367

Э. Г. ДИСТАНОВ

Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 367

Серия «Эндогенные рудные формации Сибири»

Э. Г. ДИСТАНОВ

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИБИРИ

Ответственный редактор академик *В. А. Кузнецов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1977

УДК 553.2 : 553.43/44

Рассматриваются генетические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции. Приводятся материалы по геологическому строению, составу руд и генезису полиметаллических месторождений Салаира, колчеданно-полиметаллических месторождений Тувы, Западного Саяна, Западного Забайкалья, Северного Прибайкалья и Енисейского кряжа. На основании дальнейшего развития методов формационного анализа рудных месторождений доказывается полигенность обширной группы колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири, среди которых выделяются две рудные формации: формация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений с субформациями гидротермально-метасоматических и стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей и формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений, представленных постскладчатыми гидротермально-метасоматическими рудными залежами. Приводится характеристика выделенных формационных типов на примерах некоторых месторождений.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, вопросами формационного анализа и металлогении.

Д $\frac{20803-882}{055(02)-77}$ 189—77

© Издательство «Наука», 1977

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений в течение многих лет привлекают пристальное внимание многих коллективов ученых. В настоящее время достаточно обосновано мнение о том, что колчеданно-полиметаллические месторождения образуют сложную полигенную группу, хотя совсем недавно этот тезис требовал специальных доказательств. В решении многих вопросов генезиса колчеданных месторождений важное значение имеет учет новых геологических данных, обширного фактического материала, полученного в последние годы в результате открытия и разведки новых колчеданно-полиметаллических месторождений в складчатых областях юга Сибири, расположенных к востоку от Рудного Алтая. Ранее эти районы не относились к типичным колчеданоносным провинциям. Однако открытие крупных месторождений в Восточной Туве, Западном Забайкалье, Северо-Байкальском районе и на Енисейском кряже вывели этот район в число значительных и перспективных.

Исследование колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Алтае-Саянской складчатой области, Западного Забайкалья и областей древней байкальской складчатости) с ярко выраженными чертами полицикличного развития, многообразием тектонических условий и форм проявлений магматизма дает ценный материал для сравнительного изучения различных типов колчеданно-полиметаллических месторождений. Это особенно важно для выделения среди них и характеристики основных рудных формаций и для отработки общих принципов формационного анализа конвергентных групп рудных месторождений со сходным минеральным составом, но принципиально отличными геологическими условиями образования.

В 1976 г. исполняется 40 лет со времени выхода в свет работы выдающегося исследователя колчеданных месторождений академика А. Н. Заварицкого «Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще», в которой были высказаны идеи о связи месторождений с древним вулканизмом и их последующем глубоком метаморфизме. С тех пор и по настоящее время проблема генезиса колчеданных месторождений является одной из наиболее острых и актуальных в теории рудообразования. Основные идеи об условиях образования и закономерностях размещения колчеданных месторождений первое время закладывались главным образом на уральском материале. И хотя в них было много дискуссионного, работы, проведенные до 1950 г. и обобщенные в сборнике «Колчеданные месторождения Урала», вышедшем под редакцией А. Н. Заварицкого, заложили основу современных представлений о генезисе колчеданных месторождений и утвердили приоритет в этом направлении советской науки.

По мере появления новых данных по другим рудным провинциям — Рудному Алтаю, Кавказу, Казахстану — острота споров о генезисе кол-

чеданно-полиметаллических месторождений не спадала, а наоборот, наращивалась и углублялась. Противоречия между сторонниками «эффузивной» и «интрузивной» гипотез проявились в дискуссии по проблеме генезиса алтайских полиметаллических месторождений, широко развернувшейся после совещания в г. Усть-Каменогорске в 1954 г. Дискуссия по генезису колчеданных месторождений постепенно стала всеобщей. Почти в каждом рудном районе развивались идеи сторонников различных генетических концепций. Материалы новых геологических исследований детально анализировались и обсуждались. Истории развития взглядов на генезис колчеданных месторождений и их критическому рассмотрению посвящен целый ряд специальных обобщающих работ С. Н. Иванова (1959), Ф. И. Вольфсона (1969), В. И. Смирнова (1968) и других исследователей.

Развитие представлений о генезисе и условиях залегания колчеданных месторождений связано с именами таких известных ученых, как В. А. Обручев, А. Н. Заварицкий, М. А. Усов, Д. С. Коржинский, В. И.Смирнов, Е. А. Кузнецов, А. В. Пэк, Т. Н. Шадлу, А. А. Амирасланов, И. В. Дербиков, Г. С. Лабазин, М. Б. Бородаевская, П. Ф. Иванкин, Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, Л. Н.Овчинников, М. А. Кашкай, Г. А. Твалчрелизде, В. Н. Котляр, Г. С. Дзоценидзе, Г. Н. Щерба, А. К. Каюпов, П. Ф. Сопко и других, и многих иностранных ученых. Изучением колчеданных месторождений занимаются большие коллективы различных научно-исследовательских и производственных организаций страны, так как эта группа месторождений является главным поставщиком многих цветных и редких металлов.

Термин «колчеданно-полиметаллические» месторождения в последнее время широко стал применяться в литературе не только для выделения специфичного минерального типа наряду с медноколчеданным, серноколчеданным и т. д., но и как обобщающий для всей широкой группы колчеданных месторождений. Это произошло незаметно, само собой, так как он более естественно объединяет все многообразие минеральных типов колчеданных месторождений, особенно проявившееся при изучении ряда новых рудных районов. Термин же «колчеданные» месторождения продолжает широко использоваться для обозначения минералого-геохимической специфики этого семейства руд (в понимании С. С. Смирнова (1944)).

Важный этап в изучении колчеданно-полиметаллических месторождений — работа В. И. Смирнова о конвергентности колчеданных месторождений (Смирнов, 1960), в которой определенно высказаны идеи об их полигенности. В дальнейшем эти идеи были более широко развиты и обоснованы, особенно в приложении к группе вулканогенных месторождений. Решительный перелом во взглядах на происхождение колчеданных месторождений произошел в последнее вре
открытием ряда новых крупных месторождений колчеданно-полиметаллических руд стратиформного типа (Жайрем, Филизчай, Озерное, Холоднинское и др.) и признанием ведущей роли в их формировании гидротермально-осадочных (эксгаляционно-осадочных) процессов. Месторождения этого типа на примерах Северного Кавказа были детально описаны В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой (1960) и Н. С. Скрипченко (1966, 1972), В Центральном Казахстане они были выделены Г. Н. Щербой и другими исследователями в так называемый «атасуйский тип» (Щерба, 1966, 1967; Щерба и др., 1967). В Западном Забайкалье они были изучены Р. С. Тарасовой, Э. Г. Дистановым, К. Р. Ковалевым и другими геологами (Дистанов и др., 1972; Тарасова и др., 1972; Дистанов, Ковалев, 1975). Проблемы гидротермально-осадочного рудообразования обсуждались на сессиях Международной рудной ассоциации (IAGOD) в Японии в 1970 г. и в Болгарии в 1974 г. и получили широкое освещение в трудах последних Международных геологических конгрессов. Во-вторых, по-

полнились данные о поздних эпигенетических по отношению к вмещающим вулканогенным отложениям месторождениях колчеданно-полиметаллических руд на Рудном Алтае (Иванкин и др., 1961; Принципы и методы ..., 1972; Шипулин, 1955; Кузебный, 1975; Горжевский др., 1975) и Салаире благодаря работам Г. Л. Поспелова, Э. Г. Дистанова, К. Р. Ковалева, А. С. Лапухова, Е. А. Пономарева и др.

Важную роль в решении проблемы генезиса и систематики колчеданных месторождений сыграло успешно развиваемое в последнее время учение о рудных формациях. Большой опыт, накопленный за последние десятилетия в результате широкого развития поисково-разведочных, эксплуатационных и научно-исследовательских работ на рудных месторождениях, открытие новых генетических типов и промышленно-ценных видов минерального сырья потребовали обобщения знаний об условиях образования и закономерностях размещения рудных месторождений на принципиально новой основе, учитывающей как все многообразие, так и постоянство, повторяемость процессов, приводящих к образованию однотипных в геологическом отношении месторождений. Появилась необходимость типизации месторождений не только по отдельным, наиболее четким признакам — вещественному составу, физико-химическим параметрам процесса рудообразования, структурно-морфологическим особенностям рудных залежей, характеру рудовмещающей среды, как это делалось ранее, но и по совокупности всего многообразия имеющейся информации, отражающей сложную взаимосвязь и взаимообусловленность отдельных черт строения и условий образования рудных залежей. Методической основой выделения естественно-генетических типов месторождений, имеющих сходный минеральный состав и образующихся в близких геологических условиях, стал формационный анализ эндогенных рудных месторождений. Основы учения о рудных формациях были заложены С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным, Е. А. Радкевич, О. Д. Левицким, Е. Е. Захаровым. В последние годы оно успешно развивается И. Г. Магакьяном, В. А. Кузнецовым, Р. М. Константиновым, Е. Е. Шаталовым, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щегловым и многими другими.

Изучение колчеданно-полиметаллических месторождений на примерах рудных районов юга Сибири — составная часть проводимых в рудном отделе Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством В. А. Кузнецова широких исследований рудных формаций эндогенных месторождений полезных ископаемых. Методические основы формационного анализа рудных месторождений изложены в ряде предыдущих работ этого коллектива. Работа основана на результатах пятнадцатилетних (1961—1976 гг.) исследований главных колчеданоносных рудных районов Сибири — Салаира, Тувы, Западного Саяна, Западного Забайкалья, Северного Прибайкалья, Енисейского кряжа. В исследованиях помимо автора принимали участие сотрудники лаборатории эндогенного рудообразования ИГиГ СО АН СССР Б. Н. Лапин, К. Р. Ковалев, А. И. Бусленко, В. Г. Пономарев, К. В. Кочеткова, А. И. Герман. Исследования по отдельным регионам выполнялись в тесном сотрудничестве с работниками территориальных геологических управлений и горнодобывающих предприятий И. И. Федоровым, С. А. Шабовичем, Е. А. Пономаревым, Б. В. Образцовым, В. В. Зайковым, Н. С. Бухаровым, В. А. Подругиным, Р. С. Тарасовой, И. Н. Бабкиным, М. Н. Близнюком, П. Ч. Шобогоровым, Д. Ц. Цыреновым, В. П. Бушуевым, Ю. А. Озерским, С. В. Горбуновым, В. В. Казаровым. В случаях использования материалов других исследователей, что неизбежно в работах подобного типа, авторский приоритет их отмечен как в предыдущих совместных публикациях, так и в настоящей работе. Большое значение для работы на разных ее этапах имели советы и консультации В. И. Смирнова, Ю. А. Кузнецова, В. С. Соболева, Ф. Н. Шахова, Г. Ф. Яковлева, Е. А. Радкевич, Г. С. Лабазина, Г. Л. Поспелова, Р. М. Константинова, Ю. А. Долгова, Л. В. Фирсова, А. А. Обо-

ленского, В. И. Сотникова, А. А. Тычинского, А. С. Лапухова, И. П. Щербаня. Фотографии пород и руд выполнены С. Г. Моторийм. В техническом оформлении работы большое участие приняли Э. С. Арзуманова и Н. Ф. Шестова. В подготовке работы к печати большую помощь оказала К. В. Кочеткова. Всем этим товарищам автор приносит глубокую благодарность.

Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю и редактору выполненной работы академику В. А. Кузнецову.

Работа не преследует цели сколько-нибудь полного освещения всех сторон геологического строения, состава и генезиса многочисленных колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири. Основная задача ее — на основании личных наблюдений показать принципиальные черты строения основных рудных районов и условий формирования главных типов месторождений, систематизировать их на рудноформационной основе и попытаться хотя бы в общих чертах объяснить причины их конвергентности и полигенеза. Этому плану и подчинен порядок изложения материала в книге.

I. ЮЖНО-СИБИРСКАЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На территории юга Сибири колчеданно-полиметаллические (медно-свинцово-цинковые) месторождения развиты относительно широко. К ним относятся колчеданно-полиметаллические, барито-полиметаллические, медноколчеданные и серноколчеданные залежи Салаира, Тувы, Горной Шории, Западного Саяна, Енисейского кряжа, Западного Забайкалья и Северного Прибайкалья. До последнего времени в металлогенических построениях отдельные полиметаллические рудные районы рассматривались изолированно. Наибольшее внимание уделялось старым горнорудным районам — Салаиру и Восточному Забайкалью. Открытие в областях докембрийской складчатости, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе, ряда новых месторождений (Горевское, Таборное, Анайское, Холоднинское и др.) и выявление крупных месторождений в кембрийских отложениях Западного Забайкалья (Озерное) повлекло за собой выделение крупного Енисейско-Байкальского полиметаллического пояса, обрамляющего с юга остроугольный выступ Сибирской платформы (Кормилицын, 1968). В дальнейшем Э. И. Кутыревым, К. А. Марковым, В. С. Кормилицыным и А. К. Иогансоном (1973), а затем М. И.Ициксоном и Л. И. Красным (1973) были высказаны идеи о существовании Сибирского периплатформенного полиметаллического пояса, приуроченного к краевым системам, обрамляющим Сибирскую платформу.

Обобщение новых данных по полиметаллическим рудным районам этой обширной территории и, в частности, по колчеданно-полиметаллическим месторождениям позволяет нам говорить о существовании Южно-Сибирской полиметаллической провинции, охватывающей южное складчатое обрамление Сибирской платформы. Характерная особенность Южно-Сибирской полиметаллической провинции — приуроченность ее к полицикличной складчатой системе Алтае-Саянской области и Забайкалья, обрамляющей с юга Сибирскую платформу и являющуюся частью Центрально-Азиатского складчатого пояса. На западе провинция граничит со складчатыми сооружениями Зайсанской геосинклинальной области, на юге переходит на территорию Монголии; восточные фланги ее изучены слабо.

По приуроченности к отдельным металлогеническим эпохам и областям развития разновозрастных складчатых сооружений и наложенных тектонических структур рудная провинция имеет отчетливо выраженное зональное строение. Намечаются следующие металлогенические зоны (от более древних к более молодым): 1) Байкало-Саяно-Енисейская металлогеническая зона (области байкальской складчатости); 2) Алтае-Саяно-Забайкальская металлогеническая зона (области каледонской, в западных районах — полицикличной каледонско-герцинской складчатости); 3) Восточно-Забайкальская металлогеническая зона (зона мезозойской тектоно-магматической активизации).

Развитие тектоники, магматизма и металлогении этих сложных полициклических складчатых областей детально рассмотрено в работах

В. А. Кузнецова (1967) и В. А. Кузнецова и др. (1966) по Алтае-Саянской складчатой области и Л. И. Салопа
нова (1966), А. Д. Шеглова (1966) и других по Забайкалью.

Полиметаллические месторождения в пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции представлены широким набором генетических и формационных типов. Основные из них — колчеданно-полиметаллические месторождения, месторождения массивных сульфидных руд сфалерит-галенит-пирротиновой формации (Горевское), стратиформные прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритовые руды в карбонатных толщах, скарново-полиметаллическая, полиметаллическая галенит-сфалеритовая (Забайкальский тип) и золото-свинцово-цинковая формации. Три последних типа характерны для Восточного Забайкалья (Горжевский, Фогельман, 1970).

Колчеданно-полиметаллические месторождения являются наиболее распространенными и промышленно-важными среди полиметаллических месторождений юга Сибири и в значительной мере определяют металлогенический облик провинции. Сосредоточены они в следующих основных рудных районах:

1) Северо-Восточном Салаире (Салаирское, Урское рудные поля, Ускандинско-Каменушинская рудная зона);

2) Западном Саяне (Маинское месторождение);

3) Восточной Туве (Улугойская рудная зона, Кызыл-Таштыгское рудное поле);

4) Западном Забайкалье (Еравнинский рудный район);

5) Северном Прибайкалье (Холоднинское рудное поле);

6) Енисейском кряже (Приангарский рудный район, Рассохинское рудное поле).

Горные районы южного складчатого обрамления Сибирской платформы представляют собой сложнопостроенные полицикличные складчатые области, захваченные в той или иной степени процессами верхнепротерозойского, каледонского и герцинского этапов геологического развития и мезозойской тектоно-магматической активизации. Это создает многообразие геологических условий формирования отдельных рудных районов. Характерные общие черты их геологической позиции, определяющей закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений, — приуроченность к областям развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований ранних этапов развития геосинклиналей и пространственная связь со структурами зон глубинных разломов.

Поскольку бо́льшая часть территории Алтае-Саянской складчатой области представлена каледонскими складчатыми сооружениями, наиболее широко из раннегеосинклинальных вулканогенных образований на этой территории развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего кембрия — основные рудовмещающие толщи промышленных залежей колчеданно-полиметаллических руд этого региона. На северо-востоке Салаира все колчеданно-полиметаллические и барито-полиметаллические месторождения расположены среди вулканогенных пород печеркинской свиты нижнего — среднего кембрия. Тургеневское месторождение Горной Шории расположено среди вулканогенных отложений кондомской свиты нижнего кембрия. Район Маинского месторождения в Западном Саяне сложен интенсивно метаморфизованными вулканогенными породами нижнемонокской свиты нижнего кембрия, прорванными плагиогранитами Маинского плутона. Месторождения и рудопроявления Улугойской рудной зоны Восточно-Тувинского нагорья залегают среди вулканогенных отложений туматтайгинской свиты нижнего кембрия, Эдыгейское рудопроявление на западе Тувы — в вулканогенных отложениях акдурукской свиты нижнего кембрия. В Саяно-Байкальской горной области месторождения Еравнинского рудного района

расположены в полях развития нижнекембрийских вулканитов в пределах Удино-Витимской структурно-формационной зоны раннекаледонской геосинклинали.

С докембрийскими вулканогенными комплексами и геосинклинальными карбонатно-черносланцевыми отложениями пространственно связаны рудные залежи Холоднинского рудного поля в Северном Прибайкалье и Рассохинского рудного поля на Енисейском кряже.

Характерная особенность размещения колчеданно-полиметаллических месторождений — приуроченность их к линейным складчатым структурам вулканогенных прогибов, осложненным внутригеосинклинальными зонами глубинных разломов. Рудоконтролирующими в региональном плане являются структуры Каахемской глубинной подвижной зоны в Туве, Саяно-Тувинского и Саяно-Минусинского глубинных разломов, Удино-Витимской зоны разломов в Западном Забайкалье, Холоднинского глубинного разлома в Северном Прибайкалье. На Салаире и в Горной Шории региональное размещение месторождений контролируется послескладчатыми зонами интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, наследующими скрытые разломы блоков фундамента. Приуроченность колчеданно-полиметаллического оруденения к линейным структурам глубокого заложения и полям развития геосинклинальных вулканогенных отложений определяет поясовое расположение месторождений и рудопроявлений и значительную протяженность рудных зон.

II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОСНОВНЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА СИБИРИ

1. ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САЛАИРА

Все основные полиметаллические месторождения и рудопроявления Салаира расположены на северо-восточном склоне Салаирского кряжа в Прикузбасской структурно-формационной зоне Салаира и образуют полиметаллический рудный пояс, вытянутый вдоль северо-восточной границы с Кузнецкой впадиной в зоне развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород печеркинской свиты нижне-среднекембрийского возраста (золотоуховская свита Cm_1, по В. Д. Фомичеву — Фомичев, Алексеева, 1961). Представлены они метасоматическими залежами сульфидных барито-медно-свинцово-цинковых, колчеданно-полиметаллических и медно-колчеданных руд. Протяженность пояса с юго-востока на северо-запад около 70 км, а с учетом перспективных площадей по северному фасу Салаира — значительно больше. В пределах полиметаллического рудного пояса Северо-Восточного Салаира расположены месторождения и рудопроявления Салаирского рудного поля, Каменушинской группы, Ускандинской рудной зоны, Урского рудного поля и ряд других, общее геологическое строение которых с достаточной детальностью описано в работах Г. С. Лабазина, С. С. Геринга, И. П. Незабытовского, И. В. Дербикова, Г. Л. Поспелова, Г. П. Болгова, В. И. Зеркалова, К. Р. Ковалева, А. С. Лапухова, автора настоящей работы и других исследователей. Геологическое строение Северо-восточного Салаира изучалось многими коллективами и особенно глубоко, применительно к решению вопросов генезиса полиметаллических месторождений,— М. А. Усовым, Б. Ф. Сперанским, Г. С. Лабазиным, Е. А. Пономаревым, В. И. Зеркаловым, А. В. Карелиной, Г. А. Кургановым, С. А. Шабовичем и В. Д. Фомичевым. Принципиальные вопросы развития раннепалеозойского вулканизма с достаточной детальностью были рассмотрены в последнее время А. Ф. Белоусовым (Белоусов и др., 1969).

Полиметаллические месторождения Северо-Восточного Салаира представляют собой метасоматические залежи массивных и прожилково-вкрапленных колчеданно-полиметаллических и барито-полиметаллических руд в интенсивно рассланцованных вулканогенных отложениях печеркинской свиты. Среди широко развитых в районе и в рудных полях известняков нижнего кембрия сульфидно-полиметаллического оруденения практически не наблюдается. Вмещающие вулканогенные породы в пределах рудных полей сильно изменены, рассланцованы и превращены в порфироиды и порфиритоиды. Рудные тела имеют линзообразную, иногда более сложную форму и окаймлены мощным чехлом гидротермально измененных пород — серицитовых, кварц-серицитовых, кварц-альбит-хлоритовых сланцев.

Рудные залежи представляют собой сложные многостадийные образования с различными формами проявления зональности. По вещественному составу среди них довольно четко выделяются следующие минеральные типы: 1) барито-полиметаллический (Салаирское рудное по-

ле); 2) колчеданно-полиметаллический (Урское рудное поле, Ускандинское месторождение); 3) медноколчеданный (Каменушинское месторождение). Однако принципиальная качественная общность минерального состава, близость основных минеральных парагенезисов и последовательности их образования, а также сходные черты геологического строения и взаимоотношений с магматическими проявлениями, единство региональных факторов контроля оруденения позволяют рассматривать эти месторождения совместно и относить к единой рудной формации.

На генезис полиметаллических месторождений Салаирского кряжа существуют различные взгляды. В 1933 г. М. А. Усовым (Усов, 1933) было высказано мнение о приуроченности месторождений Салаирского рудного поля к жерлам кембрийских вулканов и генетической связи их с телами кварцевых кератофиров. В дальнейшем эти взгляды развивались В. С. Домаревым ($1956_{1,2}$) и И. В. Дербиковым (1936, 1937, 1960, 1961, $1967_{1,2}$). И. П. Незабытовский и С. С. Геринг по материалам изучения Салаирского рудного поля и В. И. Зеркалов (1962) на основании изучения месторождений Урского рудного поля и Ускандинского месторождения также пришли к выводам о кембрийском возрасте оруденения и связи его с субвулканическими интрузиями кварцевых кератофиров. Существенная роль в локализации оруденения придавалась ими факторам структурного и литологического контроля оруденения.

Г. С. Лабазин ($1940_{1,2}$, 1953), широко анализируя в своих работах геологию полиметаллических месторождений Салаира, обосновывает более молодой, чем кембрийский, возраст оруденения, наложенный характер его по отношению к вмещающим породам и связь гидротермальных процессов с герцинской магматической деятельностью, не решая окончательно вопрос о собственно рудоносном интрузивном комплексе. Им были высказаны соображения о возможно более молодом, чем кембрийский, возрасте кварцевых кератофиров и секущем по отношению к рудным залежам характере диабазовых даек. Он считал вероятным внедрение и изменение диабазов «в конечную стадию того же процесса рудообразования, с каким связано и возникновение полиметаллического оруденения» (Лабазин, 1953).

Г. Л. Поспеловым (1955, 1960) образование рудных залежей тесно связывается с процессами становления интрузии «вулканотипных» кварцевых кератофиров, существенную роль в формировании которых играли процессы порфиризации вмещающих вулканогенно-осадочных отложений. Аналогичные взгляды для Салаирского рудного поля развиваются и А. С. Лапуховым (1964, 1966, 1968, 1972). В отличие от других исследователей, стоящих на позициях генетической связи оруденения с интрузией кварцевых порфиров («кератофиров»), ими признается и в значительной мере обосновывается постскладчатый возраст оруденения. Отложение руд в интенсивно рассланцованных породах происходило, по их мнению, в ореольной зоне интрузива крупнопорфировых кварцевых порфиров, сформированного при значительном участии процессов магматического замещения. Возраст этого интрузива признается значительно более молодым, чем вмещающих вулканогенных пород, предположительно девонским, близким к возрасту диабазовых даек в пределах рудного поля (Лапухов, 1964; Поспелов, Лапухов, 1971).

Работы, проведенные нами в последние годы совместно с К. Р. Ковалевым и Б. Н. Лапиным (Дистанов, 1963, 1965; Дистанов, Ковалев, 1964; Дистанов и др., 1964; Дистанов, Лапин, 1972), и анализ материалов, полученных другими исследователями, позволили прийти к выводу о том, что метасоматические залежи барито- и колчеданно-полиметаллических руд Салаира представляют собой постскладчатые гидротермальные образования, наложенные на вулканогенный комплекс пород кембрийского возраста в верхнепалеозойское время. Формирование их находится в тесной связи с историей герцинского тектонического развития и магматиз-

ма зоны разломов глубокого заложения вдоль сочленения структур Салаира и Кузбасса, контролирующих региональное размещение месторождений.

Нужно отметить, что большой фактический материал, полученный в последние годы различными исследователями, и особенно уточнение возрастного и структурного положения различных проявлений магматизма в пределах полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира позволяют существенно приблизиться к единому решению вопросов связи полиметаллического оруденения с магматическими процессами и генезиса месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЛАИРА

Северо-Восточный Салаир представляет собой сложное складчатое сооружение длительной каледонско-герцинской консолидации с достаточно четко проявленной полицикличностью развития (Кузнецов, 1967). В истории геологического развития и формирования складчатых сооружений Салаира отразилось положение его на сопряжении Алтае-Саянской области преимущественно каледонского геосинклинального развития и Зайсанской герцинской геосинклинальной области. Рифейско-нижнепалеозойская (салаирско-каледонская) геосинклинальная система в пределах этого региона, развиваясь на докембрийском складчатом основании, прошла раннюю и среднюю стадии эвгеосинклинального развития с редуцированным проявлением гранитоидного батолитового магматизма и магматизма поздних стадий. Начиная со среднего девона западная часть Салаира была захвачена процессами герцинского геосинклинального развития, что отразилось частично и в характере тектонического развития и магматизма восточной — Прикузбасской структурно-формационной зоны.

Геологическая структура и состав нижнепалеозойских отложений

Основные черты геологического строения полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира отражены нами на прилагаемой геологической карте (рис 1). Колчеданно-полиметаллические и барито-полиметаллические месторождения и рудопроявления локализуются в пределах Бачатско-Урской сложной антиклинальной структуры (Гурьевско-Салаирское поднятие, по В. Д. Фомичеву), осложняющей северо-восточное крыло Салаирского мегантиклинория. Район сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами и известняками нижнего — среднего кембрия, среднекембрийскими терригенно-вулканогенными отложениями, в меньшей мере вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями верхнего кембрия, терригенными отложениями ордовика и частично силура. Нижнепалеозойские отложения прорываются интрузивными телами кварцевых порфиров («кварцевых кератофиров», как их было принято называть во многих ранних работах по Салаиру), габбро-диабазов, имеющих по последним данным калий-аргоновых определений нижнекарбоновый возраст (Дистанов и др., 1970), и более молодыми дайковыми телами диабазов и диабазовых порфиритов комплекса самостоятельных малых интрузий. На севере полиметаллического пояса отмечаются также отдельные интрузии кембрийских плагиогранитов и девонских гранитоидов (Улантовский и Кауракский массивы).

Наиболее древние породы района, слагающие ядерную часть Бачатско-Урского антиклинория, представлены нижнекембрийскими карбонатными отложениями гавриловской свиты и вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями печеркинской свиты нижне-среднекембрийского возраста. Вопрос стратиграфического положения кембрийских отложений гавриловской и печеркинской свит длительное время был предметом дискуссий. До работ В. Д. Фомичева (1953—1955 гг.) печеркинская свита, выделенная впервые на северо-восточном склоне Салаирского кряжа в 1933 г. Б. Ф. Сперанским, считалась моложе гавриловской свиты и подразделялась на три горизонта: буймовско-чечулихинский — существенно эффузивно-пирокластический, преимущественно кислого состава; анчешевский — осадочные и туфогенно-осадочные образования; новопросветовский — пестрый по составу вулканогенный (диабазы, порфититы, дацитовые порфиры, туфы) с линзами и прослоями известняков. Впоследствии В. Д. Фомичевым (Фомичев, Алексеева, 1961) отложения печеркинской свиты были параллелизованы с золотоуховской свитой нижнего кембрия, выделенной в северо-западной части Салаира, которая залегает по его представлениям ниже известняков листвянской (гавриловской) свиты. Однако геологосъемочными и стратиграфо-палеонтологическими работами эти взгляды не подтвердились, и фаунистически довольно четко обосновано отнесение печеркинской свиты к верхам нижнего кембрия — низам верхнего кембрия (Винкман и др., 1962; Асташкин, 1964). Было показано также, что новопросветовский горизонт не имеет самостоятельного стратиграфического значения.

К настоящему времени можно считать твердо доказанным нижнекембрийский возраст карбонатных отложений гавриловской свиты, охарактеризованной достаточно детально фауной археоциат алданского яруса и трилобитов низов ленского яруса (Винкман и др., 1964). Гавриловская свита в основании сложена массивными светлыми мраморизованными археоциатовыми известняками, выходы которых в ядре антиклинальной структуры хорошо изучены у д. Гавриловки. Верхние горизонты свиты более обогащены туфогенно-терригенным материалом и представлены плитчатыми слоистыми серыми и розоватыми археоциатовыми известняками с прослоями известково-глинисто-хлоритовых сланцев, песчаников, туффитов, туфов кислого и основного состава и туфоконгломератов. Прослои туфогенных и осадочных пород фациально не выдержаны и по простиранию выклиниваются и сменяются существенно карбонатными разностями пород. Стратиграфическими аналогами гавриловской свиты к западу и северо-западу от описываемой территории являются серые плитчатые, часто мергелистые известняки с прослоями кремнистых сланцев, песчаников, туфогенных песчаников суенгинской и кинтерепской свит (Асташкин, 1964). Общая мощность гавриловской свиты оценивается в 1000—1200 м.

Печеркинская свита представляет собой рудовмещающую толщу полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира. Она образована лавами дацитового и андезит-дацитового состава, порфиритами и их туфами с линзами и прослоями туфогенных песчаников, известково-глинистых и углисто-глинистых сланцев и известняков. В зонах рассланцевания породы превращены в порфироиды, порфиритоиды и метаморфические сланцы зеленосланцевой фации метаморфизма. Они прорываются небольшими интрузивными телами риолит-дацитовых порфиров субвулканической фации и поздними интрузиями кварцевых порфиров, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. Основная полоса отложений печеркинской свиты протягивается с юго-востока на северо-запад от района г. Гурьевска через д. Печеркино до района д. Ариничево, слагая сложно построенное северс-восточное крыло Бачатско-Урского антиклинория, в ядре которого выходят известняки гавриловской свиты. В юго-западном крыле этой

структуры вулканогенные отложения, относимые к печеркинской свите, развиты локально в пределах Салаирского и Урского рудных полей.

Наиболее полные данные по составу и строению вулканогенно-осадочных отложений печеркинской свиты были получены в результате поисково-съемочных работ масштаба 1 : 10000, проведенных С. А. Шабовичем, В. И. Зеркаловым, А. В. Карелиной на площади Ускандинской рудной зоны, и в процессе геологоразведочных работ на основных рудных полях. Отложения печеркинской свиты довольно четко подразделяются на две подсвиты, или горизонта: нижнюю — преимущественно вулканогенного состава (буймовский горизонт) и верхнюю — существенно терригенную (анчешевский горизонт). Буймовский горизонт сложен в основном эффузивами среднего и кислого состава — дацитовыми и андезит-дацитовыми порфирами, фельзитами, реже порфиритами, их туфами с линзами и прослоями известняков, известково-глинистых и углисто-глинистых сланцев. Породы повсеместно метаморфизованы и превращены в порфироиды, порфиритоиды, кварц-серицитовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы. Мощность пород буймовского горизонта 800—900 м.

Верхнюю часть разреза печеркинской свиты слагают отложения анчешевского горизонта, представленные конгломератами (мощность 1—5 м), известковистыми песчаниками, песчано-глинистыми сланцами, тонкоплитчатыми известняками и туфопесчаниками, выше которых залегают туфы дацитовых порфиров с прослоями песчаников и глинисто-хлоритовых сланцев. Мощность горизонта достигает 700—800 м. Общая мощность печеркинской свиты в разрезе по р. Ур достигает 2 км.

Вулканогенные отложения нижнего кембрия и нижних горизонтов среднего кембрия, проявляющиеся преимущественно в отложениях печеркинской свиты, представлены контрастно дифференцированными образованиями преимущественно кислого и в меньшей мере основного состава. Кислые разности пород представлены в основном метадацитовыми образованиями с резким преобладанием натрия в сумме щелочей и аномально повышенной кремнеземистостью, с чем связано необычно высокое развитие выделений кварца (Белоусов и др., 1969). Представлены они риолит-дацитовыми, дацитовыми и андезит-дацитовыми кварц-плагиоклазовыми порфирами и их туфами, реже фельзитовидными разностями. Доля кислых лав вместе с трудноотделимыми от них мелкопорфировыми субвулканическими послойными залежами незначительна и не превышает, по данным А. Ф. Белоусова, в среднем 10—15%. Ограниченно развиты также грубокластические разности пород. Подводный характер накопления вулканогенных отложений подчеркивается переслаиванием их с прослями и линзами нормально-осадочных вулканогенно-терригенных, терригенно-карбонатных пород, известняков, черных сланцев и яшмоидов.

Породы основной группы среди отложений печеркинской свиты имеют подчиненное развитие. Они отмечаются в пределах Урского рудного поля, в центральной полосе Ускандинской рудной зоны и почти полностью отсутствуют в Салаирском рудном поле. Представлены они отдельными линзами спилитизированных порфиритов андезито-базальтового и базальтового состава, реже их туфов. Более широко развиты туфы смешанного состава. С ними нередко ассоциируют отдельные дайки, реже межпластовые залежи зеленокаменных диабазов и габбро-диабазов субвулканической фации, трудно отделимые от более поздних основных интрузий. Вулканогенные образования основного (базальтового и андезито-базальтового) состава имеют резко натровый уклон.

Отдельные проявления эксплозивной вулканической деятельности отмечаются и в период накопления нижнекембрийских известняков гавриловской свиты по прослоям карбонатных и терригенно-карбонатных пород, обогащенных пирокластическим материалом кислого состава,

в верхах гавриловской свиты. Это хорошо наблюдается, в частности, в обнажениях выемки железной дороги Салаир — Гурьевск к юго-востоку от с. Гавриловка у пикета № 83. Участок этот расположен в 5 км по простиранию к юго-востоку от поля развития вулканогенных пород Каменушинского месторождения. Породы имеют северо-западное простирание с падением на юго-запад под углом 60—80°. На 150-метровом разрезе с востока на запад вскрыты мраморизованные известняки гавриловской свиты, в которых постепенно увеличивается примесь туфогенного материала. Сначала он виден лишь на выветрелой поверхности известняков, затем в известняках появляется полосчатость (полосы зеленоватого и красноватого цвета). Затем появляются петельчатые брекчиевые текстуры. Туфогенный материал образует самостоятельные прослои. В серицитизированных карбонатно-туфовых прослоях отмечаются разлинзованные обломки известняков. Туфогенная примесь в известняках значительна. Структура их часто обломочная, брекчиевидная. Подобного рода переходные горизонты туфогенно-карбонатных отложений отмечаются также по данным бурения по многим разрезам в пределах разведочных участков.

Горизонты вулканогенно-осадочных пород среди известняков гавриловской свиты, в верхах ее, некоторые геологи выделяли в качестве самостоятельной стратиграфической единицы — так называемого «истокского горизонта». Однако в связи с тем, что горизонты эти не выдержаны, выклиниваются по простиранию и не имеют строгого стратиграфического положения, за понятием «истокский горизонт» сохранилось больше литологическое, чем стратиграфическое значение.

Недостаточно ясно также до последнего времени стратиграфическое положение вулканогенных пород, слагающих Салаирское и Урское рудные поля, имеющие на поверхности современного эрозионного среза площади выходов соответственно $4 \times 1{,}5$ и 11×2 км. Всеми исследователями эти породы относятся к печеркинской свите. Однако при общей приуроченности их к западному крылу Бачатско-Урского антиклинория по масштабам проявления они не соответствуют вулканогенным отложениям главной восточной (Ускандинско-Каменушинской) зоны, не образуют единого горизонта, а представлены изолированными «островными» структурами. Рядом исследователей признается брахискладчатая структура Салаирского и Урского рудных полей, однако слоистая природа их внутреннего строения, выявленная детальными съемочными работами С. С. Геринга, И. П. Незабытовского и Г. С. Лабазина на Салаирском рудном поле, И. В. Дербикова, В. И. Зеркалова и других на Урском рудном поле, моноклинальный характер залегания пород и отсутствие повторяемости слоев в разрезах предполагаемых складок, так же как и обогащенность пирокластическим материалом известняков, резко сменяющих по простиранию вулканогенные образования, свидетельствует о синхронности вулканических процессов и карбонатного осадконакопления. О сложной палеофациальной обстановке и очаговом характере процессов нижнекембрийского вулканизма говорит также структура Каменушинского рудного поля. Окончательное решение этих вопросов осложнено слабой обнаженностью района, внедрением субвулканических и более поздних интрузивных образований и гидротермальной проработкой вулканогенно-осадочных отложений в пределах рудных полей. Очевидно, сохраняя существующее стратиграфо-литологическое деление нижне-среднекембрийских отложений, правильнее говорить о единой нижне-среднекембрийской вулканогенно-карбонатной серии пород с преимущественным развитием вулканогенных образований диабазо-альбитофирового формационного типа в верхних ее частях.

О сложности стратиграфических взаимоотношений карбонатных и вулканогенных отложений гавриловской и печеркинской свит нижнего — среднего кембрия можно также судить по характеру налегания и составу базальных отложений вышележащей бачатской свиты среднего кембрия.

Карбонатно-вулканогенные отложения нижнего—среднего кембрия трансгрессивно перекрываются эффузивно-терригенными отложениями бачатской свиты среднего кембрия, представленными как нормально-осадочными породами — валунными конгломератами, туфогенными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, так и эффузивами базальтоидной группы — пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами и реже их туфами. В верхних частях свиты отмечаются кислые эффузивы — альбитизированные риолит-дацитовые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы, сменяющиеся филлитизированными сланцами и песчаниками. Для эффузивных пород бачатской свиты характерна серовато-зеленая, лилово-бурая и коричнево-бурая окраска, что наряду с молассоидным характером терригенных образований говорит о мелководных и субаэральных условиях осадконакопления. Отложения бачатской свиты широко развиты в юго-восточной части рудного пояса на замыкании Бачатско-Урского антиклинория, на юго-западном его крыле и в виде узкой полосы к северо-востоку от Урского рудного поля.

Если посмотреть на геологическую карту Северо-Восточного Салаира (см. рис. 1), то можно заметить, что на многих участках юго-восточной и северо-западной частей района терригенно-вулканогенные отложения бачатской свиты среднего кембрия ложатся непосредственно на карбонатные отложения, относимые к гавриловской свите, и вулканогенные отложения печеркинской свиты, таким образом, «выпадают» из разреза. До последнего времени эти случаи так или иначе объяснялись либо полным размывом их, либо тектоническими причинами.

Базальные конгломераты бачатской свиты хорошо вскрыты на правом берегу р. Бачат у Гурьевского металлургического завода. На этом участке вулканогенные отложения печеркинской свиты не отмечаются и конгломераты залегают непосредственно на гавриловских известняках. Простирание пород 320—330°. В основной массе они сложены тонкозернистым и среднезернистым осадочно-терригенным материалом и насыщены большим количеством хорошо окатанных галек размером от 1 до 20—30 см. В гальках — кварцевые порфиры риолит-дацитового состава, мелкозернистые плагиограниты, диабазы и диориты. Конгломераты прорываются экструзией порфирита, содержащей округлые валуны различного состава — плагиогранит-порфиров, мелкозернистых лейкократовых гранитов, диабазов и различных осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

На северо-восточной окраине г. Гурьевска в выемке железной дороги базальные конгломераты бачатской свиты обнажаются в поле развития гавриловских известняков в виде линзы мощностью около 100 м. Цемент их представлен туфогенными песчаниками, гальки — эффузивами кислого состава с мелкими порфирокластами кварца, кварц-плагиоклазовыми порфиритами, порфировидными плагиогранитами, плагиоклазовыми порфиритами фиолетового оттенка и осадочными известково-глинистыми породами. Базальные туфоконгломераты бачатской свиты вскрываются также по р. Ур в 500 м от старой плотины. Цемент представлен туфогенным материалом среднего состава, в гальках — фиолетовые кварц-плагиоклазовые порфиры, кремнистые осадочные породы, известняки, эффузивы основного и среднего состава.

В северо-западной части района отложения бачатской свиты вскрыты вдоль дороги от д. Конево на пос. Мирный. Они представлены на всем протяжении довольно монотонной толщей пироксеновых порфиритов, диабазов, туфов среднего состава, туфогенных песчаников и в меньшей мере сланцев. В основании разреза (карьер в 1 км от д. Конево) отмечаются базальные конгломераты. Среди перемытого туфогенного материала в них наблюдаются хорошо окатанные гальки размером от 2 до 30—40 см плагиогранит-порфиров, фельзитовидных эффузивных пород кислого состава, кварцевых альбитофиров с вкрапленниками кварца от 1 до 5 мм и фельзитовидной либо микрокристаллической основной массой и плагио-

клазовых порфиритов. По своему составу конгломераты близки к отмеченным ранее из района г. Гурьевска.

