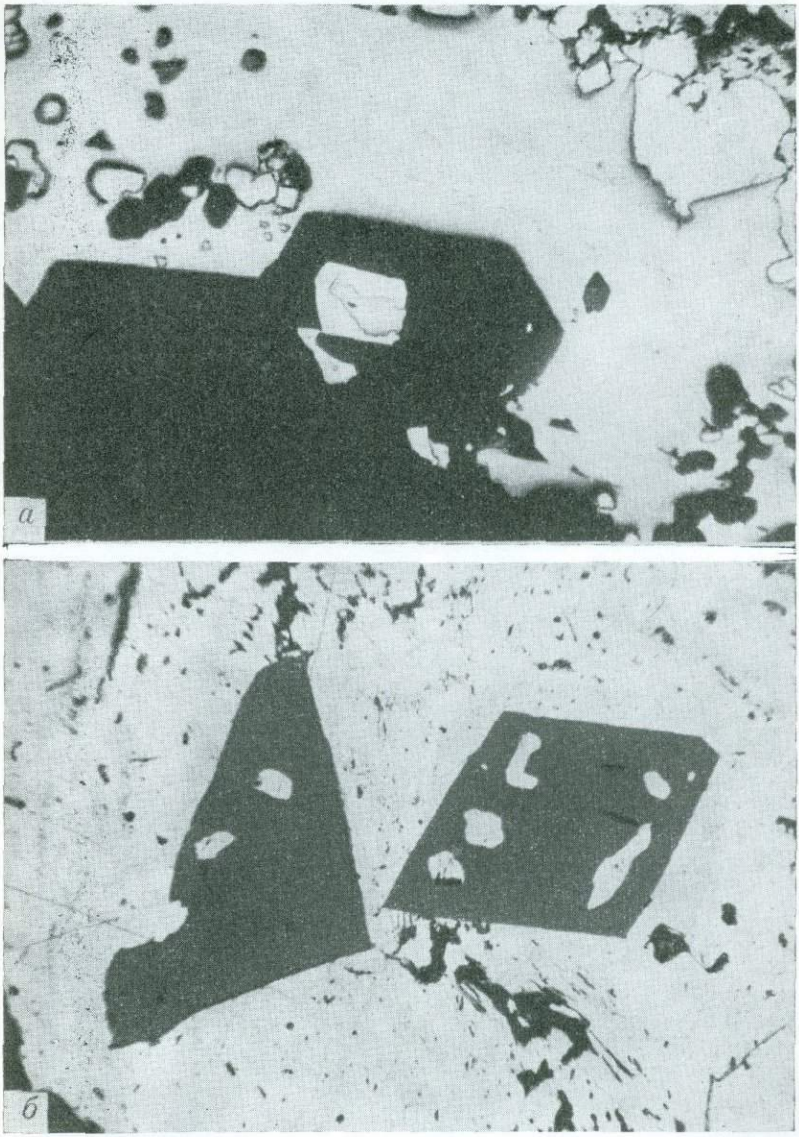
б

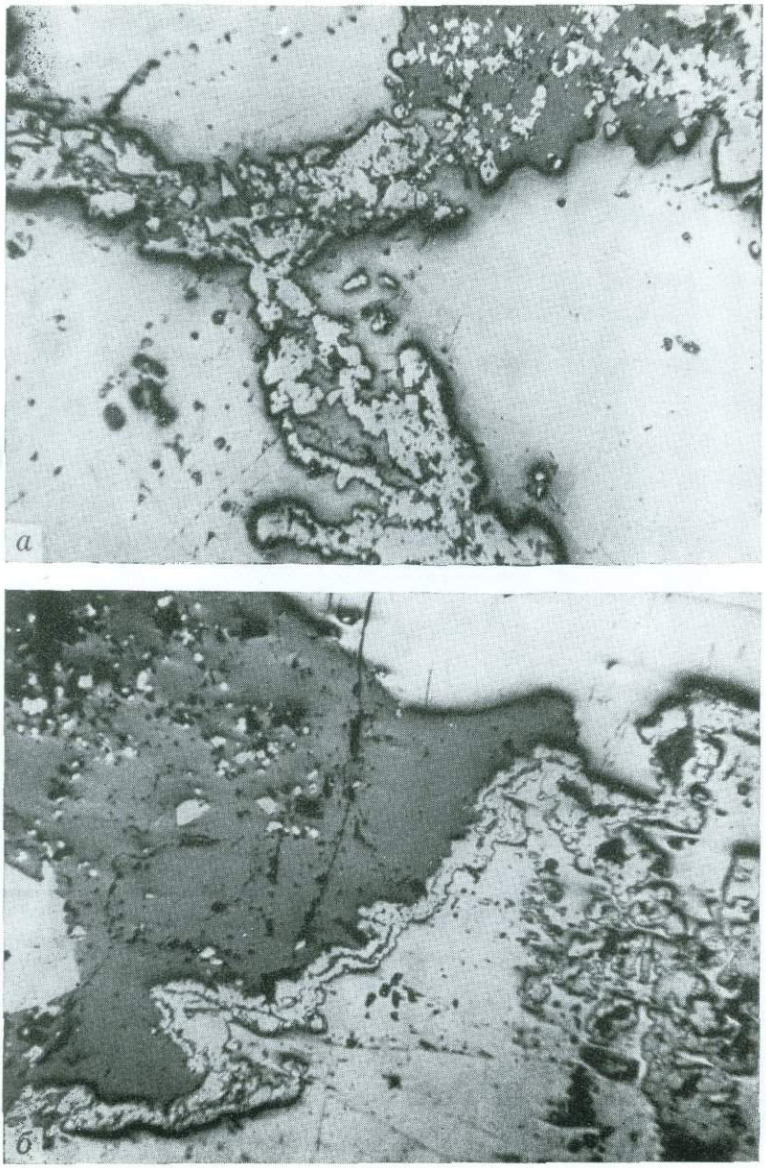

а

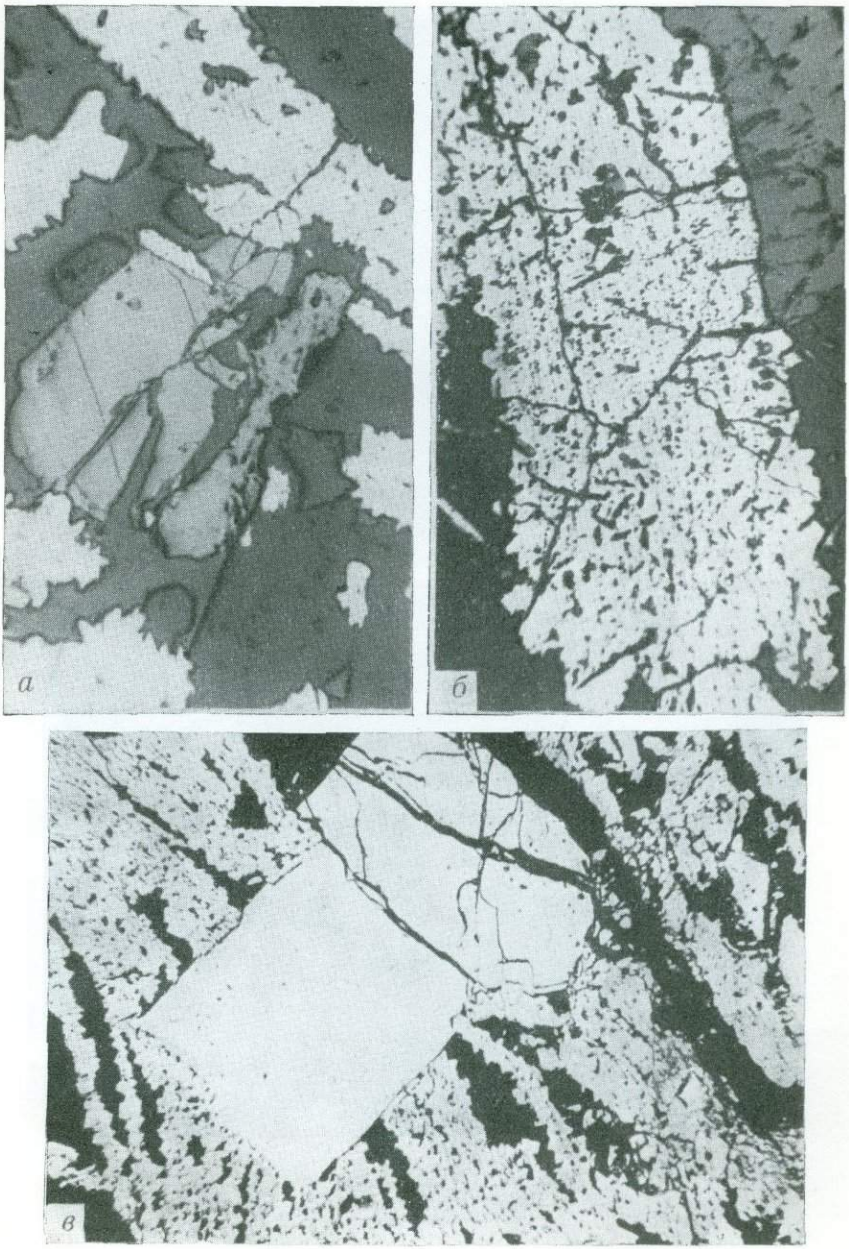

б

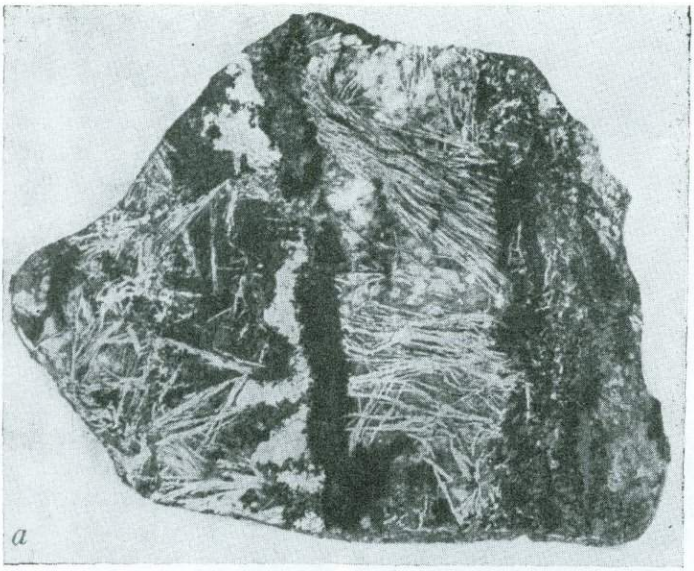

а
б
в


а
б

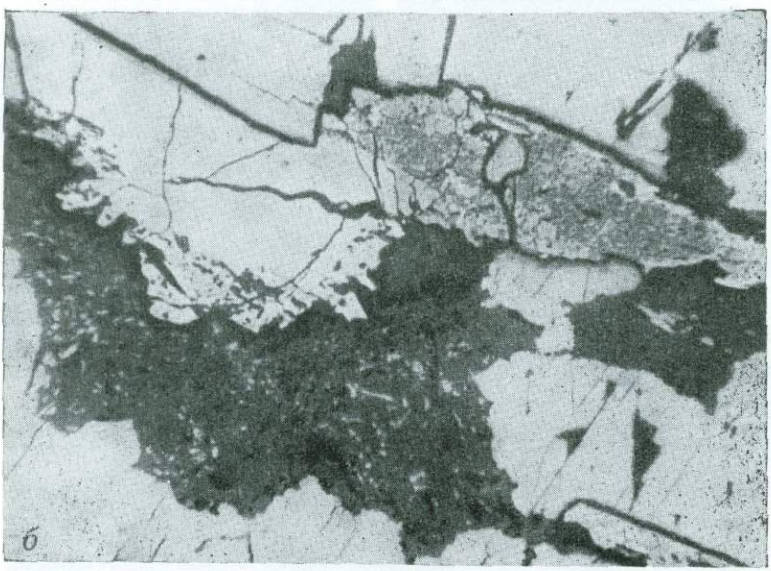

а
б


а
б

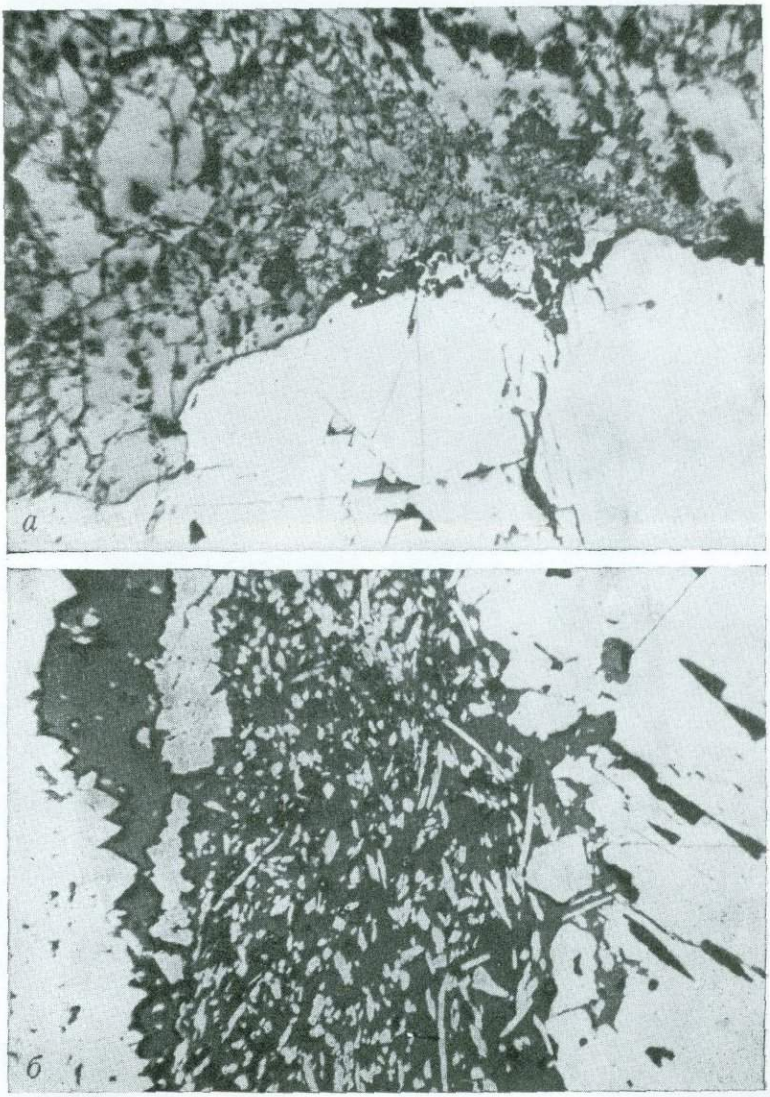

а
б
в

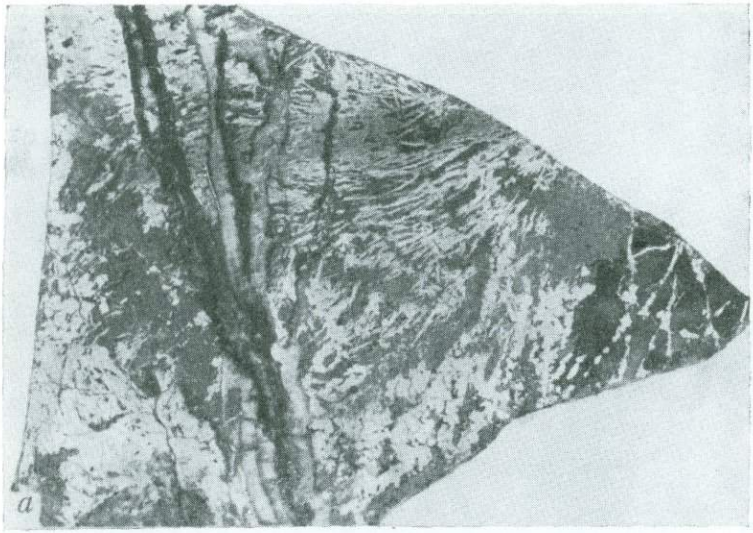


а

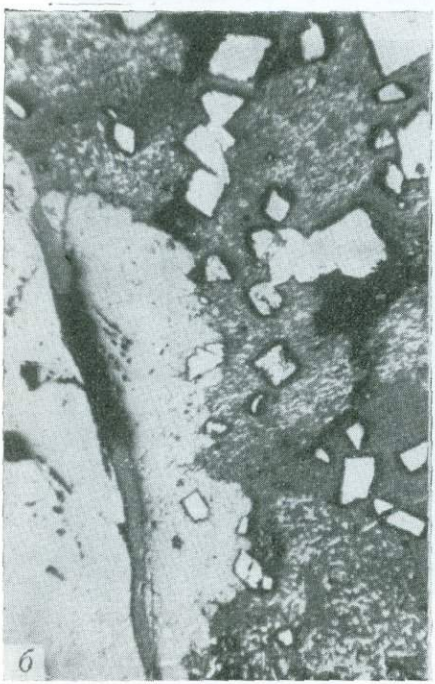


б

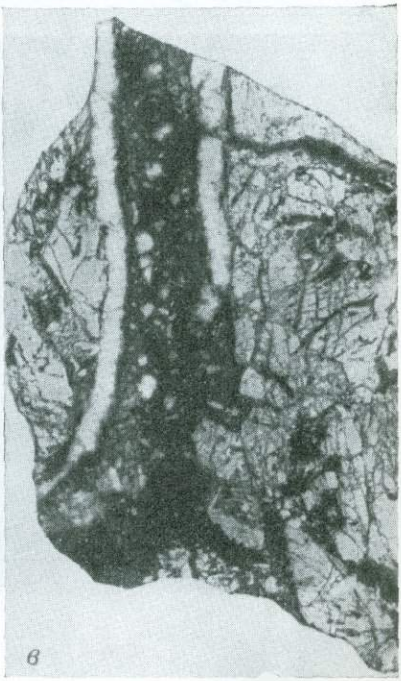

а
б



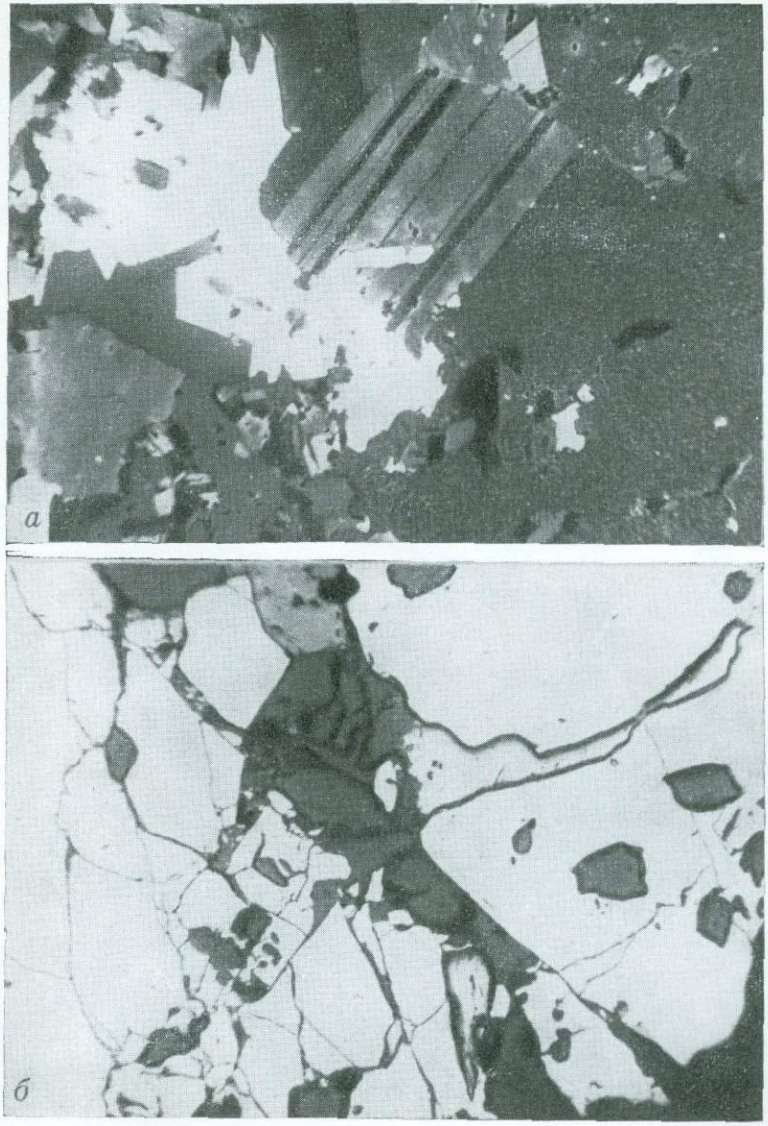
а

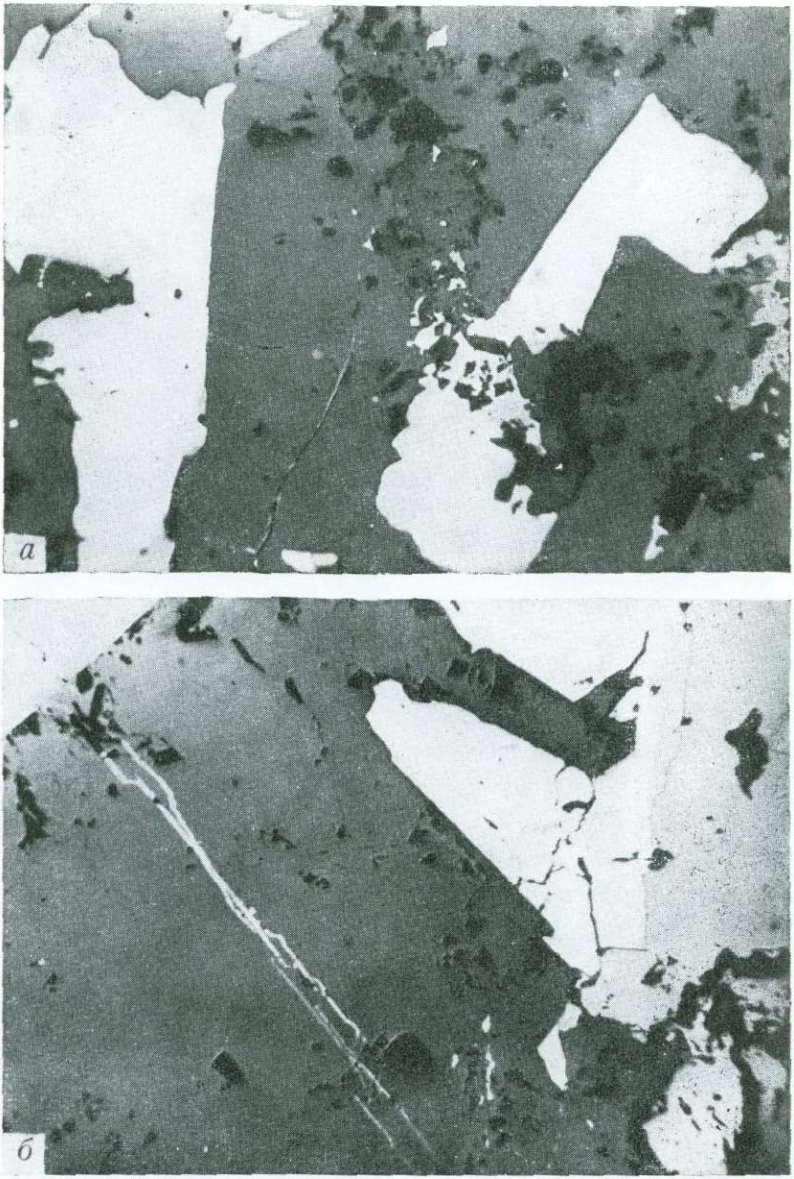


б



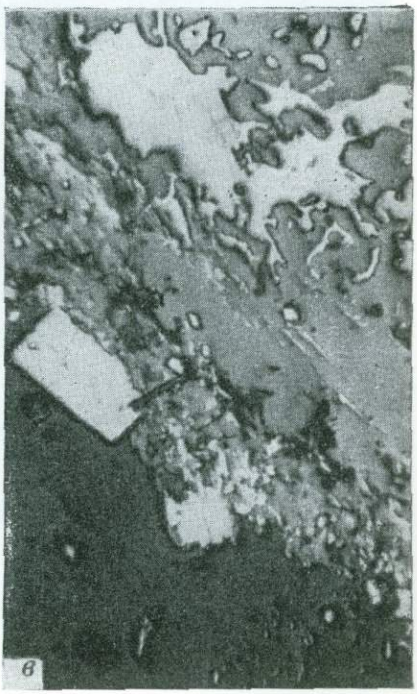
в

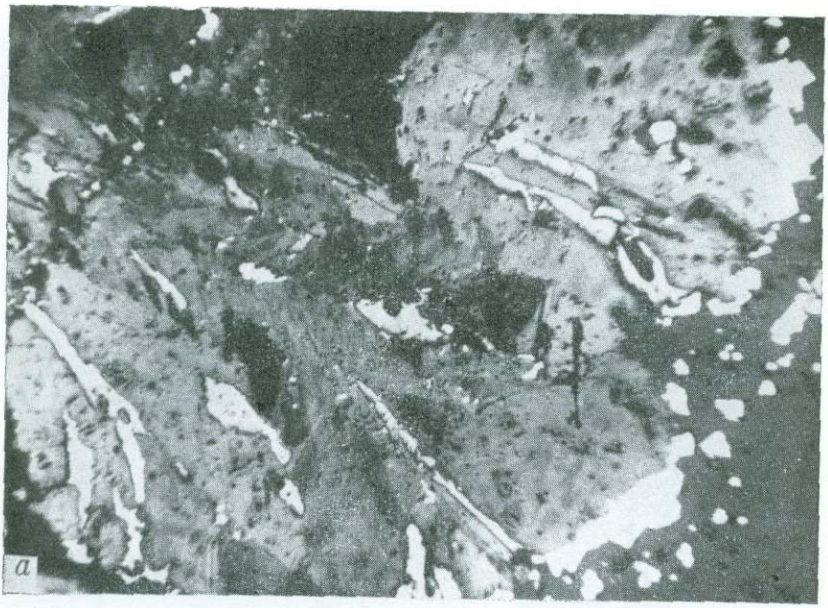