По р. Исток на юго-восток от д. Ваганово в каньоне Марьиной щели в скальных выходах хорошо обнажен переходный горизонт от известняков к эффузивно-терригенным отложениям бачатской свиты. Породы имеют субширотное простирание и падение на юг под углом 65°. Мощность этого горизонта (истокский горизонт) около 220 м. Разрез начинается с массивных мраморизованных известняков, типичных для гавриловской свиты. Постепенно вверх по разрезу известняки начинают приобретать розовую окраску и пятнистое строение. Затем в них отмечается горизонт туфов среднего состава до 10 м мощности с отдельными прослоями известняков. Выше по разрезу в известняках появляются маломощные прослои известковистых филлитов фиолетового цвета, линзовидные обломки филлитовидных и черных углеродистых сланцев. Постепенно увеличивается и количество туфогенного материала основного состава. Карбонатные породы переходят в слои, основой которых служит перемытый хлоритизированный туфогенно-карбонатный материал, появляется большое количество обломков туфов и эффузивов среднего состава и линзовидные обломки мраморизованных известняков. Среди этих, в основном терригенно-туфогенных пород встречаются и небольшие прослои известняков мощностью 20—30 см. Таким образом, по литологическому составу это явно переходная толща от карбонатных пород нижнего — среднего кембрия к вулканогенно-осадочным породам преимущественно основного и среднего состава бачатской свиты среднего кембрия.

В разрезе по р. Стариковой — левому притоку р. Колтырак с юго-запада на северо-восток, вкрест простирания пород, вулканогенные отложения печеркинской свиты, представленные рассланцованными и окварцованными дацитовыми порфирами с редкими вкрапленниками кварца и прослоями черных сланцев, сменяются горизонтом известняков, обогащенных туфогенным материалом мощностью около 800 м, и лишь затем на протяжении около 4,5 км обнажаются порфириты, песчаники и туфы среднего состава бачатской свиты.

Необходимо отметить еще один интересный момент, важный для решения вопросов стратиграфии кембрия. Бачатская свита представлена в основном туфами, туфогенными песчаниками, филлитами, порфиритами и грубообломочными конгломератами. Причем характерной чертой конгломератов (размер галек в среднем 3—6 см) является автохтонный состав обломков, преобладание в них пород, свойственных в целом бачатской свите. Это в основном зеленые и фиолетовые порфириты, туфы порфиритов, сланцы и т. д. и в меньшей степени известняки. Гальки же кислых пород — редкость. Такая же особенность отмечается и А. Ф. Белоусовым (Белоусов и др., 1969). В связи с этим трудно предположить, что в случаях прямого налегания пород бачатской свиты на «гавриловские» известняки, полной денудации были подвергнуты мощные толщи вулканогенных пород кислого состава печеркинской свиты.

Поэтому можно думать, что вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с преобладанием кислых их разностей, залегающие, в общем, в верхах нижне-среднекембрийской карбонатно-вулканогенной серии и относимые к печеркинской свите, зачастую не имеют четкого стратиграфического положения, а иногда и совершенно определенно перекрываются горизонтами карбонатных пород. В случае же островного развития кислого вулканизма, как это мы имеем в пределах отдельных рудных полей (Салаирского, Урского, Каменушинского), они по простиранию сменяются карбонатными отложениями. Для района полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира принято все массивные горизонты известняков (за исключением маломощных прослоев и экзотических глыб типа Белой горки у г. Гурьевска) относить к одной гавриловской свите. Анализ же фактического материала не исключает возможности наличия, по-

мимо основной толщи карбонатных отложений гавриловской свиты, в верхах разреза нижнего — среднего кембрия значительных по мощности слоев известняков, перекрывающих вулканогенные отложения печеркинской свиты. Взаимоотношения их с вулканогенными образованиями крайне сложны и определяются спецификой процессов вулканизма, интенсивности и характера поступления вулканического материала, происходившего синхронно с отложением карбонатных толщ. В этом случае, говоря о печеркинской свите, как о толще вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в пределах определенного стратиграфического интервала в верхах нижнего и низах среднего кембрия, нельзя придавать ей строгого стратиграфического значения. Все попытки строгой стратиграфической привязки вулканогенных образований печеркинской свиты как единого выдержанного горизонта, так же как и четкой стратификации вулканогенно-карбонатных «истокских слоев», приводят к неизбежным противоречиям и трудностям в корреляции нижне-среднекембрийских отложений различных районов Северо-Восточного Салаира.

Отложения верхнего кембрия в северной части района распространены ограниченно. Они тяготеют к зоне стыка с Кузнецкой котловиной и представлены хорошо фаунистически охарактеризованными терригенными отложениями и в меньшей мере вулканогенными образованиями. Среднекембрийско-нижнеордовикская вулканическая ассоциация Салаира имеет также диабазо-альбитофировый профиль и при сохранении признаков геосинклинальных образований несет следы повышенной мелководности. Петрохимически от нижнекембрийских вулканитов она отличается составом кислых дифференциатов, относящихся к метариолит-дацитовой группе с резко натровым балансом щелочей (Белоусов и др., 1969). Раннепалеозойский вулканизм в Прикузбасской зоне Салаира завершился в ордовике накоплением значительных масс пирокластического материала, впоследствии в значительной мере перемытого и переотложенного в виде аркозовых и граувакковых туффитов, реже туфов с маломощными горизонтами порфиритов и порфиров (Налетов, Сидоренко, 1970). Терригенная серия ордовика трансгрессивно с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает нижележащие отложения кембрия в юго-западной части района. Урская свита ордовика представлена молассоидными отложениями орогенного ряда формаций—конгломератами, песчаниками, алевролитами, хлоритизированными и эпидотизированными сланцами общей мощностью до 2 км. Возраст ее ввиду отсутствия фаунистических остатков определен условно по относительному положению в разрезе и аналогии с другими районами Алтае-Саянской области. Разрез нижнепалеозойских отложений завершается силурийскими образованиями, представленными терригенными и терригенно-карбонатными осадками, имеющими крайне ограниченное распространение в районе с. Ариничево и г. Гурьевска.

Особенности тектонического развития района

Положение Салаира на сопряжении каледонской Алтае-Саянской и герцинской Зайсанской геосинклинальных систем обусловило сложный характер тектонического развития региона, многочисленные проявления блоковых движений и складчатых деформаций, и в конечном счете достаточно сложную общую эволюцию процессов осадконакопления и магматизма.

В пределах полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира в общей толще палеозойских отложений можно выделить четыре структурных яруса. К нижнему структурному ярусу относится карбонатно-вулканогенная серия сложнодислоцированных пород нижнего — среднего кембрия (гавриловская, суенгинская, печеркинская, золотоуховская сви-

ты). На них с размывом залегают породы средне-верхнекембрийского структурного яруса, представленные геосинклинальными терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями (бачатская, орлиногорская, толсточихинская, ариничевская свиты). Отложению их предшествовали крупные блоковые движения и поднятия инверсионного периода геосинклинального развития. Формированием этих толщ завершился собственно геосинклинальный этап развития салаирско-каледонского цикла. На границе кембрия и ордовика в пределах Салаирского кряжа породы нижнего палеозоя были интенсивно дислоцированы (основной этап складчатости салаирской фазы тектогенеза, выделенной А. М. Кузьминым (1928) и М. А. Усовым (1936)).

Следующий структурный ярус слагают молассовые отложения ордовика и терригенные отложения нижнего силура (урская, «зелено-фиолетовая» свиты), знаменующие собой собственно орогенный этап развития салаирско-каледонской геосинклинали. Для них характерен интенсивный зеленокаменный метаморфизм. Вышележащие менее метаморфизованные отложения верхнего силура и девона, выполняющие присалаирскую часть Кузнецкой котловины, составляют верхний структурный ярус рассматриваемой территории.

Интенсивные тектонические подвижки прошли на Салаире в конце эйфельского века (средняя тельбесская фаза) и в конце палеозоя (верхневарисская фаза) (Фомичев, Алексеева, 1961). Герцинский тектогенез более отчетливо проявился на западном склоне Салаира в Бердь-Чумышской структурно-формационной зоне. В Прикузбасской же зоне он выразился в интенсивных блоковых движениях, формировании зон смятия и надвиговых структур.

Нижнепалеозойские отложения Северо-Восточного Салаира сложно дислоцированы. Складки имеют преимущественно изоклинальное опрокинутое на северо-восток строение с крутыми (45—70°) углами падения. Они осложнены зонами интенсивного рассланцевания и трещиноватости и серией продольных разрывных нарушений. Центральную часть рудного района занимает Бачатско-Урская антиклинальная структура (Гурьевско-Салаирская, по В. Д. Фомичеву), осложненная складками более высоких порядков. К юго-западу от г. Гурьевска отмечается резкое погружение и замыкание складки. К западу она сменяется Кочкуровской (Иван-Бродской, по Е. А. Пономареву) синклиналью, выполненной ордовикскими отложениями урской свиты, и Больше-Мунгайской антиклиналью, кулисообразно воздымающейся к северо-западу от Бачатско-Урской структуры. Сложная дислокация крыльев складок, крутое опрокинутое залегание пород привели к существенному проявлению в толщах нижнего палеозоя динамометаморфизма и регионального метаморфизма фации зеленых сланцев.

Длительная история тектонического развития района и положение его в зоне сочленения крупных блоковых структур Салаира и Кузбасса наложили отпечаток на масштабы и формы проявления дизъюнктивных нарушений. В районе широко развиты продольные и диагональные нарушения взбросового и надвигового характера, осложняющие контакты отдельных свит и горизонтов пород. Заложение большинства из них произошло в каледонское время.

По краевому надвигу Салаира (в районе г. Гурьевска он известен как Гурьевский, севернее — как Ускандинский надвиг) кембрийские отложения Салаирского кряжа надвинуты на девонские отложения Кузбасса. Плоскость надвига детально изучена рядом буровых скважин и поверхностных горных выработок на Ускандинском месторождении и к северу от него. Нарушение имеет падение на юго-запад под углом 40—60° и сопровождается зоной дробления и рассланцевания пород висячего и лежачего боков мощностью 30—40 м и более. В районе пос. Июнька В. И. Зеркаловым прослежен надвиг, падающий на юго-запад под углом

45°. В зоне надвига развиты милониты, тектоническая брекчия, а породы печеркинской свиты интенсивно рассланцованы. Аналогичный характер имеют тектонические нарушения, протягивающиеся вдоль северо-восточного контакта христиновской полосы гавриловских известняков. В северо-восточной части района выделяется Тырганский надвиг, хорошо выраженный в современном рельефе. К западу от рассматриваемой территории В. Д. Фомичевым (Фомичев, Алексеева, 1961) выделяется Верхнеурской надвиг, по которому Большемунгайская антиклиналь надвинута на Кочкуровскую синклиналь. Кроме выделенных на геологических картах взбросо-надвиговых структур целый ряд их слабо прослежен из-за сильной закрытости территории. Возраст надвиговых структур варьирует от доскладчатого до верхнепалеозойского и, возможно, более молодого, что хорошо прослеживается по соприкосновению по их плоскостям кембрийских отложений с силурийскими, девонскими и более молодыми толщами и срезанию ими в ряде случаев (Ускандинское месторождение) послескладчатых зон интенсивного рассланцевания пород.

В строении и геологическом развитии Северо-Восточного Салаира существенную роль играли, очевидно, и поперечные структуры, проявленные в виде отдельных смещений в зоне краевого надвига и фиксируемые геофизическими методами в блоковом строении фундамента (Гладков и др., 1969). Большинство из них имеет северо-восточное простирание, редко широтное и субширотное. Горизонтальная амплитуда смещений по этим нарушениям достигает 350—400 м, иногда больше. В. И. Зеркаловым подобные поперечные нарушения отмечались в районе пос. Харьков лог и с. Ариничево к северо-востоку от Урского рудного поля, где они прослежены на протяжении нескольких километров с горизонтальной амплитудой смещения 300—425 м. С. А. Шабовичем поперечные разрывы были выделены по рекам Мал. Салаирка и Ускандa. Особенно четко влияние скрытых широтных и северо-восточных нарушений фундамента сказалось в районе Гурьевска, в бассейне рек Толмовая и Мал. Бачат, где происходит резкое замыкание Бачатско-Урской антиклинальной структуры. При геологической съемке Е. И. Сорока к юго-востоку от Салаирского рудного поля отмечались поперечные дайковые пояса диабазовых порфиритов. К юго-востоку от с. Гавриловка нами отмечались серии даек с северо-восточным простиранием 15—40° и падением на северо-запад под углом 65—80°.

Блоковое строение фундамента и серия скрытых разломов глубокого заложения в пределах рудного пояса повлияли и на размещение постскладчатых интрузий габбро-диабазов, небольшие штокообразные тела которых имеют в плане удлиненную форму и вытянуты цепочками согласно с направлением основных складчатых структур района.

Внедрение диабазовых порфиритов комплекса самостоятельных малых интрузий в зоны трещиноватости северо-западного простирания привело к образованию выдержанных постскладчатых дайковых поясов, примером которых может быть дайковый пояс Ускандинской зоны протяженностью более 40 км (рис. 2). В результате интенсивных движений блоков фундамента складчатые структуры были осложнены зонами интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, контролировавших проявления рудоносной гидротермальной деятельности.

Общее геологическое строение Салаирского кряжа изучено достаточно детально и описано в целом ряде работ. В последнее время вышли сводная работа В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой (1961), коллективный обзор геологического строения Салаира в XIV томе «Геологии СССР» (1967).

Раннепалеозойское развитие Салаира детально рассмотрено в работе А. Ф. Белоусова и др. (1969). Стратиграфия и магматизм Салаира неоднократно обсуждались на региональных совещаниях. В связи с этим нет необходимости останавливаться более подробно на всех вопросах геологического строения Северо-Восточного Салаира. Однако некоторые вопросы,

имеющие принципиальное значение для выяснения генезиса полиметаллических месторождений и являющиеся предметом специальных исследований, необходимо осветить несколько подробнее. К ним, в частности, относятся строение и условия формирования зон интенсивной трещиноватости и рассланцевания пород Северо-Восточного Салаира («зон смятия») и формы и время проявления магматизма в пределах полиметаллического рудного пояса.

Зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород

Одни из наиболее важных структурных элементов Северо-Восточного Салаира, играющие большую роль в локализации полиметаллического оруденения,— это зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород. Все породы нижнего палеозоя, слагающие район, в той или иной мере подвержены рассланцеванию и динамометаморфизму. Рассланцовка проявлена повсеместно и неравномерно. Ориентировка рассланцовки пород в общем согласна с простиранием главных складчатых структур. Основная система рассланцевания имеет северо-западное простирание по азимуту 320—340° с падением на юго-запад под углом 50—80°. На общем фоне интенсивно дислоцированных и рассланцованных пород района выделяются зоны повышенного или наиболее интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, где количество макроскопически наблюдаемых субпараллельных трещин сланцеватости достигает сотен на 1 пог. м. Детальные работы по изучению структуры полиметаллического пояса позволили наметить целый ряд зон интенсивного рассланцевания, кулисообразно сменяющих друг друга и образующих специфичную сложную зону микродислокаций. Ввиду сложности их выделения и выявления особенностей их внутреннего строения при слабой обнаженности территории до последнего времени эти зоны не картировались и выделены нами на прилагаемых картах, по существу, впервые и в отдельных случаях с недостаточной полнотой.

Зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости, четко прослеживающиеся в вулканогенных и осадочных породах печеркинской свиты, вмещающих полиметаллические месторождения Салаирского рудного поля, Каменушинское медноколчеданное месторождение, колчеданно-полиметаллические месторождения Урского рудного поля, Ускандинское месторождение и ряд других мелких рудопроявлений, являются элементами единой крупной тектонической зоны, протягивающейся вдоль восточной периферии Салаирского кряжа в полосе развития кембрийских отложений на стыке складчатого сооружения Салаира с депрессионной структурой Кузбасса. Строение этой зоны и история ее формирования крайне сложны. Она включает в себя ранние продольные доскладчатые структуры взбросового и надвигового характера, зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости, молодые надвиговые зоны, по плоскости которых толщи кембрия надвинуты на отложения силура и девона, и ряд поперечных нарушений сбросового типа.

Зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород представляют в большинстве случаев до некоторой степени самостоятельный структурный элемент как по механизму, так и по времени образования в общей истории развития этого сложного региона. Исследования, проведенные Г. С. Лабазиным, Г. Л. Поспеловым, С. С. Герингом, Е. А. Пономаревым, С. А. Шабовичем (при детальном геологическом картировании крупного масштаба) и нами, позволяют выделить в пределах полиметаллического рудного пояса Северо-Восточного Салаира ряд ветвей интенсивного рассланцевания пород, основными из которых являются Урская,

Ускандинская, Каменушинская и Салаирская. Зоны интенсивного рассланцевания имеют в ширине от нескольких десятков до 500 м и более и прослеживаются по простиранию от нескольких до 15—20 км. Наиболее протяженная Ускандинская зона прослеживается с перерывами от Чечулихинского рудопроявления до д. Ново-Пестерово на расстояние 20 км. В плане зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости, разделенные участками слабо или почти не рассланцованных пород, кулисообразно сменяют друг друга, дают ответвления по типу оперяющих нарушений сколовых структур. Так же сложно их внутреннее строение. Наряду с преобладающим северо-западным простиранием сланцеватости с падением на юго-запад под углом 50—80°, в целом согласным с простиранием пород района, отмечаются участки с меридиональным простиранием сланцеватости и западным падением. В большинстве случаев субмеридиональное простирание характерно для оперяющих зон повышенного рассланцевания, подчиненных основной северо-западной системе сланцеватости пород района.

Сложноветвистое строение зон интенсивного рассланцевания характерно для Салаирского рудного поля (см. рис. 11). На площади Урского рудного поля выделяются две кулисообразно расположенные зоны смятия: одна в центральной части рудного поля, другая смещена несколько к востоку. В пределах центральной зоны расположены Белоключевское и Самойловское месторождения, к восточной зоне тяготеет Ново-Урское месторождение. На западном фланге рудного поля намечается третья зона, кулисообразно расположенная по отношению к двум первым. Ветвистое строение зон интенсивного рассланцевания отмечается на Ускандинском месторождении. Одна из ветвей интенсивного рассланцевания пород срезается краевым надвигом Салаира.

Большое влияние на степень рассланцевания имеют состав, структура и физико-химические свойства пород. Наиболее интенсивному рассланцеванию подвергаются вулканогенные разности пород с образованием стресс-минералов — серицита и хлорита. Вулканогенные породы печеркинской свиты в пределах рудного пояса все в той или иной степени подвержены рассланцеванию, однако степень рассланцевания отдельных разностей пород различна. Наиболее интенсивному рассланцеванию подвержены туфы кислого состава, особенно в участках их частого переслаивания с линзами и маломощными прослоями осадочных образований (глинистых, известково-глинистых сланцев и известняков). Лавы и субвулканические интрузивные тела дацитовых порфиров, особенно в участках, где мощность их достигает значительных размеров (десятки метров), рассланцованы гораздо слабее и нередко разбиваются сетью разноориентированных трещин. По контактам кварцевых порфиров с пирокластическими образованиями часто отмечаются участки наиболее интенсивного рассланцевания и тектонические срывы. Отдельные тектонические срывы и зоны смятия развиваются вдоль контактов пород, контрастных по физико-механическим свойствам, и особенно часто наблюдаются по контактам туфогенно-осадочных пород с порфировыми интрузиями и отдельными массивными рудными залежами. Помимо основной системы рассланцовки во всех породах наблюдается грубая отдельность с северо-восточным простиранием трещин 220—240° и падением на северо-запад. Дайковые тела диабазовых порфиритов также подвержены рассланцеванию, но несколько слабее, чем вмещающие их вулканогенные и интрузивные образования кислого состава.

В местах наиболее интенсивного рассланцевания пород в пределах рудных полей наряду с динамометаморфизмом отмечаются и проявления гидротермальной деятельности, локализуются колчеданные и баритополиметаллические рудные залежи и тела гидротермальных кварцитов. Детали структурного контроля рудных залежей зонами интенсивного рассланцевания рассматриваются нами ниже. Пострудное рассланцевание

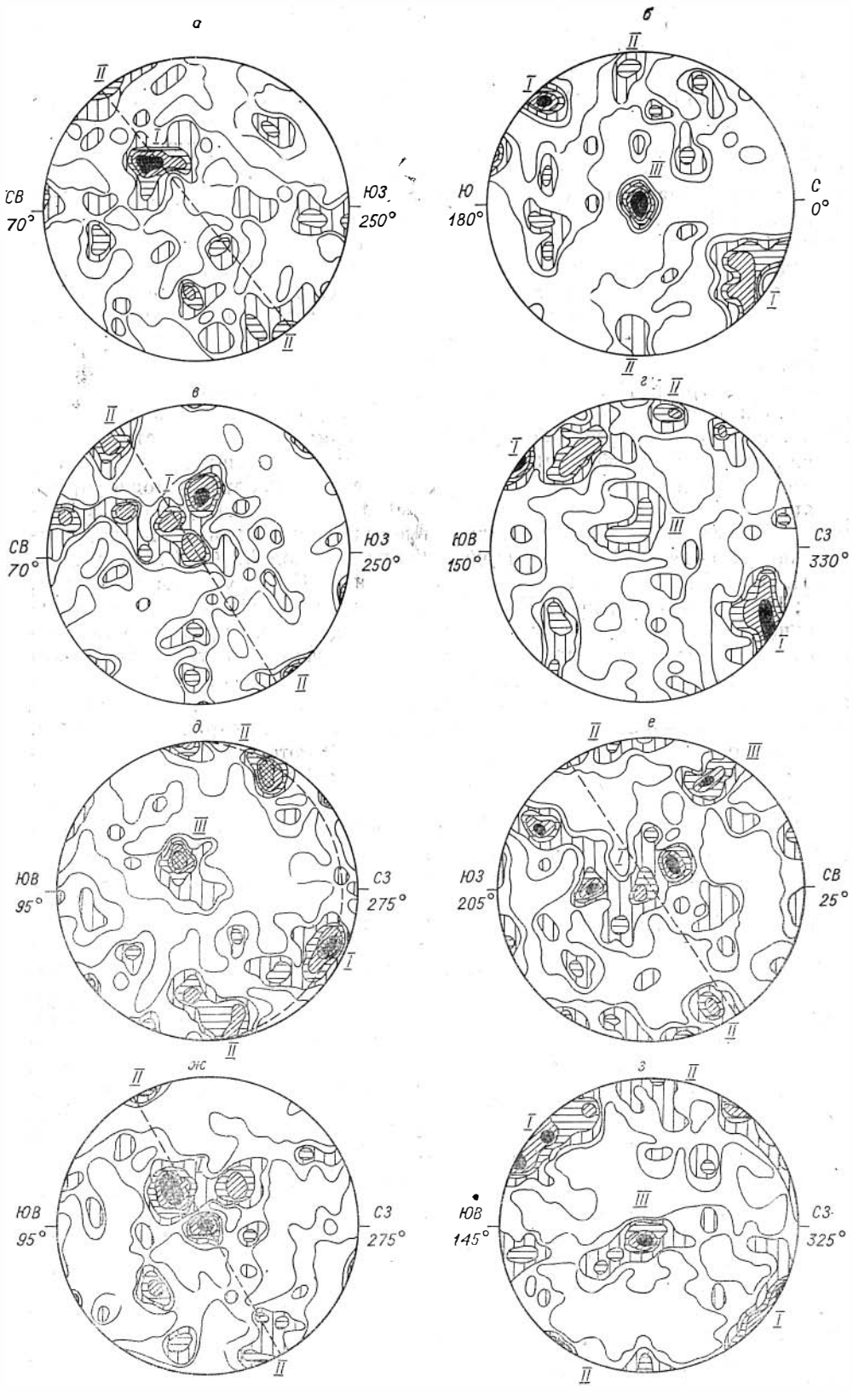
проявлено незначительно. Сплошные руды в результате послерудных подвижек разбиты сложной системой трещин и слабо рассланцованы лишь в призальбандовых участках.

Зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, генетически связанные с крупными движениями блоков фундамента, в общем плане подчеркивают эти тектонические линии, однако в деталях они в большей или меньшей степени наследуют элементы первичного залегания деформируемых пород. Подобные структурные закономерности отмечались нами ранее и для Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая (Дистанов, 1962). При общем моноклинальном залегании пород печеркинской свиты в пределах рудного пояса, сланцеватость в общем плане совпадает со слоистостью, однако в деталях наблюдаются существенные несогласия как в плане, так и в разрезе. Общее залегание пород Салаирского рудного поля на 10—15° положе, чем развитая в ней сланцеватость. Заложение сланцеватости в породах нижнего палеозоя произошло, очевидно, в процессе общего складкообразования. Дальнейшее же развитие микроструктурных деформаций с образованием зон интенсивного рассланцевания и трещиноватости происходило длительно, в связи с крупными подвижками блоков фундамента. Линейные зоны трещиноватости, фиксирующие глубинные мобильные структуры, послужили благоприятными каналами для внедрения дайковых интрузуй диабазовых порфиритов и формирования дайковых поясов. О длительности и многообразии процессов формирования сланцеватости говорит также отношение сланцеватости к интрузивным образованиям в пределах рудных полей. С. С. Герингом, И. П. Незабытовским, Г. Л. Поспеловым и А. С. Лапуховым (Лапухов, 1964; Поспелов, Лапухов, 1971) для Салаирского рудного поля отмечается существенное влияние сланцеватости вмещающих пород на морфологию и процессы становления тел кварцевых порфиров. В то же время эти образования подверглись впоследствии интенсивному предрудному рассланцеванию. Слабая сланцеватость отмечается также в контактовых участках даек диабазовых порфиритов, рассекающих кварцевые порфиры. Послерудные тектонические подвижки проявляются в некотором обжимании сланцеватыми породами рудных залежей и образовании приконтактовых срывов.

Проведенное нами изучение внутреннего строения зон интенсивного рассланцевания и петротектонические исследования (Дистанов, 1963) показывают, что интенсивные предрудные подвижки, сформировавшие окончательный облик зон рассланцевания, имели преимущественно сдвиговой характер и не связаны с процессами складкообразования.

Для выяснения характера тектонических движений, участвовавших в формировании зон интенсивного рассланцевания пород, были проведены петротектонические исследования метаморфизованных пород рудовмещающей толщи с месторождений Слепое, Первомайское и Кварцитовая сопка северной половины Салаирского рудного поля. Исследования проводились по кварц-серицитовым сланцам и порфироидам, вмещающим рудные залежи, но не затронутым интенсивно процессами гидротермальной переработки. Замерам в ориентированных шлифах подвергалась оптическая ориентировка зерен кварца из вкрапленников, обломков и очень редко из основной массы. Результаты замеров оптических осей кварца обрабатывались на равноплощадной сетке Шмидта с нанесением на нижнюю полусферу. Ориентированные шлифы изготовлялись как в плоскости сланцеватости, так и перпендикулярно к сланцеватости. Плоскости сланцеватости показаны на диаграммах пунктирными линиями. Образцы для исследований отбирались нами представительно в различной структурной обстановке, как из основных зон интенсивного рассланцевания, так и их оперяющих ветвей.

Анализ полученных диаграмм, наиболее типичные из которых приведены на рис. 3, показывает, что, несмотря на длительную историю


а
II
I
СВ
70°
ЮЗ
250°
II
б
II
I
III
Ю
180°
С
0°
I
II
в
II
I
СВ
70°
ЮЗ
250°
II
г
II
I
III
ЮВ
150°
СЗ
330°
I
д
II
III
ЮВ
95°
СЗ
275°
I
II
е
II
III
I
ЮЗ
205°
СВ
25°
II
ж
II
I
ЮВ
95°
СЗ
275°
II
з
II
I
III
ЮВ
145°
СЗ
325°
I
II

развития структур района и значительную их сложность, изученные образцы пород из зон интенсивного рассланцевания представляют собой довольно четкие тектониты, позволяющие с достаточной объективностью судить о характере тектонических движений, по крайней мере основного этапа формирования зон интенсивного рассланцевания пород. На диаграммах отчетливо проявляются три группы максимумов.

I. Наибольшее развитие получает максимум интенсивностью 5—7%, отвечающий положению оптических осей кварца в плоскости сланцеватости со склонением на северо-запад под углом от 10 до 35°. Максимум одиночный либо групповой. Учитывая характерное развитие максимума для всех диаграмм и его большую плотность и размеры по сравнению с остальными максимумами, очевидно можно считать, что он отвечает положению максимального количества оптических осей кварца в направлении главных тектонических движений и соответствует I максимуму по Х. Ферберну (1949).

II. На большинстве диаграмм проявляются незначительные максимумы по восстанию сланцеватости плотностью 3—4%, расплывчатые и сравнительно небольшие по площади. Нужно отметить, что в зависимости от угла склонения оси *a* результирующего этапа деформаций (несмотря на колебания положения первого максимума) положение максимума по восстанию сланцеватости сохраняется. Подобное закономерное положение максимума, хотя и недостаточно четко проявленного, характерно для диаграмм типа $B \perp B_1$ (Кузнецов Е. А., 1953, 1955) и позволяет предполагать его происхождение в связи с некоторыми подвижками по восстанию сланцеватости на ранних стадиях ее развития, возможно в связи с процессами складкообразования и регионального метаморфизма. Позднейшие тектонические подвижки, очевидно, затушевали ранние максимумы.

III. На многих диаграммах (см. рис. 3, *б*, *д*, *е*, *ж*) отчетливо фиксируется локальный максимум плотностью до 5%, отвечающий положению оптических осей кварца перпендикулярно плоскости сланцеватости. Он отвечает V максимуму, параллельному микроструктурной оси *c* при движении по сланцеватости в условиях сжатия. Довольно четкое проявление этого максимума на ряде диаграмм можно объяснить неоднократным его наложением и усилением при движениях в плоскости сланцеватости различной направленности, поскольку ось *c* не меняет своего положения.

Отдельные максимумы небольшой плотности, спорадически появляющиеся на микроструктурных диаграммах, не поддаются сколько-нибудь закономерной и обоснованной интерпретации.

Микроструктурные исследования позволили сделать следующие основные выводы (Дистанов, 1963). Развитие сланцеватости в породах рудного поля было длительным. Заложение сланцеватости произошло, очевидно, еще в процессе складкообразования, о чем свидетельствуют небольшие реликтовые максимумы оптических осей кварца, расположенных по восстанию сланцеватости. Наиболее интенсивными же подвижками, сформировавшими окончательный облик зон интенсивного рассланцевания пород и определившими ее сложноветвистое строение, были взбросо-

---

Рис. 3. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца тектонитов из зон интенсивного рассланцевания.

а — рассланцованный кварцевый порфир, Первомайское месторождение, гор. 280 м, лежачий бок рудного тела, 100 замеров, изолинии 1, 2, 3, 4, 5%; *б* — порфироид, Первомайское месторождение, гор. 250 м, лежачий бок рудного тела, 146 замеров, изолинии 1, 5, 2, 3, 4, 5—6%; *в* — рассланцованный кварцевый порфир, Первомайское месторождение, гор. 290 м, восточный фланг, 149 замеров, изолинии 1, 5, 2, 3, 4, 5%; *г* — кварц-серицитовый сланец, месторождение Слепое, гор. 170 м, лежачий бок рудного тела, 100 замеров, изолинии 1, 2, 3, 4, 5—6, 7%; *е* — кварц-серицитовый сланец, месторождение Слепое, гор. 135 м, висячий бок Восточного рудного тела, 100 замеров, изолинии 1, 2, 3, 4, 5%; *ж* — рассланцованный кварцевый порфир, месторождение Кварцитовая сопка, гор. 210 м, лежачий бок рудной залежи, 164 замера, изолинии 1, 5, 2, 3, 4, 5, 6—7%; *з*—рассланцованный кварцевый порфир, месторождение Кварцитовая сопка, гор. 170 м, северный фланг, 100 замеров, изолинии 1, 2, 3, 4, 5%.

сдвиговые движения. По положению основных максимумов оптических осей кварца на микроструктурных диаграммах можно отметить, что вектор движений имел склонение в плоскости сланцеватости на северо-запад под углом 10—35° по отношению к горизонтали. Другими словами, движения были преимущественно сдвиговыми. Учитывая положение оперяющих ветвей интенсивного рассланцевания пород и исходя из общей сколовой природы структуры, можно сказать, что при этих взбросо-сдвиговых движениях происходило смещение лежачего крыла на северо-запад с погружением, а висячего — на юго-восток с воздыманием.

Детальные петротектонические исследования рассланцованных пород и метасоматитов Салаирского рудного поля проводились также А. С. Лапуховым (1964). Полученные им петроструктурные диаграммы по характеру распределения максимумов оптических осей кварца принципиально совпадают с приведенными нами. По ним также можно судить о существенно сдвиговой составляющей на отдельных этапах развития сланцеватости, хотя интерпретация А. С. Лапухова несколько отлична от нашей. По его данным, в рассланцованных породах Салаира преобладают тектониты типа $B \perp B_1$ с отдельными одиночными максимумами, отражающими ламинарные скалывающие движения взбросо-сдвигового характера.

Преимущественно сдвиговый характер движений наиболее естественно объясняет сложноветвистое строение зон интенсивного рассланцевания пород и их кулисообразное чередование в плане, что не характерно, в частности, для подвижек по восстанию складчатых структур и тектонических зон. Сдвиговый характер движений в зонах интенсивного рассланцевания пород и их морфологические особенности указывают на отсутствие связи их с процессами складкообразования и постскладчатость. Проявление сдвиговых движений не является локальной особенностью Салаирского рудного поля, а представляет собой закономерный этап развития структурно-металлогенической зоны восточного склона Салаирского кряжа. Ветвление в плане зоны интенсивного рассланцевания отмечается на Ускандинском месторождении. На Урском месторождении зоны интенсивного рассланцевания имеют кулисообразное строение, а пять рудных линз Белоключевского месторождения в пределах единой выдержанной зоны интенсивного рассланцевания пород образуют закономерные левые кулисы, что можно объяснить только сдвиговым характером движений, сформировавших рудовмещающие структуры.

Сдвиговый характер движений отмечался С. С. Герингом также и для трещинных структур Салаирского рудного поля. Смещения по ним в большинстве случаев были послерудными, однако некоторые нарушения имели дорудное заложение, развивались в результате внутрирудных и послерудных движений и, безусловно, представляют собой вполне закономерный элемент единой сложной тектонической зоны.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В пределах полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира широко развиты зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, кулисообразно сменяющие друг друга и образующие сложную протяженную зону микроструктурных дислокаций вдоль границы складчатых структур Салаирского кряжа с Кузнецкой впадиной.

2. Зоны трещиноватости и рассланцевания пород развивались длительно с неоднократным изменением общего плана тектонических напряжений. Заложившись в период складкообразования раннекаледонского тектогенеза, они претерпели ряд этапов сжатий и растяжений с образованием сколовой системы субпараллельных трещин, внедрением дайковых поясов диабазовых порфиритов и образованием зон интенсивного рассланцевания и динамометаморфизма.

3. Важную роль в формировании окончательного сложноветвистого кулисного строения зон интенсивного рассланцевания играли горизонтальные сдвиговые смещения, суммарная амплитуда которых, при общей

ширине зон интенсивного рассланцевания в несколько километров, могла иметь соизмеримые с этим величины.

4. Зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород являются элементами сложной тектонической зоны, отражающей длительное развитие скрытых разломов глубокого заложения, сложное блоковое строение фундамента. Глубина заложения скрытых разломов фундамента определила их повышенную магматическую проницаемость, локализацию в их структурах базальтоидных комплексов самостоятельных малых интрузий.

5. Сдвиговый характер тектонических движений в обстановке общего стресса служит, очевидно, вообще одним из определяющих условий формирования безразломных зон интенсивного рассланцевания пород верхнего структурного яруса при блоковых подвижках фундамента в условиях относительно небольших вертикальных нагрузок. Лишь в этом случае при горизонтальном положении оси *a* эллипсоида деформаций могут быть созданы условия интенсивного всестороннего сжатия, затрудняющие выкалывание отдельных блоков пород и приводящие к полупластическим деформациям их. Зоны интенсивного рассланцевания — это отражение сдвиговых движений блоков фундамента в верхнем структурном этаже. Важная определяющая роль сдвиговых движений в формировании зон интенсивного рассланцевания подобного типа отмечалась ранее Г. Д. Ажгиреем и П. Ф. Иванкиным (1952) для Иртышской зоны смятия и нами (Дистанов, 1962) для Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая. Большая выдержанность на глубину и морфологические особенности сдвиговых структур сколового характера (вертикальное положение полостей отслоений в местах изгибов зон рассланцевания, приконтактовых тектонических срывов в их пределах, линий сопряжений оперяющих структур и т. д.) обеспечивают повышенную проницаемость этих структурных элементов для гидротермальных растворов в обстановке общего сжатия

Интрузивные комплексы полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира

Одна из основных проблем в решении вопросов генезиса полиметаллических месторождений северо-восточного склона Салаирского кряжа — уточнение возрастного положения магматических комплексов в общей истории развития геологических структур этого региона. Изучением магматических образований Салаира занимались многие исследователи. Первые наиболее полные сведения о составе и возрасте интрузивных тел Салаира были приведены в работах А. Я. Булынникова (1938, 1939) и В. Д. Фомичева (Фомичев, Алексеева, 1961). В последние годы этому вопросу уделяли большое внимание Е. А. Пономарев (1968) и другие. В решении вопросов о возрасте отдельных интрузивных комплексов до последнего времени, однако, не было достаточной четкости. Это в значительной мере объясняется тем, что интрузивные образования Северо-Восточного Салаира размещаются преимущественно среди древних пород нижнего палеозоя, испытавших интенсивные процессы регионального метаморфизма и динамометаморфизма, а также близким сходством петрографического состава и характера залегания многих (особенно основных) разновозрастных интрузивных тел. Для уточнения истории развития магматизма в пределах рудного пояса нами совместно с Б. Н. Лапиным и Е. А. Пономаревым были проведены необходимые геолого-структурные и петрографические исследования, а в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР Л. В. Фирсовым был выполнен ряд калий-аргоновых определений возраста пород, характеризующихся небольшими содержаниями калия. Это позволило получить существенно новые данные и уточнить ряд положений (Дистанов и др., 1970; Дистанов, Лапин, 1972).

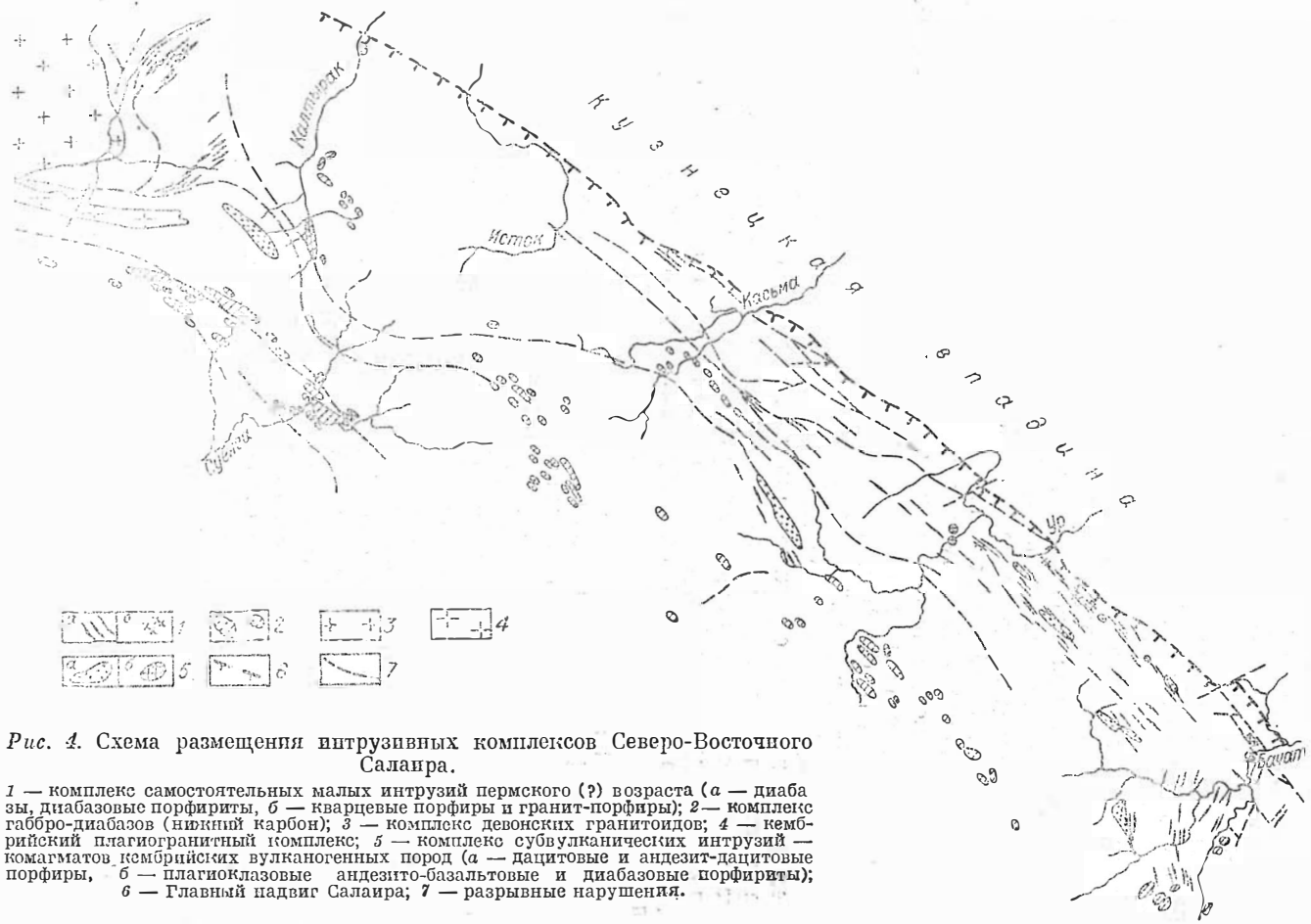


Рис. 4. Схема размещения интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира.

1 — комплекс самостоятельных малых интрузий пермского (?) возраста (*а* — диабазы, диабазовые порфириты, *б* — кварцевые порфиры и гранит-порфиры); *2* — комплекс габбро-диабазов (нижний карбон); *3* — комплекс девонских гранитоидов; *4* — кембрийский плагиогранитный комплекс; *5* — комплекс субвулканических интрузий — комагматов кембрийских вулканогенных пород (*а* — дацитовые и андезит-дацитовые порфиры, *б* — плагиоклазовые андезито-базальтовые и диабазовые порфириты); *6* — Главный надвиг Салаира; *7* — разрывные нарушения.

На основании проведенных исследований и имеющихся в настоящее время данных в пределах Северо-Восточного Салаира можно выделить следующие интрузивные комплексы.

1. Комплекс субвулканических интрузий основного и кислого состава — комагматов кембрийского вулканизма:

а) группа субвулканических тел кислого состава (кварцевые и плагиоклазовые дацитовые и андезит-дацитовые порфиры);

б) группа субвулканических тел основного состава (плагиоклазовые андезито-базальтовые и диабазовые порфириты).

2. Кембрийский плагиогранитный комплекс.

3. Комплекс девонских гранитоидов.

4. Габбро-диабазовых комплекс (нижний карбон).

5. Дайковый комплекс самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава (диабазовые порфириты, диабазы) пермского (?) возраста.

Кембрийские интрузии гипербазитов, широко развитые на юге Салаира, и гранитоиды пермо-карбонового возраста, известные на западном склоне Салаирского кряжа, в пределах Северо-Восточного Салаира не известны и нами не рассматриваются.

Пространственное размещение пород описываемых интрузивных комплексов, имеющих в пределах рудного пояса довольно четкое структурное положение, показано на рис. 4.

Субвулканические интрузии кембрийского этапа вулканизма выделялись еще М. А. Усовым (1933, 1935, 1936_{1-3}), который считал, что первичной основой метаморфизованных вулканогенных пород Салаирского рудного поля является крупный интрузивный массив, выполнявший жерловину кембрийского вулкана. По поводу генезиса этих пород впоследствии развернулась оживленная длительная дискуссия. Аналогичные взгляды высказывали Б. Ф. Сперанский (Сперанский, Усов, 1937), Г. П. Болгов (1933) и очень близкие к ним — И. В. Дербиков (1940) и Г. С. Лабазин (1953). К другим выводам пришел в своих исследованиях Г. Л. Поспелов (1955, 1960), отводящий большую роль процессам порфиризации и считающий поэтому, что главная масса «эффузивовидных» образований возникла при широком участии явлений магматического замещения. Возникновение и развитие вулканического аппарата в кембрийских вулканогенных толщах рудного поля А. С. Лапухов (1964, 1966) относит к девонскому периоду. В настоящее время, однако, большинство исследователей Северо-Восточного Салаира считают вполне обоснованным отнесение определенной части кислых порфировых интрузий к комплексу нижнепалеозойских субвулканических интрузий. Возрастное положение этого комплекса не вызывает сомнений. Вопрос же отнесения части порфировых интрузий к более молодым образованиям будет рассмотрен нами отдельно.

Группа порфировых интрузий кислого состава включает различные по форме и обычно небольшие по размерам штоки и дайки. Такие тела известны в пределах Салаирского и Урского рудных полей, в вершине р. Толмовая и т. д. Все они представлены дацитовыми и андезит-дацитовыми порфирами с переменным количеством порфировых выделений кварца и плагиоклаза. Со времен работ М. А. Усова, а затем С. С. Геринга и И. П. Незабытовского за этими породами закрепилось название «кварцевые кератофиры», которое, как показали петрохимические исследования А. Ф. Белоусова (Белоусов и др., 1969) и Б. Н. Лапина (Дистанов, Лапин, 1972) не совсем точно характеризует эту большую группу кислых пород различного петрографического и химического состава. Порфиры дацитового и реже более кислого состава представлены обычно крупнопорфировыми разностями. Основная масса их аллотриоморфно-зернистая или аллотриоморфно-микролитовая с небольшим количеством зерен рудных минералов. Породы андезит-дацитового состава в большинстве слу-

чаев представлены мелкопорфировыми образованиями, вкрапленники в которых хорошо различимы только под микроскопом.

Субвулканические интрузии основного состава распространены среди нижне-среднекембрийских эффузивно-осадочных отложений и обычно тяготеют к местам развития крупных вулканических построек. Отдельные тела их известны в пределах Салаирского рудного поля, южнее и севернее г. Гурьевска, по р. Ур и в других местах. Часть из них представляет собой некки, выполнявшие подводящие каналы кембрийских вулканов, другие — интрузивные тела близповерхностной фации, не имевшие свободного выхода на дневную поверхность. Сложены эти тела темно-зелеными диабазами с ясно порфировой структурой. Встречаются плотные и миндалекаменные разности, иногда с псевдошаровой отдельностью (железнодорожная выемка севернее г. Гурьевска). Наиболее широко представлены диабазовые порфириты с крупными и обильными фенокристами плагиоклаза (лабрадор) и гранулито-офитовой структурой основной массы.

Породы жерловой фации — комагматы основных эффузивов бачатской свиты — обнажаются по р. Ур у плотины электрокомбината к западу от д. Горскино. Интрузивное тело диорит-диабазового состава сложного строения около 40 м в поперечнике прорывает туфы и туфоконгломераты кислого состава печеркинской свиты. В контактовых частях тело представлено мелкокристаллическими порфиритами, переходящими в мелкозернистые диорит-диабазы. В центральной части породы имеют крупнопорфировое строение и представлены лабрадоровыми порфиритами, аналогичными тем, что обнажаются на северо-западной окраине г. Гурьевска. Среди пород жерловой фации, имеющих сложную конфигурацию, зажаты блоки вмещающих пород печеркинской свиты, представленные туфами кислого состава и туфоконгломератами с окатанными обломками известняков и крупнопорфировых дацитовых порфиров размером 10—15 см в поперечнике. В 75 м к северу от жерла туфы кислого состава печеркинской свиты с обломками крупнопорфировых дацитовых порфиров и других пород рассекаются дайкой диорит-диабаза мощностью 5—8 м, переходящей выше по обнажению в четкий силл мощностью около 80 м. Наличие в среднекембрийских породах жерловой фации обломков крупнопорфировых дацитовых порфиров, имеющих облик субвулканических интрузивных пород (по составу аналогичных эффузивам печеркинской свиты), указывает на существование определенной группы этих пород добачатского возраста. Об этом же говорит наличие галек аналогичных пород в базальных конгломератах бачатской свиты.

Комплекс раннекембрийских плагиогранитов Салаира был с достаточной четкостью выделен и описан В. Д. Фомичевым и Л. Э. Алексеевой (1961). Тем не менее плагиограниты, прорывающие нижне-среднекембрийские вулканогенные отложения в районе с. Старогутово (при слиянии рек Ларионихи и Поперечной), до последнего времени при региональных геологических съемках картировались как интрузия субвулканических кварцевых порфиров кембрийского возраста. Как показали наши исследования, проведенные совместно с Б. Н. Лапиным и Е. А. Пономаревым, плагиограниты слагают тело до 1 км мощностью и залегают согласно с вмещающими породами. Они представлены сильно измененными и рассланцованными среднезернистыми порфировидными разностями, обладающими нередко полосчатой текстурой. Залегают они среди туфов и туфогенных песчаников преимущественно кислого состава печеркинской свиты. Интрузия сложена в основном кварцевыми плагиогранит-порфирами. Текстурно они крайне не выдержаны, особенно в краевых частях. В отдельных случаях порфировое строение проявляется отчетливо. Наиболее распространены разности с порфировыми выделениями кварца размером 3—5 мм и полнокристаллической структурой основной массы породы. Иногда встречаются беспорфировые разности. От центральной части

интрузии к периферии увеличивается рассланцованность и разгнейсованность пород. В контактовых частях они имеют гнейсовидную текстуру с очковыми выделениями кварца и перекристаллизованной основной массой.

Галька плагиогранитов хорошей сохранности встречается в базальных конгломератах бачатской свиты среднего кембрия у г. Гурьевска и у д. Конево на северо-западе Салаира. По двум определениям абсолютного возраста пород интрузии р. Поперечной (табл. 1) получены результаты 518 ± 11 млн. лет и 495 ± 6 млн. лет, что также позволяет относить их по времени образования ко второй половине кембрия. Таким образом, интрузивное тело плагиогранитов, расположенное в бассейне р. Поперечной, является типичным представителем плагиогранитной формации раннегеосинклинального этапа развития Салаира.

Породы комплекса девонских гранитоидов, наиболее детально изученного А. А. Араповым (1960) и Б. В. Голошейкиным (1965), образуют, по данным этих исследователей, два разобщенных в плане массива (Улантовский и Кауракский), расположенных в области сопряжения Салаира с Кузнецкой впадиной и приуроченных к ядрам брахиантиклиналей, сложенных породами среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Состав пород, слагающих эти интрузии, пестрый. Преобладают биотитовые и биотит-мусковитовые плагиограниты и диориты, реже встречаются аляскитовые и аплитовидные граниты и габбро. Девонский возраст гранитов определен, очевидно, достаточно точно и подтверждается геологическими и геофизическими наблюдениями Б. В. Голошейкина (1965), В. В. Бородина и Н. А. Гладкова. Приводимые Е. А. Пономаревым (1958) цифры определения абсолютного возраста гранитоидов этих массивов не

Таблица 1

Результаты калий-аргоновых определений абсолютного возраста интрузивных пород Северо-Восточного Салаира (выполнены Л. В. Фирсовым, лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР)

Номер пробы	Характеристика пород, место взятия	Содержание K_2O, %	Расчетный возраст, млн. лет
2400	Крупнопорфировый кварцевый плагиогранит-порфир. Водораздел рек Поперечной и Ларионихи	0,14±0,04	518±11
2401	Плагиогранит. Правый борт р. Поперечной	0,235±0,015	710±30
2402	Крупнопорфировый кварцевый плагиогранит-порфир. Правый борт р. Поперечной	0,445±0,025	495±6
3215	Кварцевый габбро-диабаз, среднезернистый. Юго-западнее д. Харьков лог	0,70	339
3216	Габбро-диабаз. У д. Мокрушино	1,88	328
3217	Габбро-диабаз. У прииска Христиновский	0,77	333±6
3218	Габбро-диабаз. У д. Бол. Полдневая	1,07	305±8
3219	Кварцевый габбро-диабаз. Восточная вершина горы Малиновой	0,91	340±6
3225	Диабазовый порфирит, дайка. Выемка ж. д. Салаир — Гурьевск у пикета 83	1,06	337±17
3221	Диабазовый порфирит, дайка. Левый берег р. Кубалды напротив горы Малиновой	0,25	276
3222	Диабазовый порфирит, дайка. Левый берег г. Кубалды, 50 м восточнее пробы 3221	0,635	235±8
3223	Диабазовый порфирит, дайка. Салаирский рудник, гор. 102, откаточная штольня	0,53	280±2
3224	Диабазовый порфирит, дайка. У д. Гавриловка	0,31	245±3
3214	Риолит-дацитовый порфир. У пос. Рассвет	0,20	379±7

выходят за пределы 320—398 млн. лет, что соответствует интервалу от нижнего девона до нижнего карбона.

Комплекс габбро-диабазов, описанный ранее А. Я. Булынниковым и Н. Н. Смирновой (1939) как диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского кряжа, многими исследователями (А. Я. Булынников, В. Д. Фомичев, В. Б. Дергачев) по времени образования относился к среднекембрийскому — раннеордовикскому (додевонскому) времени. Габбро-диабазовая интрузия представлена серией мелких (до первых сотен метров в поперечнике) несколько вытянутых согласно с вмещающими их структурами штокообразных массивов, слагающих кулисообразно расположенные пояса северо-западного простирания. В пределах Северо-Восточного Салаира пояса габбро-диабазов образуют серию левых кулис и отдельные зоны эшелонированных интрузивных тел в районе горы Малиновой южнее г. Салаир, к югу от Урского рудного поля, у прииска Харитоновский, у с. Касьма, в районе д. Мокрушино и к северо-западу от д. Бол. Полдневая.

Интрузивы слагаются преимущественно полнокристаллическими среднезернистыми габбро-диабазами и кварцевыми диабазами, массивными, свежего облика с крупноглыбовой отдельностью. Они обладают равномерно-зернистой типичной диабазо-офитовой структурой и состоят из плагиоклаза, пироксена, кварца и ильменита. В эндоконтактовых частях интрузивных тел развиты мелкозернистые и порфировидные разности пород. К этому же комплексу относятся, очевидно, и отдельные дайковые тела мелкозернистых габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, рассекающие массивы кварцевых габбро-диабазов горы Малиновой и в отдельных случаях отложения нижнего и среднего кембрия. Микроскопически отличить их от более молодых дайковых диабазовых порфиритов трудно. По химическому составу они отличаются относительно повышенным (до 1% и более) содержанием калия.

Массивы габбро-диабазов в большинстве случаев прорывают отложения нижнего и среднего кембрия и реже более молодые толщи ордовика. В 2,5 км к северу от с. Калтырак габбро-диабазы прорывают терригенные отложения салаирской свиты верхнего кембрия. По данным Е. А. Пономарева, в районе р. Лебедихи габбро-диабазы прорывают известняки и глинистые сланцы нижнего силура. Данные о пересечении ими отложений девона недостаточно достоверны, в связи с чем возраст габбро-диабазового интрузивного комплекса до последнего времени считался додевонским. Полученные нами значения абсолютного возраста пород габбро-диабазового комплекса из различных районов Салаира показали большую сходимость их (см. табл. 1). По серии массивов Северо-Восточного Салаира все пробы габбро-диабазов датируются в интервале 305 — 340 млн. лет с относительно небольшим разбросом для четырех проб из пяти, что соответствует низам карбона.

Дайковые пояса диабазов и диабазовых порфиритов рассматривались А. Я. Булынниковым и Н. И. Смирновой (1939) совместно с габбро-диабазами в едином комплексе. Однако, как показали дальнейшие исследования, они существенно отличаются по петрографическому составу, обладают довольно четкими петрохимическими особенностями, занимают самостоятельное геолого-структурное положение. Дайковые образования выполняют систему субпараллельных трещин, возникших на ранней стадии формирования постскладчатых зон интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, связанных с крупными подвижками блоков фундамента на орогенном этапе развития региона. Подобными дайковыми поясами являются Ускандинский пояс протяженностью более 40 км, установленный нами совместно с С. А. Шабовичем, и ряд других поясов, выделенных для Северо-Западного Салаира В. Б. Дергачевым (1968).

Широко развиты дайки диабазовых порфиритов в пределах рудных полей — Салаирского, Урского, Каменушинского, причем, как нами

отмечалось ранее (Дистанов, 1963), они представляют собой предрудные образования и по времени внедрения близки к формированию баритополиметаллической и колчеданно-полиметаллической минерализации. По мнению ряда других исследователей (Лапухов, 1964; Лапухов, Шарапов, 1966), эти дайки могут быть внутриминерализационными. Поэтому правильное определение возрастного положения этих пород имеет большое значение для решения вопросов рудообразования. По наиболее свежим разностям дайковых пород этого комплекса выполнены калий-аргоновые определения абсолютного возраста (см. табл. 1). Полученный возрастной интервал 280—235 млн. лет отвечает пермскому возрасту. Однако совершенно очевидно, что низкие содержания калия в породах и высокая степень зеленокаменного изменения их не позволяют считать эти данные достаточно достоверными. Тем не менее близкие величины определений по породам из различных участков и значительные отличия их от аналогичных данных по габбро-диабазовой интрузии позволяют говорить о временной и генетической самостоятельности этих образований. Формирование этих пород в изученном нами районе, очевидно, синхронно с внедрением дайковой интрузии северной части Колывань-Томской складчатой области, описанной Г. М. Ивановой (1968), и диабазового комплекса, выделенного для зоны каледонско-герцинской консолидации Салаира П. Е. Казаковым (1969, 1971). Породы дайкового комплекса, выделенные в пределах Колывань-Томской складчатой зоны Г. М. Ивановой (1968), представлены диабазами, долеритами, эссексит-диабазами и монцонитами и имеют послекарбоновый (пермский) возраст. Они прорывают фаунистически охарактеризованные девонские и карбоновые отложения, а абсолютный возраст монцонитов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 243—244 млн. лет. В. Б. Дергачевым возраст дайкового габбродиоритового комплекса малых интрузий Северо-Западного Салаира установлен как послесреднедевонский, по-видимому, каменноугольный. По р. Крохалевке, в районе с. Лебедихи и в Верхне-Бердском бокситоносном бассейне габбро-диабазы и диабазовые порфириты прорывают ордовикско-силурийские отложения, а в районе с. Гусельниково и в верховье р. Лебедихи — среднедевонские.

Четкая геолого-структурная позиция этой группы основных пород и их возрастная характеристика, резко отличная от других интрузивных образований Салаира, позволяют нам выделить их в отдельный интрузивный комплекс и отнести к формации самостоятельных малых интрузий. Вполне вероятно, что в составе комплекса наряду с основными породами находятся и производные кислых дифференциатов базальтоидной магмы — кварцевые порфиры и гранит-порфиры, отдельные дайковые тела которых встречаются в аналогичных структурах в пределах дайковых поясов диабазовых порфиритов. Однако решение этого вопроса встречает большие трудности, связанные с высокой степенью метаморфизма пород и близостью петрохимических особенностей субвулканических интрузий нижнего — среднего кембрия и более поздних интрузивных комплексов.

В настоящее время остается недостаточно выясненным вопрос о наличии среди кислых порфировых интрузий Салаира, помимо субвулканических, молодых постскладчатых образований. Присутствие большого количества галек кислых порфировых пород и гранитоидов в конгломератах бачатской свиты среднего кембрия говорит о том, что значительная часть их сформировалась в тесной связи с кембрийским вулканизмом. Тем не менее структурное положение многих детально изученных тел порфировых пород риолит-дацитового состава, залегающих нередко согласно с крутопадающими вмещающими породами, указывает на их соскладчатый синкинематический либо постскладчатый характер.

Наиболее слабо рассланцованные и измененные разности кварцевых порфиров наблюдались нами в 500 м к северо-востоку от пос. Рассвет. Крупнопорфировые кварцевые порфиры риолит-дацитового состава зале-

гают среди слабо рассланцованных осадочных и вулканогенно-осадочных пород анчешевской подсвиты (туфогенные песчаники, туффиты, мергелистые известняки). Мощность тела вкрест простирания около 50 м, по простиранию на северо-запад оно прослеживается более чем на 100 м. Породы свежие, нерассланцованные, местами с характерной гексагональной («карандашной«) отдельностью. Вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом. Размер вкрапленников кварца бипирамидальной формы — 3—4 мм. Вкрапленники плагиоклаза широкотаблитчатые размером 1,5 × 2 и 1,5 × 3 мм. Вкрапленники составляют 30—40% породы, распределение их равномерное. Основная масса породы фельзитовидная (см. фото, фиг. 1). Встречаются отдельные ксенолиты ороговикованных осадочных пород изометричных очертаний размером 1—2, до 10 см. Контакты кварцевых порфиров с вмещающими породами четкие, интрузивные. Переходная контактовая зона имеет ширину не более 10 см. В зоне эндоконтакта порода имеет неравномерную текстуру, неравномерно распределены вкрапленники, основная масса местами имеет обломочное строение типа эруптивной брекчии, больше ксенолитов вмещающих пород. Однако уже на расстоянии около 30 см порода приобретает свой обычный облик с равномерной порфировой текстурой и сохраняет его на площади всего массива. Вмещающие породы в экзоконтакте несколько ороговикованы. Характер контактовых изменений одинаков как для висячего, так и для лежачего боков интрузии. Отмеченные особенности указывают на явно интрузивный характер тела кварцевых порфиров без сколько-нибудь существенного проявления в их образовании механизма «порфиризации», отмеченного для Салаирского рудного поля Г. Л. Поспеловым (1955).

Калий-аргоновое определение возраста свежей разности риолит-дацитового порфира из интрузии у пос. Рассвет дало результат 379 ± 7 млн. лет (два определения, содержание K_2O = 0,20%), что соответствует нижнему — среднему девону. Поскольку находки относительно свежих разностей порфировых интрузивных пород пока единичны, в большинстве же случаев эти породы значительно рассланцованы и изменены, вопрос этот требует, очевидно, дальнейшей детализации.

Наряду с вполне определенными возрастными характеристиками и четким положением в истории развития геологических структур Северо-Восточного Салаира выделенные интрузивные комплексы имеют и достаточно характерные петрохимические особенности. Б. Н. Лапиным (Дистанов, Лапин, 1972), в частности, отмечаются следующие общие петрохимические черты интрузивного магматизма Салаира (рис. 5):

1) все интрузивные комплексы относятся к образованиям нормального щелочноземельного ряда;

2) количество кремнекислоты в породах большинства комплексов, как правило, является избыточным;

3) для большинства пород основного состава отношения железа к магнию имеют небольшие значения (среднее 1,5) и по параметру b точки составов располагаются в поле нормальных габброидов;

4) породы всех интрузивных комплексов пересыщены натрием. Среднее значение характеристики n = 90 и не опускается для отдельных типов пород ниже 70.

Проведенные нами совместно с Б. Н. Лапиным исследования позволили несколько дополнить известные ранее сведения по магматизму Северо-Восточного Салаира, в частности:

1) появились дополнительные данные, позволяющие выделять самостоятельный раннекаледонский плагиогранитный комплекс, образование которого по результатам определения абсолютного возраста можно отнести ко второй половине кембрия;

2) уточнен возраст и объем интрузивного комплекса габбро-диабазов, ранее относимого к додевонским образованиям. По большой сходимости

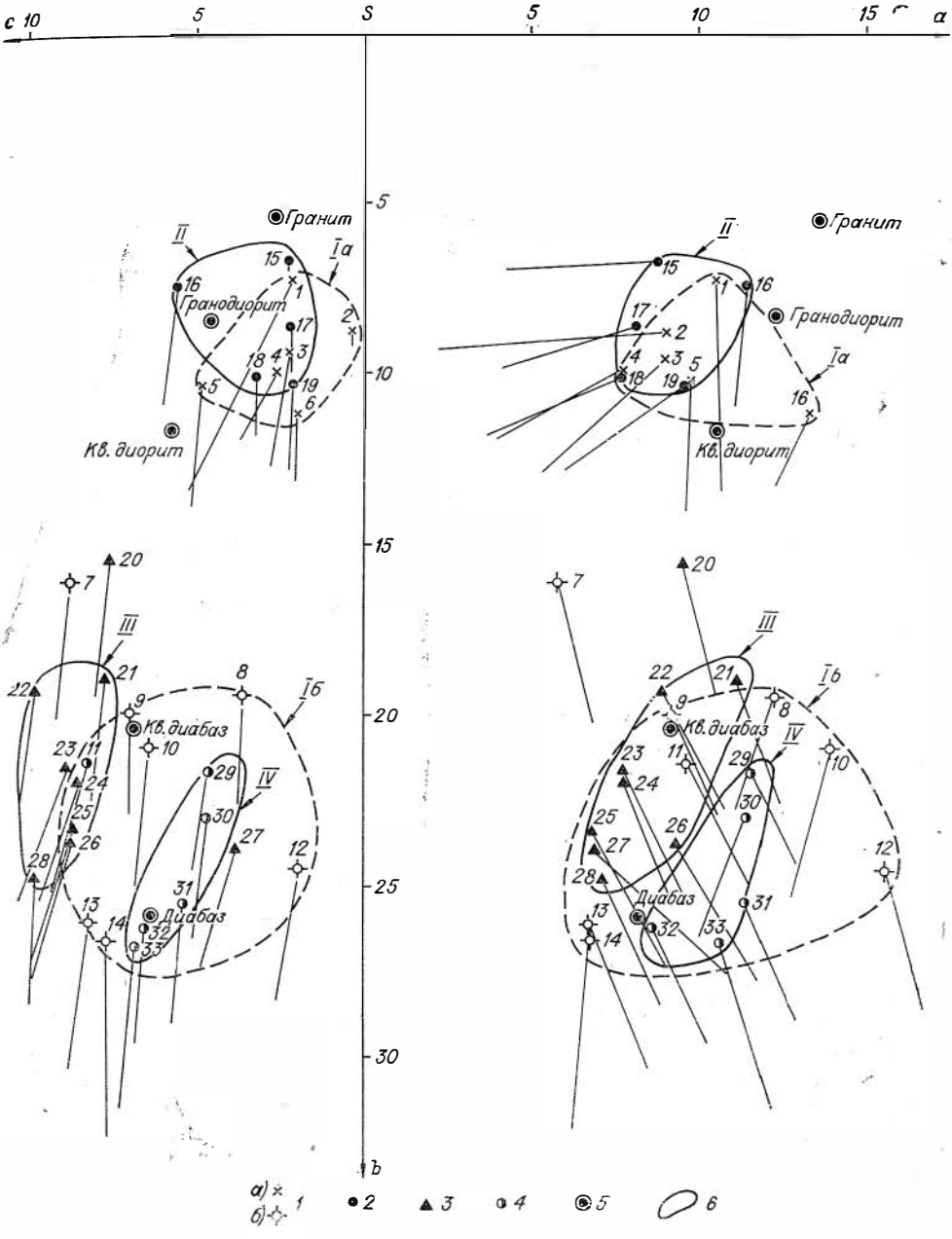


Рис. 5. Векторная диаграмма химических составов пород интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира, по Б. Н. Лапину (Дистанов, Лапин, 1972).

1 — комплекс субвулканических интрузий — комагматов кембрийского вулканизма (I): *а* — породы кислого состава, *б* — породы основного состава; *2* — кембрийский плагиогранитный комплекс (II); *3* — нижнекаменноугольный габбро-диабазовый комплекс (III); *4* — дайковый комплекс самостоятельных малых интрузий пермского (?) возраста (IV); *5* — средние составы пород, по Р. Дели; *6* — поля развития пород интрузивных комплексов (I—IV).

результатов калий-аргоновых определений возраста габбро-диабазов из различных массивов Северо-Восточного Салаира время образования их можно с достоверностью отнести к нижнему карбону;

3) выделен комплекс самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава (диабазы и диабазовые порфириты), слагающих постскладчатые дайковые пояса в зонах интенсивной трещиноватости и

рассланцевания. Возраст этих пород по данным калий-аргоновых определений условно можно принимать как пермский;

4) устанавливается достаточно четкая петрохимическая унаследованность развития магматизма Северо-Восточного Салаира от раннегеосинклинального до орогенного этапов развития в пределах нормального щелочноземельного ряда с натровой щелочной специализацией и некоторой пересыщенностью кремнекислотой.

Еще раз следует подчеркнуть практическое отсутствие в пределах полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира, особенно в районах развития промышленных барито-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений, проявлений гранитного магматизма.

Приведенные данные и изучение взаимоотношений интрузивных образований и рудной минерализации в пределах рудных полей позволяют уточнить возраст оруденения и связь процессов магматизма и рудообразования.

САЛАИРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Геологическое строение рудного поля

Салаирское рудное поле расположено в юго-восточной части полиметаллического пояса северо-восточного склона Салаирского кряжа. Месторождения залегают в пределах тела вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, заключенного среди известняков гавриловской свиты, имеющего линзовидную форму и размеры около 4 км в субмеридиальном направлении и 1,5 км в максимальном поперечном сечении (рис. 6, 7). Изучение внутреннего строения тела, проведенное Г. С. Лабазиным ($1940_{1,2}$), С. С. Герингом и И. П. Незабытовским (1944 г.), Г. Л. Поспеловым и другими геологами, показало, что рудное поле сложено в основном слоистыми образованиями (туфами и лавами риолит-дацитового и дацитового состава, туффитами, в небольшой степени порфиритами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и известняками), которые прорываются интрузивными телами кварцевых порфиров, имеющими сложную форму, и дайками диабазовых порфиритов. В рудном поле преобладают кислые слабо железистые разности вулканогенных образований. Простирание пород от субмеридионального до северо-западного 330°, падение на юго-запад под углом 50—60°.

Породы, слагающие рудное поле, претерпели существенный региональный метаморфизм, динамометаморфизм, околорудный гидротермальный метасоматоз и в значительной степени утеряли свой первоначальный облик. Все они довольно интенсивно рассланцованы и превращены в порфироиды и метаморфические сланцы (серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и др.). Наиболее интенсивно рассланцованы туфы кислого состава, особенно в участках их частого переслаивания с линзами и прослоями осадочных пород (глинистых и известково-глинистых сланцев, известняков). Кварцевые порфиры, особенно в местах, где мощность их значительна (десятки метров), рассланцованы гораздо слабее и нередко разбиваются сетью разноориентированных трещин. По контактам кварцевых порфиров с пирокластическими образованиями часто отмечаются участки наиболее интенсивного рассланцевания и тектонические срывы. Все это значительно осложняет изучение первичного состава и структуры толщи вулканогенных пород рудного поля.

Достаточно представительный разрез вулканогенных отложений рудного поля прослеживается на горизонте 250 м по диагональному квершлагу восточнее Слепого месторождения (азимут 330°, протяженность 430 м). От южного окончания квершлага вскрываются рассланцованные и серицизированные литокристаллокластические туфы кислого соста-

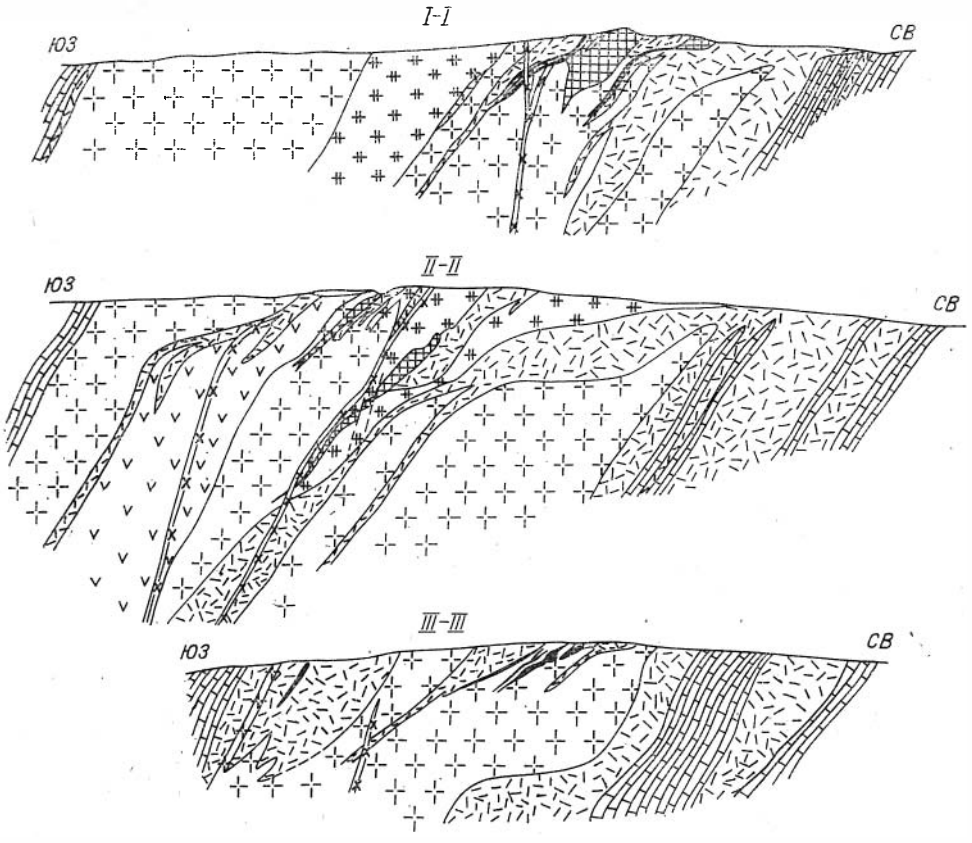


Рис. 7. Разрезы к геологической карте Салаирского рудного поля. Составил И. П. Незабытовский (1948 г.). Усл. обозн. см. на рис. 6.

ва. Основная масса — кварц-серицитовая. В обломках встречаются кристаллы кварца размером 3—5 мм. Величина обломков сильно варьирует и распределены они неравномерно. Помимо кристаллов кварца отмечаются несколько разлинзованные обломки фельзитов и осадочных хлоритизированных пород. Размеры обломков от 2—3 до 10 см по длинной оси (фиг. 3). На 50-м метре на север литокристаллокластические туфы сменяются кристаллокластическими туфами дацитовых порфиров с отдельными обломками кислых лав и осадочных пород. На 85-м метре туфопорфироиды сменяются рассланцованными кварцевыми дацитовыми порфирами. У контакта с туфами вкрапленники кварца мелкие (до 1 мм), примерно в 10 м от контакта размер их увеличивается до 2—3 мм, иногда более. Со 110-го метра за кварцевыми дацитовыми порфирами вскрываются туфы кислого состава, среди которых на 130-м метре отмечается маломощный прослой туффитов, а на 150-м — прослой серицитизированных глинистых сланцев мощностью 3 м. До 200-го метра прослеживаются литокристаллокластические туфы дацитовых порфиров с обломками их мелкопорфировых разностей и неравномерно распределенными крупными зернами кварца. Далее они сменяются интенсивно рассланцованными (до 500 трещин на 1 пог. м) кварцевыми порфирами с отдельными прослоями туфопорфироидов, а с 300-го метра в серицитизированных и рассланцованных кварцевых порфирах появляется вкрапленная и прожилково-вкрапленная рудная минерализация ореольной зоны месторождения Кварцитовая сопка.

Интересные разнообломочные брекчии с туфовым цементом дацитовых порфиров наблюдаются в лежачем боку массива вулканогенных по-

род рудного поля (гор. 102 шахты «Новая» на юг по откаточной штольне). В обломках интенсивно рассланцованных грубообломочных туфобрекчий наблюдаются фельзиты, мелковкрапленные кварцевые дацитовые порфиры, крупнопорфировые разности кварцевых порфиров (размер обломков доходит до 2—3 × 5—10 см) и известково-глинистые сланцы и туффиты. Грубообломочные пирокластические образования ложатся непосредственно на мраморизованные известняки гавриловской свиты. Падение контакта западное под углом 50°.

Высокая степень рассланцованности и метаморфизма вулканогенных пород рудного поля не позволяет четко разграничить среди порфировых разностей пород кислого состава лавы, субвулканические и более поздние интрузивные образования. Однако переслаивающийся характер разреза и состав обломков пирокластов позволяют судить о значительной роли в строении пачки вулканогенных пород рудного поля лав кварцевых дацитовых порфиров. Андезитовые порфиры с миндалекаменной текстурой, слагающие тело мощностью до 100 м и протяженностью 800 м в висячем боку Второго Салаирского месторождения, имеют, очевидно, также эффузивный характер. О близости очагов извержения, давших столь компактные скопления эффузивного и пирокластического материала, говорит небольшая доля среди пород рудного поля собственно осадочных карбонатных и терригенных отложений, слабая перемытость туфового материала и наличие прослоев грубокластических пород.

В настоящее время можно считать абсолютно доказанной общую слоистую природу тела силикатных пород Салаирского рудного поля, зажатого среди мощного горизонта кембрийских известняков. Г. С. Лабазин (1953) считал возможными два варианта трактовки образования этого тела: первый — залегание его в виде внутриформационного прослоя или линзы среди известняковой толщи, второй — залегание пород печеркинской свиты в виде тектонически зажатой в известняках части синклинальной структуры. Наиболее правильным нам представляется первый вариант. Изучение внутреннего строения участка развития силикатных пород, залегающих в общем моноклинально, не дает достаточных оснований для выделения маркирующих складчатую структуру горизонтов. Проводившееся в последнее время глубокое бурение на флангах рудного поля выявило погружение линзы вулканогенных пород, слагающих рудное поле, под гавриловские известняки на юг и на север, что исключает возможность синклинального строения участка. Учитывая положение Салаирского рудного поля в общей структуре района, скорее всего можно предположить, что оно сложено продуктами очагового вулканизма в подводной обстановке, в морском бассейне с общими условиями карбонатного осадконакопления, что отмечалось ранее С. С. Герингом.

Слоистые образования рудного поля прорываются интрузией риолит-дацитовых кварцевых порфиров (фиг. 2). Интрузия имеет сложную штоко- и акмолитообразную форму, слагает центральную и западную часть рудного поля и значительно расширяется с глубиной. Морфология этого тела детально изучена и описана в работах Г. Л. Поспелова и А. С. Лапухова (Поспелов, 1955; Поспелов, Лапухов, 1971). Возраст интрузии кварцевых порфиров со времени работ М. А. Усова (1933) считался нижнекембрийским, и большинство исследователей Салаира до последнего времени относят их к субвулканическим образованиям — комагматам вулканогенных пород печеркинской свиты. В последнее время появились некоторые данные, позволяющие говорить о более молодом ее возрасте. В частности, А. С. Лапухов (1964) и Г. Л. Поспелов (Поспелов, Лапухов, 1971) считают возможным принять девонский (330—340 млн. лет) возраст интрузии. Анализ структурного положения подобных интрузивных тел в пределах полиметаллического пояса Салаира показывает, что они имеют в большинстве случаев штокообразную и удлиненную в плане крутопадающую форму, в общих чертах согласную с залеганием пород,

что дает основания говорить о постскладчатом либо синкинематическом их внедрении. Интенсивный динамометаморфизм пород района не позволяет с достоверностью использовать данные калий-аргоновых определений возраста. Как уже отмечалось, определение возраста наиболее свежей разности риолит-дацитового кварцевого порфира у пос. Рассвет дало результаты 379 ± 7 млн. лет (Дистанов и др., 1970). Очевидно, несмотря на большую петрографическую и петрохимическую близость интрузивных кварцевых порфиров с вулканогенными образованиями печеркинской свиты, есть основания думать о существенно более молодом их возрасте.

Наиболее молодые породы рудного поля, не считая метасоматических образований, связанных с гидротермальным рудным процессом,— дайки диабазов комплекса самостоятельных малых интрузий, рассекающие все вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и тела интрузивных кварцевых порфиров.

Размещение и морфология рудных залежей

Рудные тела Салаирского рудного поля, по общему мнению, являются наложенными гидротермально-метасоматическими образованиями. Они представляют собой сложные линзообразные залежи сплошных и прожилково-вкрапленных руд в зонах интенсивного рассланцевания пород. В случаях замещения рудой интрузивных кварцевых порфиров морфология рудных тел более сложна, и существенная роль в строении рудных тел принадлежит прожилково-вкрапленным разностям руд.

В пределах Салаирского рудного поля сосредоточено свыше 50 рудных тел различных размеров. Локализованы они преимущественно в осевой части массива вулканогенных пород, прорванных кислыми порфировыми интрузиями, образуя широкую рудную зону субмеридионального направления. В пределах рудного поля с севера на юг в процессе длительной разведки и эксплуатации выделены месторождения Третий рудник, Кварцитовая сопка, Слепое, Второе Салаирское (Второй рудник), Первомайское, Спорное, Первый рудник и Александровское. Ряд мелких рудных тел, выделявшихся ранее как самостоятельные месторождения (Ново-Салаирское, Октябрьская линза, Николаевское, Богородицкое и др.), незначительны по размерам и тяготеют к отмеченным выше основным месторождениям. Выделение отдельных месторождений в пределах Салаирского рудного поля при большой плотности оруденения в значительной мере условно. Рудные тела отдельных месторождений тесно пространственно и структурно связаны между собой, а иногда на глубоких горизонтах сливаются в единые рудные залежи, как это имеет место на месторождениях Кварцитовая сопка и Третий рудник, Слепое и Кварцитовая сопка. Выделение этих групп рудных залежей в качестве самостоятельных месторождений можно объяснить только историческими причинами.

В целом в пределах Салаирского рудного поля пространственно обособляются три основные группы рудных залежей — северная, центральная и южная (см. рис. 6, 7). Северная группа объединяет месторождения Слепое, Кварцитовая сопка и Третий рудник; центральная — месторождения Второе Салаирское, Первомайское, Спорное и южная — многочисленные рудные тела месторождения Первый рудник. Несколько обособленно, на юго-западном фланге рудного поля, расположено Александровское месторождение.