а
б

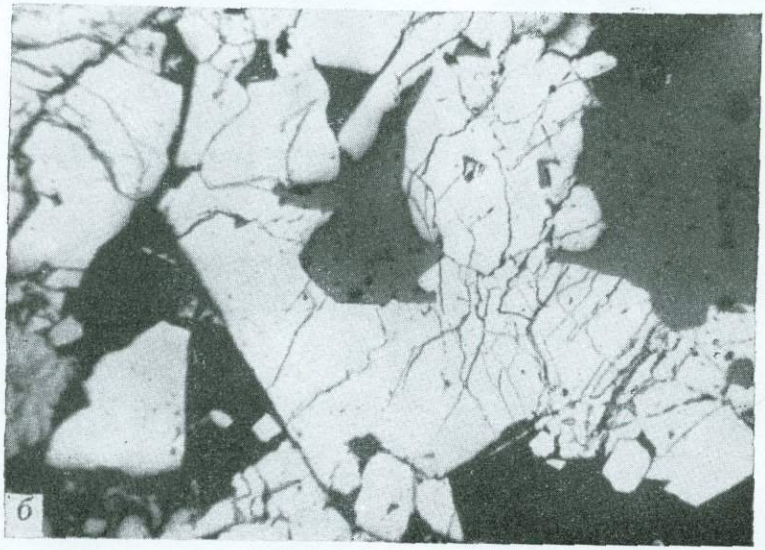

а
б

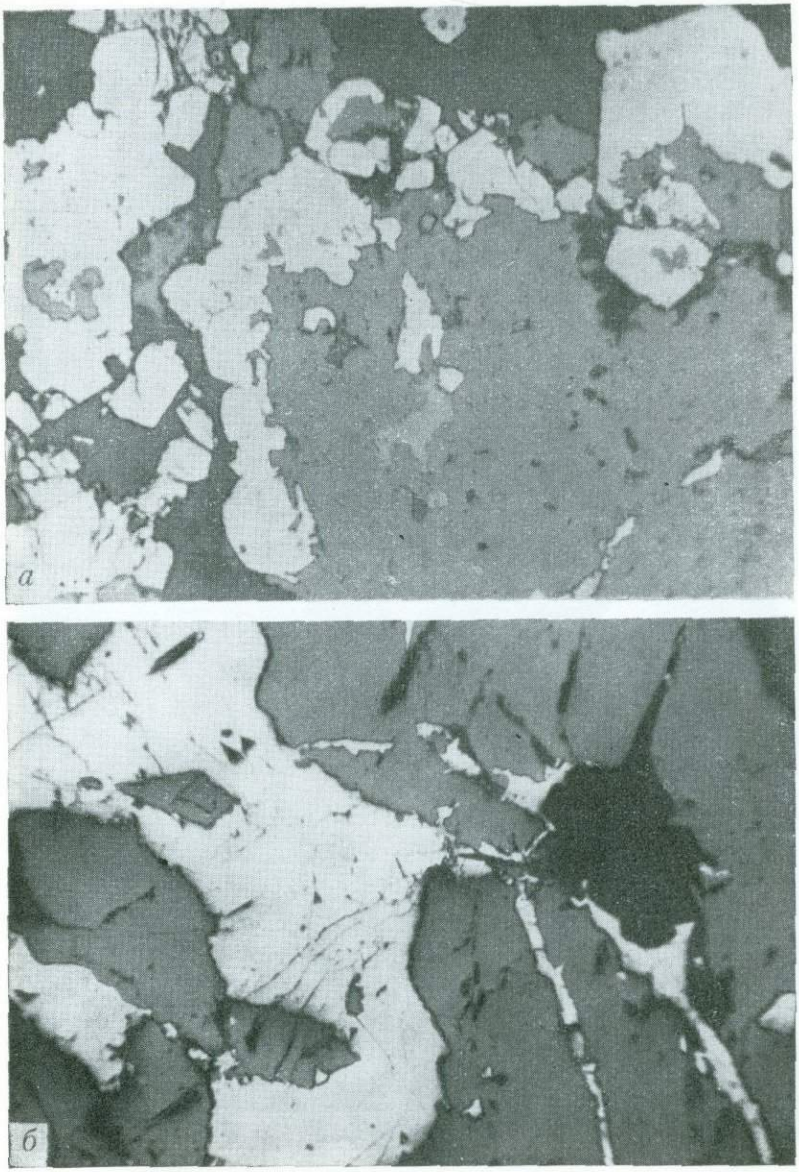

а

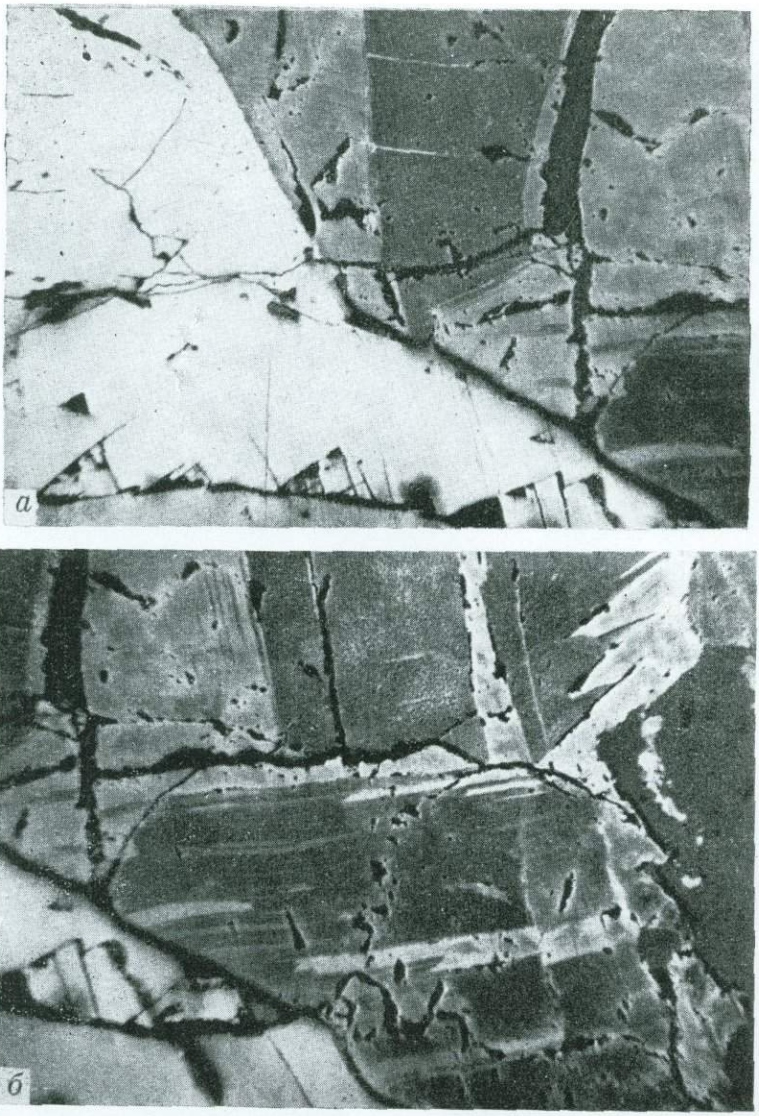

б

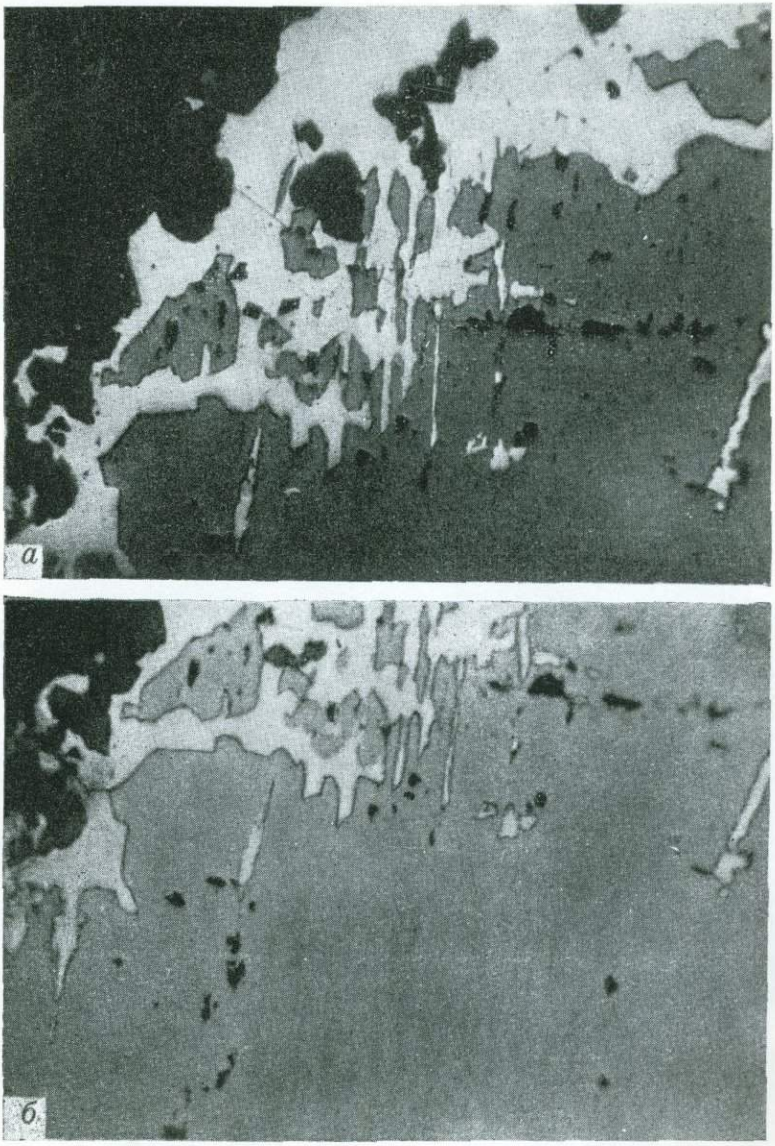

в

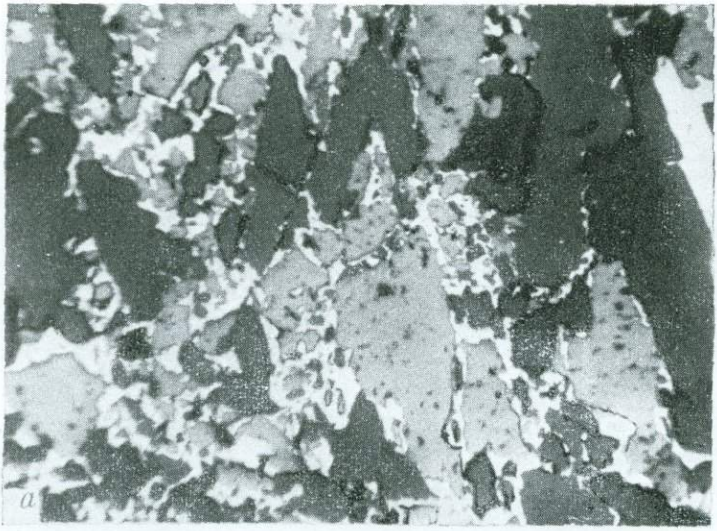

а


б

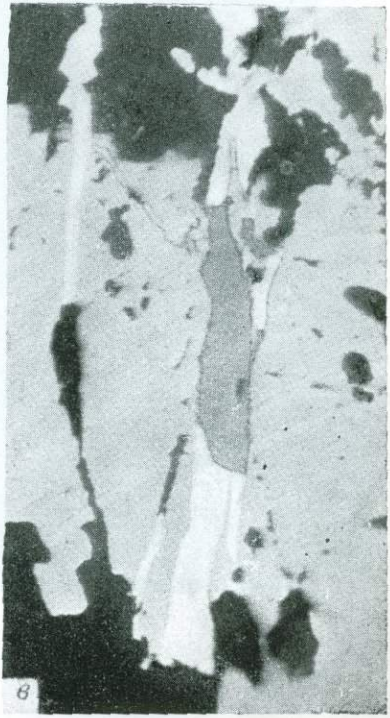

а
б

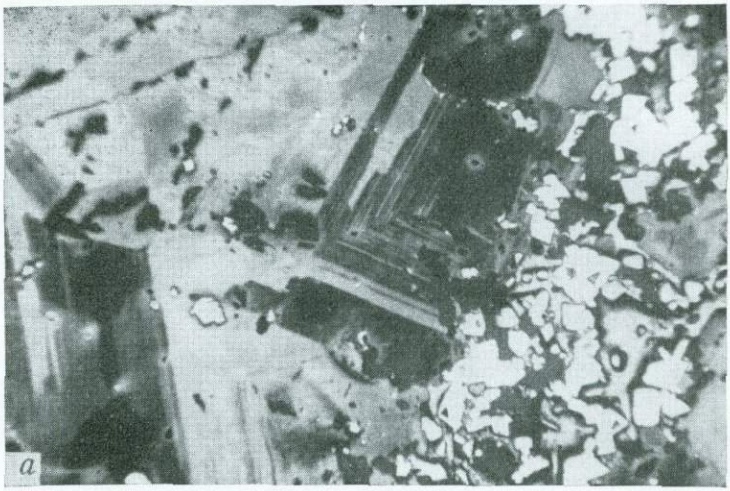

а
б


а
б


а


б

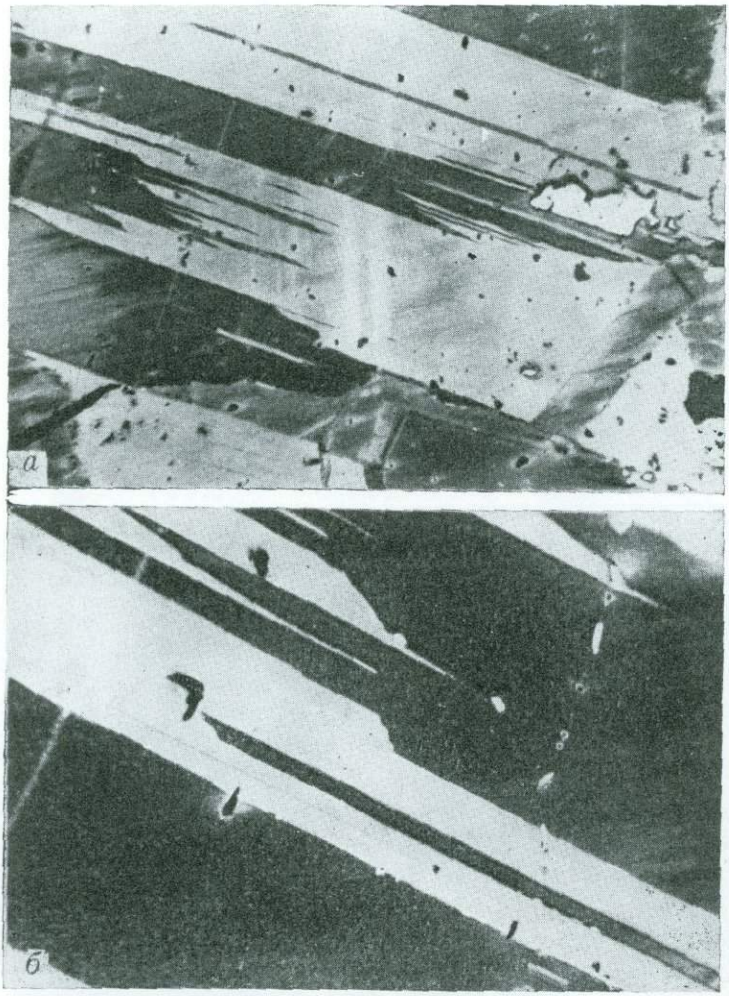

в

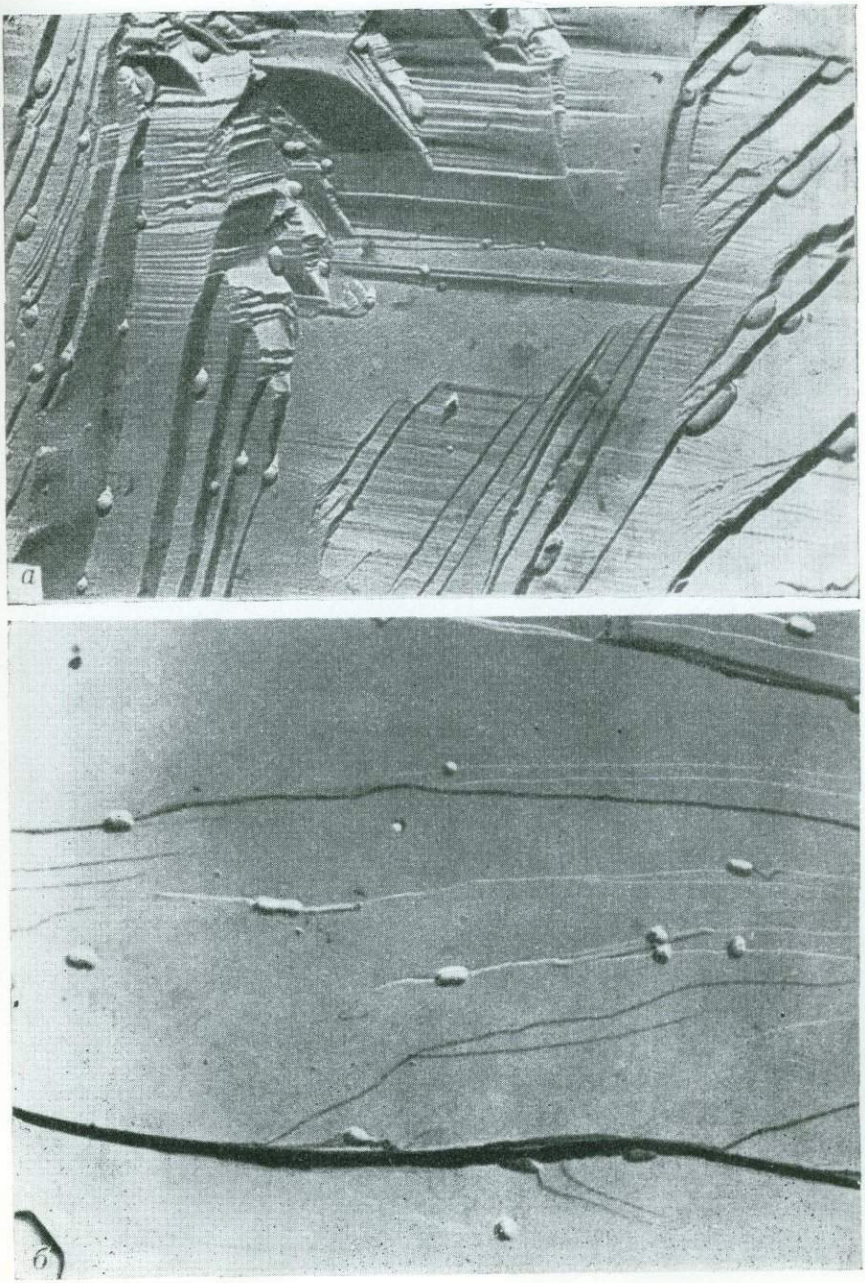


а



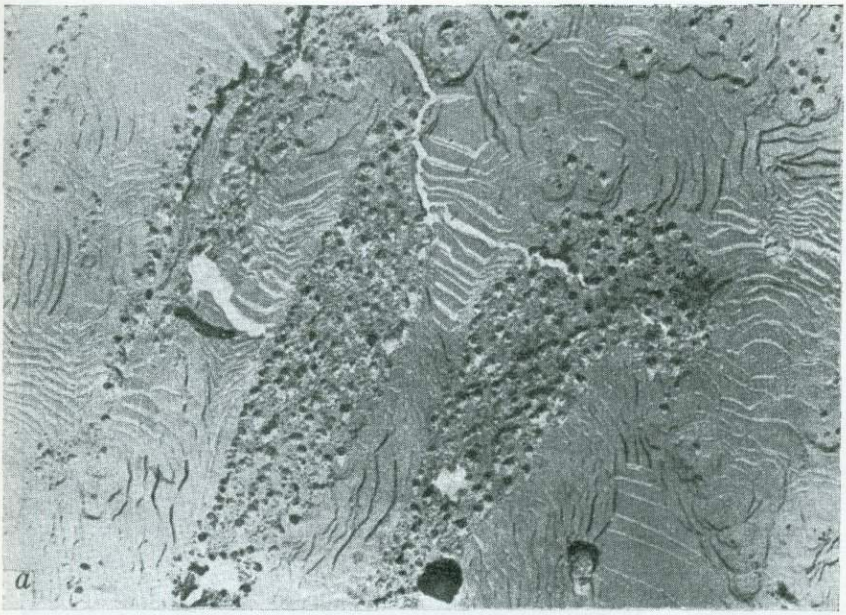
б

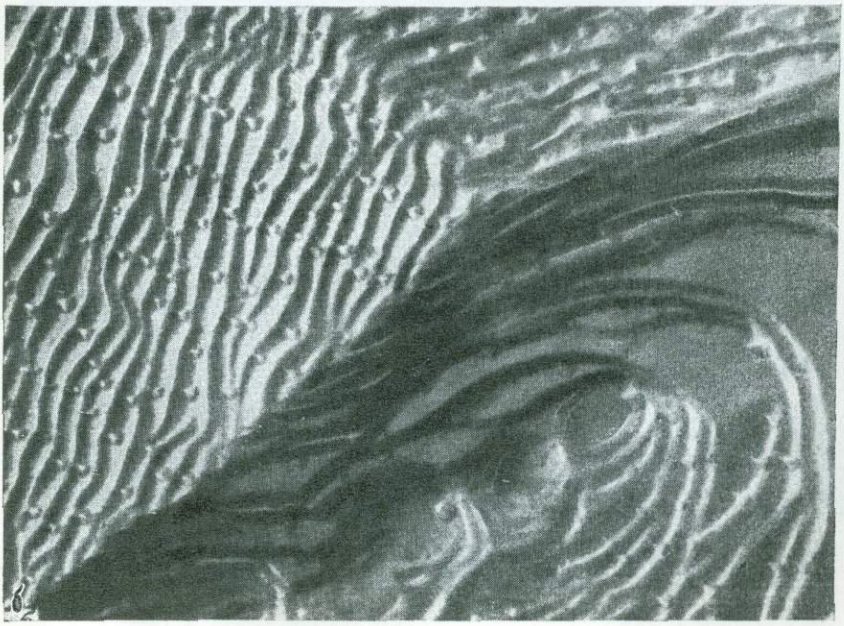

а
б


а
б


а

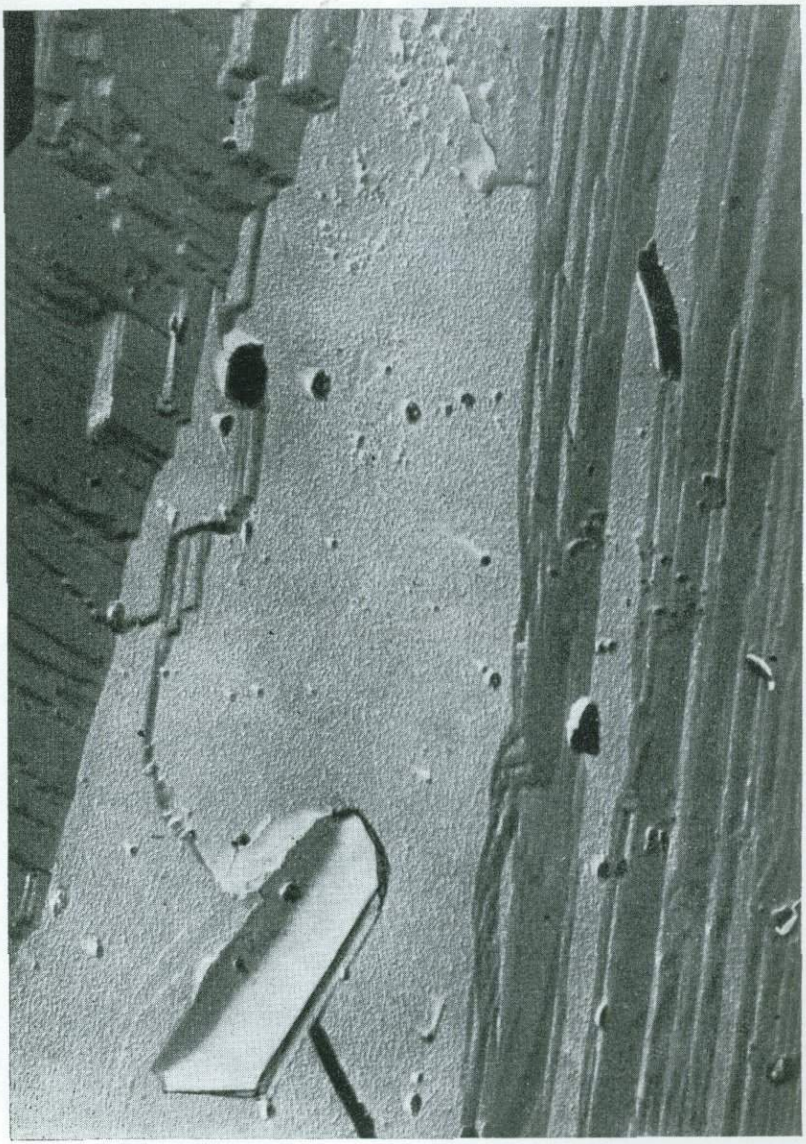

б