Рудные тела Салаирского рудного поля по своей морфологии достаточно многообразны. Наиболее типична сложная линзообразная форма рудных залежей, вытянутая по простиранию и падению с отдельными раздувами и пережимами и многочисленными апофизами в висячем и лежачем боках, особенно на выклинивании рудных тел. Подобная форма характерна для рудных залежей Второго Салаирского, Первомайского, Спорного месторождений и большинства месторождений Первого руд-

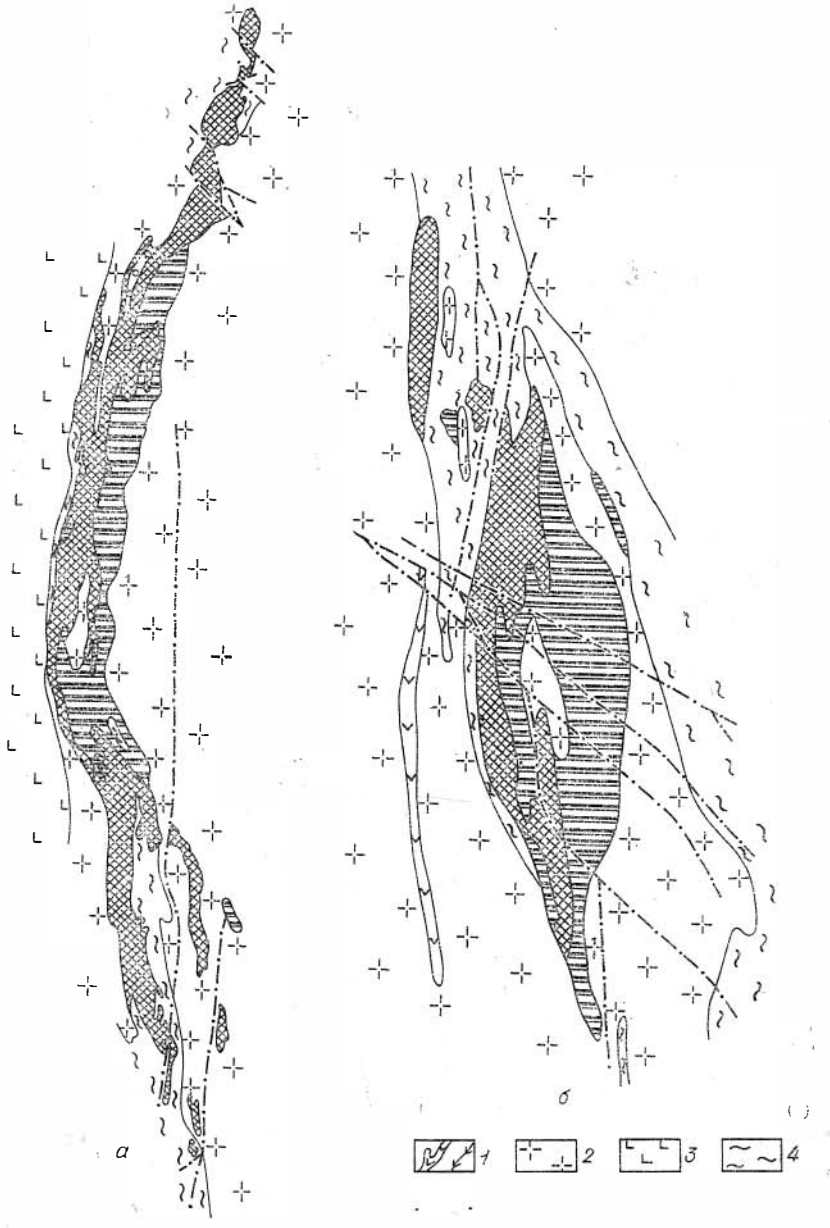
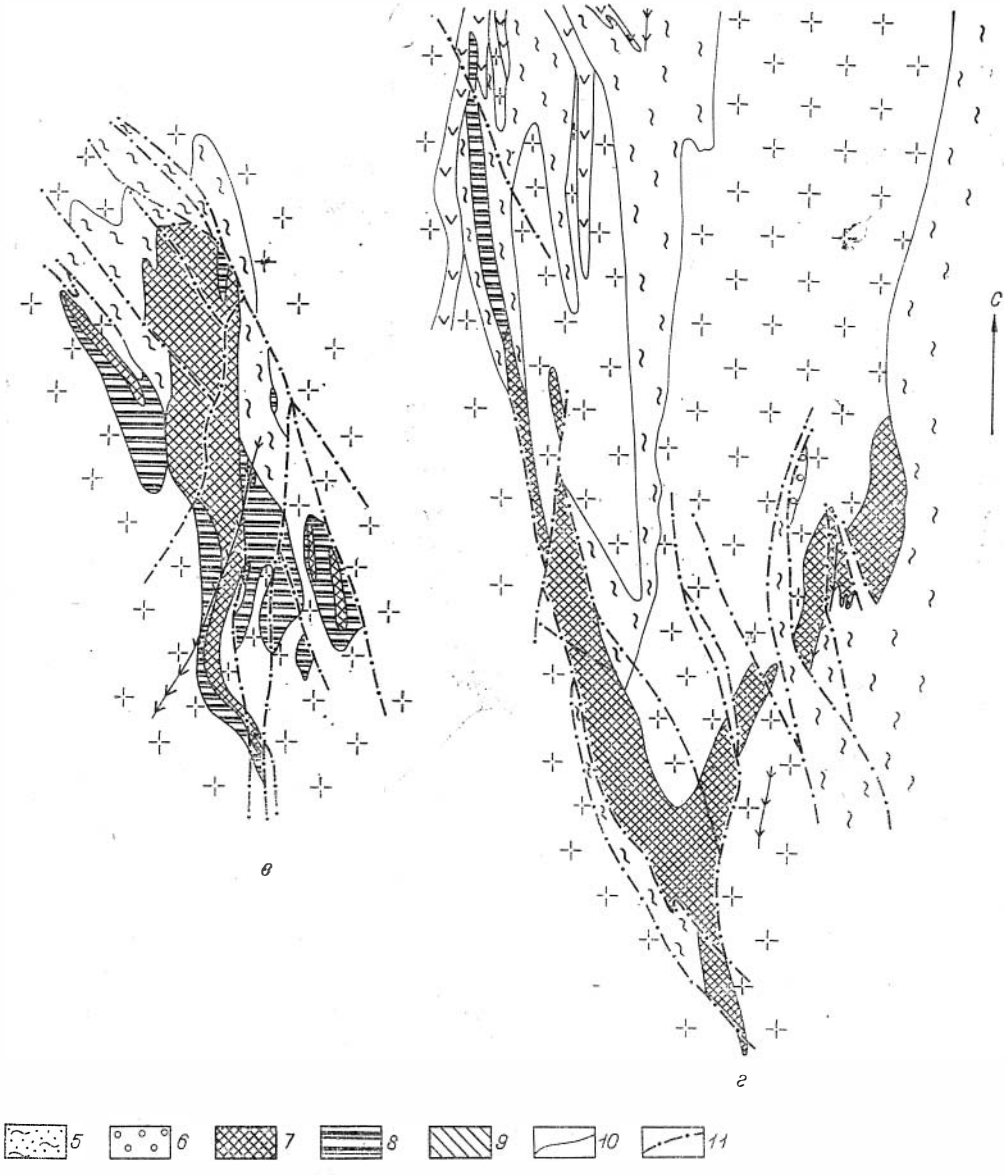


Рис. 8. Типовые примеры морфологии рудных залежей Салаирского руд
И. И. Федоров, Е. Г. Та

Месторождения: *а* — Второе Салаирское, гор. 136 м; *б* — Первомай
1 — диабазовые порфириты; *2* — кварцевые и кварц-плагиоклазовые дацитовые
5 — участки интенсивного смятия пород (кварц-серицитовые сланцы); *6* — кварциты;
сульфидные руды; *9* — окисленные барит-сульфидные полиметаллические

ника (рис. 8). Рудные тела имеют преимущественно субмеридиональное простирание по азимуту 340=0° с падением на запад под углом от 40 до 65°, в среднем 50—55°. Исключение составляют 5-я Троицкая линза Первого рудника, имеющая субширотное простирание, и известная по архивным данным небольшая Екатерининская линза с юго-западным простиранием. Протяженность рудных тел колеблется от нескольких десятков до 300—350 м. Мощность линзовидных залежей от нескольких метров до 40 м, редко более. По падению основные рудные тела прослеживаются в среднем до 250 м. Рудное тело Второго Салаирского место-



ного поля (в плане). По данным Салаирского рудоуправления (геологи С. С. Геринг, зеева, В. М. Манакова).

ское, 290 гор. *в* — Спорное, гор. 210 м; *г* — Слепое, гор. 170 м.
порфиры и порфироиды; *3* — андезитовые порфириты; *4* — серицитовые сланцы, туфопорфироиды; *7* — массивные барит-полиметаллические сульфидные руды; *8* — прожилково-вкрапленные барит-руды; *10* — геологические границы; *11* — послерудные разрывные нарушения.

рождения имеет протяженность 300—350 м при мощности от 10 до 25 м и прослежено по падению на 250 м. Главная линза Первомайского месторождения прослеживается по простиранию на 200 м, по падению на 250 м при максимальной мощности (с учетом прожилково-вкрапленных руд) до 45 м. Сложная линзообразная рудная залежь Спорного месторождения имеет протяженность 160 м, при максимальной мощности 25—40 м, и прослежена по падению на 230 м.

На рис. 8 можно увидеть характерные черты морфологии линзовидных рудных залежей, на которые ранее обращал внимание Г. С. Лабазин

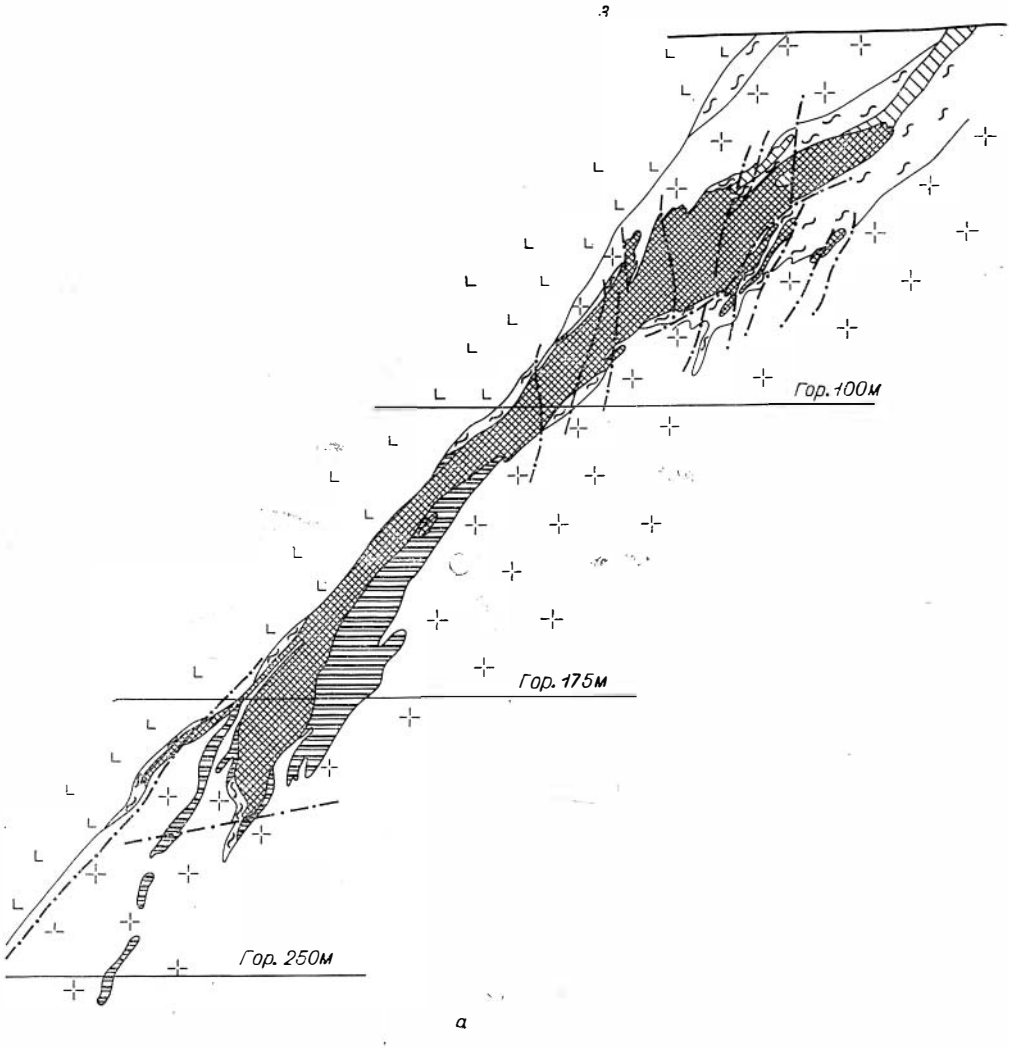
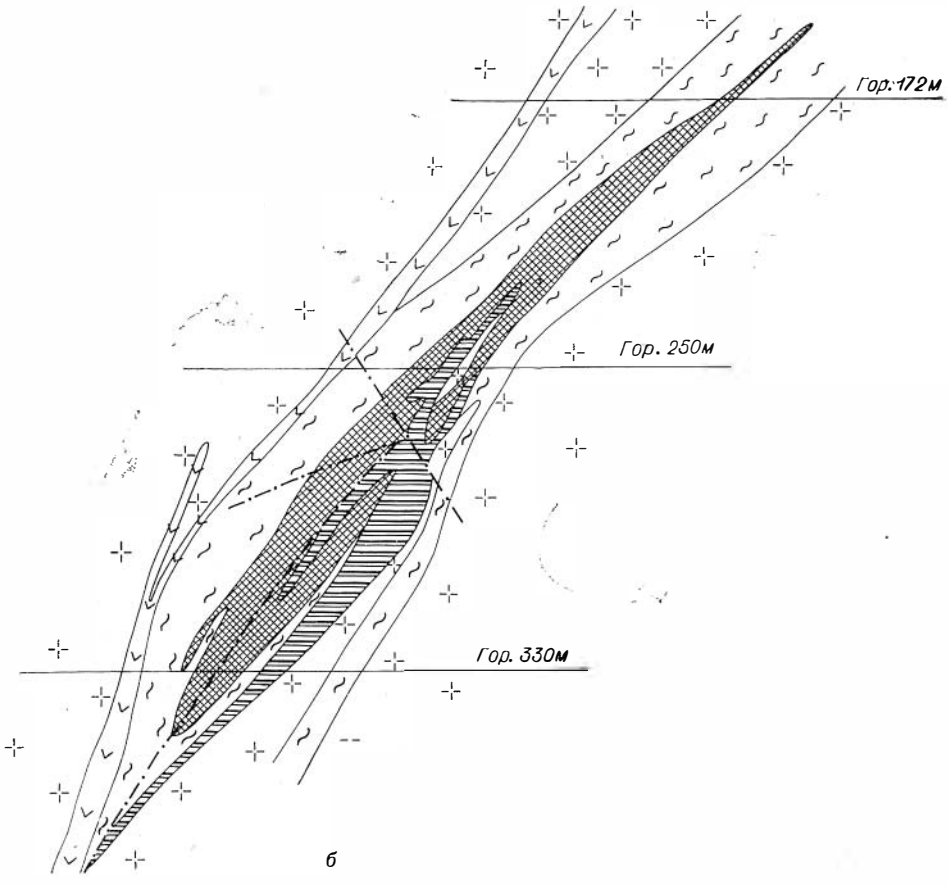


Рис. 9. Типовые разрезы рудных залежей Салаирского рудного поля (по данным ева, В. М. Ма

Месторождения: *а* — Второе Салаирское; *б* — Первомайское;

($1940_{1,2}$). На примере Второго Салаирского месторождения видно, что апофизы на северном выклинивании рудного тела располагаются в его висячем боку, на южном — в лежачем. В разрезе же на выклинивании по восстанию характерно наличие апофиз в лежачем боку рудного тела, по падению — в висячем. Нередко рудные линзы расположены эшелонированно или кулисообразно. На примере Спорного месторождения видно закономерное кулисообразное расположение мелких линз на флангах главной залежи: на севере — в висячем боку ее, а на юге — в лежачем. Интересно отметить также несколько изогнутую, дугообразную форму рудных тел в плане, выпуклостью на запад. На Втором Салаирском месторождении простирание рудного тела меняется от 15 на севере до 350° на юге, на Первомайском — от 5 на севере до 345° на юге, на Спорном — от 355 на севере до 330° на юге.

Несколько отличная, V-образная форма у рудного тела Слепого месторождения (рис. 8, 9). Западная ветвь его имеет простирание 345°, восточная — 25°. В сочленении ветвей наблюдается рудный столб богатых руд. С глубиной, на горизонте 250 м от поверхности, они сливаются



Салаирского рудоуправления, геологи С. С. Геринг, И. И. Федоров, Е. Г. Тазенакова).

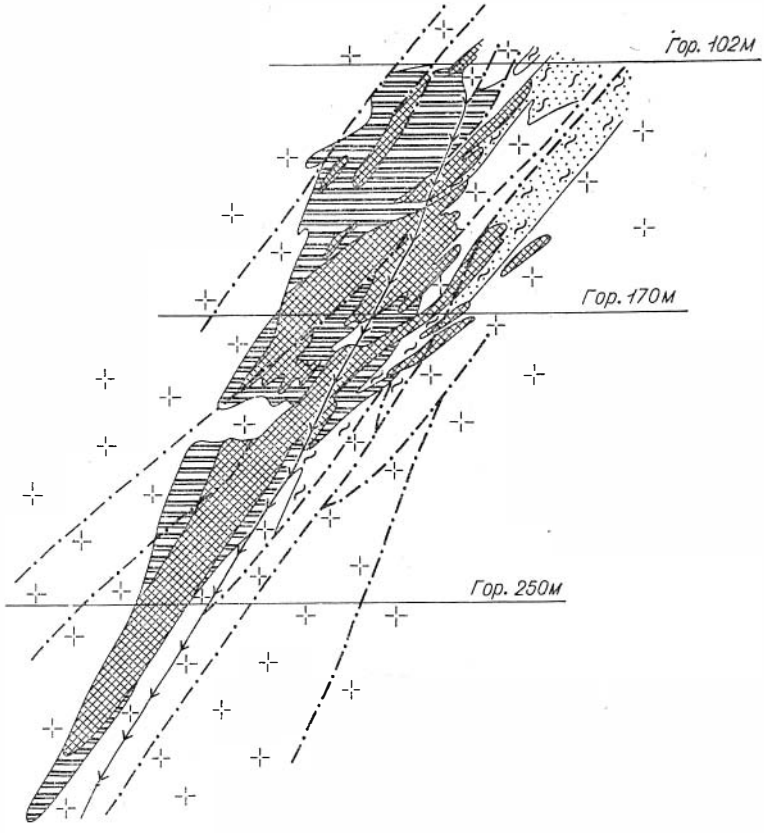
е — Спорное; *г* — Слепое. Усл. обозн. см. на рис. 8.

в единое рудное тело. Подобное сложное строение имело и отработанное в настоящее время Соймоновское рудное тело Первого рудника. Одна из ветвей его (Соймоновская) вытянута в северо-западном направлении с падением на юго-запад, другая (Васильепоповская) — в северо-восточном с вертикальным падением.

Наиболее сложна морфология рудных залежей месторождения Кварцитовая сопка, общая ширина рудной зоны которого доходит до 200 м при протяженности до 500 м (рис. 10). На севере оно сливается с субмеридиональными линзообразными телами Третьего рудника. Общий контур месторождения объединяет сложные линзовидные залежи кварц-сульфидно-баритовых руд и оруденелые кварцевые порфиры с прожилково-вкрапленной сульфидно-баритовой минерализацией. Промышленная минерализация прослеживается от поверхности до горизонта 290 м, где она постепенно затухает.

Все рудные тела Салаирского рудного поля имеют четко выраженное южное склонение от 10—15 до 30° (см. рис. 12).

Салаирское рудное поле отличается тем, что основные рудные за-

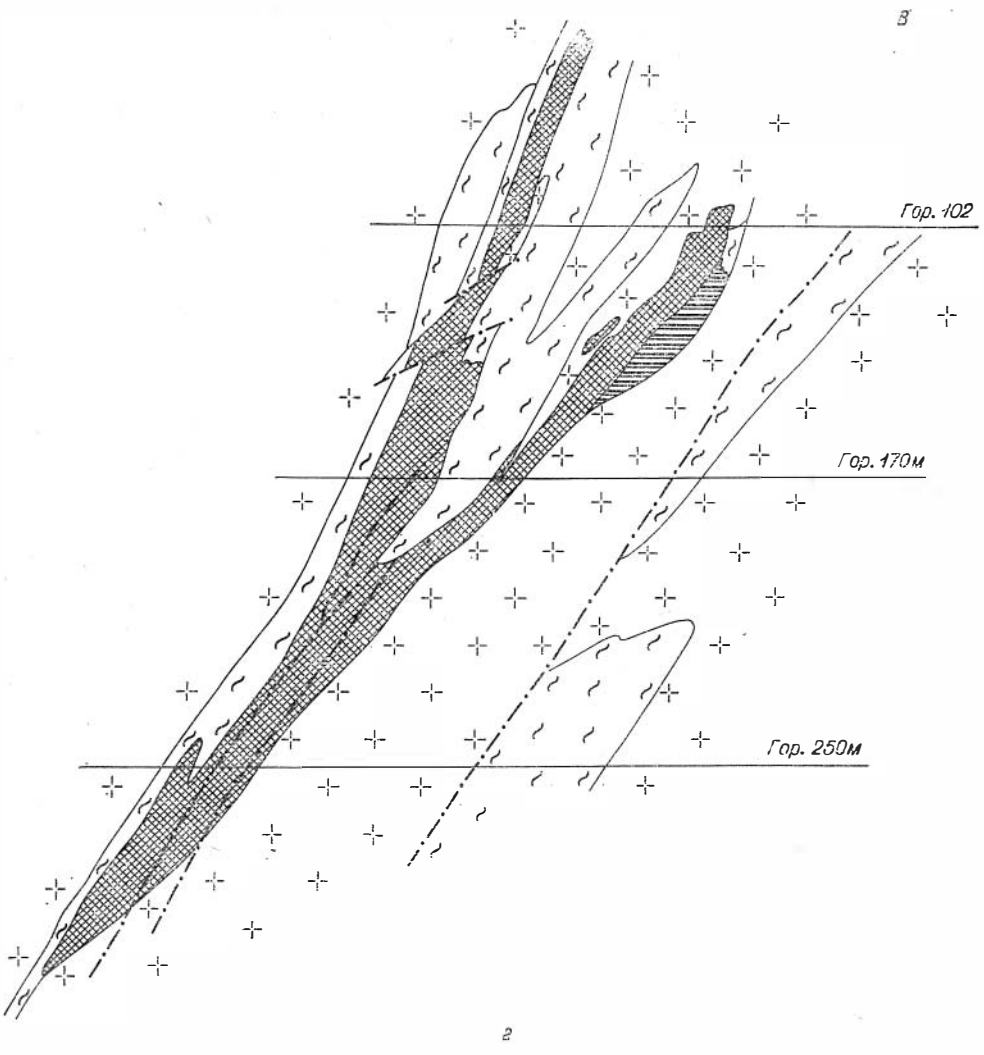


в

лежи его лишь слегка затронуты эрозией либо не выходят на поверхность, залегая на небольшой глубине. К категории «слепых» можно отнести около половины рудных залежей рудного поля. Современный эрозионный срез, таким образом, почти точно фиксирует верхнюю границу рудоносного интервала. Нижняя граница промышленного оруденения проходит на глубине 250—330 м от поверхности.

Структурные факторы контроля оруденения

Анализ геологического строения Салаирского рудного поля, морфологии и строения рудных залежей показывает его сложность по основным геолого-структурным факторам контроля оруденения, которая определяется тем, что при гидротермально-метасоматическом характере процесса минералообразования и больших масштабах гидротермальной деятельности основными рудоконтролирующими элементами являются скрытые разломы глубокого заложения. Эти структуры, определившие сложные явления тектонического преобразования линзообразного прослоя алюмосиликатных пород рудного поля, магматизма и гидротермальной деятельности, имеют четкое выражение в гравитационных и магнитных



полях (Гладков, 1970). В пределах же рудоносного нижнепалеозойского структурного этажа они выразились в форме сложных зон интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород («зон смятия»). Особенность Салаирского рудного поля — отсутствие четко выраженных дорудных разрывных нарушений, контролирующих проявления гидротермальной деятельности и размещение рудных залежей. Фиксируемые в пределах месторождений малоамплитудные разрывы имеют в основном послерудный характер. Тем не менее в размещении рудных тел чувствуются вполне определенные закономерности, особенно четко проявляющиеся при детальном изучении внутренней структуры рудовмещающей толщи и наложенных зон интенсивного рассланцевания пород.

Впервые общие закономерности размещения и контроля рудных залежей Салаирского рудного поля были подмечены и в общих чертах расшифрованы Г. С. Лабазиным ($1940_{1,2}$). Им было отмечено нахождение всех рудных залежей, за исключением двух небольших рудных тел Александровского месторождения, в линейной зоне осевой части эллипса площади выхода метаморфических пород, представляющей собой довольно четко оформленную зону сложного смятия, имеющую общее меридиональное простирание и ширину около 200 м. Отмечая сложное строение «зоны смятия», Г. С. Лабазин в пределах рудного поля выделил в ней две

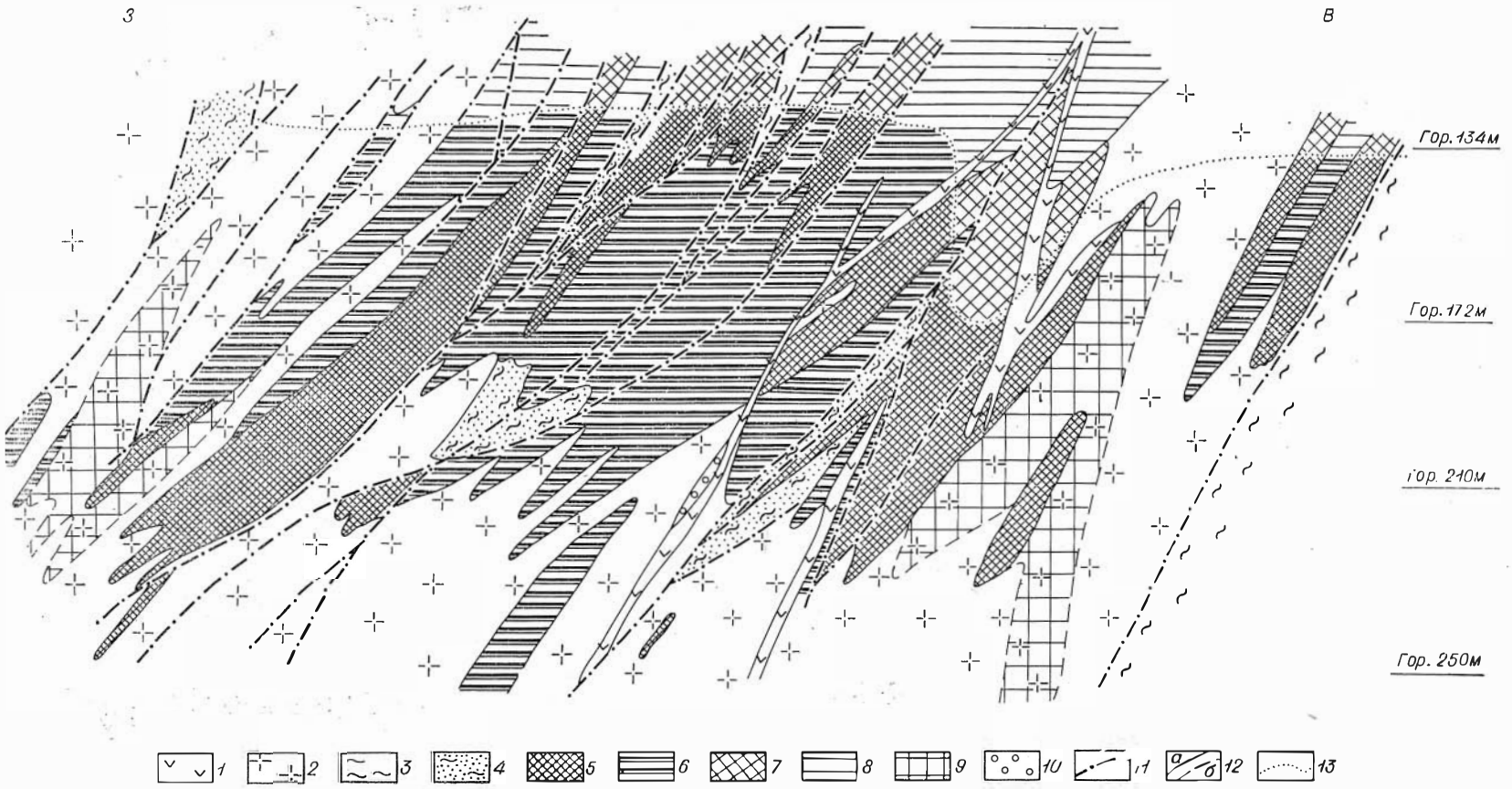


Рис. 10. Геологический разрез месторождения Кварцитовая сопка. По данным Садаирского рудоуправления (геологи И. И. Федоров, Г. Ф. Дягилев).

1 — диабазовые порфириты; *2* — кварцевые и кварц-плагиоклазовые дацитовые порфиры и порфироиды; *3* — серицитизированные туфы кислого состава, туфопорфироиды; *4* — участки интенсивного смятия пород (кварц-серицитовые сланцы); *5* — массивные кварц-барит-сульфидные руды; *6* — вкрапленные руды (оруденелые кварцевые порфиры); *7* — окисленные массивные кварц-барит-сульфидные руды; *8* — окисленные вкрапленные руды; *9* — зоны прожилковой кварц-карбонатной минерализации; *10* — кварциты; *11* — послерудные тектонические нарушения; *12* — геологические границы (*а* — четкие, *б* — условные); *13* — граница зоны окисления.

главные ветви и две дополнительные. К западной ветви зоны смятия, по его мнению, приурочены месторождения Второго рудника, Богородицкое, Борисоглебское, Троицкое и ряд других пологих рудных залежей месторождения Первый рудник. К этой же ветви он относит и рудные тела Слепого месторождения. Восточная ветвь зоны смятия контролирует слепые рудные залежи Первомайского, Спорного и Крестовоздвиженского месторождений, Константиновское и Харитоновское рудные тела Первого рудника, а также крупную Соймоновскую ветвь Соймоновского рудного тела и ряд небольших рудных тел. Самостоятельная зона интенсивного рассланцевания контролирует рудные тела Александровского месторождения, расположенного в юго-западной части рудного поля.

По мнению С. С. Геринга и И. П. Незабытовского, руководивших разведочными работами на месторождении, в пределах рудного поля выделяется прежде всего одна центральная зона смятия, проходящая в меридиональном направлении через все рудное поле в средней части его. Главная зона смятия имеет ряд второстепенных, а последние — и третьестепенных ответвлений.

Г. Л. Поспелов и А. С. Лапухов (1971), изучая структуру рудного поля, пришли к выводу, что слагающий рудное поле выклинивающийся по простиранию горизонт вулканогенно-осадочных пород преобразован тектоническим течением, разломами и магматическими вторжениями в линзообразное тело, вдоль которого многократно и избирательно происходили параформные (сдвиговые) тектонические движения. В результате последних все силикатные породы, составляющие эту линзу, были рассланцованы, а сама линза рассечена перекрестными крутыми и пологими флексурно-надвиговыми зонами. Важную роль в размещении рудных месторождений, по их мнению, играет «срединный тектонический шов», представленный зоной тектонического смятия, которая приурочена к срединному пунктирному маломощному прослою известняков, протягивающемуся через всю линзу. Это почти послойный тектонический шов, выходящий за пределы рудного поля и принадлежащий к элементам региональной структуры. По данным Г. Л. Поспелова и А. С. Лапухова, все рудные залежи, за исключением Александровского месторождения, цепочкой расположены вдоль и вблизи срединного тектонического шва, в результате чего в рудном поле проявляется отчетливо выраженная меридиональная рудная зона.

Проведенное нами подземное картирование внутреннего строения и и морфологии зон интенсивного рассланцевания в центральной и северной частях рудного поля, показало, что они имеют сложное ветвистое строение, отражающее сложную динамику их формирования (Дистанов, 1963). Подчиняясь в целом элементам первичного напластования пород, сланцеватость в деталях сечет их в плане и на 10—15° круче по падению. Зоны рассланцевания формировались длительно. Существенную роль в образовании зон интенсивного рассланцевания играли постскладчатые блоковые движения взбросо-сдвигового характера с небольшим (10—35°) наклоном вектора движения. Крупных дизъюнктивных нарушений, имеющих самостоятельное региональное значение, в пределах рудного поля не отмечается. Выделяемый Г. Л. Поспеловым и другими так называемый «срединный тектонический шов» субмеридионального простирания, контролирующий проявления магматизма и гидротермальной деятельности, тоже реально как самостоятельная структура не прослеживается. Если считать, что эта рудоконтролирующая структура существует, то она может рассматриваться лишь как скрытая структура фундамента, проявляющаяся в морфологически сложных зонах интенсивного рассланцевания и смятия пород.

Породы рудного поля имеют общее субмеридиональное простирание и падают на запад под углами от 45 до 65°. Сланцеватость в породах в общем плане отвечает их залеганию, однако в деталях отмечаются зна-

чительные расхождения в связи со сложностью внутреннего строения зон интенсивного рассланцевания. Общее, наиболее типичное, простирание сланцеватости пород, отвечающее основному направлению зоны интенсивного рассланцевания,— северо-западное 330° с колебаниями от северо-западного 300° до северо-восточного 10°. Падение сланцеватости в породах рудного поля юго-западное под углом 55—65°.

Наиболее детально нами изучалось внутреннее строение зон интенсивного рассланцевания в интервале от месторождения Спорное до месторождения Третий рудник. Наблюдения над зонами интенсивного рассланцевания пород в районе месторождений Слепое и Кварцитовая сопка показали, что в целом зона смятия, осложняющая залегание вулканогенно-осадочного комплекса пород рудного поля, имеет сложное строение (рис. 11). При общем северо-западном простирании зон расланцевания по азимуту 320—340° от них ответвляются отдельные ветви субмеридионального или даже северо-восточного простирания. Места сопряжения основных зон интенсивного рассланцевания с оперяющими их ветвями наиболее благоприятны для локализации рудных тел.

На месторождении Слепом четко отмечается расщепление зоны интенсивного рассланцевания на две ветви. Западная ветвь имеет простирание 330—340° с падением на юго-запад под углом 50—60°, восточная — в своей южной части у отщепления от основной ветви имеет простирание северо-восточное 15—25°, изменяя его затем на субмеридиональное при падении на запад под углом 60—65°. Западная зона интенсивного рассланцевания, в структурном отношении основная, прослеживается за пределы рудного участка в направлении Кварцитовой сопки. Восточная же ветвь, имеющая характер оперяющей зоны интенсивного рассланцевания, прослеживается на расстояние до 200 м, где затем затухает. К месту сопряжения зон интенсивного рассланцевания приурочены рудные тела Слепого месторождения. В западной ветви согласно с ней залегает Западное рудное тело, в восточной — Восточное рудное тело, которые к горизонту 290 м от поверхности сближаются.

Севернее на участке месторождения Кварцитовая сопка, зона смятия, рассланцевание пород в которой имеет основное простирание 320—335° с падением на юго-запад под углом 50—65°, в центральной и восточной частях осложнена двумя меридиональными ветвями интенсивного рассланцевания пород. К одной из этих ветвей приурочено основное рудное тело месторождения, к другой — Восточная (Октябрьская) рудная зона. Мощность меридиональной зоны интенсивного рассланцевания в центральной части участка около 75 м, и по простиранию она прослеживается на расстояние около 300 м, после чего сланцеватость образует довольно резкий локальный изгиб по направлению на северо-запад 305—310°, практически ограничивающий распространение на север промышленного оруденения. Максимальные концентрации металлов отмечаются в месте сопряжения меридиональной ветви и основной зоны интенсивного рассланцевания и вблизи участка резкого изменения простирания сланцеватости на северном фланге рудной залежи. Восточная ветвь мощностью 30—40 м прослеживается на север около 300 м в направлении Третьего рудника. Падение сланцеватости в обеих ветвях на запад под углом 50—65°.

Если учесть, что в районе месторождений Слепое и Кварцитовая сопка в результате детальных подземных исследований не выявлены другие крупные тектонические структуры, которые могли бы контролировать распределение рудных тел, то, естественно, вытекает вывод, что основные рудоконтролирующие тектонические структуры на данном участке — зоны интенсивного рассланцевания пород. В комбинации с другими конкретными элементами они создали благоприятную обстановку для проникновения гидротермальных растворов и отложения полиметаллических руд.

К югу от участка Слепого месторождения в районе залежей Второго рудника, Первомайской и Спорной существенное значение приобретают участки интенсивного рассланцевания пород, местами переходящие в тектонические срывы, приуроченные к местам повышенной физико-механической анизотропии в строении толщ (преимущественно в зонах контактов интрузивных кварцевых порфиров с туфогенно-осадочными образованиями). В случаях широкого развития в породах полупластичных деформаций и дифференциальных движений с образованием зон рассланцевания, суммарная амплитуда смещений в которых достигает десятков и сотен метров, неизбежно образование отдельных тектонических срывов в участках повышенной анизотропии, возможно со значительными амплитудами перемещения, играющих роль благоприятных рудолокализующих структур. Большую роль в этой части рудного поля играют также флексурные поперечные осложнения в моноклинальном залегании пород, рудоконтролирующее значение которых было отмечено Г. Л. Поспеловым, а затем и другими исследователями.

Многими исследователями Салаира важное значение в локализации кварцево-барито-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд придается контактовым зонам интрузий кварцевых порфиров. Особенно детальные исследования в этом плане провели Г. Л. Поспелов, отмечавший большую роль в формировании интрузии явлений «порфиризации» или магматического замещения в близповерхностных условиях (Поспелов, 1955), и А. С. Лапухов (Лапухов, 1964, 1966; Поспелов, Лапухов, 1971). Рассматривая подробно формирование магматогенных динамических систем рудообразующих флюидов, и в частности строение и развитие салаирской «продуктивной фильтрующейся термогидроколонны», авторы пришли к выводу, что положение рудных залежей в ореольной контактовой зоне порфировой интрузии обусловлено парагенетическим характером связей их, важной ролью интрузива как флюидопроводника и сложным механизмом формирования рудоносной термогидроколонны. Основным флюидопроводником они считают «среднюю тектоническую зону».

При рассмотрении всего комплекса рудоконтролирующих факторов нужно отметить, что всеми исследователями так или иначе признается решающая рудоподводящая роль скрытых разломов глубокого заложения, проявляющихся в морфологически сложно выраженных зонах интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород. В этом смысле зоны интенсивного рассланцевания служат важным фактором контроля оруденения как локального, так и регионального значения.

Если говорить о пространственном положении основного рудоподводящего тектонического шва, проявляющегося в пределах рудного поля как скрытый разлом глубокого заложения в сложной системе микродислокаций, нужно отметить большую вероятность не субмеридионального, а северо-западного его простирания. Данные по ориентировке сколовых микродислокаций в зонах интенсивного рассланцевания говорят о том, что основная система их имеет среднее северо-западное простирание 330°, субмеридиональные же ветви интенсивного рассланцевания имеют локальное развитие, быстро выклиниваются по простиранию и в общем плане формируются по типу оперяющих сколовых систем эллипсоида деформаций для случая блоковых дислокаций с приложением пары сил. Таким образом можно классифицировать, очевидно, основные рудовмещающие субмеридиональные ветви интенсивного рассланцевания. Положение же скрытого рудоподводящего разлома, соответственно, должно быть диагонально по отношению к ним, параллельно главной системе сланцеватости. В общем плане рудоподводящая зона должна трассироваться от района Первого рудника на месторождение Спорное через южный фланг Слепого месторождения и далее на северо-западный фланг рудного поля к западу от месторождения Кварцитовая сопка и

Третий рудник. В этом аспекте повышаются перспективы обнаружения новых слепых рудных залежей на северо-западном фланге рудного поля, менее всего освещенного разведочными работами.

Образованию рудовмещающих субмеридиональных ветвей интенсивного рассланцевания способствовало и в значительной мере положение их определяло меридиональное простирание анизотропной рудовмещающей толщи вулканогенно-осадочных образований и контактовых зон интрузивов. Это обеспечило расположение большинства рудных залежей в субмеридиональной полосе, сложенной преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями при несколько секущем положении по отношению к простиранию пород рудного поля основной скрытой рудоподводящей структуры фундамента.

Взбросо-сдвиговый характер подвижек, сформировавших сложную структуру зон интенсивного рассланцевания на предрудном этапе, обусловил вполне определенные закономерности в распределении и залегании рудных тел. Почти все рудные тела Салаирского рудного поля имеют четко выраженное юго-восточное склонение под углом 15—45° к вертикали (рис. 12). Юго-восточное склонение рудных тел закономерно определяется ведущей ролью взбросо-сдвиговых движений в формировании основных рудоконтролирующих структур (участков сопряжения отдельных ветвей интенсивно рассланцованных пород, участков повышенной проницаемости рассланцованных пород в местах локальных изгибов зон интенсивного рассланцевания, отслоений в местах изменения простирания сместителя в зонах тектонических срывов и др.). Склонение рудных тел в общем плане перпендикулярно вектору основных движений в зонах интенсивного рассланцевания пород на предрудном этапе их формирования. С этой точки зрения понятна рудоконтролирующая роль флексурных складок, осложненных зонами интенсивного рассланцевания пород. Поскольку сланцеватость в породах и отдельные тектонические срывы в большинстве случаев наследуют первичные складчатые структуры, изгиб пород в плане в местах проявления крутоосных складок второго порядка сопровождается обычно и локальным изменением залегания сланцеватости пород. При взбросо-сдвиговых же движениях в зонах интенсивного рассланцевания в участках подобных изгибов на теневых их сторонах могут создаваться условия расслоения и повышенной проницаемости пород для рудообразующих растворов.

Наиболее благоприятны для локализации оруденения в пределах зон интенсивного рассланцевания участки частого переслаивания пород различного состава и свойств, резко анизотропные в физическом и химическом отношениях; места ветвления зон интенсивного рассланцевания, отщепления оперяющих зон и резких перегибов сланцеватости пород; контакты пород с резко различными механическими свойствами, благоприятные для образования тектонических срывов; места резких осложнений первичной складчатой структуры пород поперечными складками более высоких порядков.

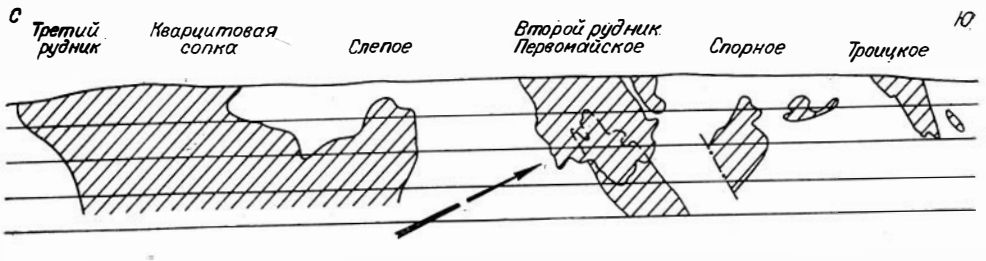


Рис. 12. Продольная проекция рудных тел Салаирского рудного поля на вертикальную плоскость. Стрелкой показано направление движения пород висячего бока в зоне интенсивного рассланцевания на предрудном этапе.

Отмеченные на геологических планах многочисленные разрывные нарушения, рассекающие рудные залежи (см. рис. 8), имеют в подавляющей своей части послерудный характер, хотя некоторая часть их, по мнению С. С. Геринга, возможно, имеет дорудное заложение и наследует более ранние структуры. С. С. Герингом выделяются четыре системы разрывных структур:

1) «диагональные» трещины с северо-западным простиранием 320—345° и падением к юго-западу под углом в среднем 50—80°;

2) «продольные» субмеридиональные трещины с простиранием 350—20° и падением к западу под углом 55—85°;

3) «поперечные» трещины с простиранием 85—110° и падением к югу 55—80°;

4) трещины с северо-восточным простиранием по азимуту 50—70° и падением к северо-западу под углом 40—60°. Они распространены незначительно.

Все трещины имеют сколовый характер и небольшие амплитуды смещения, не превышающие первые метры и только в единичных случаях доходящие до 20 м в нарушениях северо-западного простирания. Наиболее широко распространены диагональные (северо-западные) и продольные (субмеридиональные) разрывы. Анализ показывает, что они образуют сложную взаимосвязанную систему с преобладанием разрывов северо-западного простирания, что отражает, очевидно, закономерности проявления движений на послерудном этапе. Подвижки по отмеченным системам трещин по наблюдениям С. С. Геринга имели существенную сдвиговую составляющую. Для первых трех систем характерно смещение висячего крыла по направлению к югу и юго-востоку. Диагональные разрывы имеют в большинстве случаев сбросо-сдвиговый характер; продольные — сбросо-сдвиговый или чисто сдвиговый; поперечные — взбросо-сдвиговый; северо-восточные — сбросовый или сбросо-сдвиговый. Подвижки по большинству разломов происходили после отложения руд и лишь в некоторых случаях они контролируют низкотемпературную гидротермальную минерализацию.

Особенности состава и строения руд и условия минералообразования

Минералогия полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля изучалась Г. П. Болговым (1934), Г. С. Лабазиным (1946), И. П. Незабытовским и в последнее время детально рассмотрена в работах А. С. Лапухова (1965), К. Р. Ковалева (1969$_{1,2}$). По качественному минеральному составу многочисленные рудные тела достаточно сходны, что отражает общность процесса и близость условий минералообразования. Рудные тела сложены кварц-барит-сульфидными, кварц-сульфидными и реже сульфидно-карбонатными и кварц-серицит-сульфидными разностями руд. Состав руд Салаирского рудного поля несколько отличается от других месторождений района пониженным содержанием сульфидов железа, возможно в связи со слабой железистостью вмещающих и подстилающих рудные залежи пород. Основные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, в небольшом количестве самородное золото, электрум, аргентит, магнетит, гематит; жильные — барит, кварц, карбонаты, альбит, серицит, хлорит, реже флюорит.

Чрезвычайно разнообразны структурно-текстурные особенности руд. Наиболее распространены сплошные руды кварц-барит-сульфидного состава полосчатой текстуры, переходящие в пятнистые, полосчатые и вкрапленно-полосчатые разности. Как показали многочисленные наблюдения, проведенные Г. С. Лабазиным (1940$_{1,2}$), Г. Л. Поспеловым и А. С. Лапуховым (1971), К. Р. Ковалевым, и наши исследования (Дистанов, 1967;

Дистанов, Ковалев, 1964), рудному метасоматозу подвергались уже рассланцованные вмещающие породы, что обусловило широкое развитие реликтово-полосчатых текстур (фиг. 5, 6). Полосчатость в них обусловлена чередованием агрегатов рудных минералов с нерудными (барит, кварц, карбонаты). Обычная ширина сульфидных полосок от 1 до 4—5 мм. Под микроскопом они представлены метасоматическими взаимно прорастающими агрегатами зерен пирита, сфалерита, галенита, блеклой руды и халькопирита, не нарушенными сколько-нибудь существенно послерудными тектоническими подвижками. Встречаются и преимущественно сфалеритовые агрегаты с обильной зональной и незональной эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Полосчатость руд не всегда выражена и переходит местами в пятнисто-полосчатое или вкрапленно-полосчатое строение. В рудах вкрапленной и пятнистой структур отмечается грубая ориентировка ксеноморфно-метасоматических вкрапленников сульфидов (сфалерита, галенита, халькопирита и блеклой руды), отражающая в общих чертах ориентированный характер структур, возникающих при замещении рудным веществом тектонитов-порфироидов и кварц-серицитовых сланцев. Полосчатость в рудах обычно соответствует элементам залегания рудных тел, следуя изгибам контактов. Реже наблюдаются случаи, когда промышленные контуры рудного тела проходят под углом к направлению полосчатости в руде. Иногда полосчатость имеет грубо плойчатый или сложно изгибающийся рисунок, отражающий строение замещаемых рассланцованных вмещающих пород, которые сохраняются в контуре рудного тела в виде реликтовых участков. Нередко руды имеют массивное либо каркасное строение (фиг. 7, 8).

В отдельных массивных мономинеральных пиритовых образованиях (Южная линза Первомайского месторождения и другие) отмечается колломорфно-почечное строение. В грубо рассланцованных кварцевых порфирах Кварцитовой сопки и других участков также наблюдаются колломорфно-почечные выделения пирита, размером до нескольких миллиметров, обнаруживающие при протравливании концентрически-зональное строение. Поры и трещины усыхания их выполнены блеклой рудой, сфалеритом и кварцем.

В формировании месторождений Салаирского рудного поля выделяются следующие основные стадии минерализации и соответствующие им минеральные ассоциации: 1) ранняя кварц-пиритовая с широким ореолом предрудной серицитизации и хлоритизации; 2) барит-сульфидная полиметаллическая, представляющая основную продуктивную стадию (кварц, карбонаты, барит, пирит, сульфиды цинка, свинца и меди); 3) кварц-карбонатная, в процессе которой сформировались кварц-карбонатные жилы, прожилки и метасоматические тела с небольшим количеством барита, флюорита и регенерированных сульфидов. На рис. 13 приведена парагенетическая схема последовательности выделения минералов по К. Р. Ковалеву ($1969_{1,2}$), специально изучавшему вопросы состава и строения руд Салаира.

Под микроскопом в рудах отмечается большое разнообразие первичных структур отдельных минералов и их срастаний. Особенно разнообразны в морфологическом отношении пириты, имеющие несколько генераций. В среднем пирита около 25% всей рудной массы, за исключением редких случаев, когда он составляет массивные колчеданные тела. Как во вкрапленных, так и в массивных разностях руд почти повсеместно отмечаются метаколлоидные образования пирита.

Довольно четко выделяются три основные генерации пирита, соответствующие основным стадиям минерализации. К первой относятся спорадические скопления пирита почти мономинерального состава и рассеянная вкрапленная минерализация ранней предрудной стадии (фиг. 9). Массивная пиритовая залежь была вскрыта на южном фланге Первомайского месторождения. Она представлена сплошными почечными колло-

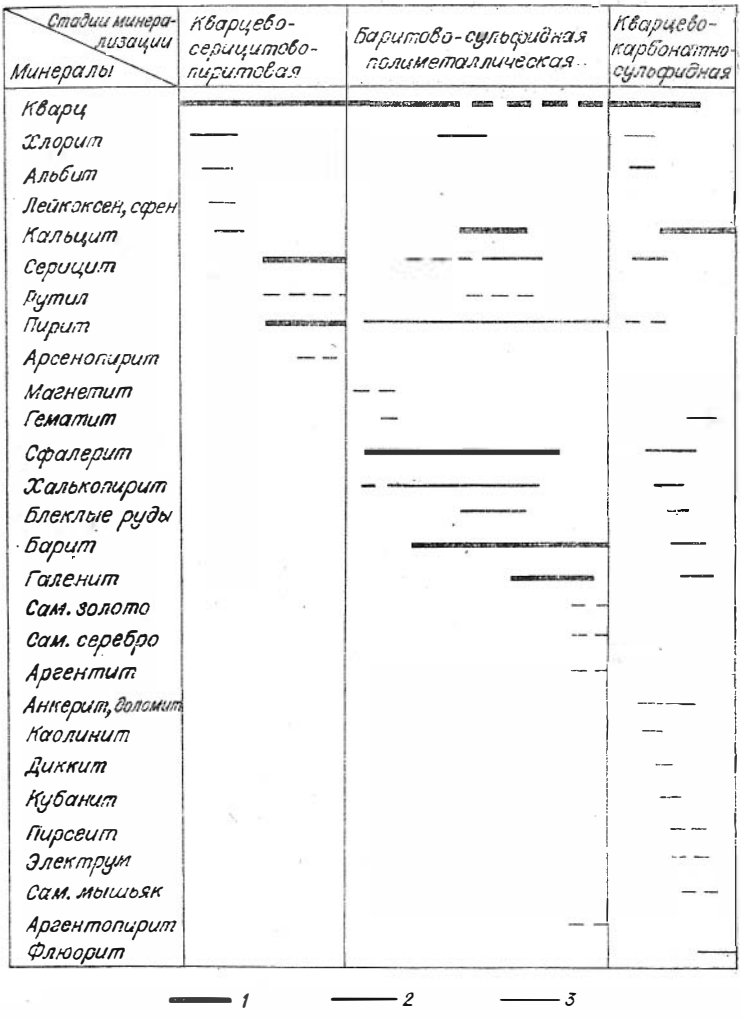


Рис. 13. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на месторождениях Салаирского рудного поля (по К. Р. Ковалеву, 1969).

Минералы: *1* — главные; *2* — второстепенные; *3* — редкие.

морфными агрегатами пирита, пропитанными по порам и трещинам усыхания и дробления более поздним сфалеритом, галенитом, блеклой рудой и халькопиритом. Химическим травлением выявляется радиально-лучистое строение агрегатов в сочетании с зернами пентагондодекаэдрического облика и зонального строения (фиг. 10). Иногда эти агрегаты окаймляются колломорфно-крустификационными каемками. Реже встречаются неравномерно-зернистые агрегаты зональных зерен и равномерно-зернистые скопления пирита, лишенные зонального строения. Совместное нахождение первично колломорфных и кристаллических форм пирита указывает на выпадение его в условиях пересыщения растворов исходными компонентами с образованием гелей и отсутствие существенной перекристаллизации и послерудного метаморфизма. Рассеянные вкрапленники пирита в рассланцованных и гидротермально измененных околорудных породах имеют преимущественно кубический габитус.

Широко распространен в рудах пирит второй генерации, выделившийся в начале стадии собственно полиметаллического минералообразования или близко одновременно с основными рудными минералами. Он представлен как полнокристаллическими разностями, так и зернистыми

мельниковит-пиритовыми, пористыми, почечными и розеточными агрегатами, разнообразие форм которых выявляется при химическом травлении. Особенно часто встречаются во вкрапленных, массивных и полосчатых рудах почечные выделения пирита размером до 2—3мм с мельниковит-пиритовым ядром и радиально-лучистой внешней зоной. Внутренние части их интенсивно замещаются более поздними образованиями блеклой руды и сфалерита (фиг. 11). Мелкие метаколлоидные почечные выделения пирита встречаются также в сплошных полях сфалерита и халькопирита (фиг. 12). К наиболее позднему пириту относятся тонкокристаллические гексаэдрические выделения, часто обрастающие зерна сфалерита или встречающиеся в виде сыпи в кварц-карбонатной массе.

Для основной массы рудных минералов, представленных сфалеритом, галенитом, халькопиритом и блеклой рудой, наиболее типична ксеноморфно-метасоматическая форма выделения, иногда с образованием структур прорастания галенитом и халькопиритом сфалерита, галенитом блеклой руды. Отдельные зерна пирита интенсивно корродируются поздними сульфидами с образованием коррозионных скелетных форм. Выделения сфалерита, халькопирита, блеклой руды и галенита грубо ориентированы в направлении общей полосчатости руд, что особенно четко проявляется в ассоциации со слюдистыми минералами.

Для руд основной полиметаллической стадии минерализации и в участках наложения оруденения на дайки диабазовых порфиритов характерны темные, в сколах полупрозрачные разности сфалерита, часто насыщенные эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Изучение элементов-примесей в этой разности сфалерита (К. Р. Ковалев, 1972) показало на их слабую железистость (содержание железа от 0,05 до 0,54%) и некоторую обогащенность медью, титаном, висмутом и мышьяком. Сфалерит образует среднезернистые и мелкозернистые агрегаты, редко встречаются и колломорфные выделения сфалерита (фиг. 13). При структурном травлении четко проявляются двойники роста, зерна и агрегаты зонарного строения (фиг. 14). Зонарность иногда подчеркивается закономерным распределением эмульсионной вкрапленности халькопирита.

В поздних кварц-карбонат-сульфидных жилах, гнездах и прожилках встречаются крупнокристаллические клейофановые разности сфалерита. Для них характерны повышенные концентрации галлия, ртути (0,03—1%) и марганца.

Галенит в рудах наблюдается в парагенезисе с блеклой рудой, реже халькопиритом и сфалеритом. Из нерудных с галенитом ассоциируют барит и кальцит. В основной массе руд он имеет мелкозернистое строение и отдельные прожилки и гнезда крупнозернистого строения. В кварц-карбонатных прожилках галенит выполняет интерстиционные полости, образует гнезда и прожилки совместно с блеклой рудой, халькопиритом, электрумом и пирсеитом.

Халькопирит встречается в парагенезисе со сфалеритом, галенитом и блеклой рудой, иногда с образованием субграфических структур. Как продукт распада твердых растворов в виде эмульсионной вкрапленности, он наблюдается в сфалеритах барит-сульфидной полиметаллической стадии минерализации. Совместно с галенитом и сфалеритом он отмечается и в кварц-карбонатных прожилках, рассекающих диабазовые дайки.

Блеклые руды Салаирского рудного поля, по данным К. Р. Ковалева (1969), относятся к смешанным сурьмяно-мышьяковым разностям. Они постоянно присутствуют в рудах в ассоциации с галенитом и баритом. В поздних сульфидных и кварц-карбонат-сульфидных прожилках встречаются гнездовые выделения блеклой руды размером до 2 см в поперечнике.

Остальные рудные минералы редки и существенных скоплений не образуют. Магнетит и гематит крайне редки и отмечались в виде мелких кристалликов в кварц-сфалеритовом агрегате в рудах месторождения

Кварцитовая сопка. Гнездовые выделения крупночешуйчатого гематита имеются в поздних кварц-карбонат-сульфидных образованиях в ассоциации с баритом, анкеритом, клейофаном, галенитом и блеклой рудой.

В карбонатной руде Спорного месторождения в ассоциации с халькопиритом, галенитом и блеклой рудой встречены пирсенит и электрум (фиг. 15). Там же в позднем карбонатном прожилке обнаружен самородный мышьяк. Предыдущими исследователями отмечались самородное золото и серебро и некоторые другие редкие минералы (см. рис. 13).

Основные жильные компоненты руд — кварц, барит, кальцит, анкерит, серицит, хлорит и альбит. Наибольший интерес представляет барит как промышленно-ценный минерал. Содержание его в массивных рудах колеблется по данным отработки от 65—80 вес.% на верхних горизонтах рудных залежей до 40—45 вес. % в нижних частях их. Наряду с мелкозернистыми разностями барита часто наблюдаются порфировые выделения его размером до 1 см и более. Таблитчатые зерна барита нередко деформированы и имеют волнистое угасание. Выделение барита сопровождает кристаллизацию основных сульфидных рудных минералов и, возможно, частично опережает отложение основной массы полиметаллических руд. Наиболее тесно ассоциируют барит с галенитом и сфалеритом (фиг. 16) В отдельных случаях на месторождениях Кварцитовая сопка, Первомайское, Александровское наблюдаются малосульфидные жилообразные и гнездообразные тела белого среднезернистого барита. Отдельные поздние выделения крупнокристаллического барита отмечаются в виде барит-карбонатных гнезд и желваков в кварц-барит-сульфидных рудах и кварц-карбонатных жилах.

Существенную роль в составе руд играют кварц и карбонаты. Морфологически кварц разнообразен и встречается в виде мелко-среднезернистых агрегатов с баритом и кальцитом, псевдопорфировых образований, замутненных многочисленными включениями, и пористых агрегатов (фиг. 17). Количество кварца в рудах увеличивается на нижних горизонтах. Карбонаты в сульфид-баритовых рудах представлены в основном кальцитом и анкеритом, количество которых на нижних горизонтах рудных залежей несколько увеличивается и достигает 10—15%, Широко распространены на месторождениях Салаирского рудного поля поздние кварц-карбонатные жильные и гнездовые образования с крупнокристаллическими, иногда блоковыми выделениями кальцита и анкерита.

Постоянным компонетом руд является альбит, но общее количество его незначительно и лишь в рудах Слепого месторождения, по данным Г. С. Лабазина, иногда достигает 5—8%.

Серицит и хлорит, ведущие минералы в околорудно-измененных породах и вкрапленных рудах, в кварц-барит сульфидных рудах играют роль второстепенных минералов (фиг. 18). Образование их происходило как в раннюю стадию, до кристаллизации основной массы сфалерита, так и позднее, в течение всего рудного процесса вплоть до образования поздних кварц-карбонатных жил. То, что для Салаирских месторождений объединяется под название серицит, представляет собой довольно сложную группу трудно отличимых друг от друга слюдообразных минералов. Анализы некоторых их разновидностей, проведенные С. С. Герингом и И. П. Незабытовским, показали наличие среди них помимо калиевых разностей слюд (собственно серицита) парагонита и пирофиллита. Наличие в гидротермально-метасоматических образованиях парагонита отмечалось и К. Р. Ковалевым. Г. С. Лабазиным основная масса гидротермального серицита была отнесена к фенгиту. В кварц-серицитовых вкрапленных сульфидных рудах динамометаморфический и гидротермальный серициты трудно различимы и находятся в смешанных агрегатах. Гидротермально-метасоматический процесс фиксируется наличием «поперечных слюд» в виде разноориентированных чешуйчатых и розе-

точных агрегатов. Хлорит в рудах представлен в основном алюмомагнезиальными разностями, встречается повсеместно, но в небольшом количестве, в виде крупночешуйчатых агрегатов в ассоциации с пиритом и другими сульфидами (фиг. 19).

Таким образом, для полиметаллических руд Салаирского рудного поля типично широкое развитие ненарушенных структур первичной кристаллизации минералов — (взаимнопрорастающих метасоматических выделений сульфидов цинка, меди, свинца, метаколлоидных и сложнозональных разностей пирита, зональной эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите), спокойных двойников роста сфалеритовых и халькопиритовых агрегатов.

Структурно-минераграфические исследования показывают, что как массивные метасоматические залежи, так и широко развитые прожилково-вкрапленные руды в интенсивно рассланцованных разностях пород не несут следов существенного динамометаморфизма. Об этом говорит, в первую очередь, повсеместное широкое развитие метаколлоидных и галевых структур, особенно четко наблюдаемых в агрегатах пирита. Метаколлоидный пирит образует самостоятельные скопления (Южная линза Первомайского месторождения) и встречается в виде срастания с другими рудными минералами. Колломорфные образования пирита отмечаются в ранней кварц-пиритовой ассоциации (с баритом, карбонатами, серицитом, хлоритом и др.) и главной рудной барито-полиметаллической ассоциации. Пирит образует исключительно характерные почковидные, сферические, кольцеобразные фестончатые агрегаты с концентрически-зональным и нередко радиально-лучистым строением. Широкое развитие в метаколлоидных рудах имеет мельниковит-пирит.

Колломорфные модификации пирита обычно тесно ассоциируют с его протокристаллическими разностями кубической и пентагондодекаэдрических форм. Рассекающие отдельные колломорфные агрегаты радиальные и сферические трещины усыхания выполняются обычно жильными минералами либо отлагающимися позднее сульфидами. Колломорфные образования пирита отмечались нами на месторождениях Спорное, Первомайское, Слепое и Кварцитовая сопка, причем это не спорадические проявления, а типоморфная модификация для всей группы месторождений. Отдельные ярко выраженные колломорфные образования сфалерита и метаколлоидные кварц-гематитовые образования отмечались в рудах Первомайского месторождения на глубине 330 м. Об отсутствии интенсивного динамометаморфизма руд говорят также сохранение зональной структуры кристаллов сфалерита, которое можно наблюдать в прозрачных шлифах, многочисленные формы явно первичных срастаний минералов, розеточные разноориентированные агрегаты гидротермальных серицита и хлорита и другие структурно-текстурные особенности руд.

Структурное травление рудных минералов и наблюдения в прозрачных шлифах показывают, что отдельные проявления послерудного метаморфизма имеют локальный характер и развиты непосредственно вблизи послерудных разрывных нарушений. Значительно большую интенсивность имели внутрирудные подвижки, появившиеся между отдельными стадиями минерализации. Однако и они не привели к сколько-нибудь существенному метаморфизму руд. Петротектоническими исследованиями А. С. Лапухова (1964, 1965) установлены проявления внутриминерализационных тектонических напряжений. В результате интерминерализационных подвижек отдельные зоны нарушения сопровождаются динамометаморфизмом минеральных ассоциаций. Образуются катакластические структуры пирита, сцементированного более поздним сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и жильными минералами. В тектонической глинке, сопровождающей малоамплитудные послерудные нарушения, наблюдается перетертый рудный материал. В зальбандах их происходит локальная перекристаллизация крупнозернистых агрегатов сфа-

лерита с образованием гранобластовых структур, деформация двойников роста и образование двойников давления, пластическая деформация галенита с образованием мелкоплойчатой структуры, кристаллизация новообразований сфалерита, галенита, халькопирита в «тенях давления» зерен пирита. Подобные проявления динамометаморфизма руд сопровождают локальные тектонические зоны и не характерны для рудных залежей в целом. Послерудные тектонические подвижки, приведшие местами к дроблению рудных скоплений и разлинзованию отдельных маломощных рудных залежей (месторождение Спорное), не имеют ничего общего с региональным динамометаморфизмом, соизмеримым с метаморфизмом, известным для отдельных колчеданных месторождений Урала и других рудных районов.

Околорудные гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород широко проявились на всех месторождениях Салаирского рудного поля в форме серицитизации и окварцевания вмещающих туфопорфироидов и рассланцованных кварцевых порфиров вплоть до формирования кварц-серицитовых сланцев и гидротермальных кварцитов. Широкому развитию околорудного гидротермального метасоматоза обязано также образование ореола вкраплений сульфидной минерализации. Процесс околорудной серицитизации проявляется в образовании серицитовых и кварц-серицитовых сланцев равно как в лежачем, так и в висячем боку рудных залежей и по восстанию и падению их. В пределах рудного поля широко развита предрудная динамометаморфическая серицитизация в зонах интенсивного рассланцевания алюмосиликатных пород. Однако в большинстве случаев собственно серицитовые и кварц-серицитовые сланцы тяготеют к зальбандам рудных залежей и под микроскопом в них можно наблюдать характерное для гидротермальных образований крупночешуйчатое строение, секущие прожилки и разноориентированное расположение слюдистых минералов. Зоны интенсивной серицитизации достигают первых десятков метров, переходя в серицитизированные рассланцованные разности пород. Процесс околорудной серицитизации происходит с существенным привносом калия. Однако по составу, наряду с калиевыми разностями слюд, по дефициту калия в отдельных анализах определяются натровые их разности — парагонит. И. П. Незабытовским отмечен также пирофиллит. Наблюдение над составом и структурой околорудных серицитовых сланцев показывает, что охотнее всего они образуются за счет туфогенных и туфогенно-терригенных разностей пород и мелкопорфировых дацитов.

Наряду с околорудной серицитизацией широкое проявление в пределах рудного поля получило околорудное окварцевание вмещающих пород. Окварцевание проявляется во всех разностях вмещающих пород и особенно широко развито в рассланцованных кварцевых порфирах северной части рудного поля. По отношению к рудным телам зоны окварцевания располагаются преимущественно в верхних их частях и в лежачих боках рудных залежей. Особенно интенсивно процесс окварцевания проявился на месторождении Кварцитовая сопка. Замещению тонкозернистым кварцем с аллотриоморфной роговиковообразной структурой подвергаются практически все породообразующие минералы за исключением лишь фенокристов кварца, придающих новообразованным гидротермальным кварцитам реликтово-порфировую структуру. В слабо окварцованных разностях пород отчетливо наблюдается замещение тонкозернистым кварцем фенокристов плагиоклаза и основной массы порфировых пород. Массивные гидротермальные кварциты помимо кварца содержат в небольшом количестве лишь серицит, барит, пирит, рутил, хлорит, кальцит, рассеянную тонкую вкрапленность сульфидов свинца, цинка, меди. Интересно отметить, что в их составе совершенно отсутствуют высокоглиноземистые минералы, характерные для вторичных кварцитов, образованных в условиях кислотного выщелачивания (Наковник, 1968).

Структурные наблюдения показывают на метасоматический характер образования микрокварцитов с привносом кремнезема. Объемный вес пород в процессе окварцевания не уменьшается, несмотря на вынос железа и других тяжелых элементов. Это говорит о том, что увеличения пористости при образовании кварцитов также не происходит. Все это позволяет считать, что околорудное окварцевание и формирование гидротермальных кварцитов во фланговых частях рудных залежей Салаирского рудного поля происходит не путем накопления остаточных масс кремнезема в процессе кислотного выщелачивания других породообразующих компонентов, а в результате привноса кремнекислоты во вмещающие породы из рудной зоны и метасоматического замещения кварцем других породообразующих минералов. Необходимо отметить, что существенная часть кремнезема высвобождается в процессе околорудной серицитизации и замещения вмещающих пород сульфидной рудной массой. Примерный состав основных исходных вмещающих пород и околорудно-измененных их разностей приведен в табл. 2.

Характерными элементами-примесями полиметаллических руд Салаирского рудного поля являются золото, серебро, висмут, сурьма, мышьяк, молибден, ртуть (Иконников, 1940; Ковалев, 1969). Такие элементы, как золото, серебро, сурьма, мышьяк (см. рис. 13), участвуют в формировании самостоятельных минеральных видов. Висмут, молибден, галлий, марганец и ртуть изоморфно входят в состав основных рудообразующих минералов. Не характерны для руд Салаирского рудного поля такие элементы, как никель, кобальт, индий, германий, таллий и олово, встречающиеся в колчеданно-полиметаллических рудах других рудных районов.

Наибольшей изоморфной емкостью, как показали исследования К. Р. Ковалева (1972), обладают сфалериты. Для них отмечаются повышенные концентрации титана, серебра, сурьмы, мышьяка и постоянное присутствие ртути. Сфалериты мелкозернистых руд Салаира несколько обогащены железом, медью, титаном, висмутом, мышьяком. Крупнокристаллические клейофановые разности характеризуются повышенными концентрациями галлия, ртути и марганца. В сульфидных прожилках в диабазовых дайках сфалериты аномально обогащены висмутом, серебром, кобальтом. Ртуть обнаружена во всех анализируемых пробах сфалерита с содержанием от 0,005 до 1 вес. %, со средним значением

Таблица 2

Химический состав основных разностей рудовмещающих и околорудно-измененных пород Салаирского рудного поля

Компонент	Эффузивный дацитовый порфир		Интрузивный кварцевый-риолит-дацитовый порфир		Серицитовый сланец		Окварцованный порфироид	
	вес. %	содержание, г на 100 см³	вес. %	содержание, г на 100 см³	вес. %	содержание, г на 100 см³	вес. %	содержание, г на 100 см³
SiO_2	71,45	196,56	73,85	204,92	51,61	141,36	79,56	217,20
TiO_2	0,17	0,47	0,14	0,38	0,25	0,68	0,20	0,55
Al_2O_3	14,17	39,00	12,73	35,35	26,18	71,70	12,16	33,20
Fe_2O_3	3,01	8,28	1,55	4,30	4,16	11,38	0,99	2,70
FeO	0,79	2,18	0,88	2,44	1,30	3,55	0,28	0,76
MnO	0,10	0,28	0,04	0,11	0,28	0,74	Сл.	—
MgO	2,53	6,96	1,17	3,23	1,38	3,77	0,66	1,80
CaO	0,92	2,54	1,14	3,15	2,68	7,34	0,19	0,52
Na_2O	3,53	9,69	2,71	7,54	1,62	4,45	1,76	4,80
K_2O	1,12	3,09	1,84	5,10	3,61	9,88	2,02	5,51
H_2O	0,23	0,63	0,05	0,14	0,09	0,25	0,11	0,30
П. п. п.	2,30	6,32	2,64	7,34	6,53	17,88	1,94	5,30
Колич. анал.	4		4		5		2	
Ср. уд. вес	2,76		2,74		2,73		2,73	

0,36 вес. %. Для халькопирита отмечаются повышенные содержания титана, марганца, мышьяка, сурьмы, галлия, висмута. В галенитах и блеклых рудах отмечаются серебро и висмут, в блеклых рудах ртуть (до 0,01 вес. %). Для баритов характерна примесь сурьмы и серебра.

В рудных телах Салаирского рудного поля исследованиями С. С. Геринга и А. С. Лапухова (Лапухов, 1968; Поспелов, Лапухов, 1971) установлена полиморфная вещественная зональность. На всех месторождениях концентрация свинца относительно содержаний цинка увеличивается кверху и к фланговым участкам рудных тел, максимумы меди смещены вниз, а максимумы бария — вверх относительно максимумов цинка. Природа возникновения подобной зональности подробно рассматривается в ряде работ А. С. Лапухов (Лапухов, 1968, $1972_{1,2}$; Лапухов, Галкин, 1972) и объясняется с позиции динамики развития гидротермально-метасоматического процесса и эволюции процессов рудоотложения в условиях малых глубин.

Как уже отмечалось выше, в формировании месторождений Салаирского рудного поля нами выделяются три основные стадии минерализации — ранняя кварц-пиритовая, основная барит-сульфидная полиметаллическая и поздняя кварц-карбонатная. Температуры образования, по данным К. Р. Ковалева ($1969_{1,2}$), для первой стадии оцениваются в 300—200°С, основной продуктивной стадии — 270—200 и третьей стадии — 150—80°С. А. С. Лапуховым даются существенно более высокие температуры рудообразования и в разных работах не совпадающие. Температура окварцевания им оценивается в 400—500°С, главной баритовой стадии минерализации — в 325—450°С, главной сульфидной стадии по одним источникам (Лапухов, 1965) — в 400—300, по другим (Лапухов, 1966) — в 350 — 250, по третьим (Лапухов, 1968) — около 270—300°С. Замеры температур гомогенизации газово-жидких включений в тонкозернистых кварц-барит-сульфидных агрегатах встречают много технических трудностей и крайне сложны. Однако детальное ознакомление с результатами работ К. Р. Ковалева в ходе исследований позволяет нам принять полученные им данные за достаточно достоверные. О наиболее вероятном температурном интервале рудообразования для основных стадий рудообразования в 300—200°С говорит также кварц-карбонат-альбит-серицит-хлоритовый парагенезис околорудных метасоматитов и постоянное присутствие в рудах существенных количеств барита, максимальная температура образования которого в природных гидротермальных системах по данным многих исследователей не превышает 250°С (Учаймешвили и др., 1966; Ингерсон, 1958; Наумов, Ходаковский, 1968).

Прямые геологические методы не позволяют достоверно определить глубину образования рудных залежей Салаира. К косвенным же признакам, указывающим на относительно небольшие глубины рудообразования, относятся:

1) небольшой вертикальный размах оруденения (250—350 м) и четкий горизонтальный интервал рудообразования в пределах рудного поля (см. рис. 12);

2) проявление полигенной горизонтальной и вертикальной зональности в пределах отдельных рудных залежей, относящейся по типу к зональности отложения;

3) значительный температурный градиент в период основной продуктивной стадии минерализации, достигающий, по данным А. С. Лапухова (1968), в отдельных случаях (месторождения Спорное и Троицкое) 0,7—1 град/м;

4) пространственное наложение оруденения на апикальные части кислых порфировых интрузий, относящихся к фациям малых глубин;

5) исследование состава газовой фазы включений в кальците, клейофане и галените, выполненное на наших материалах Н. А. Шугуровой

(1967), показало соотношения кислорода и азота в них, близкие к атмосферным, что наряду с другими факторами позволяет говорить о небольших глубинах формирования месторождения. Помимо кислорода и азота во включениях было обнаружено также от 30 до 40% углекислого газа.

Глубины образования полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля, очевидно, не превышали 1—1,5 км.

Взаимоотношение даек и оруденения

Дайки диабазовых порфиритов, относящиеся к комплексу самостоятельных малых интрузий верхнепалеозойского возраста,—самые молодые интрузивные образования. Они рассекают толщу крутопадающих рудовмещающих пород нижнего — среднего кембрия и постскладчатые интрузии риолит-дацитовых кварцевых порфиров, на которые накладывается гидротермально-метасоматическое барит-полиметаллическое оруденение. Соотношение даек и рудной минерализации, безусловно, является одним из наиболее достоверных критериев возраста оруденения. Большинство исследователей Салаирского рудного поля (Лабазин, $1940_{1,2}$, 1953; Лапухов, 1964, 1966; Лапухов, Шарапов, 1966; Лапухов, Поспелов, 1971), исходя из того, что дайки морфологически секут рудные залежи, несколько слабее рассланцованы, чем остальные вмещающие породы, но все-таки подвержены интенсивным околорудным изменениям и пересекаются многочисленными кварц-карбонат-сульфидными прожилками, пришли к выводу о внутриминерализационном характере интрузии и внедрении даек после барит-сульфидной стадии минерализации. Проведенные нами детальные наблюдения над взаимоотношением даек и оруденения в подземных горных выработках месторождений Кварцитовая сопка, Слепое, Первомайское, Спорное и опыт изучения различных возрастных групп даек в пределах других рудных полей позволили высказаться за дорудный возраст дайковых интрузий диабазовых порфиритов Салаирского рудного поля (Дистанов, 1963).

В пределах Салаирского рудного поля дайки диабазовых пород распространены довольно широко и особенно детально изучены в последние годы по данным работ на месторождении Кварцитовая сопка. Они имеют мощность от 1—2 до 20 м, прослеживаются по простиранию на расстояние до 2 км и выполняют крутопадающие, нередко ветвящиеся трещины субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений (см. рис. 6, 7). Отдельные изгибы даек диабаза имеют субширотное простирание. Преимущественное падение даек западное под углом 50—70°.

Диабазы представлены массивными темно-зелеными разностями, осветленными в местах интенсивных околорудных изменений. Аналогично остальным породам района, они подвергаются рассланцеванию, однако несколько слабее. Расслаицованы диабазы неравномерно, но повсеместно. Степень рассланцевания их колеблется от 8—10 до 150—200 трещин на 1 пог. м. На отдельных участках маломощные дайковые тела рассланцованы еще более интенсивно и перемяты. Более низкая степень рассланцевания диабазов по сравнению с вмещающими туфогенно-осадочными породами и кварцевыми порфирами обусловлена, очевидно, различными причинами. Наряду с физико-механическими свойствами, большей вязкостью диабазов по сравнению с другими породами важную роль сыграли длительность развития зон интенсивного рассланцевания, многоэтапность предрудного рассланцевания пород. Как отмечали И. П. Незабытовский, А. С. Лапухов и Г. Л. Поспелов, формирование додайковой интрузии кварцевых порфиров происходило в среде уже значительно рассланцованных пород, что обусловило сложную морфологию интрузива и развитие процессов ореольной порфиризации. Наиболее отчетливо рассланцевание в диабазах проявляется в участках резкого несогласия элементов

залегания дайки с направлением сланцеватости пород (центральная часть участка Кварцитовая сопка) и в маломощных телах диабаза (месторождения Слепое, Спорное). Значительно более отчетливая сланцеватость в дайках наблюдается под микроскопом. Петрографические исследования диабазов проводились А. Я. Булынниковым и Н. Н. Смирновой (Булынников, 1960; Булынников, Смирнова, 1939), И. П. Незабытовским, Г. С. Лабазиным (1953 г.) и Л. Э. Алексеевой (Фомичев, Алексеева, 1961).

Диабазы Салаирского рудного поля подверглись значительным вторичным изменениям. При сохранении реликтовой диабазовой структуры пород плагиоклаз полностью альбитизирован, темноцветные замещены хлоритом и лишь в отдельных участках сохраняются остаточные зерна авгита. В участках интенсивного рассланцевания и гидротермальных изменений порода приобретает сланцеватую текстуру с преобладающим развитием лепидогранобластовой структуры. Помимо вторичного альбита, хлорита и магматогенных рудных минералов, в качестве вторичных образований широко развиваются карбонаты, кварц, барит, серицит, рутил, накладывается вкрапленная рудная минерализация в виде пирита, халькопирита, сфалерита, блеклой руды и реже галенита.

Гидротермальные околорудные изменения проявлены в диабазах, залегающих в пределах рудных участков широко и повсеместно. Они отмечаются в виде карбонатизации, окварцевания, серицитизации и хлоритизации, наложения рассеянной вкрапленности барита, пирита, сфалерита, халькопирита и реже других сульфидов. Интенсивность их зависит от многих причин и в первую очередь от степени проявления рудного процесса, мощности даек, деформированности и характера их залегания. При согласном залегании даек с общим направлением рудоконтролирующих структур тектоническая глинка, образующаяся в результате срывов по контактам даек, препятствует развитию процессов околорудного метасоматоза и развитию в них околорудной минерализации. Детальные наблюдения по профилям вкрест залегания даек показывают, что околорудные изменения захватывают их в большинстве случаев по всей мощности, хотя интенсивность их в центральных частях даек снижается. В зоне контакта с рудой происходит наиболее интенсивное изменение диабаза. Порода представляет собой кварц-карбонатный агрегат с некоторым количеством альбита, барита, серицита и рудных минералов при преобладании кальцита и магнезиального карбоната. Эта зона колеблется обычно от 1—2 до 10 см, редко больше, и макроскопически нередко представляет собой осветленную породу буровато-серого цвета.

При удалении от контакта количество карбоната снижается, исчезает серицит и появляется значительное количество гидротермального хлорита. По мере снижения интенсивности гидротермальных изменений начинает проявляться первичная диабазовая структура породы. Такие минералы, как барит, кварц, рутил и основные рудообразующие сульфиды, непосредственно связанные с гидротермальным рудным процессом, широко отмечаются во всех дайковых образованиях диабазов, что не позволяет выделить среди них в пределах рудного поля послерудных разностей. В ряде случаев (месторождение Кварцитовая сопка, гор. 250 м, восточный орт на севере участка; гор. 170 м, пересечение орта 11 и штрека № 2; месторождение Слепое, гор. 180 м, орт 1 Восточного рудного тела) горными выработками вскрыты ненарушенные тектоническими подвижками контакты даек и кварц-барит-сульфидных руд основной сульфидной рудной ассоциации, на которых совершенно четко видна метасоматическая околорудная проработка диабазов (фиг. 20). Макроскопически она выражается в зоне осветления мощностью от нескольких сантиметров до полного гидротермального изменения маломощных даек диабазов (месторождение Слепое, гор. 210 м). Под микроскопом околорудноизмененные диабазы превращены в лепидогранобластовый агрегат кварц-серицит-альбит-хлорит-карбонатного состава с вкрапленностью рутила,

пирита, халькопирита и сфалерита. Повсеместно наблюдается также вкрапленность барита.

Несмотря на то, что диабазы по своим физическим свойствам и химизму неблагоприятны для замещения сульфидной полиметаллической минерализацией, что неоднократно отмечалось во многих рудных районах (Вольфсон, 1962), на многих участках наблюдаются рудные жилы, секущие диабазовые дайки. Достаточно широко известны случаи пересечения даек поздними кварц-карбонатными жилами с бедной вкрапленностью пирита и халькопирита (Лабазин, $1940_{1,2}$; Лапухов, 1964; Лапухов, Поспелов, 1971). При детальных исследованиях нами отмечено большое количество прямых пересечений диабазов кварц-карбонат-баритовыми жилами основной рудной минеральной ассоциации при широком развитии в жилах марматита, блеклой руды, галенита и других рудных минералов (Дистанов, 1963). Из нерудных минералов в них отмечается повышенное содержание альбита и хлорита. Большинство жил отмечалось нами на участке Кварцитовая сопка на глубине 170—250 м от поверхности. Жилы морфологически четко выражены и выполняют чаще секущие трещины отрывного характера и реже сколового. В отдельных случаях кварц-барит-сульфидные жилы мощностью до 2—3 см проникают в дайку на расстояние до 10 см по трещинкам сланцеватости (Кварцитовая сопка, гор. 170 м). В зальбандах жил наблюдаются интенсивные околорудные изменения диабазов (фиг. 21, 22, 23). В одной из жил (Кварцитовая сопка, гор. 172 м, орт. 8) в результате многостадийного выполнения трещины на раннюю рудную кварц-сульфидную ассоциацию минералов (кварц, барит, марматит, халькопирит) наложена кварц-карбонатная минерализация с халькопиритом и клейофаном (фиг. 21). На горизонте 250 м месторождения Кварцитовая сопка обломки диабаза в дорудной тектонической зоне окаймляются рудными жилками, образуя подобие кокардовой текстуры, а сложный текстурный рисунок кварц-барит-сульфидных прожилково-вкрапленных руд подчинен конфигурации контакта пород (фиг. 22).

Наблюдения за рудами в контактах с диабазами говорят об отсутствии каких-либо изменений, возможных при термальном метаморфизме. В метасоматических рудных образованиях вблизи диабазов на расстоянии до 0,5 м, иногда больше, в результате развития биметасоматических процессов отмечается повышенное содержание гидротермального хлорита, что не типично для основной массы руд.

Приведенные факты показывают, что в пределах Салаирского рудного поля нет оснований для отнесения диабазовых даек к послерудным либо внутрирудным образованиям. Высказанные нами по этому поводу соображения (Дистанов, 1963) были критически рассмотрены А. С. Лапуховым и В. Н. Шараповым (1966), которые считают дайки внутрирудными образованиями ввиду отсутствия фактов экранирования дайками рудоносных растворов, наличия в дайках рудных микроксенолитов размером до 0,5 мм и некоторых других наблюдений и расчетных данных косвенного характера (статистический анализ распределения рудных элементов в околодайковых зонах, расчет околодайковых тепловых полей и т. д.). Изложенные соображения были детально рассмотрены и учтены нами, но они практически не вносят принципиально новых данных, позволяющих нам по-иному интерпретировать в целом однозначный фактический материал. В некоторых случаях (в вопросе о секущем положении в разрезе даек по отношению к сланцеватости, метаморфизующем воздействии даек на руды) утверждения авторов статьи не соответствуют наблюдаемым фактам, приводимые же расчеты тепловых полей даек не относятся к существу вопроса, поскольку непосредственно с этими полями никем не связывается формирование метасоматических рудных залежей Салаира.

Отсутствие прямых фактов термального воздействия даек диабазов на руды, четко выраженный околорудный метасоматоз в них, наличие

рудных прожилков и рассеянной вкрапленности рудных минералов и барита, предрудное рассланцевание даек — все это свидетельствует в пользу дорудного возраста диабазов. Образование диабазовых даек по времени, очевидно, тесно предшествует оруденению, разделяя таким образом процессы внедрения интрузивных кварцевых кератофиров и гидротермального рудообразования. Близость по времени образования диабазовых даек и рудных залежей признается и сторонниками внутриминерализационного внедрения диабазов (Лабазин, 1953; Лапухов, Шарапов, 1966; Лапухов, Поспелов, 1971). Так или иначе уже этот факт имеет важное значение для решения вопроса возраста и генезиса оруденения.

Данные о возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля

Рудные залежи метасоматических кварц-барит-сульфидных полиметаллических руд — наиболее молодые образования Салаирского рудного поля. Они накладываются на собранные в складки вулканогенно-осадочные отложения нижне-среднекембрийского возраста. Процессы формирования рудоконтролирующих постскладчатых зон интенсивного рассланцевания, связанных с блоковыми движениями фундамента, предшествовали оруденению. Возраст дорудных интрузий кварцевых порфиров окончательно не установлен. Изложенные нами соображения позволяют считать определенную часть интрузивных кварцевых порфиров герцинскими образованиями. По морфологии и структурно-текстурным особенностям они обладают характерными чертами постскладчатых либо синкинематических интрузий. А. С. Лапуховым (Лапухов, 1965; Лапухов, Шарапов, 1966) определялся калий-аргоновым методом возраст автометасоматических серицитов из кварцевых порфиров Салаирского рудного поля, который составил 330—340 млн. лет, что позволило ему придти к выводу о девонском (нижнекарбоновом по действующей геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении) возрасте порфировых интрузий.