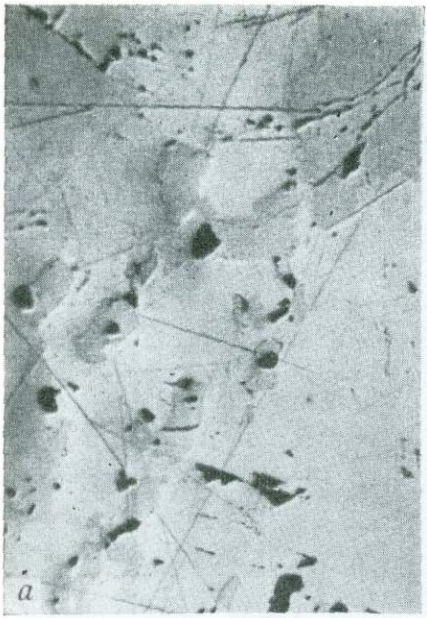


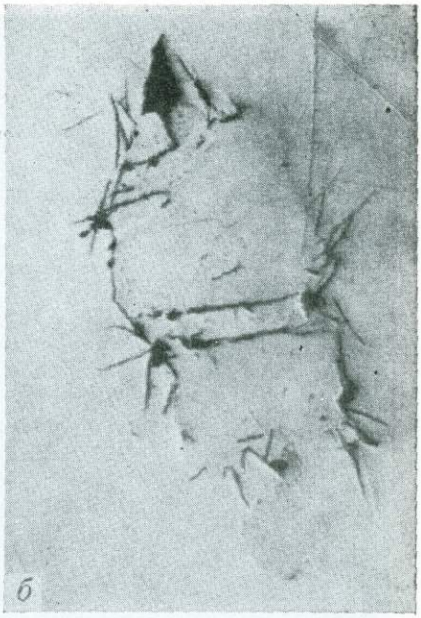


1/811 М. Г. Добровольская, Т. Н. Шадлун

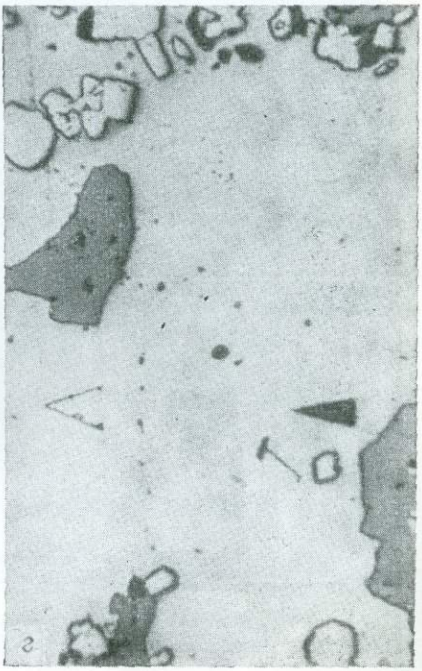


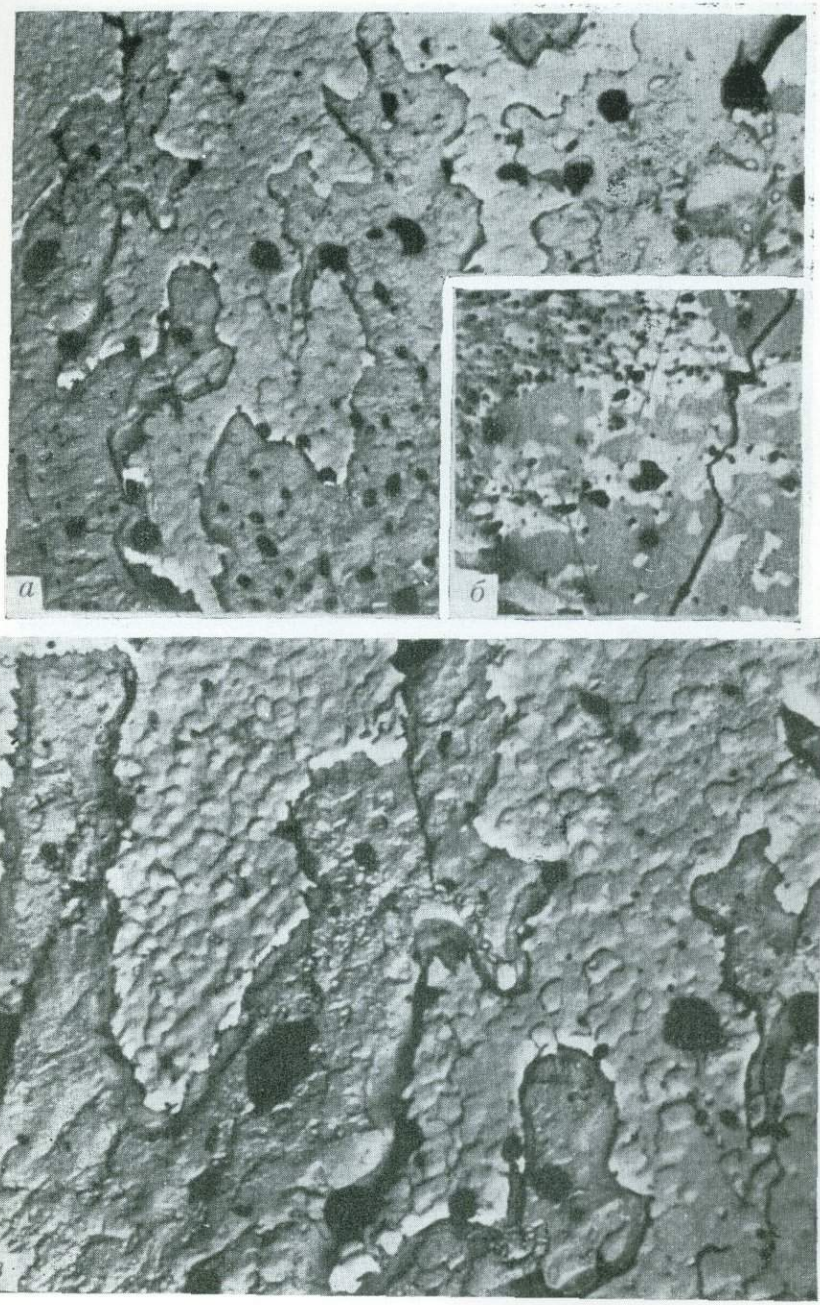


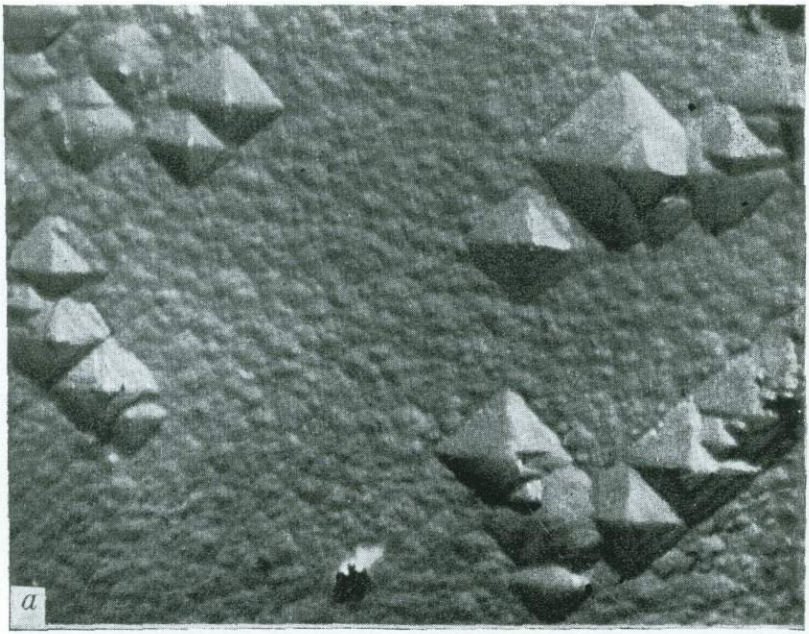

а


б

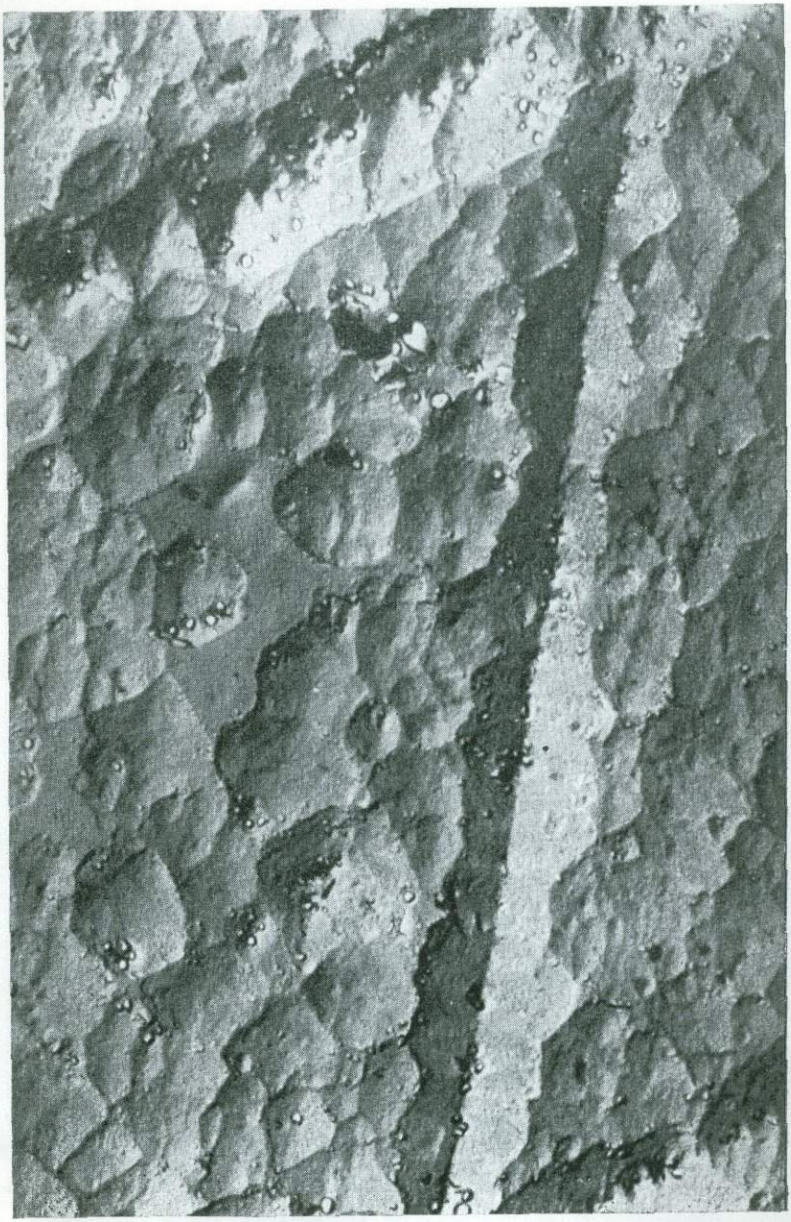

в


г

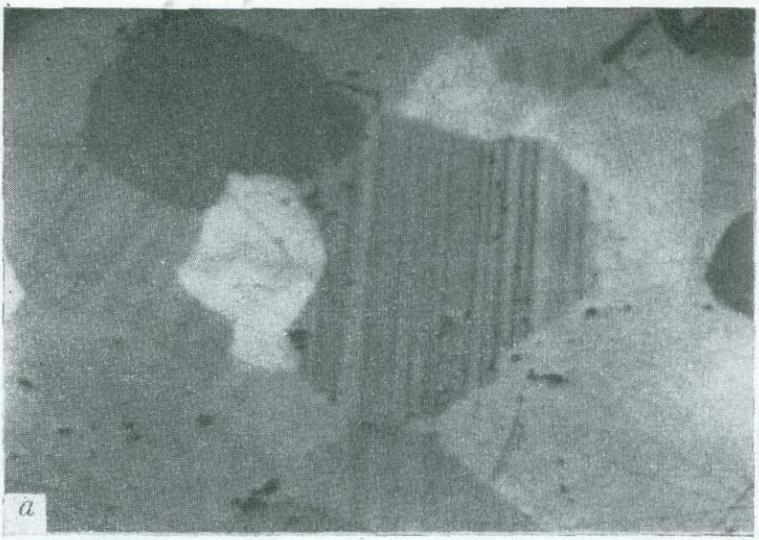

а
б
в

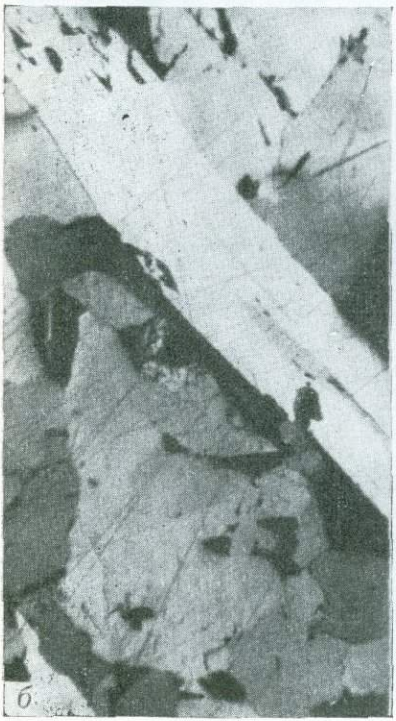

а


б

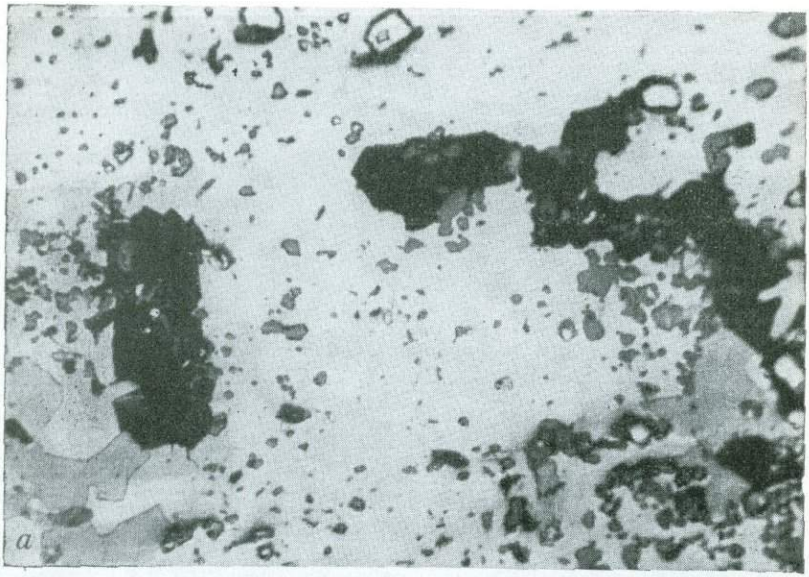




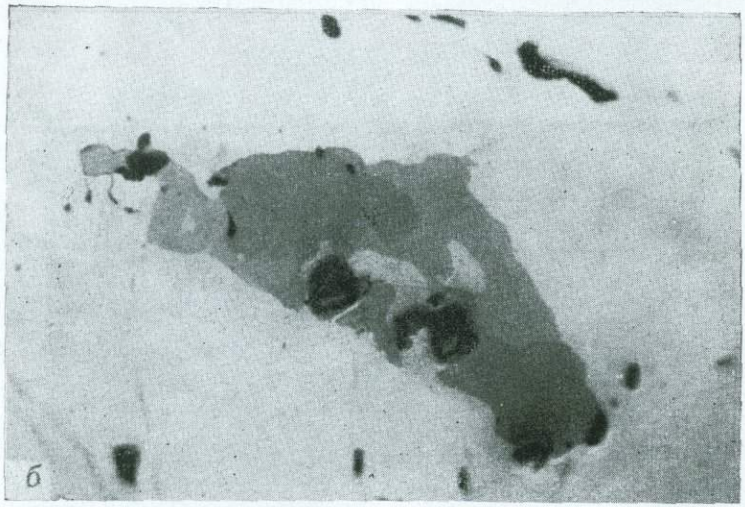

а


б

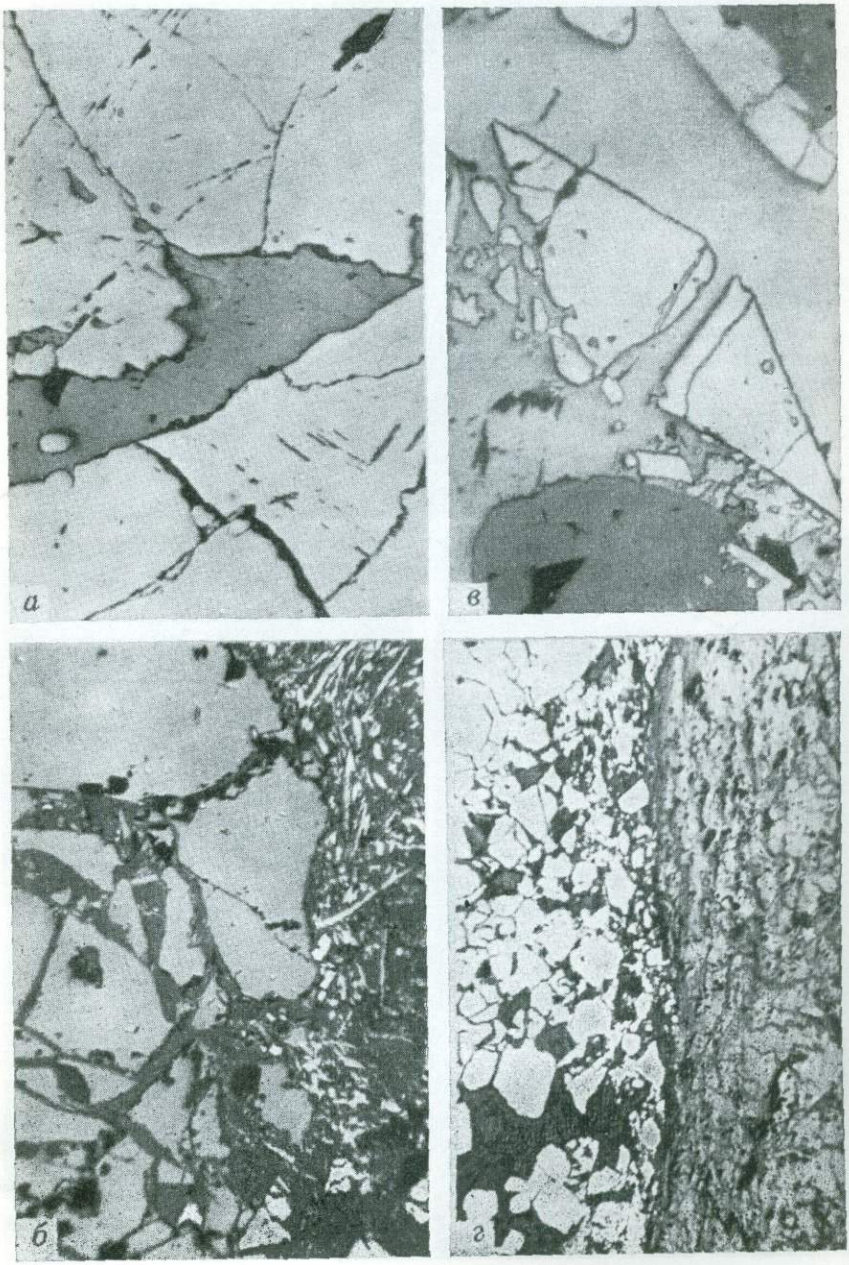

в

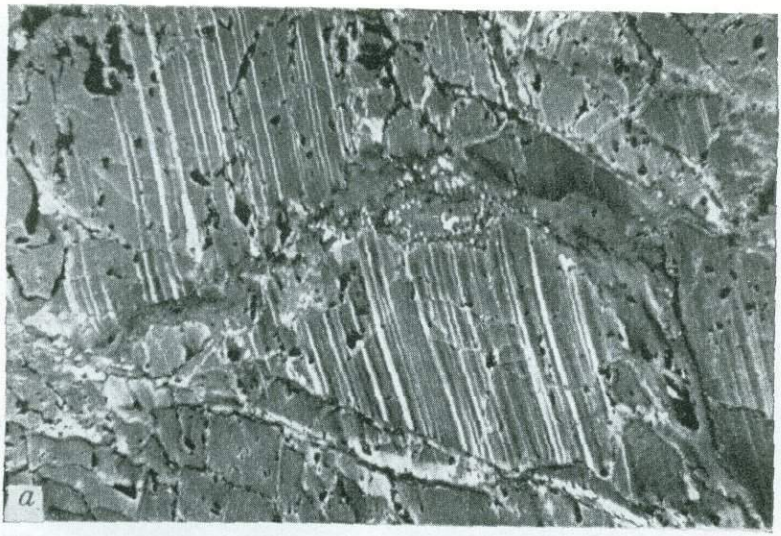


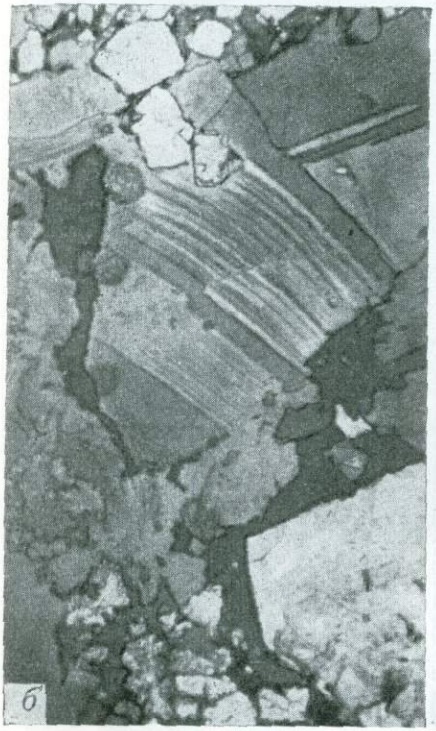
а



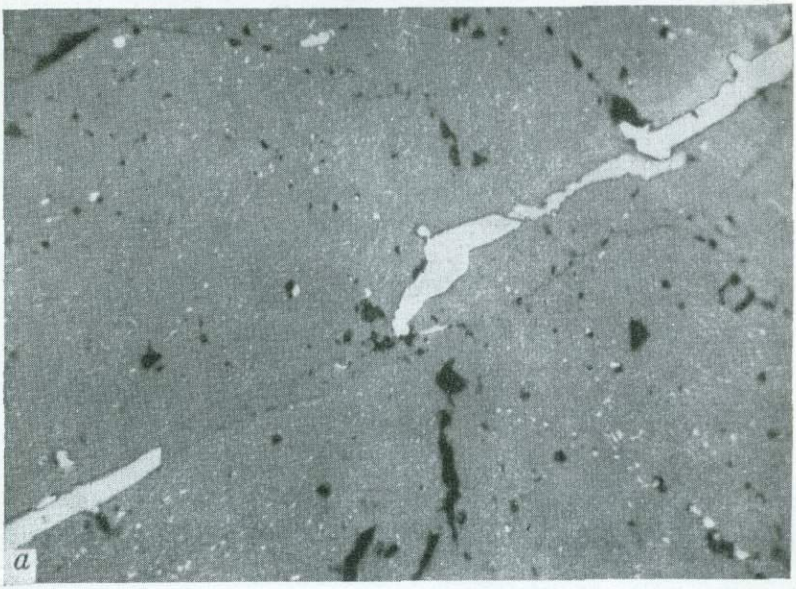
б

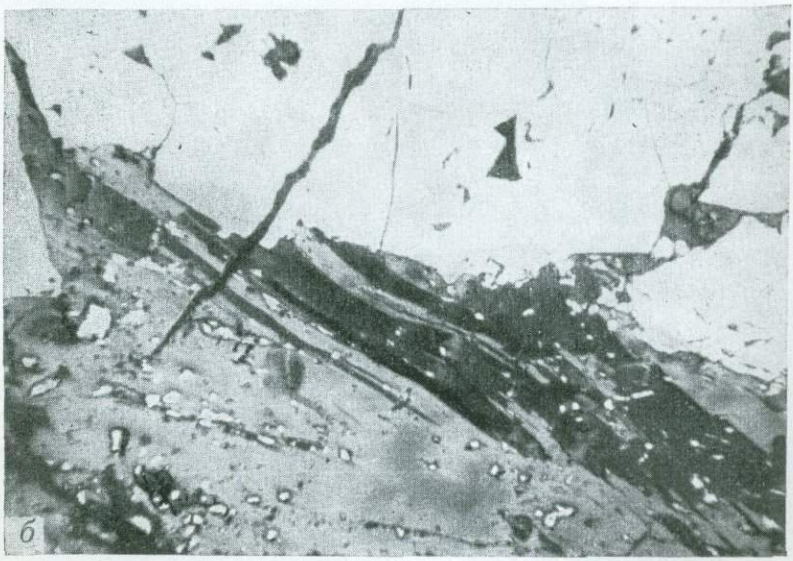

а
в
б
г

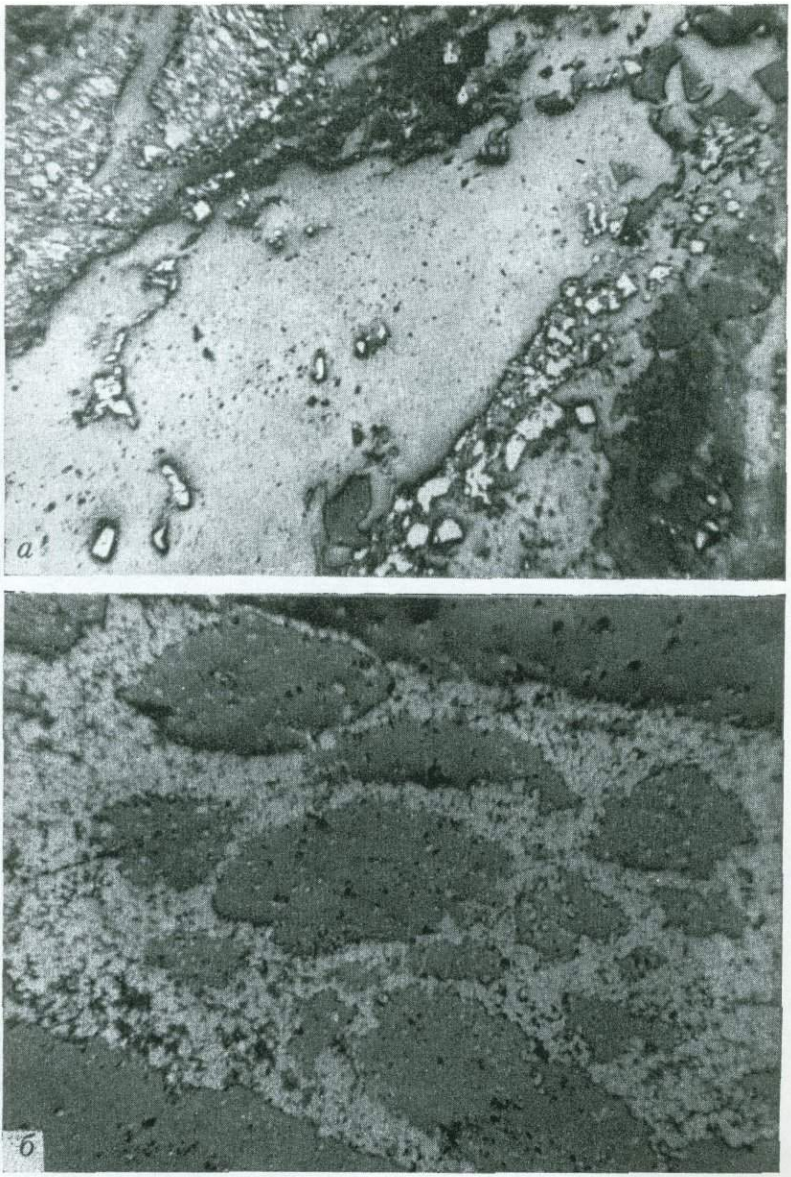

а

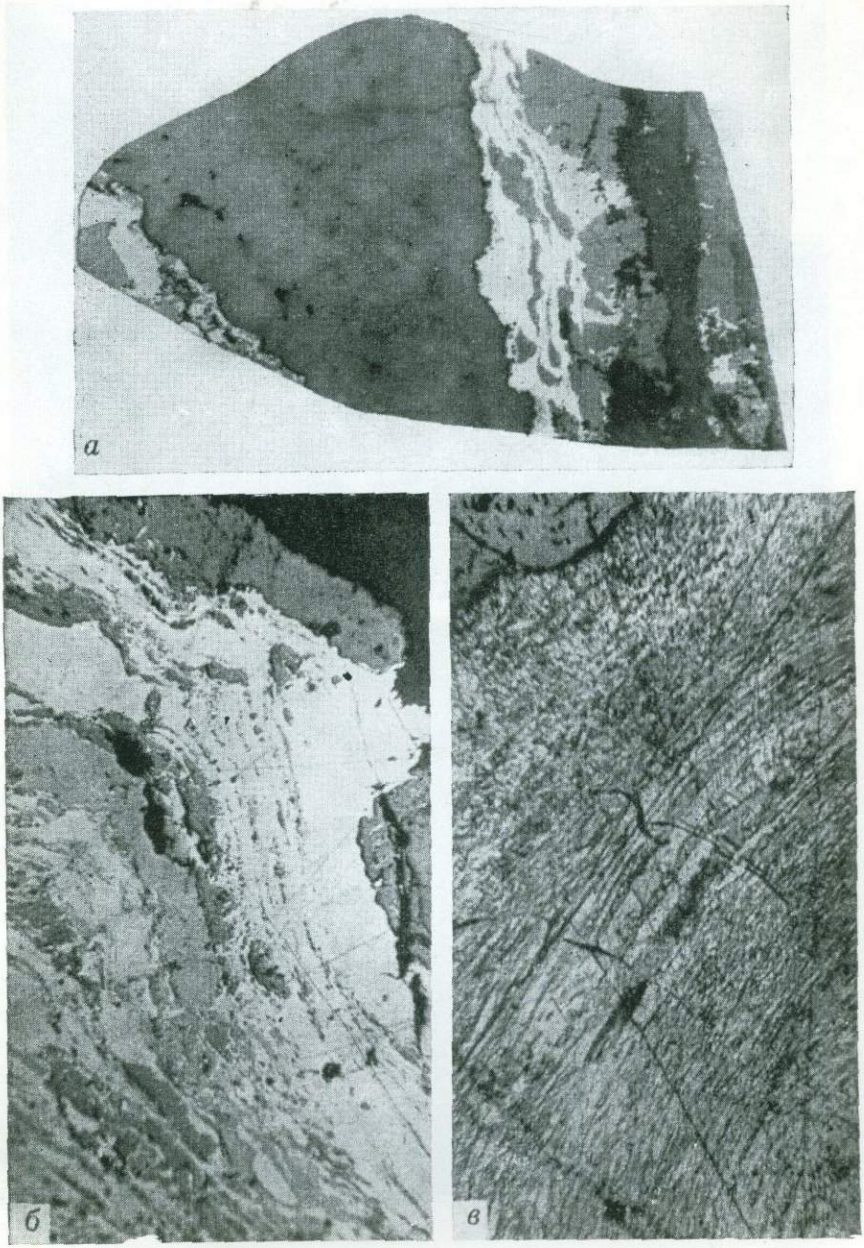

б

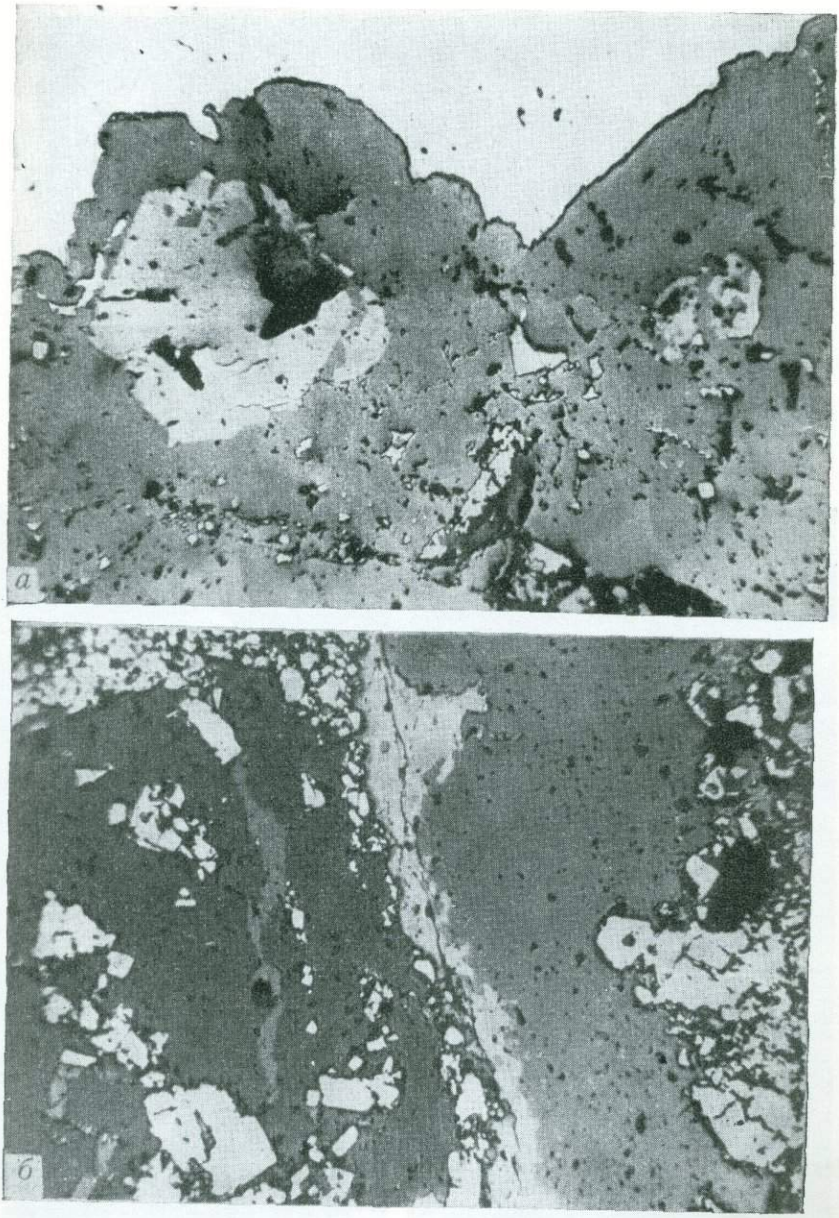

в


а


б


а
б


а
б
в


а
б

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Введение 5

Геологическая характеристика рудных полей месторождений, залегающих в карбонатных и алюмосиликатных породах 7

Геологическое строение, формы, условия залегания основных рудных тел и типы руд месторождений Благодатского рудного поля. . . . 9