Наиболее близки по времени внедрения к рудному процессу дайки диабазовых порфиритов, возраст которых по приведенным выше данным калий-аргоновых определений укладывается в интервале 235—280 млн. лет (пермский возраст). При всей условности этих определений, в связи с низкими содержаниями калия в породе и зеленокаменным изменением ее диабазовые порфириты рудного поля можно считать моложе габбродиабазов горы Малиновой (в 4 км к югу от рудного поля), относимых нами по возрасту к низам карбона (305—340 млн. лет).

Нами была сделана попытка определения абсолютного возраста руд калий-аргоновым методом по серицитам и свинцовым методом по галенитам (Дистанов и др., 1964). Отбор явно гидротермального серицита для определения абсолютного возраста представляет сложную задачу. Анализ двух проб крупночешуйчатого гидротермального серицита из руд Спорного и Слепого месторождений и валовой пробы серицитового сланца из лежачего бока Слепого месторождения (гор. 200 м), выполненный в лаборатории масс-спектроскопии ИГиГ СО АН СССР (аналитик А. П. Герцева) дал неоднозначные результаты (табл. 3). Калий-аргоновое определение возраста гидротермальных серицитов — в среднем 330 — 340 млн. лет — в целом позволяет отнести образование их к герцинскому времени. Возрастные же датировки серицитового сланца в 510 млн. лет значительно удревняют процесс серицитизации вмещающих толщ.

Более однозначны результаты определений изотопного состава свинцов галенита из руд месторождений Слепое и Кварцитовая сопка, которые были выполнены по нашей просьбе в Радиевом институте АН СССР С. М. Гращенко, А. В. Ловцюс и Э. В. Саботовичем. Как видно из табл. 4,

Таблица 3

Возраст серицитов, руд и околорудных серицитовых сланцев, определенный калий-аргоновым методом

Проба	Содержание калия, %	Общий аргон, нмм³/г	Радиогенный аргон, нмм³/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
1. Месторождение Спорное, гор. 240 м. Серицит крупночешуйчатый из кварц-карбонат-баритовой жилы с галенитом, клейофаном, халькопиритом и теннантитом, внутри метасоматической рудной залежи	5,40	0,1170	0,0754	0,0208	341
2. Месторождение Слепое, гор. 194 м. Серицит крупночешуйчатый из гидротермальной жилы в сланцах лежачего бока в контакте с рудным телом	5,90	0,1470	0,07932	0,02016	332
3. Месторождение Слепое, гор. 200 м. Серицитовый сланец лежачего бока метасоматической рудной залежи, массивный, без заметных следов гидротермальной минерализации	2,20	0,08165 0,1073	0,04827 0,0472	0,03291 0,03217	514 505

Примечание. Определения выполнены в лаборатории масс-спектроскопии ИГиГ СО АН СССР, аналитик А. П. Перцева.

изотопный состав свинца полиметаллических руд Салаира в пределах точности масс-спектроскопических измерений един и обнаруживает сходство с изотопным составом свинца месторождений Лениногорского рудного поля, который был получен А. П. Виноградовым и др. (1957). Лениногорские месторождения залегают в отложениях среднего девона и имеют герцинский возраст. Впоследствии данные изотопных определений рудных свинцов Салаира дополнил спектрально-изотопными определениями Л. Д. Шипилов (Шипилов и др., 1968). Несмотря на сложность возрастных определений свинцовым методом, можно с уверенностью сказать, что изотопный состав свинцов Салаирских месторождений явно отрицает возможность отнесения их к древним кембрийским образованиям. Сопоставление разносторонних данных, так или иначе характеризующих возраст полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля, позволяет достаточно однозначно высказаться за их значительно более молодой, чем вмещающих кембрийских вулканогенно-осадочных образований, верхнепалеозойский возраст.

Таблица 4

Изотопный состав свинца галенитов из полиметаллических руд Салаирского рудного поля

Проба	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
1. Галенит из прожилково-вкрапленной полиметаллической руды (месторождение Слепое, гор. 165 м)	18,17	15,19	38,63
2. Галенит из массивной кварц-карбонат-баритовой полиметаллической руды (месторождение Слепое, гор. 250 м)	18,10	15,76	38,45
3. Галенит из кварц-карбонатного прожилка в диабазе (месторождение Кварцитовая сопка, гор. 250 м)	18,09	15,77	38,35
4. Галенит из кварц-карбонат-баритовой жилы, пересекающей контакт кварцевого порфира и диабаза (месторождение Кварцитовая сопка, гор. 250 м)	18,18	15,81	38,46

Примечание. Анализы выполнены С. М. Гращенко, А. В. Ловцюс и Э. В. Саботовичем в Радиевом институте АН СССР.

УРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Урское рудное поле включает колчеданно-полиметаллические (существенно медно-цинковые) месторождения Урское, Белоключевское, Самойловское, геологическое строение и минералогия которых описаны в работах Г. П. Болгова (1937), И. В. Дербикова (1936, 1937), Г. С. Лабазина ($1940_{1,2}$), В. К. Черепнина (1959), В. И. Зеркалова (1959, $1960_{1,2}$, 1962), К. Р. Ковалева ($1962_{1,2}$) и автора (Кузнецов, Дистанов и др., 1966; Дистанов, Ковалев 1964). Рудное поле детально изучалось также в процессе геологосъемочных и разведочных работ Н. П. Довгалем, И. К. Неклюдовым, А. В. Карелиной и другими геологами. По геологическому строению, морфологии рудных залежей, факторам структурного контроля оруденения и приуроченности к вулканогенным образованиям нижне-среднекембрийского возраста месторождения Урского рудного поля во многом сходны с месторождениями Салаирского. Однако в строении Урского рудного поля меньшую роль играют интрузивные кварцевые порфиры (рис. 14). Рудовмещающими являются интенсивно рассланцованные зеленокаменно-метаморфизованные слоистые вулканогенно-осадочные породы, среди которых широко развиты порфириты и туфы среднего и смешанного состава. Существенно отличается и минеральный состав рудных тел, что позволяет, при сходстве по качественному минеральному составу с месторождениями Салаирского рудного поля, относить их к колчеданно-полиметаллическому минеральному типу.

Геологическое строение рудного поля

Урское рудное поле расположено в юго-западном крыле Бачатско-Урского антиклинория и приурочено к сложно построенному горизонту вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород кислого и основного состава среди нижне-среднекембрийских известняков гавриловской свиты. Горизонт вулканогенно-осадочных образований, слагающих рудное поле, имеет в плане линзообразную форму и прослеживается полосой шириной 1,5—2 км в северо-западном направлении на протяжении около 12 км. На северо-западном фланге отмечается его довольно резкое выклинивание, что некоторые исследователи (А. В. Карелина, В. И. Зеркалов) объясняли тектоническими причинами, на юго-восточном фланге — постепенные фациальные переходы вулканогенных образований в существенно карбонатные отложения. Ранее большинством геологов рудное поле рассматривалось как синклинальная структура. Основанием для этого служило общее более высокое положение в разрезе вулканогенных пород печеркинской свиты над известняками гавриловской, наличие нормальных стратиграфических контактов висячего и лежачего боков горизонта и некоторые отличия углов падения контактов алюмосиликатных пород с известняками, выявленных по данным бурения. Юго-западный контакт падает на юго-запад под углом 40—60°, северо-восточный — в ту же сторону, но местами положе, до 30—40°. Отсутствие же повторяемости разреза вкрест простирания пород, явления постепенной фациальной смены вулканогенных отложений карбонатными по простиранию горизонта и ряд соображений регионального плана, отмеченных нами выше, позволяют, как нам кажется, допустить нормальное согласное залегание вулканогенных пород среди карбонатных отложений в виде внутриформационного горизонта продуктов подводного очагового вулканизма.

Полоса вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Урского рудного поля сложена кварцевыми порфирами и туфами дацитового состава, измененными порфиритами, углистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и продуктами их динамо- и гидротермального метаморфизма: кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми сланцами и гидротермальными кварцитами. Интенсивному динамоме-

таморфизму и гидротермальным изменениям подвергались в той или иной степени все породы рудного поля. Известняки, широко развитые по периферии рудного поля, в поле развития вулканогенных отложений имеют подчиненное значение и представлены отдельными маломощными линзами и прослоями. Отдельные разности вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород образуют сложные переслаивания. Преобладают интенсивно хлоритизированные эффузивы среднего состава и их туфы. В осевой части рудного поля, в полях рудных месторождений развиты горизонты сложного переслаивания эффузивов и туфов кислого и среднего состава и вулканогенно-осадочных разностей пород и углистых сланцев. Выдержанных маркирующих горизонтов пород не отмечается. Типовой разрез вкрест простирания пород рудного поля по данным А. В. Карелиной и В. И. Зеркалова выглядит следующим образом (снизу вверх):

1) мраморизованные гавриловские известняки лежачего бока;

2) горизонт переслаивания известняков с пачками силикатных пород с преобладанием известняков;

3) переслаивание серых известняков, песчаников, алевролитов и глинисто-хлоритовых сланцев;

4) относительно выдержанный («срединный») горизонт кварц-альбит-хлоритовых сланцев, в средней части которого развиваются кварц-серицитовые сланцы;

5) углистые (графитовые) сланцы;

6) порфириты;

7) переслаивание серых известняков, песчаников, алевролитов и глинисто-хлоритовых сланцев;

8) мраморизованные известняки висячего бока.

По данным буровых скважин устанавливаются нормальные стратиграфические контакты вулканогенно-осадочных отложений с мраморизованными известняками лежачего и висячего боков. В зонах контактов отмечаются горизонты переслаивания карбонатных и вулканогенно-терригенных отложений.

Достаточно широко в пределах рудного поля развиты и тела порфировых пород кислого состава, образующих в большинстве случаев согласные вытянутые по простиранию пород залежи и редко штокообразные тела. Представлены они преимущественно мелкопорфировыми, афировыми и в меньшей мере крупнопорфировыми разностями. Породы эти повсеместно рассланцованы и превращены в порфироиды и кварц-серицитовые сланцы и лишь общий монотонный состав позволяет достаточно уверенно картировать их. Подобные тела порфировых пород кислого состава установлены в юго-восточной части рудного поля в пределах Ново-Урского месторождения, а также в центральной части рудного поля в пределах Самойловского и Белоключевского месторождений в виде мелких дайко- и штокообразных тел, вытянутых согласно с вмещающими породами. Наиболее массивные окварцованные порфировые разности пород кислого состава обнажаются на горе Копна (размер вкрапленников кварца 0,5—3 мм). К интрузивным образованиям в пределах рудного поля и на его флангах можно отнести также диабазовые порфириты и порфириты, образующие дайковые и мелкие штокообразные тела среди карбонатных пород на южном фланге рудного поля. Непосредственно в пределах рудных участков достаточно свежих интрузивных образований кислого состава и дайковых тел диабазовых порфиритов не отмечается, гидротермально измененные же разности трудно диагностировать.

Урское рудное поле представляет собой моноклиналь с северо-западным простиранием пород 325—330° и падением на юго-запад под углом 40—45 до 65—70°. Четко выраженных разрывных структур разломного характера в пределах рудного поля не выявлено, и основными тектоническими элементами, осложняющими залегание пород рудного поля, являются зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород

северо-западного простирания, контролирующие размещение рудных залежей и широко проявленных зон околорудного метасоматоза.

В пределах рудного поля выделяются две основные зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости, кулисообразно расположенные по отношению друг к другу. Одна из зон прослеживается в центральной части рудного поля и к ней приурочены рудные залежи Белоключевского и Самойловского месторождений, другая расположена юго-восточнее и заключает в себе Ново-Урское месторождение. В юго-западной части рудного поля в приконтактовой зоне с известняками намечается третья зона смятия, представленная кварц-серицитовыми сланцами и слабо изученная на глубину.

Породы в пределах рудного поля рассланцованы повсеместно, но неравномерно. Простирание сланцеватости северо-западное и колеблется от 305—325 до 340°, падение от 50 до 85°. При общих близких элементах залегания рассланцевания и слоистости пород рудного поля отмечаются элементы пересечения их под острым углом (до 30°). Этот факт, безусловно, имеет важное значение в формировании рудоконтролирующих структур, однако слабая обнаженность рудного поля не позволяет пока достаточно подробно расшифровать внутреннюю структуру зон интенсивного рассланцевания пород.

Закономерности размещения и морфология рудных залежей

Урское рудное поле объединяет месторождения Ново-Урское, Белоключевское и Самойловское и ряд рудопроявлений, в составе которых выявлено и разведано 11 рудных тел, содержащих промышленные руды. Рудные тела представлены массивными серноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими рудами, прожилково-вкрапленными и вкрапленными колчеданно-полиметаллическими, преимущественно медно-цинковыми рудами. Богатые руды окружены ореолом вкрапленной минерализации во вмещающих околорудно-измененных породах, однако границы рудных тел обычно достаточно четкие. Форма рудных тел в большинстве случаев линзообразная с различными морфологическими осложнениями и иногда лентообразная. Простирание рудных тел северо-западное 320—340°, в общем согласное с залеганием пород, падение на юго-запад под углами 60—75, местами до 45°.

Ново-Урское месторождение представлено крутопадающей линзообразной рудной залежью с небольшим пережимом в южной части, вытянутой по простиранию на несколько сот метров и мощности до 75 м. По вертикали рудное тело прослежено на глубину 570 м (650 м по падению) до выклинивания. Простирание рудного тела 338°, падение на юго-запад под углом 60—65°. Преобладают массивные колчеданные руды с преимущественным развитием медных и медно-цинковых руд в центральных и нижних частях рудного тела, а существенно цинковых — в верхних частях и по периферии его. В центральных и иногда в периферических частях рудного тела встречаются блоки существенно серноколчеданных (пирит-сфалеритовых) руд (рис. 15, 16).

Самойловское месторождение представлено сложной рудной зоной общей шириной около 50 м, в пределах которой выделяются четыре основных и несколько более мелких маломощных (до 15 м), но достаточно протяженных в плане лентообразных рудных тел. Максимальная глубина подсечения промышленных руд около 600 м, причем большинство рудных тел «слепые» и лишь одно, наиболее крупное, выходит на поверхность. Простирание рудной зоны 335°, падение юго-западное 70°. Склонение рудных тел буровая разведка не обнаружила (рис. 17).

На верхних горизонтах в пределах основного рудного тела (№ 2), имеющего линзообразную форму, выходящего на поверхность, централь-

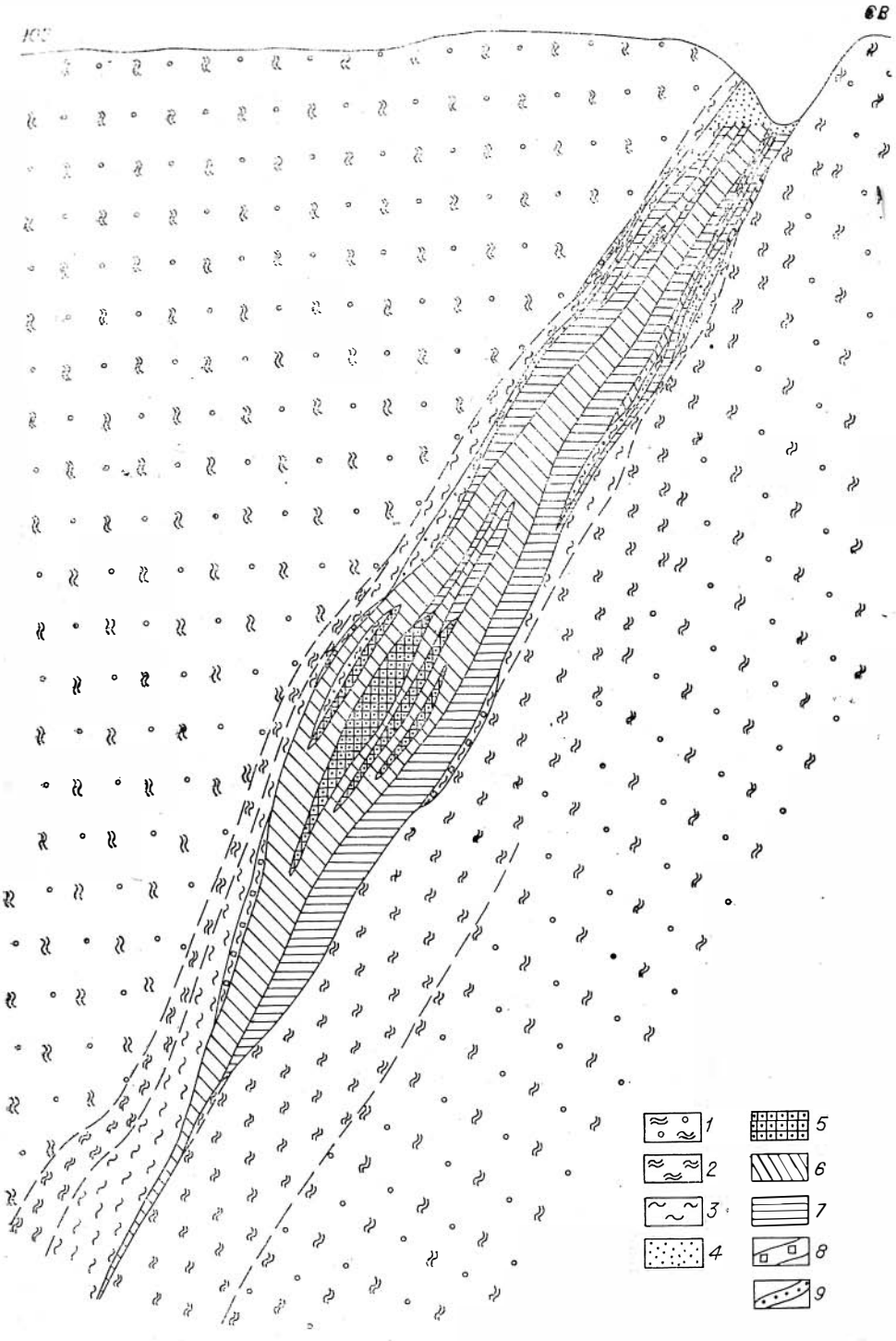


Рис. 16. Строение Главной рудной залежи Ново-Урского месторождения. Геологический разрез по линии I—I (см. рис. 15). Составил И. Л. Гуров по материалам Урской партии ЗСГУ, 1960 г.

1 — кварц-хлоритовые сланцы; *2* — хлорит-серицитовые сланцы; *3* — кварц-серицитовые сланцы; *4* — окисленные руды; *5* — серноколчеданные руды; *6* — медные и медно-цинковые руды; *7* — барито-полиметаллические руды; *8* — вкрапленная колчеданная минерализация; *9* — вкрапленная полиметаллическая минерализация.

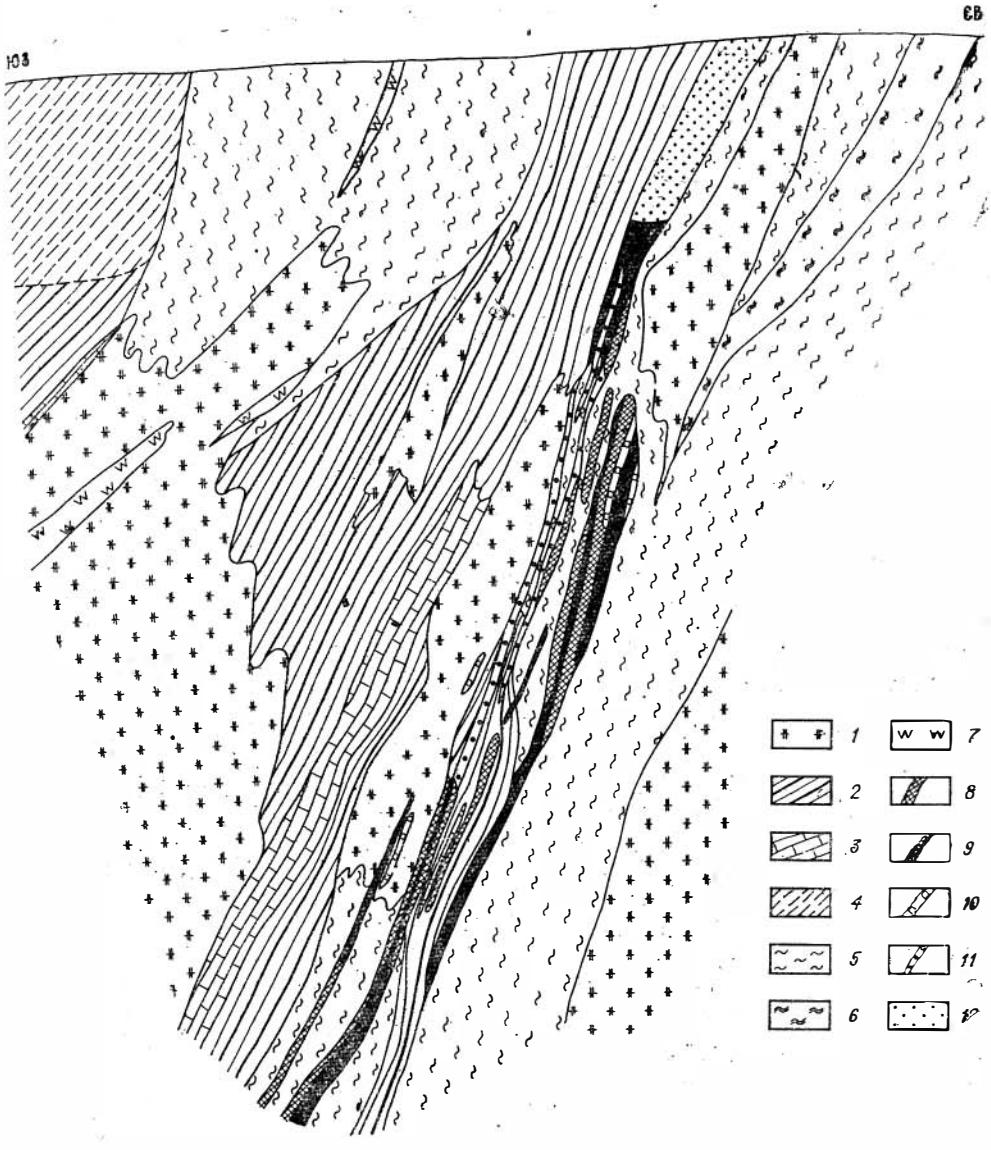


Рис. 17. Геологический разрез Самойловского месторождения. Составил А. Н. Рендар по материалам Урской партии ЗСГУ, 1969 г.

1 — кварцевые порфиры, порфироиды; *2* — углисто-графитовые сланцы; *3* — мраморизованные известняки; *4* — пестроцветные глины (область приконтактового карста); *5* — кварц-серицитовые сланцы; *6* — кварц-хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы; *7* — гидротермальные кварциты; *8* — серноколчеданные руды; *9* — полиметаллические руды; *10* — вкрапленная колчеданная минерализация; *11* — вкрапленная полиметаллическая минерализация; *12* — окисленные руды.

ная часть и северо-западные фланги его сложены прожилково-вкрапленными, а юго-восточный фланг — сплошными медными и медно-цинковыми колчеданными рудами. С грубиной морфология рудного тела осложняется, появляются апофизы, пережимы, резко уменьшается мощность и увеличивается длина. Рудная линза № 4, появляющаяся с глубины 140 м, имеет длину 100 м при мощности до 3 м и сложена прожилково-вкрапленными рудами. Рудное тело № 1, появляющееся с гор. 80 м, достигает по простиранию 150 м и мощности до 7 м. На флангах оно сложено про-

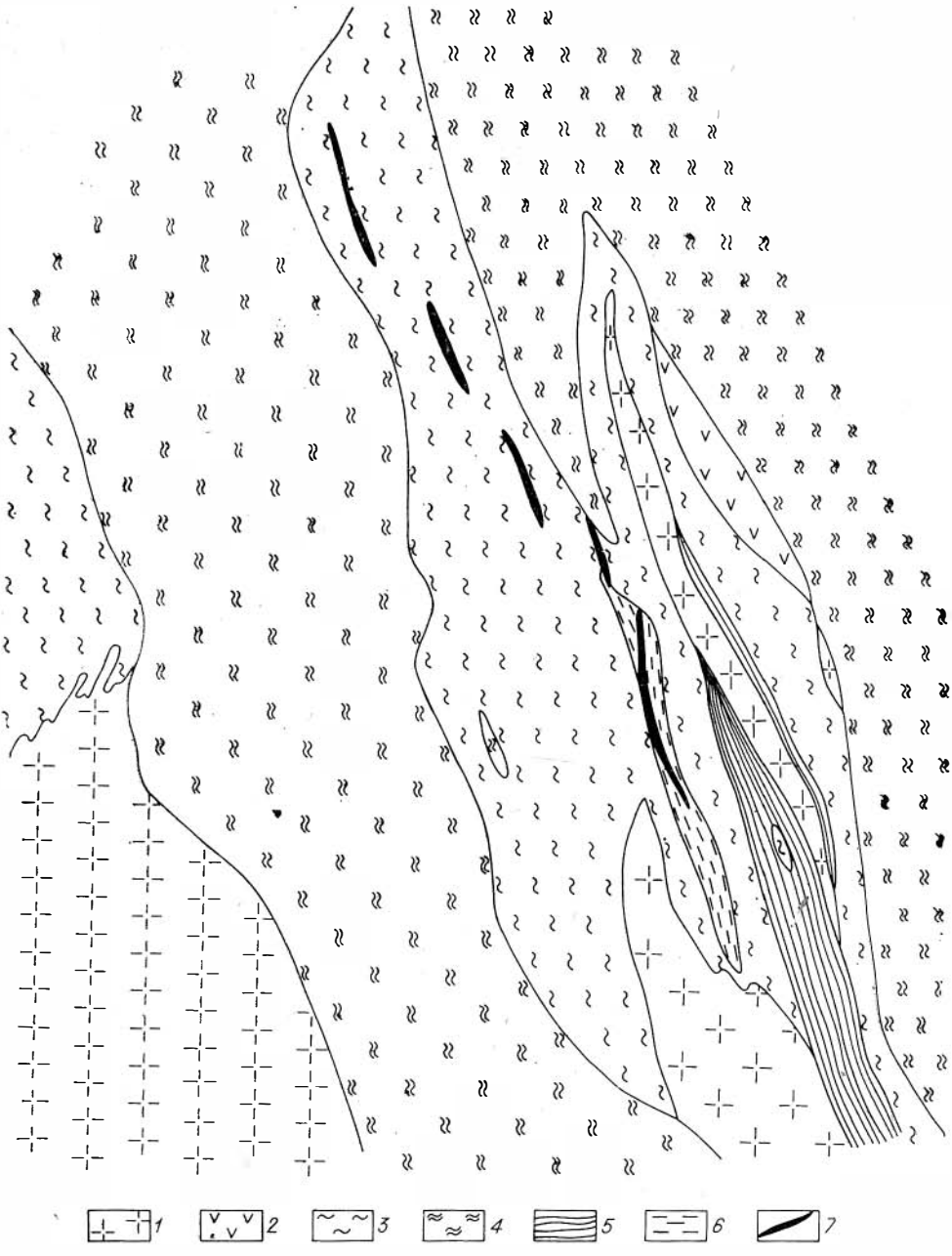


Рис. 18. Геологический план Белоключевского месторождения. Составила Т. А. Коновалова по материалам Урской партии ЗСГУ, 1961 г.

1 — интрузивные кварцевые порфиры, порфироиды; *2* — порфириты; *3* — кварц-серицитовые кварц-хлорит-серицитовые сланцы; *4* — кварц-альбит-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы; *5* — углистые (графитовые), серицит-графитовые сланцы; *6* — пелитовые сланцы; *7* — колчеданно-полиметаллические рудные тела.

жилково-вкрапленными рудами, в центральной части сплошными медно-цинковыми рудами, которые с глубиной сменяются серноколчеданными.

Рудная зона **Белоключевского месторождения** представлена семью кулисообразно расположенными линзообразными рудными телами. Общее простирание рудной зоны 335°, простирание отдельных рудных тел

330—350°, падение юго-западное 55—65°. В плане они образуют закономерные левые кулисы, частично перекрывая друг друга, и имеют несколько изогнутую форму, характерную для так называемых S-тектонитов (рис. 18, 19). Наиболее крупная линза № 1 в юго-восточной части зоны имеет длину 230 м при невыдержанной мощности и сложной конфигурации. Руда здесь прослежена разведочными скважинами по падению на 710 м. Склонение рудного тела север-северо-западное под углом 25° от вертикали. По данным разведочных работ распределение промышленных типов руд не четкое. На верхних горизонтах преобладают серноколчеданные руды, с глубиной увеличивается роль медных и медно-цинковых руд. Серноколчеданные руды тяготеют чаще к лежачему боку, существенно цинковые — к висячему, а медные и медно-цинковые — к центральным

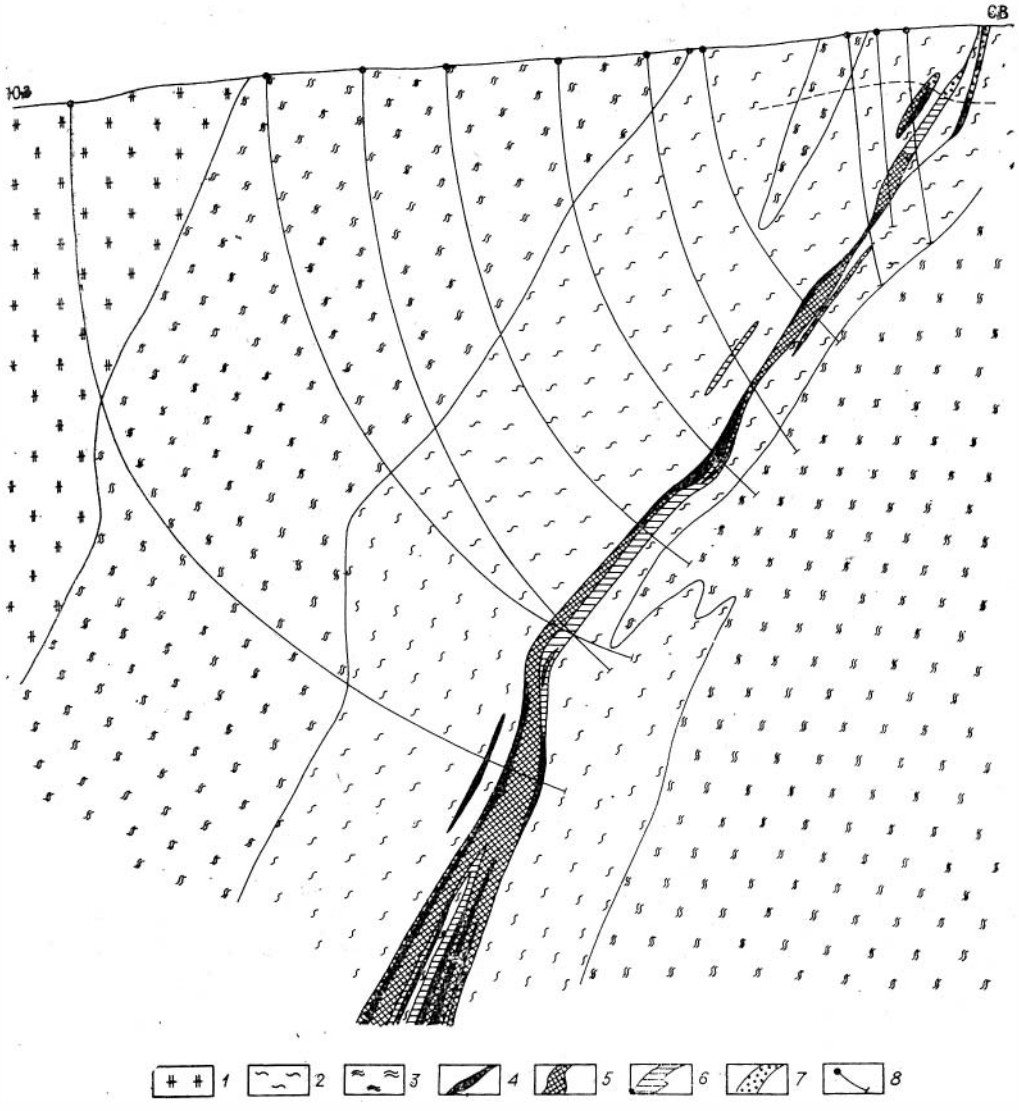


Рис. 19. Геологический разрез Белоключевского месторождения (по А. В. Карелиной, 1959 г.).

1 — интрузивный кварцевый порфир; *2* — кварц-серицитовые сланцы; *3* — кварц-альбит-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы; *4* — сплошная серноколчеданная руда; *5* — сплошные медно-цинковые руды; *6* — прожилково-вкрапленные полиметаллические руды; *7* — окисленные руды; *8* — буровые скважины.

частям рудной линзы. Остальные рудные тела имеют также линзообразные формы, близкие элементы залегания и сложены массивными и прожилково-вкрапленными рудами. Длина их 100—170 м и мощность не более 5—8 м.

Таким образом, характерными чертами Урского рудного поля нужно отметить:

1) преобладающую линзовидную форму рудных тел с достаточно четкими границами руд и вмещающих пород;

2) значительную протяженность рудных тел по простиранию и особенно на глубину при относительно небольшой их мощности. Прослеженный вертикальный интервал оруденения достигает 600—700 м;

3) крутое падение рудных тел под углами 55—65°, согласное с основной системой сланцеватости рудовмещающих пород. Отсутствие склонения рудных тел или небольшие углы склонения (10—20°) их в северо-западном направлении;

4) характерное взаимное кулисообразное расположение в плане рудных зон и рудных тел в пределах отдельных месторождений;

5) небольшой эрозионный срез рудных тел. Наличие значительного количества рудных залежей, не выходящих на поверхность. Основными структурными элементами, контролировавшими процессы гидротермально-метасоматического рудообразования в Урском рудном поле, как показали исследования и геологоразведочные работы, были зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород («зоны смятия»), в пределах которых залегают все известные рудные залежи, сопровождающиеся широким ореолом гидротермально измененных пород кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцев и метасоматических кварцитов. Элементы кулисообразного расположения зон интенсивного рассланцевания и рудных тел в пределах рудных зон говорят о существенной роли в формировании рудоконтролирующих структур сдвиговых движений, как и в других районах полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира. Дорудное заложение и важная рудоконтролирующая роль зон интенсивного рассланцевания в пределах Урского рудного поля отмечались И. К. Неклюдовым, Н. П. Довгалем, В. И. Зеркаловым, К. Р. Ковалевым и другими исследователями на основании детальных исследований морфологии и текстурно-структурных особенностей массивных и прожилково-вкрапленных руд. Послерудные смещения по сланцеватости и трещинные дислокации развиты слабо и проявились в основном в зальбандовых частях рудных залежей.

Важными факторами контроля отложения и размещения рудных залежей являются некоторые особенности состава и строения рудовмещающей пачки пород, которые достаточно детально рассматривались В. И. Зеркаловым ($1960_{1,2}$). В разрезе вулканогенных отложений рудовмещающая толща выделяется повышенной пестротой состава, что вызвано тонким переслаиванием туфов, туффитов, углисто-глинистых сланцев и в меньшей мере эффузивов кислого и основного состава. Наиболее благоприятны для отложения рудного вещества породы туфогенного комплекса. Важную роль в формировании рудолокализующих структур играла повышенная механическая анизотропия вмещающей толщи, что стало благоприятным фактором формирования предрудных зон интенсивного рассланцевания.

В пределах месторождений Урского рудного поля отложение колчеданно-полиметаллических руд происходит, как на Салаирском рудном поле, исключительно за счет замещения алюмосиликатных вулканогенных и вулканогенно-терригенных пород. Прослои известняков, встречающиеся в рудовмещающей толще (висячий бок рудных залежей Самойловского месторождения), оруденением не затрагиваются. Незначительной минерализации подвергаются также и углистые сланцы.

Минеральный состав руд и стадийность рудоотложения

Рудные залежи Урского рудного поля относятся нами к колчеданно-полиметаллическому минеральному типу. Минеральный состав несколько отличается от рассмотренных выше барито-полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля, в первую очередь из-за широкого развития массивных серноколчеданных руд с наложенной полиметаллической минерализацией. Основные рудные минералы — пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит. Редко встречаются рутил, борнит, пирротин, аргентит, золото, алтаит, гессит, калаверит, антимонит, клаусталит. Из нерудных присутствуют барит, кварц, серицит, хлорит, карбонаты, редко встречаются гипс, флюорит. Многостадийность процесса минералообразования проявлена четко и выражается как в текстурно-структурных особенностях руд, так и в обособлении и зональном расположении в пределах рудных тел отдельных минеральных ассоциаций.

В формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Урского рудного поля можно выделить следующие основные стадии минералообразования: 1 — предрудной гидротермальной пропилитизации; 2 — серноколчеданную; 3 — барит-сульфидную полиметаллическую; 4 — кварц-карбонат-сульфидную. Основные минеральные ассоциации, соответствующие этим стадиям, приведены на парагенетической схеме (рис. 20), составленной с использованием данных К. Р. Ковалева и В. И. Зеркалова. Ранней стадии гидротермальной пропилитизации соответствуют широко проявившиеся в пределах рудных зон процессы хлоритизации и серицитизации, предшествующие отложению массивных руд. В колчеданную стадию сформировались метасоматические залежи пирит-арсенопиритовых руд, что сопровождалось интенсивными процессами привноса и выноса вещества и формированием широких ореолов собственно околорудных метасоматитов—кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых пород и гидротермальных кварцитов. Ранняя пирит-арсено-пиритовая парагенетическая ассоциация четко отделяется от основной сульфидной свинцово-цинково-медной. Внутриминерализационные подвижки в зонах интенсивного рассланцевания вызвали дробление массивных разностей серноколчеданных руд и разлинзование вкрапленной пиритовой минерализации в околорудных кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Наложение полиметаллической минерализации на серноколчеданные залежи происходило по ослабленным тектоническим зонам, что приводило к обогащению зальбандов и отдельных внутренних участков рудных тел. Поздняя прожилковая кварц-карбонат-сульфидная стадия минерализации на месторождениях Урского рудного поля проявилась слабо.

В текстурном отношении руды Урских месторождений достаточно однообразны. Наиболее распространены массивные и массивно-полосчатые текстуры, обусловленные или чередованием зон различного минерального состава с преобладанием сфалерита либо пирита, или изменением зернистости пиритовых агрегатов (фиг. 24, 25, 26). Массивные колчеданные руды довольно резко граничат с вкрапленными и прожилково-вкрапленными, постепенно переходящими в неоруденеиные вмещающие сланцы. Большинством геологов, изучавших месторождения (Н. П. Довгалем, И. К. Неклюдовым, В. К. Черепниным, В. И. Зеркаловым, К. Р. Ковалевым), полосчатость в рудах признается реликтово-метасоматической. Это подтверждается структурными наблюдениями, общей слабой деформированностью прожилковых и массивных типов руд при высокой степени динамометаморфизма вмещающих пород.

Структурно-минералогические исследования руд показывают значительные различия в формах отложения и степени метаморфизма минералов ранней колчеданной и сульфидной полиметаллической ассоциаций.

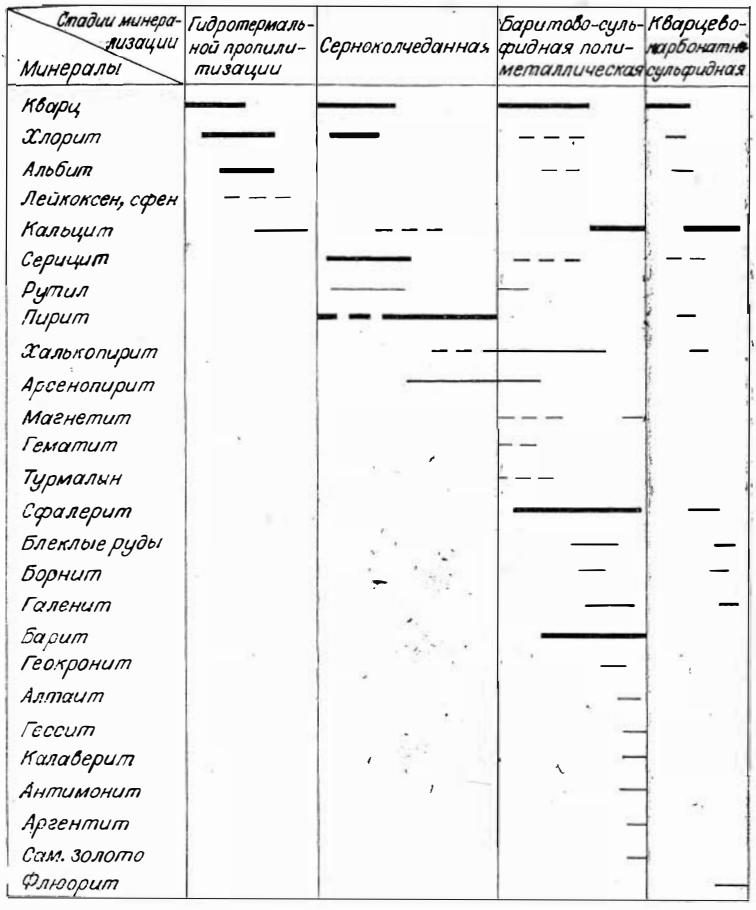


Рис. 20. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на колчеданно-полиметаллических месторождениях Урского рудного поля. Усл. обозн. см. на рис. 13.

Колчеданная стадия характеризуется отложением основной массы пирита, повсеместно сопровождаемого кристаллами арсенопирита размером до 0,5 мм. Морфологические агрегаты пирита весьма разнообразны. Широко развиты первичные структуры отложения и перекристаллизованные разности. Характерная черта — наличие метаколлоидных выделений, что отмечалось ранее В. К. Черепниным (1957, 1959), и зональности роста (Зеркалов, 1964). При химическом травлении зерен пирита выявляются участки, имеющие колломорфно-почечное и землистое строение. При травлении равномерно-зернистых агрегатов пирита обнаруживаются следы зональности зерен пентагондодекаэдрического облика. В плотных перекристаллизованных разностях пирита при травлении выявляется среднезернистое строение с гранобластовой, гнейсовидной или роговиковой структурой (фиг. 27). Поры, полости и межзерновые пространства выполнены поздними сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой и галенитом. Динамометаморфизм ранней колчеданной (пирит-арсенопиритовой) ассоциации проявлен неравномерно в виде отдельных зон в пределах рудных тел и заметно увеличивается к их зальбандам.

Наложенная полиметаллическая минерализация в колчеданных залежах проявилась широко и неравномерно. Минералы этой ассоциации составляют 10—20% общей массы рудных залежей. Наиболее относительно обогащены сульфидами второй стадии рудные тела Самойловского

месторождения. В отличие от ранних образований минералы барит-сульфидной полиметаллической ассоциации существенному динамометаморфизму, перекристаллизации и переотложению не подвергались. Для основной полиметаллической ассоциации минералов преобладают структуры замещения. Зерна пирита замещаются поздними сульфидами с образованием скелетных структур (фиг. 28) Сфалерит, халькопирит, борнит, блеклая руда и галенит образуют тесные срастания метасоматического характера. В ассоциации с ними выделялась некоторая часть пирита и арсенопирита II генерации. Пирит часто образует почечно-землистые мельниковитовые выделения в полях сфалерита и лучистые агрегаты. С пиритом тесно ассоциирует арсенопирит, замещая агрегаты мельниковит-пирита и наследуя его структуру. В рудах обычны структуры сложных прорастаний сфалерита халькопиритом и галенитом, субграфические срастания галенита с блеклой рудой, структуры распада твердого раствора халькопирита в сфалерите в виде эмульсионной вкрапленности. Структурное травление сфалерита повсеместно выявляет спокойные двойники роста с широкими разноориентированными индивидами без следов перекристаллизации.

Специфический минерал Урского рудного поля — борнит. Он не образует значительных скоплений, но в виде мелких выделений (до 0,07 мм) часто встречается в рудах в тесной ассоциации с халькопиритом и блеклыми рудами (фиг. 29). В зернах борнита встречаются отдельные пластинчатые выделения халькопирита, напоминающие структуры распада твердых растворов, что может говорить о довольно высоких температурах рудообразования. В рудах Ново-Урского месторождения присутствует турмалин в рутилизированных существенно пиритовых разностях руд. Шестоватые призматические кристаллы турмалина размером до 1 мм рассеяны в кварц-пиритовом агрегате и идиоморфны по отношению к зернам пирита, рассекая их (фиг. 30).

Самородное золото, образующее повышенные концентрации в зоне окисления месторождений, отмечалось К. Р. Ковалевым и В. И. Зеркаловым в ассоциации с халькопиритом и блеклыми рудами. Незначительно развиты теллуриды золота и серебра — алтаит и гессит (фиг. 32). В рудах Белоключевского месторождения встречен геокронит (фиг. 31). Н. П. Довгалем в рудах гор. 40 линзы № 2 Ново-Урского месторождения описывалась киноварь в виде отдельных зерен размером до 0,008 мм по трещинкам в пирите, хотя нами при просмотре большого количества аншлифов она обнаружена не была. Как показали исследования К. Р. Ковалева (1972), ртуть в рудах Урских месторождений входит главным образом изоморфно в кристаллическую решетку сфалерита.

К наиболее поздним образованиям относятся существенно кварц-халькопиритовые прожилки в оруденелых кварц-серицитовых сланцах Урского рудного поля.

Характерные элементы-примеси колчеданно-полиметаллических руд месторождений Урского рудного поля — золото, серебро, мышьяк, сурьма, ртуть, кадмий и галий. Отмечаются практическое отсутствие таких элементов, как никель, олово, таллий и германий, и низкие содержания (тысячные доли %) молибдена и висмута.

Таким образом, метасоматические залежи колчеданно-полиметаллических руд Урского рудного поля представляют собой многостадийные образования, причем основным стадиям минерализации предшествовали интенсивные тектонические подвижки, игравшие важную роль в размещении минеральных ассоциаций. В колчеданно-полиметаллических залежах Урского рудного поля в более значительной степени, чем на других месторождениях Салаира, проявлен динамометаморфизм ранней арсенопирит-пиритовой минеральной ассоциации. При довольно интенсивном катаклазе и перекристаллизации фланговых частей и отдельных зон внутри колчеданных залежей метаморфизм не захватывает всей залежи

в целом, о чем свидетельствует широкое развитие в серноколчеданных рудах первичных структур отложения рудного вещества. Значительное развитие метаколлоидных образований и первичных кристаллических форм отложения пирита в полосчатых разностях руд наряду с другими факторами говорит о том, что широко развитые полосчатые текстуры руд и линзовидная форма залежей не являются результатом метаморфизма рудных тел и перераспределения рудного вещества. Отсутствие признаков существенного метаморфизма в минералах сульфидно-полиметаллической ассоциации указывает на то, что деформации ранней колчеданной ассоциации произошли в результате внутриминерализационных подвижек до отложения собственно полиметаллических руд. Проявления послерудного метаморфизма не имеют широкого распространения и были вызваны локальными тектоническими движениями.

Интерминерализационными тектоническими движениями и стадиальным наложением продуктов минерализации в значительной мере обусловлено формирование рудной зональности на месторождениях Урского рудного поля, что особенно хорошо видно на примере Ново-Урского месторождения (см. рис. 16). Данные, полученные А. С. Лапуховым ($1972_{1,2}$, 1975), позволяют говорить о существенном проявлении при формировании рудных тел и зональности отложения. Вопросы зональности рудных залежей Урского рудного поля подробно рассмотрены К. Р. Ковалевым (1966).

Околорудный метасоматоз на месторождениях Урского рудного поля проявлен чрезвычайно широко. Околорудно-измененные породы развиваются как в лежачем, так и в висячем боку рудных залежей, имеют мощность несколько десятков метров и четко проявленное зональное строение. Кварц-серицитовые сланцы и серицитовые кварциты зальбандов рудных залежей сменяются кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, постепенно переходящими в менее измененные разности пород. Зональное расположение околорудных метасоматитов по отношению к рудным телам видно на прилагаемой графике (см. рис. 15—19), а минералогия их детально изучена В. И. Зеркаловым (1962) и К. Р. Ковалевым ($1969_{1,2}$). По направлению от рудного тела происходит смена минеральных парагенезисов кварц — серицит — пирит — рутил → кварц—альбит — серицит — хлорит → кварц — альбит — хлорит — эпидот — кальцит. Постоянные компоненты околорудных метасоматитов различных зон — карбонаты (кальцит, анкерит), рутил, пирит и другие рассеянные сульфиды. Для описываемых месторождений характерна рутилизация наряду с серицитизацией, хлоритизацией, альбитизацией и окварцеванием. С зональной сменой минеральных парагенезисов в метасоматической колонке происходят закономерные изменения в минералах переменного состава: в частности, уменьшение железистости хлоритов по направлению от внешних зон околорудных метасоматитов к рудной залежи и смена магнезиально-железистых разностей алюмомагнезиальными. Высвобождаемое же в процессе хлоритизации андезитовых разностей пород железо связывается таким образом в сульфидную форму. Расчеты баланса железа для Ново-Урского месторождения, выполненные К. Р. Ковалевым ($1969_{1,2}$), показали, что при формировании колчеданно-полиметаллической рудной залежи около 15% железа, необходимого для образования руд, может быть заимствовано из вмещающих пород ореола околорудных изменений (без учета возможного выщелачивания его на путях фильтрации растворов из подстилающих пород).

На месторождениях отмечается некоторая зависимость характера изменения пород от их первичного состава. В частности, серицитизации охотнее подвергаются породы кислого состава, хлоритизации — более основные, рутил образуется преимущественно за счет гидротермальной перекристаллизации присутствовавших в породах титансодержащих ми-

Таблица 5

Состав околорудно-измененных вмещающих пород в метасоматической колонке Ново-Урского месторождения (по скв. 41)

Компонент	Химический состав, вес. %						Количество, г/100 см³					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO_2	58,58	70,04	69,85	68,79	66,80	71,36	167,03	192,03	195,26	191,21	191,48	197,31
TiO_2	0,83	0,21	0,44	0,32	0,47	0,31	2,39	0,57	1,22	0,91	1,35	0,85
Al_2O_3	12,82	11,12	11,82	11,38	11,39	10,13	36,65	30,51	33,05	31,65	32,66	27,99
Fe_2O_3	2,47	1,51	1,37	2,49	8,92	3,96	7,10	4,14	3,82	6,91	25,57	10,94
FeO	6,32	4,21	4,95	4,21	1,15	2,30	18,12	11,52	13,82	11,67	3,28	6,35
MnO	0,16	0,06	0,09	0,037	0,01	0,09	0,47	0,16	0,25	1,02	0,03	0,25
MgO	2,84	1,75	1,00	1,50	0,06	1,37	8,14	4,83	2,80	4,17	0,17	3,79
CaO	6,73	3,20	4,00	2,92	0,17	1,32	19,34	8,79	11,19	8,15	0,49	3,66
Na_2O	1,80	4,42	3,44	1,53	1,35	1,98	5,14	12,09	9,61	4,26	3,89	5,47
K_2O	0,81	0,14	Сл.	1,27	1,14	0,90	2,29	0,38	—	3,53	3,25	2,50
P_2O_5	0,11	0,10	Не опр.	0,04	Не опр.	0,08	0,32	0,28	—	0,12	—	0,22
S	0,02	0,07	0,04	0,88	7,26	3,38	0,05	0,20	0,11	2,45	20,85	9,35
H_2O	0,24	0,03	0,10	0,10	0,06	0,35	0,67	0,45	0,28	0,27	0,17	0,96
П. п. п.	4,97	2,57	2,00	3,12	1,70	1,94						
Сумма	98,70	99,56	99,10	98,92	100,48	99,47						
Объемный вес, г/см³	2,82	2,73	2,77	2,75	2,88	2,75						

Примечание. Сланцы: 1 — кварцит-альбит-эпидот-хлоритовый (с кальцитом), 150 м от рудного тела; 2 — кварц-альбит-эпидот-хлоритовый, 75 м от рудного тела; 3 — эпидот-альбит-кварц-хлоритовый, 50 м от рудного тела; 4 — кварц-серицит-хлоритовый (с эпидотом), 20 м от рудного тела; 5 — кварц-серицитовый (с пиритом) из зоны минерализации; 6 — кварц-серицитовый сланец лежачего бока рудной зоны, 30 м от рудного тела.

нералов. Однако непосредственно вблизи рудных залежей общий характер смены минеральных парагенезисов, отмеченный выше, сохраняется достаточно четко.

Смене минеральных парагенезисов в метасоматической колонке соответствует существенное перераспределение породообразующих компонентов. Поведение их в процессе гидротермального метасоматоза было прослежено нами по трем профилям по скважинам Ново-Урского и Белоключевского месторождений. Результаты химических анализов последовательных рядов метасоматитов, пересчитанные на объемно-весовые количества по методу Н. И. Наковника, приведены в табл. 5—7.

По мере приближения к рудному телу в околорудной зоне происходит увеличение содержаний (привнос) кремнекислоты, калия и серы и уменьшение содержаний (вынос) силикатного железа (с переходом его в сульфидное), марганца, магния, кальция и натрия. В средней зоне колонки метасоматитов, представленной кварц-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами, происходит локальное увеличение содержаний марганца и трехвалентного железа и уменьшение содержания алюминия за счет изменения состава хлоритов и обогащение титаном.

Весь комплекс околорудных изменений, проявленный на месторождениях Урского рудного поля, так же как и на Салаирском рудном поле, сводится, таким образом, к процессам, характерным для гидротермальной пропилитизации: хлоритизации, карбонатизации, окварцеванию, серицитизации и пиритизации, которые развиваются на фоне регионально пропилитизированных и динамометаморфизованных вулканогенных пород нижнего — среднего кембрия.

Для того, чтобы получить полное представление о привносе — выносе вещества в процессе рудообразования и понять некоторые особен-

Таблица 6

Состав околорудно-измененных вмещающих пород в метасоматической колонке Белоключевского месторождения (по скв. 179, висячий бок рудного тела)

Компонент	Химический состав, вес. %					Количество, г/100 см³				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO_2	68,40	65,85	64,40	70,40	74,57	186,47	183,01	178,51	191,74	202,10
TiO_2	0,53	0,56	0,58	0,56	0,38	1,44	1,54	1,60	1,54	1,05
Al_2O_3	12,61	11,84	11,40	13,62	9,76	34,39	32,40	31,57	37,13	26,37
Fe_2O_3	0,92	0,82	2,56	1,82	5,10	2,49	2,25	7,04	4,96	14,13
FeO	7,18	6,90	5,10	4,09	1,80	19,58	18,92	14,06	11,14	4,87
MnO	0,16	0,22	0,08	0,03	0,01	0,43	0,60	0,22	0,08	0,03
MgO	2,47	3,80	6,05	2,56	0,25	6,72	10,43	16,67	6,96	0,69
CaO	0,28	0,31	0,35	0,21	0,45	0,76	0,84	0,95	0,57	1,25
Na_2O	4,45	4,04	2,97	Сл.	Сл.	12,14	11,06	8,16	—	—
P_2O_5	0,11	0,03	Не обн.	0,15	Не опр.	0,28	0,08	—	0,13	0,16
S	0,37	0,34	0,75	0,81	4,15	1,00	0,95	2,07	2,22	11,25
H_2O	0,05	0,10	0,08	0,15	0,07	0,13	0,27	0,22	0,15	0,19
П. п. п.	2,00	3,19	3,98	2,94	3,45	5,45	8,73	10,93	8,02	9,36
Сумма . . .	99,42	98,97	99,63	99,48	102,10					
Объемный вес, г/см³	2,71	2,71	2,72	2,71	2,77					

Примечание. Сланцы: 1 — кварц-альбит-хлоритовый, 290 м от рудного тела; 2 — кварц-альбит-хлоритовый, 210 м от рудного тела; 3 — кварц-альбит-хлоритовый (с пиритом), 160 м от рудного тела; 4 — кварц-хлорит-серицитовый, 70 м от рудного тела; 5 — серицит-кварцевый (с пиритом и рутилом), 6 м от рудного тела.

Таблица 7

Состав околорудно-измененных пород в метасоматической колонке Белоключевского месторождения (по скв. 210, висячий бок рудного тела)

Компонент	Химический состав, вес. %					Количество, г/100 см³				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO_2	61,56	68,00	63,88	74,89	79,64	167,23	186,40	174,95	201,53	216,81
TiO_2	0,20	0,25	0,40	0,15	0,06	0,54	0,25	1,09	0,40	0,16
Al_2O_3	14,05	12,51	11,29	11,84	13,04	38,34	34,28	30,93	31,86	35,47
Fe_2O_3	0,68	1,86	5,12	0,55	0,10	1,84	5,10	14,03	1,47	0,27
FeO	7,34	4,55	3,53	2,73	0,29	20,08	12,47	9,66	7,34	0,79
MnO	0,08	Не обн.	Не обн.	0,04	Не обн.	0,22	—	—	0,11	—
MgO	3,48	3,75	6,72	2,44	0,31	9,52	10,27	18,41	6,57	0,84
CaO	3,12	0,85	0,31	0,24	1,09	8,55	2,32	0,84	0,64	2,96
Na_2O	4,00	4,55	0,75	2,92	0,70	10,89	12,47	2,04	7,85	1,90
K_2O	0,15	0,08	1,30	1,32	3,00	0,41	0,22	3,54	3,56	8,16
P_2O_5	0,11	0,03	Не обн.	0,05	Не опр.	0,28	0,08	—	0,13	0,16
S	0,01	Не опр.	Не опр.	0,11	»	0,01	—	—	0,29	—
H_2O	0,02	0,11	0,08	0,22	0,08	0,06	0,31	0,22	0,59	0,22
П. п. п.	4,75	3,43	5,95	2,08	1,62					
Сумма . . .	99,55	99,97	99,33	99,58	99,93					
Объемный вес, г/см³	2,71	2,74	2,72	2,68	2,72					

Примечание. Сланцы: 1 — кварц-альбит-хлоритовый (с кальцитом), 340 м от рудного тела; 2 — кварц-альбит-хлоритовый, 215 м от рудного тела; 3 — кварц-серицит-хлоритовый (с пиритом), 150 м от рудного тела; 4 — кварц-хлорит-серицитовый, 103 м от рудного тела; 5 — кварц-серицитовый, 50 м от рудного тела.

ности околорудного метасоматоза, необходимо учесть баланс вещества непосредственно в объеме рудного тела, поскольку огромная масса сульфидных руд отлагается путем замещения вмещающих пород. В табл. 8, 9 приведены химические составы основных типов руд по отдельным пробам Белоключевского и Самойловского месторождений. Как видно, из зоны рудоотложения выносится бо́льшая часть кремнекислоты и других породообразующих компонентов. Наибольшей подвижностью в условиях рудоотложения обладают кремний, натрий и марганец, менее подвижны и в значительной мере остаются в зоне рудоотложения алюминий, кальций, магний и титан. Железо полностью переходит в сульфидную форму. В рудах в контакте с агрегатами зерен пирита и других сульфидов наблюдается совершенно светлый безжелезистый хлорит-лейхтенбергит.

Выносимого из объема рудного тела количества кремнекислоты было вполне достаточно для того, чтобы обеспечить привнос ее в зону околорудных кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, и для формирования зон окварцевания и массивных тел «вторичных кварцитов». Гидротермальные кварциты, крайне характерный элемент рудного поля, встречаются чаще всего в лежачих боках и на флангах рудных залежей. Местами они образуют значительные массивы, выделяющиеся в эрозионном рельефе, как это имеет место на горе Копна в северной части Урского рудного поля. Метасоматическая природа кварцитов и формирование их за счет привноса кремнекислоты четко фиксируются по особенностям тек-

Таблица 8

Химический состав (по отдельным пробам) различных типов руд Белоключевского месторождения (по данным Салаирской экспедиции ЗСГУ), вес. %

Компонент	Массивная медно-цинковая колчеданная	Массивная цинковая колчеданная	Прожилково-вкрапленная медная
SiO_2	4,44	2,58	47,70
Al_2O_3	1,70	5,50	7,73
CaO	0,33	0,20	0,30
MgO	0,30	0,70	3,83
TiO_2	0,062	0,057	—
P	0,012	0,012	—
Mn	0,04	0,04	0,06
Fe	32,21	31,30	16,42
Cu	1,64	0,45	2,82
Zn	2,40	4,41	Сл.
Pb	0,22	0,32	0,006
S	43,73	40, 56	15,04
Ba	8,26	12,50	0,11
As	0,35	0,30	0,02
Сумма...	95,69	98,93	94,04

Примечание. Потери при прокаливании ввиду высокого содержания сульфидной серы не приводятся.

Таблица 9

Химический состав (по отдельным пробам) различных типов руд Самойловского месторождения (по данным Салаирской экспедиции ЗСГУ), вес. %

Компонент	Медно-цинковая	Свинцово-медно-цинковая	Сплошная медно-колчеданная	Вкрапленная медно-колчеданная
SiO_2	24,53	4,98	6,58	24,40
TiO_2	0,44	0,13	0,16	0,26
Al_2O_3	20,89	2,24	1,05	13,29
CaO	0,46	1,72	0,60	1,57
MgO	3,09	1,25	1,98	8,57
MnO	0,01	0,05	0,01	0,05
BaO	2,78	15,21	0,18	0,47
K_2O	0,79	—	—	0,82
Na_2O	0,55	0,31	0,36	0,44
P_2O_5	0,14	0,18	0,06	0,12
Fe	9,32	7,90	41,18	22,64
Pb	0,32	3,47	0,18	0,07
Zn	11,32	25,64	0,77	0,47
Cu	1,22	2,59	1,51	0,65
As	0,07	0,21	0,13	0,04
Водн. SO_3	0,28	0,03	0,56	0,30
Барит SO_3	1,45	7,95	0,09	0,24
$S_{сульф}$	17,85	21,70	45,89	25,06
Сумма...	95,51	95,56	101,29	99,46

Примечание. Потери при прокаливании ввиду высокого содержания сульфидной серы не приводятся.

стур и структур и хорошо наблюдаются под микроскопом. Характерно замещение первичных породообразующих минералов (вкрапленников полевых шпатов и основной массы) тонкозернистым агрегатом кварца фельзитовидной, роговиковоподобной и мозаичной структуры. В породе сохраняются первичные порфиробласты кварца и общая порфировая текстура. В небольшом количестве отмечаются серицит, рутил. Вблизи рудных залежей кварциты содержат барит и сульфиды. В процессе формирования метасоматических кварцитов не повышается пористость породы. Так, объемный вес кварцитов горы Копны (2,76) остается на уровне среднего объемного веса вмещающих вулканогенных пород (2,70). Несмотря на вынос значительных объемов щелочей, в данном случае формирование гидротермальных кварцитов мы не можем относить к процессу кислотного выщелачивания. Об этом говорит увеличение общего количества кремнекислоты, метасоматический характер структур окварцованных пород и отсутствие высокоглиноземистых минералов, типичных для этого процесса. Формирование гидротермальных кварцитов происходило путем метасоматического замещения рудовмещающих вулканогенных образований и интрузивных порфировых пород преимущественно на ранних стадиях гидротермального процесса.

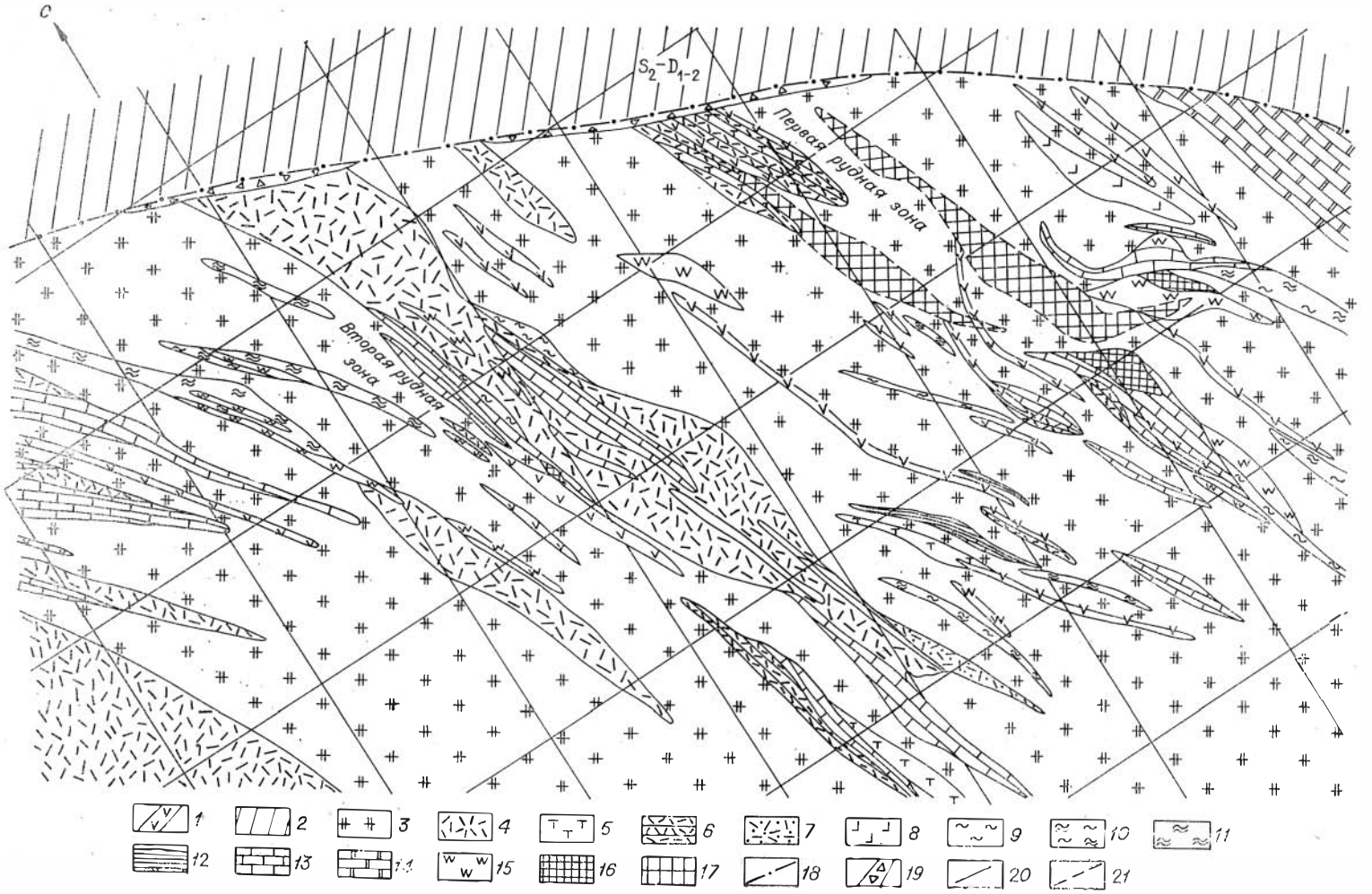
Как видно из приведенного материала, месторождения Урского рудного поля представляют собой типичные метасоматические колчеданно-полиметаллические рудные залежи. По условиям рудоотложения, факторам структурного и литологического контроля оруденения они близки

к месторождениям Салаирского рудного поля и в региональном плане приурочены в единым скрытым глубинным разломам, контролирующим процессы рудообразования в пределах рудного пояса в целом. По составу месторождения Урского рудного поля выделяются в колчеданно-полиметаллический минеральный тип в отличие от барито-полиметаллического минерального типа Салаирских месторождений. Это обусловлено в первую очередь четким проявлением в пределах рудного поля ранней серноколчеданной стадии минерализации с формированием массивных пиритовых (с арсенопиритом) линзовидных залежей, на которые впоследствии наложилась сульфидно-полиметаллическая минерализация. Нужно отметить, что количество барита в рудах Урских месторождений также значительно и достигает в отдельных типах руд 20%. Некоторые отличия околорудных метасоматитов и четко проявленная зональность продуктов метасоматоза в значительной мере объясняются более основным составом вмещающих вулканогенных толщ. С этим связано широкое проявление процессов хлоритизации и перераспределения железа. В целом же общность условий рудообразования, минерального состава руд, морфологии рудных залежей говорит о генетическом единстве процессов рудообразования Салаирского и Урского рудных полей. О возрасте Урских месторождений известно только, что они являются постскладчатыми, контролируются зонами интенсивного рассланцевания и при достаточно четком проявлении внутриминерализационных подвижек существенному послерудному метаморфизму не подвергались. Эти данные хотя и недостаточны, но однозначно говорят о эпигенетичности оруденения по отношению к вмещающим вулканогенным породам нижне-среднекембрийского возраста. Калий-аргоновыми определениями по околорудным метасоматитам Ново-Урского, Белоключевского и Самойловского месторождений, проведенными Л. Н. Овчинниковым и С. Н. Вороновским (1974), устанавливается их карбон-пермский возраст.

УСКАНДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Ускандинское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в 15 км к северу от Салаирского рудного поля в основной полосе развития вулканогенных пород печеркинской свиты нижне-среднекембрийского возраста вблизи краевого надвига Салаира. По морфологии рудных залежей и вещественному составу руд оно близко к месторождениям Урского рудного поля (Зеркалов, 1957, $1959_{1,2}$). На месторождении выделяется ряд линзообразных, иногда ветвящихся, кулисообразно расположенных колчеданно-полиметаллических (медно-цинковых) рудных залежей в интенсивно рассланцованных и метаморфизованных вулканогенных породах печеркинской свиты, превращенных в кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы и порфироиды.

Исходный состав пород печеркинской свиты — риолит-дацитовые порфиры и их туфы, в меньшей мере миндалекаменные порфириты, туфобрекчии, известняки, известково-глинистые сланцы, кремнистые серицит-графитовые сланцы (мощность прослоев до 10 м). Известняки и известково-глинистые сланцы играют значительную роль в строении рудовмещающей толщи и образуют линзы и прослои мощностью от нескольких до 70 м, хорошо выдержанные по простиранию и падению. Они имеют светло-серый до черного цвет и местами окремнены. Среди карбонатных пород отмечаются доломитовые разности с содержанием до 2 % MgO. Рудовмещающая толща имеет общее перемежающееся слоистое строение (рис. 21), в связи с чем бо́льшую часть кислых порфировых пород есть основание относить к эффузивным образованиям и роль порфировых интрузий на участке месторождения остается недостаточно выясненной. Простирание пород печеркинской свиты выдержанное северо-западное 320—340°, падение юго-западное моноклинальное под углом 40—60°.


С
S_2-D_{1-2}
Первая рудная зона
Вторая рудная зона
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Породы печеркинской свиты прорываются дайками диабазов мощностью от десятков сантиметров до 20—25 м. Залегание даек преимущественно послойное, согласное с общим крутым залеганием вмещающих пород. Диабазовые дайки являются наиболее молодыми магматическими образованиями рудного поля.

Расположенные к северо-востоку от месторождения за зоной Ускандинского надвига отложения девона представлены крековскими слоями темно-серых мраморизованных известняков с нижнедевонской фауной криноидей, брахиопод и кораллов и салаирскими слоями песчано-глинистых отложений с фауной кораллов и брахиопод среднего девона.

Специфика геологического строения участка месторождения состоит в расположении его в непосредственной близости, на расстоянии 200—300 м, от краевого (Ускандинского) надвига Салаира. По Ускандинскому надвигу кембрийские толщи Салаирского кряжа надвинуты на среднепалеозойские отложения Кузбасса. Зона дробления, сопровождающая надвиг, по данным буровых работ превышает 30 м, а сопутствующие ему деформации пород висячего и лежачего боков прослеживаются на более значительные расстояния. По данным С. А. Шабовича, плоскость надвига прослеживается по азимуту 300—310° и имеет падение на юго-запад под углом 40°. Контролирующие же оруденения зоны интенсивного рассланцевания имеют простирание 330—340° с падением на юго-запад под углом 60°. В плане и на глубину они срезаются плоскостью надвига.

На месторождении выделяется несколько кулисообразно расположенных зон интенсивного рассланцевания, к которым приурочены участки гидротермальной минерализации. В пределах этих зон туфы кислого состава превращены в кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, а массивные порфировые разности пород — в сланцы и порфироиды. На северо-восточном фланге участка помимо главного направления сланцеватости в породах отмечается интенсивная перемятость и наложение сланцеватости нескольких направлений. На первичную сланцеватость наложен более поздний, довольно интенсивный приразломный кливаж. Руды часто подроблены, развиты зеркала скольжения. По мере удаления от зоны Ускандинского надвига дробление, смятие и наложение рассланцевания в породах и рудах постепенно затухает. В рудах Ускандинского месторождения в отличие от других месторождений Северо-Восточного Салаира отмечается существенный динамометаморфизм как ранней колчеданной, так и более поздней сульфидной полиметалической ассоциации.

Разведочными работами на Ускандинском месторождении (С. А. Шабович, В. И. Зеркалов, А. А. Лазаревский, Н. И. Назарчук и др.) выявлены две основные рудные зоны, фиксируемые на поверхности минерализацией, обохренностью и отбеливанием рассланцованных пород, и ряд не выходящих на поверхность зон минерализации к западу и северо-западу от отмеченных выше. В пределах рудных зон выделяется целый ряд линзообразных, иногда ветвящихся, нередко кулисообразно расположенных рудных тел, разделенных промежутками неоруденелых либо слабо оруденелых риолит-дацитовых порфиров (рис. 22, 23).

Протяженность наиболее крупной первой рудной зоны около 700 м по простиранию, средняя ширина около 100 м На глубину рудная мине-

---

Рис. 21. Геологическая карта Ускандинского месторождения. Составил С. А. Шабович, 1959 г.

1 — дайки диабазовых порфиритов. *2* — отложения силура и девона Кузнецкой впадины. *3-13* — нижнекембрийские отложения буймовско-чечулихинского горизонта печеркинской свиты: *3* — кварцевые кератофиры (риолит-дацитовые порфиры) и их туфы; *4* — туфы кислого состава; *5* — туфобрекчии; *6* — туффиты; *7* — туфогенные песчаники; *8* — миндалекаменные порфириты; *9* — кварц-серицитовые и серицитовые сланцы; *10* — кварц-серицит-хлоритовые сланцы; *11* — кварц-хлоритовые сланцы; *12* — кремнистые серицит-графитовые сланцы; *13* — внутриформационные прослои известняков. *14* — известняки гавриловской свиты нижнего кембрия. *15* — кварциты. *16* — бурые железняки зоны окисления колчеданно-полиметаллических руд. *17* — площади выходов окисленных прожилково-вкрапленных руд. *18* — Ускандинский надвиг. *19* — зона дробления и смятия эффузивных пород в плоскости надвига. *20* — геологические границы. *21* — общие контуры зон рудной минерализации.

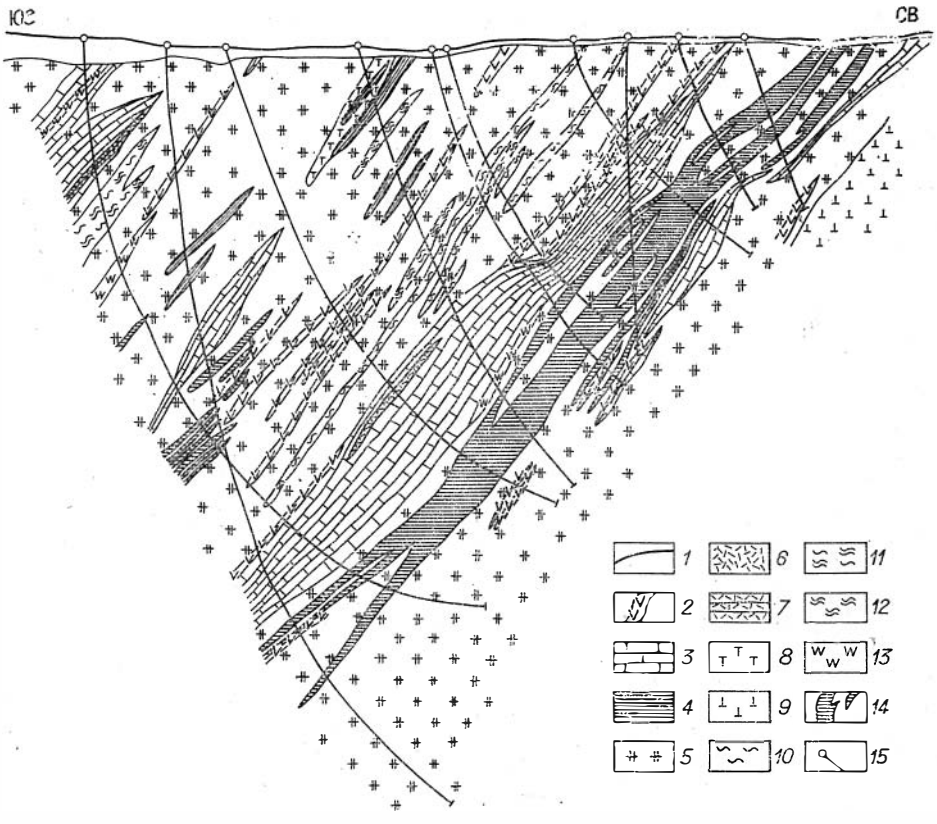


Рис. 22. Геологический разрез центральной части Ускандинского месторождения (Первая рудная зона). Составил С. А. Шабович, 1958 г.

1 — рыхлые четвертичные отложения. *2* — дайки диабазов, диабазовых порфиритов. *3—12* — породы печеркинской свиты нижнего — среднего кембрия: *3* — известняки; *4* — черные углеродистые сланцы; *5* — риолит-дацитовые порфиры и их туфы рассланцованные; *6* — туфы кислого состава; *7* — туффиты; *8* — туфобрекчии и туфоконгломераты; *9* — порфириты, миндалекаменные порфириты; *10* — кварцево-серицитовые сланцы; *11* — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; *12* — кварц-хлоритовые и хлоритовые сланцы. *13* — вторичные кварциты. *14* — колчеданно-полиметаллические руды. *15* — скважины колонкового бурения.

рализация была прослежена бурением. Рудовмещающими являются рассланцованные, серицитизированные и окварцованные разности кислых порфировых пород и их туфов, ограниченные в центральной части линзами карбонатных пород. На Ускандинском месторождении особенно хорошо отмечается инертность известняков по отношению к рудоносным растворам и отсутствие признаков метасоматического замещения в них в условиях частого переслаивания рудовмещающих алюмосиликатных и карбонатных отложений (Зеркалов, 1960_2). Лишь в редких случаях в них наблюдается убогая вкрапленность пирита, приуроченная к секущим трещинкам.

Всего в пределах Первой рудной зоны скважинами подсечено более 20 различных по величине рудных тел, представленных медноколчеданными, медно-цинковыми и существенно цинковыми рудами. Наиболее крупное из них прослежено по простиранию на 550 м. Мощность отдельных рудных тел достигает нескольких десятков метров. В рудном теле появляется тенденция крутого северо-западного склонения. Переход от промышленных руд к вмещающим породам не резкий — через зону вкрапленных руд. Для рудных залежей характерно неравномерное распределение основных компонентов — меди и цинка. Часть маломощных рудных тел Первой зоны срезана по простиранию к северо-западу Ускандинским надвигом.

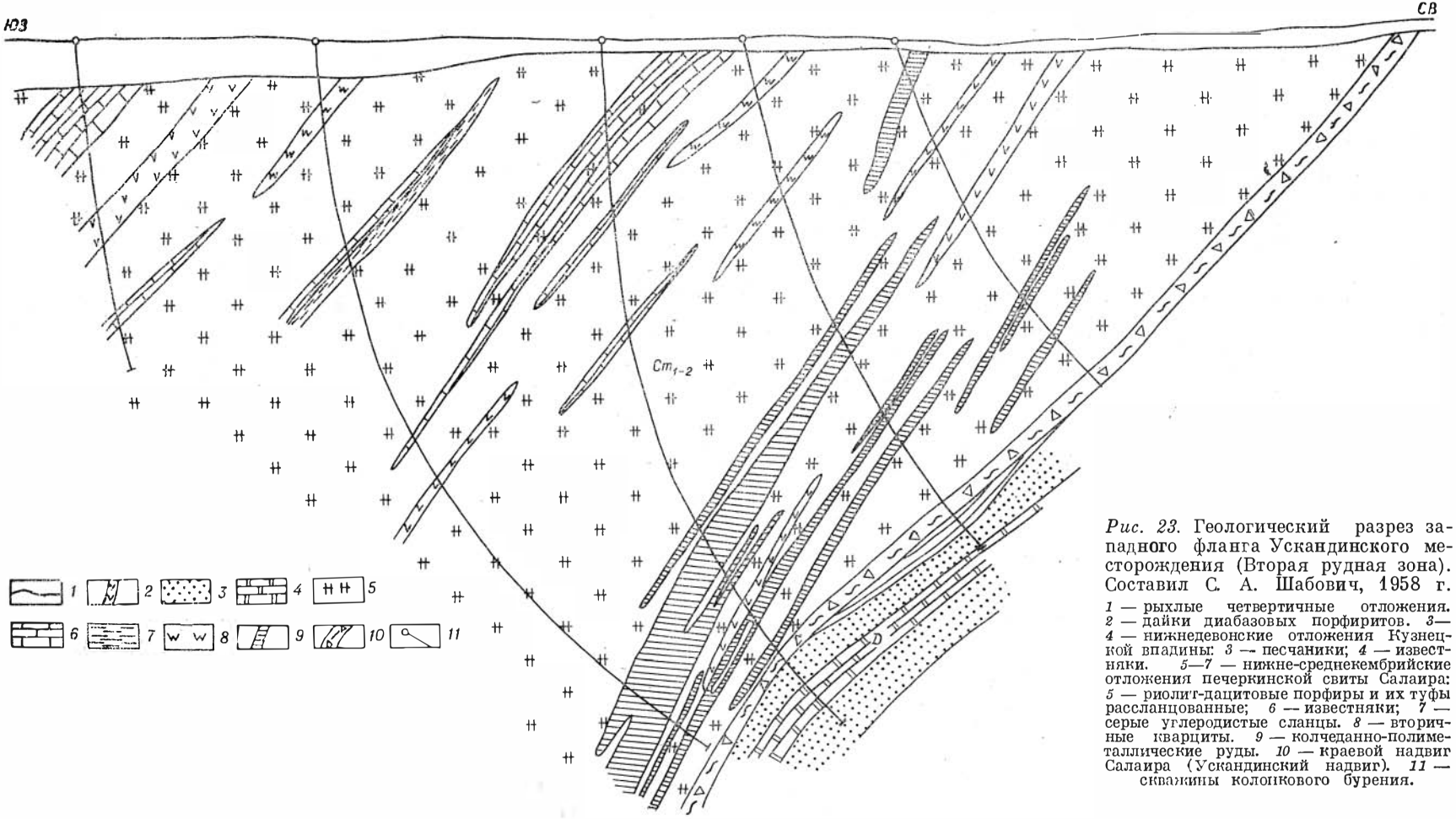


Рис. 23. Геологический разрез западного фланга Ускандинского месторождения (Вторая рудная зона). Составил С. А. Шабович, 1958 г.

1 — рыхлые четвертичные отложения. *2* — дайки диабазовых порфиритов. *3*—*4* — нижнедевонские отложения Кузнецкой впадины: *3* — песчаники; *4* — известняки. *5*—*7* — нижне-среднекембрийские отложения печеркинской свиты Салаира: *5* — риолит-дацитовые порфиры и их туфы рассланцованные; *6* — известняки; *7* — серые углеродистые сланцы. *8* — вторичные кварциты. *9* — колчеданно-полиметаллические руды. *10* — краевой надвиг Салаира (Ускандинский надвиг). *11* — скважины колонкового бурения.

Мощность Второй рудной зоны, расположенной к западу от Первой, около 100 м, по простиранию она прослежена на 500 м и по падению до 400 м. Вторая рудная зона расположена кулисообразно по отношению к Первой, к юго-востоку выклинивается, а на северо-западном фланге срезается Ускандинским надвигом. В этой зоне установлено четыре линзообразных рудных залежи, сложенных преимущественно медноколчеданными пирит-халькопиритовыми рудами.

Среди руд Ускандинского месторождения преобладают медноколчеданные и в меньшей мере развиты полиметаллические (существенно медно-цинковые) и серноколчеданные разности. Преимущественное развитие имеют прожилково-вкрапленные руды в порфироидах, кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Сплошные руды менее распространены и залегают в виде маломощных линз среди прожилково-вкрапленных руд. В размещении медноколчеданных и полиметаллических руд наблюдается некоторая пространственная обособленность, хотя в общем они и проявляются в пределах единых рудных зон и часто слагают общие сложные по строению рудные тела.

Последовательность рудообразования в рудных залежах Ускандинского месторождения близка к месторождениям Урского рудного поля с той лишь особенностью, что формирование широко развитой на месторождении пирит-халькопиритовой ассоциации происходит после ранней серноколчеданной и до полиметаллической свинцово-медно-цинковой стадий минерализации, отделено от них проявлением тектонических подвижек и может быть выделено в самостоятельную стадию рудного процесса (рис. 24). Таким образом, в формировании месторождения можно выделить раннюю серноколчеданную (кварц-серицит-пиритовую), медноколчеданную (пирит-халькопиритовую), сульфидную полиметаллическую и позднюю кварц-карбонатную (прожилковую) стадии минерализации. Из рудных минералов наиболее широко развиты пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда (теннантит). Отмечены гессит и аргентит (Зеркалов, 1959$_2$). Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом, реже баритом и карбонатами.