Геологическое строение, формы, условия залегания рудных тел и типы руд Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений . . 17

Геологическое строение, формы, условия залегания рудных тел и типы руд *Ново-Широкинского и Шахтаминского месторождений* . . . 19

Особенности строения руд и парагенетические минеральные ассоциации 23

Понятие «парагенетическая минеральная ассоциация» и критерии ее выделения 23

Особенности строения руд месторождений, залегающих в карбонатных и алюмосиликатных породах 25

Парагенетические ассоциации минералов в рудах свинцово-цинковых *месторождений Благодатского рудного поля* 42

Парагенетические минеральные ассоциации в рудах Михайловского и Северо-Акатуевского месторождений 58

Парагенетические минеральные ассоциации в рудах Ново-Широкинского и Шахтаминского месторождений 67

Сходство и различие минеральных парагенезисов, образовавшихся в различных геологических условиях 78

Сравнительная характеристика главных рудообразующих минералов *из различных парагенезисов и их типоморфные особенности* 80

Состав минералов по данным химических и спектральных анализов . 80

Результаты электронно-микроскопического изучения главных рудных минералов — галенита и сфалерита 111

Результаты рентгенометрического исследования рудообразующих минералов 118

Взаимосвязь состава и свойств главных рудообразующих минералов и их типоморфные особенности 132

Условия формирования свинцово-цинковых руд главнейших месторождений Восточного Забайкалья 134

Влияние геологических факторов на особенности формирования руд 134
О метаморфических преобразованиях в рудах 136
Последовательность отложения минеральных парагенезисов и стадийность минералообразования 143
Физико-химические условия формирования руд 160
О зональности оруденения в месторождениях, залегающих в карбонатных породах 175
Выводы 179
Литература 185

М. Г. Добровольская, Т. Н. Шадлун

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии

Редактор **Г. Ф. Неманова**
Редактор издательства **Т. Б. Гришина**
Художник **В. Г. Виноградов**
Художественный редактор **С. А. Литвак**
Технический редактор **С. Г. Тихомирова**

Сдано в набор 20/VI 1974 г. Подписано к печати 26/IX 1974 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Усл. печ. л. 17,125. Уч.-изд. л. 18,1.
Тираж 1000 экз. Т-13435. Тип. зак. 801. Цена 1 р. 74 к.
Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1085

1 р. 74 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»