Специфическая черта руд Ускандинского месторождения — существенная роль в рудах минералов меди — халькопирита и теннантита. В медноколчеданных рудах халькопирит от общего количества сульфидов

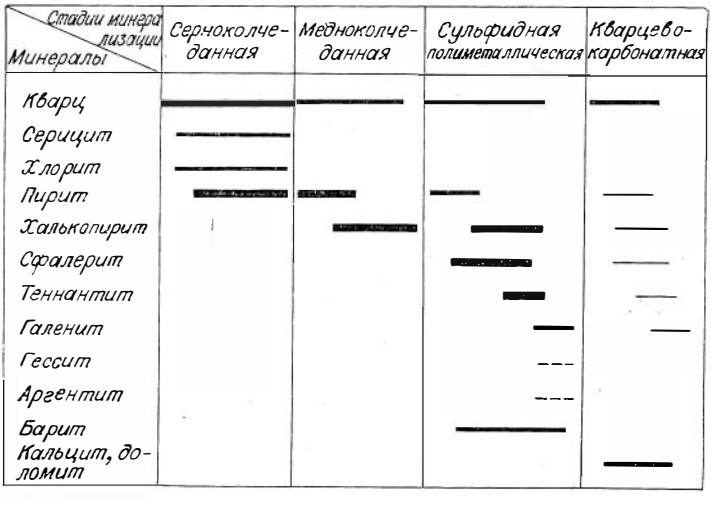


Рис. 24. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на Ускандинском месторождении. Усл. обозн. см. на рис. 13.

составляет в среднем 10—15%, достигая местами 20—30%. Наиболее типична ассоциация халькопирита с пиритом, для полиметаллической стадии минерализации характерна ассоциация сфалерит—халькопирит—теннантит. Редкие минералы серебра ассоциируют с галенитом.

Рудам свойственны массивные, полосчатые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные, брекчиевые и неравномерно-гнездовые текстуры. Широко проявлены структуры внутриминерализационных и послерудных деформаций. Метаморфические преобразования наблюдаются во всех типах руд и носят характер хрупких деформаций для пирита и блеклой руды и пластических с перекристаллизацией для халькопирита, сфалерита и галенита. Ранние выделения пирита испытали некоторое дробление еще до отложения халькопирита и полиметаллических руд. Характерны структуры цементации и выполнения трещин поздними сульфидами, брекчиевые структуры. Наряду с выполнением трещин происходит интенсивное замещение катаклазированных зерен пирита халькопиритом, сфалеритом и другими сульфидами.

Достаточно сильно проявлен динамометаморфизм и в минералах сульфидной полиметаллической ассоциации. Выделения блеклой руды несут следы хрупких деформаций, что выражается в катаклазе зерен. Трещины не выполняются минеральными новообразованиями, что говорит об образовании их после завершения гидротермального процесса. Структурное травление сфалерита, халькопирита и галенита выявляет во многих случаях признаки перекристаллизации их с образованием гранобластовых аллотриоморфнозернистых и мозаичных структур (фиг. 33, 34). В сфалерите отмечается образование двойников давления со следами деформации и изгиба. В агрегатах железистого сфалерита отмечается обильная тонкая вкрапленность халькопирита, приуроченная к границам отдельных зерен, что, очевидно, вызвано перераспределением вещества при перекристаллизации.

Общий анализ структурно-текстурных особенностей руд Ускандинского месторождения указывает на значительно более интенсивное по сравнению с другими месторождениями Салаира проявление внутриминерализационного и послерудного динамометаморфизма. Дислокационный метаморфизм рудных залежей довольно отчетливо наблюдается и макроскопически в виде наложенной вторичной сланцеватости на полосчатые руды, образования трещин и зеркал скольжения с перетертой рудной массой и рудных брекчий. Все это позволило И. В. Дербикову (1961, 1962), ссылаясь на наблюдения В. Г. Руткевич и И. С. Руткевич, использовать пример Ускандинского месторождения для доказательства интенсивного метаморфизма полиметаллических месторождений Салаира в целом.

Разведочные работы и проведенные нами исследования показали, что динамометаморфизм руд Ускандинского месторождения, проявившийся в дроблении, перетирании и перекристаллизации руд и наложении вторичной сланцеватости на полосчатые руды, вызван влиянием интенсивных послерудных подвижек в зоне краевого (Ускандинского) надвига Салаира, срезающего рудные зоны.

КАМЕНУШИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Каменушинское медноколчеданное месторождение залегает среди интенсивно рассланцованных вулканогенных пород кислого, среднего и смешанного состава, слагающих сложное линзообразное тело среди мраморизованных известняков гавриловской свиты нижнего кембрия (рис. 25). Поле развития вулканогенных отложений имеет размеры 5 × 2 км и общую вытянутость в северо-западном направлении согласно с основными складчатыми структурами района. Рудное поле расположено в центральной части Урско-Бачатского антиклинория и восточным флангом при-

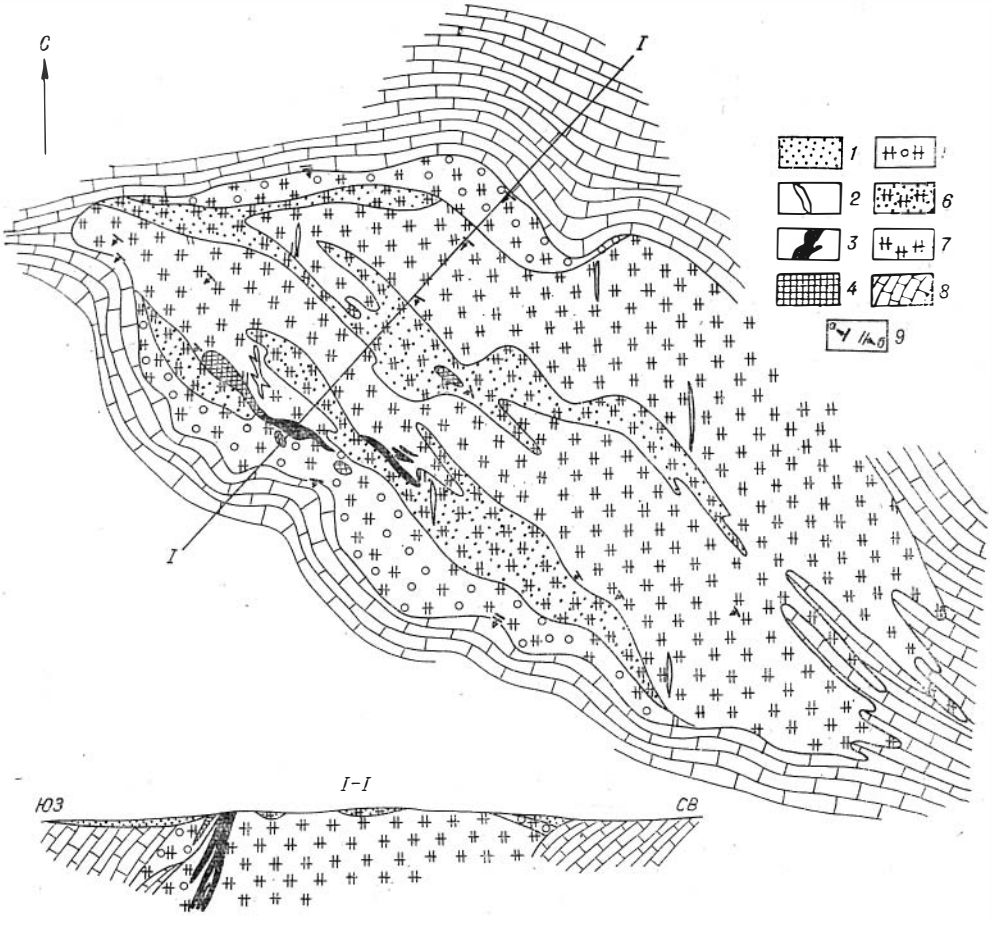


Рис. 25. Геологическая карта Каменушинского месторождения. Составил И. И. Телков, 1955 г.

1 — современные рыхлые отложения; *2* — дайки диабаза; *3* — прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; *4* — вторичные кварциты; *5* — интенсивно каолинизированные кварцевые порфиры и их туфы; *6* — каолинизированные кварцевые порфиры и их туфы; *7* — рассланцованные кварцевые порфиры и их туфы; *8* — мраморизованные археоциатовые известняки; *9* — элементы залегания сланцеватости пород (*а*) и геологических контактов (*б*).

мыкает к основной полосе развития вулканогенных пород печеркинской свиты нижнего — среднего кембрия. Аномальное «островное» положение алюмосиликатных пород Каменушинского рудного поля среди нижнекембрийских известняков привело некоторых исследователей этого района (Е. И. Сорока и др.) к выводу об интрузивном его характере, что получило отражение, в частности, на геологической карте. Разведочные же работы на участке месторождения, данные шурфов и карьерных работ на стройматериалы совершенно однозначно показывают на слоистую вулканогенную эффузивно-пирокластическую природу рудовмещающей толщи рудного поля. Существенные осложнения в расшифровке геологического строения рудного поля и первичного состава пород вызваны широко развитыми процессами каолинизации, оглинения алюмосиликатных пород рудного поля, связанными с общим развитием в районе древних кор выветривания.

Общее простирание пород северо-западное 320° с падением на юго-запад. Угол падения контакта вулканогенных отложений с известняками колеблется от 55—65 до 85°.

Рудовмещающая толща представлена рассланцованными и метаморфизованными туфами дацитового, андезит-дацитового и реже андезито-

вого состава, кварцевыми порфирами, превращенными в зонах интенсивного рассланцевания в порфироиды и кварц-хлорит-серицитовые сланцы. Основу разреза слагают литокристаллокластические туфы дацитовых порфиров, нередко со значительной примесью более основного металла, что обеспечивает широкое развитие хлорита по основной массе породы. Интересно, что в обломочном материале широко представлены, а иногда и преобладают крупнокристаллические выделения кварца размером до 5—8 мм в поперечнике. Подобные кристаллокласты встречаются и в отдельных прослоях туффитов, погруженные в осадочную массу цемента. Сходный кристаллокластический характер эксплозивной деятельности кембрийских вулканов характерен и для некоторых других районов Салаира (район деревень Мокрушино, Огневая Заимка и др.). При существенном метаморфизме эти породы макроскопически трудно отличимы от кварцевых порфиров, что вызывает осложнения в их расчленении. Сам же факт четкого проявления крупнопорфировых кислых разностей пород в пирокластической фации однозначно говорит о том, что одного этого признака недостаточно для отнесения их к интрузивным образованиям, как это делается многими исследователями (Лапухов, $1972_{1,2}$ и др.) по аналогии с Салаирским рудным полем.

В разрезе рудовмещающей толщи Каменушинского месторождения отмечаются и кварц-плагиоклазовые дацитовые порфиры с аллотриоморфной и фельзитовидной структурой основной массы, хлоритизированные, карбонатизированные и слабо оруденелые. Кристаллы кварца размером от 2 до 8 мм сильно резорбированны, что говорит об их интрателлурической кристаллизации. Мощность тел дацитовых порфиров 15—20 м, и залегают они среди литокристаллокластических туфов смешанного состава.

По отдельным скважинам в рудной зоне (скв. 46) отмечаются горизонты туфогенных песчаников, переходящие в гравелиты и туфоконгломераты. Мощность прослоев 3—5 м. Структура породы обломочная, разнозернистая (0,5—5 мм) с цементом соприкосновения. Преобладают обломки кристаллов кварца, хлоритизированных пород и обломки кислых лав аллотриоморфнозернистой структуры с крупными порфировыми выделениями кварца. Цемент хлоритовый с примесью тонкого терригенного материала. В конгломератах в обломках встречаются крупнопорфировые кварцевые дацитовые порфиры с тонкозернистой аллотриоморфной массой. Размер вкрапленников кварца 3—8 мм. Они полностью аналогичны массивным телам дацитовых кварцевых порфиров, встречаемых в разрезе рудовмещающей толщи.

Основных эффузивов в составе рудовмещающей толщи не обнаружено. В двух случаях в виде прослоев в туфогенных породах встречены известняки (мощность 6,5 и 37 м).

Все это говорит о том, что основу Каменушинского рудного поля составляют стратифицированные вулканогенные образования, представленные как пирокластическими, так и эффузивными породами преимущественно кислого, реже среднего состава. Вопрос о наличии более молодых кислых порфировых интрузий в пределах рудной зоны однозначно решить при современном состоянии изученности, по нашему мнению, трудно, хотя большинством исследователей, часто по аналогии с Салаирским рудным полем, это наличие признается безоговорочно.

Известняки гавриловской свиты и вулканогенные породы рудного поля рассекаются отдельными дайками диабазовых порфиритов. Мощность даек от 1 до 10 м. В отдельных случаях (скв. 52) дайки секут контакт известняков с вулканогенными породами. В более свежих разностях отмечаются реликтовая мелкозернистая офитовая структура и первичный плагиоклаз, роговая обманка и реликты моноклинного пироксена. В большинстве же случаев, особенно в пределах рудной зоны, диабазы интенсивно рассланцованы и изменены. Первичные минералы полностью замещены кварц-альбит-серицит-карбонатным агрегатом с неравномерной

лепидогранобластовой структурой. Реликтовая первичная структура проявляется лишь в виде равномерно распределенных по площади шлифа псевдоморфоз соссюрита по темноцветным минералам и участков сплошной пелитизации по вкрапленникам плагиоклаза. По составу и геологическому положению дайки Каменушинского рудного поля аналогичны диабазовым порфиритам, отмечаемым в других постскладчатых дайковых полосах, относимых нами к формации самостоятельных малых интрузий.

Анализ общегеологического положения контактов с известняками и другие косвенные данные позволяют считать, что породы рудного поля имеют моноклинальное крутое юго-западное падение, хотя отсутствие четких маркирующих горизонтов не позволяет расшифровать детали структуры. Вулканогенные породы рудного поля повсеместно рассланцованы. Степень рассланцевания пород рудного поля неравномерна. Участки наиболее интенсивного рассланцевания отмечаются на площади Каменушинского месторождения и на северо-восточном фланге рудного поля (см. рис. 2). Преобладающее направление сланцеватости 305—310° с падением на юго-запад под углом 60—65°. На отдельных участках сланцеватость имеет субмеридиональное простирание 340—350° с падением на юго-запад под углом 70°. Другим четко проявленных дизъюнктивных нарушений в пределах рудного поля разведочными работами не отмечено.

Рудные тела Каменушинского месторождения контролируются зонами интенсивного рассланцевания и представлены преимущественно пиритхалькопиритовыми вкрапленными рудами и реже массивными медноколчеданными. Они слагают многочисленные маломощные линзо- и лентообразные залежи, образующие сложную перистую систему зон минерализации, кулисообразно расположенных как по простиранию, так и по падению (рис. 26). Границы рудных тел с вмещающими порфироидами и кварц-серицит-хлоритовыми сланцами нечеткие и определяются бортовыми содержаниями. Оруденение прослеживается в виде отдельных линейно-вытянутых рудных зон, согласных со сланцеватостью вмещающих пород. В пределах месторождения выделяются два участка максимальной концентрации оруденения — Западная и Восточная рудные зоны.

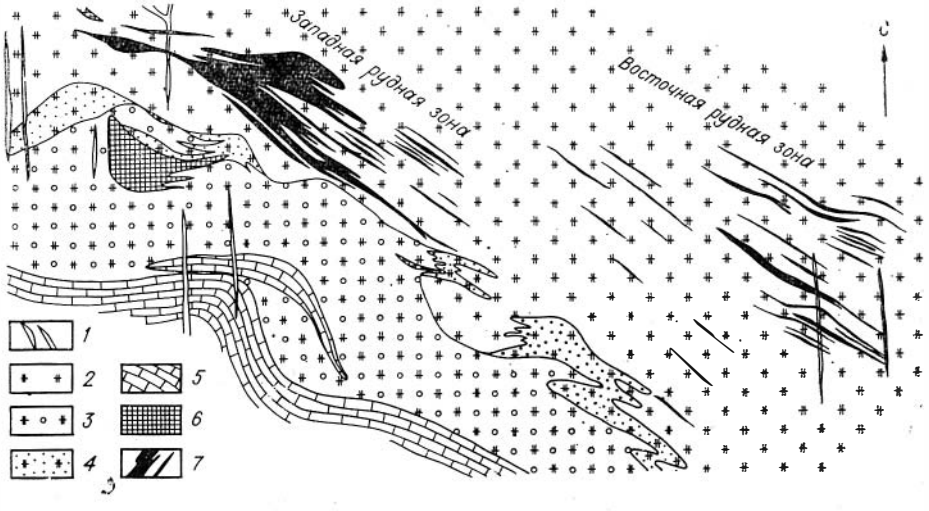


Рис. 26. Геологический план гор. 180 м Каменушинского месторождения. Составил Ю. К. Шумилов, 1955 г.

1 — дайки диабазовых порфиритов; *2* — кварцевые порфиры и их туфы (нерасчлененные) рассланцованные, серицитизированные, местами гидротермально-минерализованные; *3* — интенсивно каолинизированные кварцевые порфиры и их туфы; *4* — каолинизированные кварцевые порфиры и их туфы; *5* — мраморизованные известняки; *6* — вторичные кварциты; *7* — прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды.

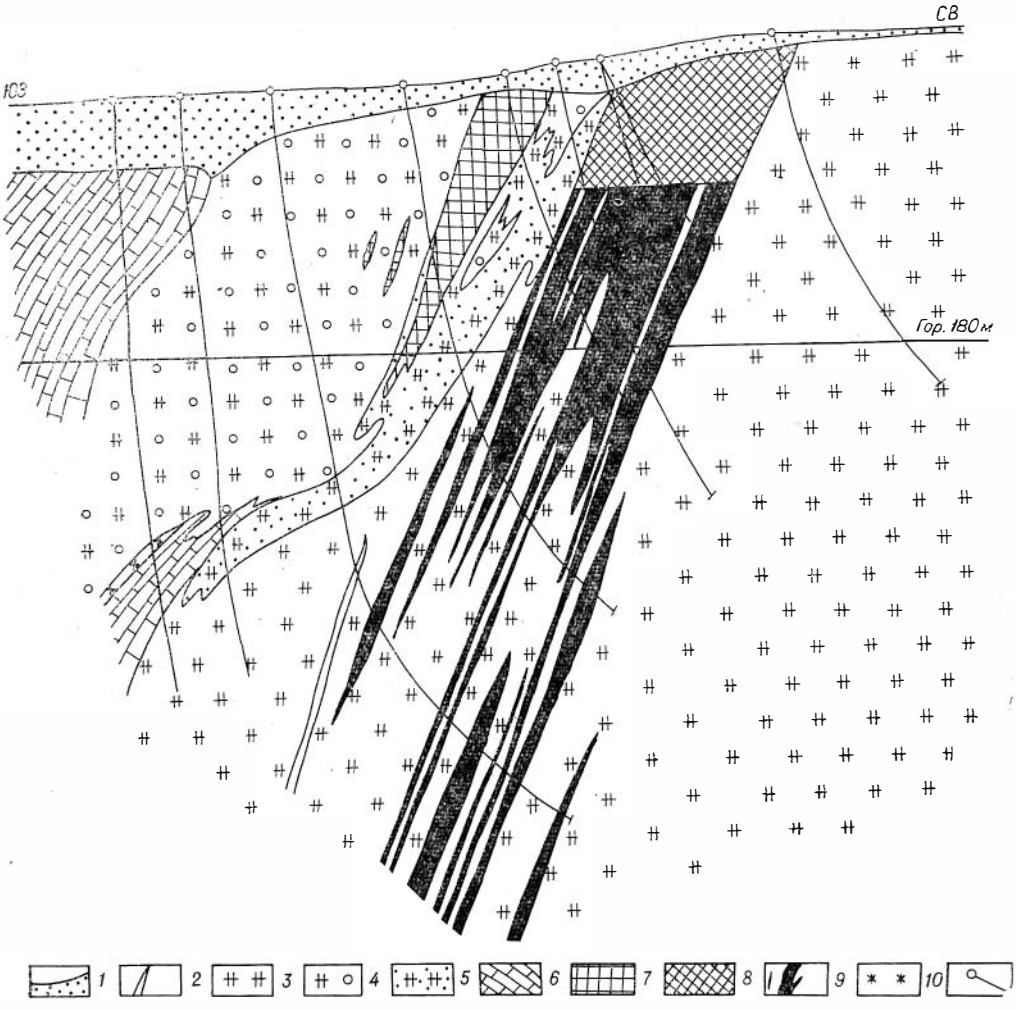


Рис. 27. Геологический разрез по Западной рудной зоне Каменушинского месторождения. Составил Ю. К. Шумилов, 1955 г.

1 — наносы; *2* — дайки диабазовых порфиритов; *3* — риолит-дацитовые порфиры и их туфы (нерасчлененные) рассланцованные, серицитизированные, местами гидротермально-минерализованные; *4* — интенсивно каолинизированные (оглиненные) риолит-дацитовые порфиры и их туфы; *5* — каолинизированные риолит-дацитовые порфиры и их туфы; *6* — мраморизованные известняки; *7* — вторичные кварциты; *8* — зоны окисления рудных залежей; *9* — медноколчеданные прожилково-вкрапленные руды; *10* — кварц-карбонатная порода с малахитом и азуритом; *11* — скважины колонкового бурения.

Первая прослежена по простиранию на 350—400 м и на глубину 420 м от поверхности, вторая на 300 м по простиранию и на 300 м на глубину. Западная рудная зона включает в себя 17 ленто- и линзообразных рудных тел, образующих сложную перистую систему. Мощность наиболее крупных рудных тел достигает в отдельных случаях нескольких десятков метров. Падение всех рудных тел юго-западное под углом 60—65° с отчетливым крутым северо-западным склонением. Остальные рудные тела Западной и Восточной рудных зон имеют аналогичное структурное положение и образуют систему субпараллельных маломощных лентообразных рудных залежей мощностью 2—5 м, многие из которых не выходят на поверхность и быстро выклиниваются на глубину. Общая вертикальная протяженность рудной минерализации на глубину, очевидно не превышает 500 м. Исходя из общих структурно-морфологических особенностей рудных тел (рис. 27), можно предположить, что эрозионный срез месторождения также был достаточно значительным.

Руды Каменушинского месторождения в основной своей массе представляют собой оруденелый серицитовый кварцит, развивающийся по кислым порфировым породам — порфироидам и туфопорфироидам. Структура основной массы руд крайне неравномерна, что вызвано процессами окварцевания и частично первичным обломочным строением замещаемых пород. Сохраняются реликтовые порфиробласты кварца со следами давления. Участки серицитизации распределены неравномерно пятнисто-прожилково, что также говорит о возможном первично-обломочном строении замещаемых пород. Хлорит в нерудной массе развит в подчиненном количестве, барит встречается редко в виде гнездовых выделений.

Вкрапленное оруденение развивается преимущественно по туфам кварцевых дацитовых порфиров, широко распространенных в рудной зоне. Совместно с выделениями сульфидов пятнами развивается окварцевание и отлагаются бесцветные маложелезистые хлориты (лейхтенбергит). Вкрапленники полевого шпата полностью замещены мозаичным кварцем. Серицита мало; преобладают в основной массе разнообломочные литокристаллокластические туфы кислого состава.

Наряду с отмеченными околорудными изменениями в виде низкотемпературной пропилитизации, серицитизации, хлоритизации и окварцевания для Каменушинского месторождения характерно образование монолитных тел гидротермальных кварцитов. Они отмечаются на западном фланге рудного поля, где слагают вершины сопок Каменные ворота и Восточная кварцитовая и в виде слепых линзообразных тел в породах эффузивно-туфогенной толщи. Тела кварцитов и окварцованных пород имеют мощность от 2 до 70 м и вытянуты согласно с общим направлением структур в северо-западном направлении. С глубиной тела кварцитов выклиниваются.

Кварциты, слагающие сопку Каменные ворота и другие тела, имеют метасоматический характер и образованы разнозернистыми агрегатами кварца со сложной мозаичной, лапчатой, роговиковой и пористой структурой, серицитом и гнездовыми выделениями каолинита. Каолинит развивается преимущественно по серициту в виде субмакроскопических таблитчато-чешуйчатых агрегатов. В приповерхностных участках каолинит образует сложные тонкозернистые гнездово-прожилковые агрегаты в массе кварцита и окварцованных кварцевых порфироидов. В породе сохраняются реликтовые порфиробласты кварца, подробленные и залеченные прожилками мелкозернистого кварца. Среди агрегата кварца встречаются отдельные гнезда мелких кристаллов рутила. Они слагают каркасные псевдоморфозы по нацело замещенному первичному минералу и отдельные тонкокристаллические игольчатые включения. Образование кристаллов рутила происходило раньше пирита. Захватываясь более поздними зернами пирита, они образуют нередко четкую пойкилитовую структуру. Идиоморфные кристаллы пирита октаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса окружаются агрегатами пористого кварца и крупночешуйчатых выделений серицита, замещаемых гидрослюдой и каолинитом. Рассеянная вкрапленность халькопирита, редко сфалерита и блеклой руды указывает на связь образования гидротермальных кварцитов с рудным процессом. Центральные части отдельных кристаллов пирита замещаются сфалеритом с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита, что говорит об относительно высоких температурах образования кварцитов. Каолинизация — специфичная черта кварцитов Каменушинского месторождения, по наблюдениям под микроскопом имеет эпигенетический характер и связана, очевидно, с широко развитой для этих районов Салаира региональной корой выветривания. Каолинизация характерна для Каменушинского рудного поля в целом и захватывает как участки с оруденением, так и безрудные поля вулканогенных пород.

Минеральный состав руд Каменушинского месторождения сравнительно прост. В основном это пиритовая минерализация ранней колче-

данной стадии с наложенным медным оруденением, представленным халькопиритом и в меньшей степени блеклой рудой. В виде единичных изменений встречается сфалерит, галенит, пирротин, сульфоарсенид, рутил. Из нерудных широко развиты кварц, хлориты, серицит, в меньшей степени барит, карбонаты, альбит. Поздняя кварц-карбонатная стадия минерализации проявлена на месторождении слабо.

В текстурном отношении руды не разнообразны. В основном это вкрапленное, прожилково-вкрапленное и полосчато-вкрапленное оруденение различной концентрации в рассланцованных и гидротермально измененных эффузивных и туфогенных породах. В редких случаях руды имеют сплошную массивную и порфировидную текстуру.

Колчеданные руды месторождения представлены в значительной мере метаколлоидными образованиями. Под микроскопом наряду с хорошо выраженными кристаллическими образованиями повсеместно наблюдаются морфологически разнообразные колломорфные выделения пирита — почечные, землистые и зернистые, отложившиеся в раннюю стадию. При протравливании почечные образования выявляют сложнозональное строение. В центральной части это землистые или тонкокристаллические агрегаты, к периферии зерна укрупняются и нередко имеют зональное пентагондодекаэдрическое строение. Часто почечные агрегаты пирита имеют радиально-лучистое строение. Пористые выделения пирита при травлении обнаруживают сложное тонкозернистое строение со сложным структурным рисунком дендритоподобных образований. Поры, трещины обезвоживания геля и интерстиционные промежутки метаколлоидных и зернистых выделений пирита выполнены поздними сульфидами (главным образом халькопиритом) и нерудными минералами. Широко наблюдаемые в рудах трещины синерезиса, обезвоживания геля имеют в большинстве случаев закономерное радиальное либо концентрическое положение и отличаются от трещин дробления отсутствием четкой ориентировки и прямолинейности.

Необходимо отметить, что тектонические подвижки, разделяющие раннюю колчеданную и сульфидную полиметаллическую стадии минерализации (рис. 28), проявились слабо и не привели к существенному внутриминерализационному динамометаморфизму. Катакластические и брекчиевые структуры, встреченные в рудах этого месторождения, не имеют широкого распространения.

Сульфидная полиметаллическая стадия минерализации сопровождалась выделением халькопирита, блеклой руды (теннантита) и небольших количеств сфалерита и галенита. Халькопирит как бы пропитывает все ранее выделившиеся пиритовые агрегаты, содержащие включения кварца и хлорита. В цементации зерен пирита некоторое участие принимает также блеклая руда, тесно ассоциирующая по времени выделения с халькопиритом. При химическом травлении выявляется неравномерно-зернистое строение халькопирита с аллотриоморфнозернистой структурой. Размеры

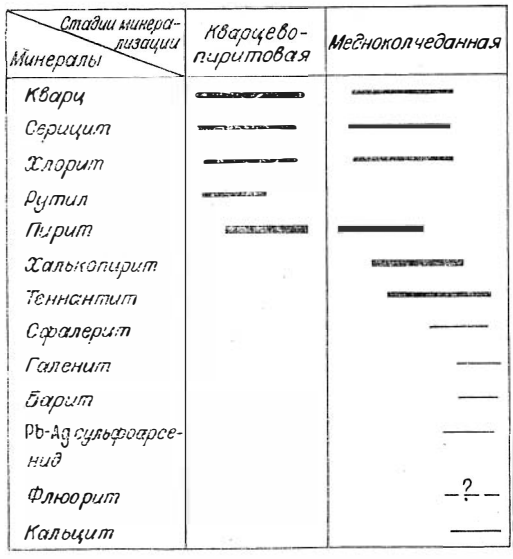


Рис. 28. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на Каменушинском медноколчеданном месторождении. Усл. обозн. см. на рис. 13.

зерен 0,1—0,4 мм. Значительная часть их имеет четкое двойниковое строение (двойники роста) без следов перекристаллизации и механических деформаций. Сфалерит встречается в виде отдельных зерен в ассоциации с халькопиритом и теннантитом. Галенит очень редок и встречен в виде мелких овальных зерен в халькопирите. Пирит, выделившийся в эту стадию, имеет землисто-сгустковое и почечное строение и ассоциирует с халькопиритом и сфалеритом. Размеры отдельных выделений его до 0,3 мм.

В качестве второстепенного в рудах Каменушинского месторождения отмечается минерал, относимый нами к группе сульфоарсенидов свинца и серебра. Встречается он в виде мелких выделений удлиненной игольчатой шестоватой либо неправильной формы размером по удлинению 0,001—0,002 мм и меньше. Развивается метасоматически среди пирита I генерации преимущественно по центральным частям сложных зональных зерен и метаколлоидных агрегатов пирита. Минерал серого цвета, очень слабо анизотропен даже в иммерсии, с четко выраженными в воздухе и иммерсии густыми красными внутренними рефлексами. В отдельных шестоватых агрегатах отмечаются трещины спайности параллельно удлинению. В ассоциации с этим минералом отмечается халькопирит, замещающий также зерна пирита, хотя по времени выделения халькопирит заметно более ранний минерал. По оптическим свойствам минерал близок к группе сульфоарсенидов свинца и серебра. Небольшие размеры включений не позволяют характеризовать его более точно.

Ю. К. Шумиловым, И. И. Телковым и В. М. Дворяновым в ассоциации с халькопиритом были встречены отдельные зерна молибденита размером 0,06—0,07 мм. Нами молибденит в рудах обнаружен не был.

Таким образом, можно отметить относительную простоту минерального состава Каменушинского месторождения и четкий медноколчеданный профиль рудной минерализации. Послерудные тектонические подвижки на участке Каменушинского месторождения, очевидно, не были значительными. Руды его, представляющие собой метаколлоидные метасоматические образования в интенсивно рассланцованных породах, не несут следов сколько-нибудь существенного метаморфизма, что указывает на дорудный возраст рассланцевания рудовмещающих пород. Послерудные деформации выражаются лишь в хрупком дроблении минералов на отдельных участках в виде систем микротрещин без заметного смещения.

По химическому составу в рудах Каменушинского месторождения помимо основных компонентов отмечаются молибден, серебро, в единичных пробах обнаружены висмут и олово. В целом компонентный состав руд довольно прост, и набор элементов-примесей также ограничен.

Говоря о генетических особенностях Каменушинского месторождения, необходимо отметить в первую очередь его гидротермально-метасоматический характер и широкое развитие процессов гелевого метасоматоза в рассланцованных алюмосиликатных вулканогенных породах. Рудная минерализация накладывается на сложнодислоцированные стратифицированные вулканогенные образования, осложненные крутопадающими зонами интенсивного рассланцевания пород. Отмечается четкий контраст между интенсивным предрудным динамометаморфизмом вмещающих толщ и практически не деформированным характером массивных вкрапленных рудных образований, что однозначно указывает на дорудный возраст складчатых дислокаций и зон интенсивного рассланцевания и эпигенетический по отношению к вмещающим толщам характер оруденения.

Каменушинское месторождение по минеральному составу четко выделяется в медноколчеданный минеральный тип. К этому же типу можно отнести и Крестьянское рудопроявление в Ускандинской рудной зоне.

О МЕТАМОРФИЗМЕ РУД ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЛАИРА

Вопрос метаморфизма руд Салаирского рудного поля в той или иной степени затрагивается во всех работах, касающихся этих месторождений, и глубоко принципиален для установления их относительного возраста и генетических особенностей. Высказанное в свое время М. А. Усовым предположение о кембрийском возрасте полиметаллических руд Салаира и последующем их динамометаморфизме в связи с региональными процессами складкообразования было поддержано и развито в работах И. В. Дербикова (1961, 1962, $1967_{1,2}$), В. С. Домарева ($1956_{1,2}$) и других геологов. Однако, с другой стороны, детальные многолетние наблюдения, проведенные Г. С. Лабазиным ($1940_{1,2}$, 1953), Г. П. Болговым (1934, 1937), И. П. Незабытовским, С. С. Герингом, позволили им считать, что полиметаллические месторождения Салаира можно отнести к слабо метаморфизованным образованиям. Сравнительное изучение месторождений Салаирской и Урской групп, Каменушинского и Ускандинского, проведенное нами (Дистанов, 1963; Дистанов, Ковалев, 1964), приводит к твердому убеждению, что высказывания об интенсивном общем метаморфизме руд полиметаллических месторождений Салаира явно ошибочны.

Изучение структурно-текстурных особенностей руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира показывает, что бо́льшую часть их можно с достаточной уверенностью отнести к слабо метаморфизованным образованиям. Основная часть метасоматических руд отложилась в результате замещения интенсивно рассланцованных и измененных вулканогенных пород с образованием типичных полосчатых прожилково-вкрапленных и вкрапленных текстур. Отсутствие существенных проявлений послерудного метаморфизма на месторождениях Салаирского и Урского рудных полей и Каменушинском месторождении, а также сложная морфология отдельных рудных залежей не позволяет связывать линзовидную форму, характерную для большинства рудных тел, с процессами метаморфизма.

Для руд описанных месторождений типичны широкое развитие колломорфных почечных выделений пирита, метаколлоидных структур с чрезвычайно богатым и разнообразным рисунком и тесная ассоциация его различных морфологических разностей (землистых мельниковит-пиритовых, пентагондодекаэдрических, гексаэдрических, радиально-лучистых, крустификационно-зональных и др.). Медноколчеданные руды Каменушинского месторождения преимущественно метаколлоидные с почти полным отсутствием каких-либо проявлений послерудного метаморфизма. Колломорфные текстуры руд типичны для колчеданных залежей Урской группы месторождений. В рудах отмечается зональное строение кристаллов сфалерита, повсеместное присутствие зональной и незональной эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите, мирмекитовые и субграфические структуры. Структурное травление метасоматических ксеноморфных агрегатов рудных минералов позволило выявить в большинстве рудных тел, кроме Ускандинского месторождения, отсутствие существенных проявлений послерудных деформаций, перекристаллизации и перегруппировки вещества.

Внутриминерализационные тектонические подвижки, отделяющие раннюю колчеданную стадию минерализации от основной сульфидно-полиметаллической, наиболее интенсивно проявились на месторождениях Урской группы и Ускандинском, что привело к дроблению и преобразованию пиритовых и пирит-арсенопиритовых масс в отдельных тектонических зонах. Нужно отметить, что при формировании рудных залежей Урского рудного поля внутрирудные тектонические подвижки в зоне

интенсивного рассланцевания привели местами к значительному метаморфизму ранней кварц-арсенопирит-пиритовой (серноколчеданной) ассоциации. Метаморфизм проявился в дроблении и частичной перекристаллизации периферических частей колчеданных залежей и вкрапленной околорудной минерализации. Особенно хорошо это отмечается на Самойловском месторождении (фиг. 35, 36). Это, по-видимому, и привело некоторых исследователей к выводу об интенсивном проявлении динамометаморфизма в рудах месторождений Урской группы. Минераграфические наблюдения, как это детально рассмотрено выше, показывают, что внутрирудный метаморфизм, интенсивно проявившийся после ранней колчеданной и перед главной сульфидно-полиметаллической стадией минерализации, имел локальное значение. Разрядка тектонических напряжений прошла по отдельным структурам в зонах интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород, особенно вдоль контактов метаморфических сланцев и колчеданных залежей, не захватывая интенсивными подвижками равномерно всю залежь.

Внутрирудный характер тектонических движений, приведших к значительному динамометаморфизму ранних колчеданных образований, подчеркивается отсутствием существенных проявлений метаморфизма собственно полиметаллических руд. Изучение структурных взаимоотношений минералов главной рудной стадии минерализации показывает почти полное отсутствие существенных проявлений динамометаморфизма этой минеральной ассоциации. В целом барито-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского, Урского и Каменушинского рудных полей можно отнести к слабо метаморфизованным образованиям.

Послерудный динамометаморфизм, отмеченный для колчеданно-полиметаллических руд Ускандинского месторождения, не характерен для остальных рудных залежей Северо-Восточного Салаира. Факты наложения вторичной сланцеватости и метаморфизма руд Ускандинского месторождения неоднократно проводились И. В. Дербиковым (1960, 1961, 1962) в качестве главного аргумента широкого проявления регионального метаморфизма полиметаллических руд Салаирского кряжа в целом. Однако совершенно очевидно, что Ускандинское месторождение, расположенное в зоне краевого (Ускандинского) надвига Салаира, интенсивные подвижки по которому имели место не только в герцинское, но и в послегерцинское время, не может быть подходящим объектом для решения этого сложного вопроса. Рудные тела месторождения удалены по поверхности от этой молодой структуры на расстояние около 200 м, а на глубине около 250 м главная рудная зона срезается плоскостью надвига. Учитывая большую амплитуду смещений по надвигу, который приводит в соприкосновение отложения кембрия и девона, и широкое проявление приразломного дислокационного метаморфизма, естественно, что послерудные движения по надвигу наложили существенный отпечаток и на руды месторождения. Принимая во внимание специфику геологического развития участка месторождения в зоне молодого краевого надвига Салаира, использование примера Ускандинского месторождения для оценки степени метаморфизма руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира в целом нельзя считать правомерным.

Для большинства месторождений характер проявления внутрирудных и послерудных метаморфических преобразований говорит о преобладающей роли хрупкого динамометаморфизма. Катаклаз, дробление и частичная перекристаллизация рудных агрегатов проявились в основном вдоль локальных тектонических зон и трещин, при сохранении первичных структур в преобладающей массе рудных залежей. Отмеченные частные случаи преобразования отдельных минералов и их срастаний в виде локальной перекристаллизации пиритовых, сфалеритовых и халькопиритовых агре-

гатов, течения или изгиба сдвойникованных зерен, образования двойников давления не могут быть отнесены к проявлениям широкого регионального метаморфизма. Как показали многочисленные исследования метаморфизма колчеданно-полиметаллических руд других рудных районов (Бетехтин и др., 1958; Заварицкий, 1950; Шадлун, 1950, 1953, 1954; Шахов, 1961; Ярош, 1969; и др.), в условиях регионального метаморфизма под влиянием существенных изменений физико-химических параметров (температуры, давления, состава метаморфизующих растворов) и при длительном воздействии факторов метаморфизма происходят существенное повсеместное преобразование и упрощение структурно-текстурных особенностей руд, перекристаллизация, изменение химического и минерального состава с миграцией и дифференциацией рудного вещества, что для изученных нами месторождений Салаира не отмечается.

Таким образом, есть основание утверждать, что полиметаллические месторождения Салаирского рудного поля и всего полиметаллического рудного пояса восточного склона Салаира интенсивному послерудному региональному динамометаморфизму не подвергались. Наложение полиметаллического оруденения на интенсивно дислоцированные и рассланцованные кембрийские вулканогенные породы и относительно незначительные проявления послерудного метаморфизма не дают оснований для выводов о тесной временной и генетической связи полиметаллических месторождений Салаира с процессами кембрийского вулканизма; как это сделано в работах И. В. Дербикова (1960, 1961, 1962, 1967$_{1,2}$) и В. С. Домарева (1956$_{1,2}$). Исследования метаморфизма руд наряду с другими геологическими наблюдениями свидетельствуют о значительном разрыве во времени формирования кембрийских вулканогенных толщ и полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира и постскладчатом характере рудных залежей.

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЛАИРА

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют считать, что метасоматические залежи барито-полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных руд Северо-Восточного Салаира представляют собой постскладчатые гидротермальные образования, наложенные на вулканогенный комплекс пород кембрийского возраста в верхнепалеозойское время. Формирование их находится в тесной связи с историей герцинского тектонического развития и магматизма консолидированной складчатой области со сложноблоковым строением фундамента и, в частности, зоны разломов глубокого заложения вдоль сочленения структур Салаира и Кузбасса.

Для более четкого уяснения особенностей геологического строения и генезиса полиметаллических месторождений Салаирского кряжа и отличия их от колчеданно-полиметаллических месторождений других районов, генетически связанных с процессами раннегеосинклинальной поствулканической гидротермальной деятельности, необходимо отметить следующие черты, определяющие их формационную обособленность и самостоятельность.

1. Барито-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Северо-Восточного Салаира представляют собой гидротермально-метасоматические рудные залежи среди алюмосиликатных вулканогенных образований.

2. По отношению к структурам сложнодислоцированных вмещающих пород нижнего — среднего кембрия месторождения являются постскладчатыми образованиями. Основными рудоконтролирующими структурными

факторами служили зоны интенсивного рассланцевания пород — элементы строения зон скрытых глубинных разломов, определяющих блоковое строение фундамента и нечетко проявленных в верхнем (кембрийском) структурном ярусе региона. Повышенная проницаемость зон интенсивного рассланцевания для гидротермальных растворов, сквозной глубинный характер рудоподводящих структур определяются их тесной связью с разломами фундамента и сложноветвистым строением в плане, обусловленном существенной ролью в их формировании сдвиговых движений.

Важную роль в локализации оруденения играли также элементы складчатого строения рудовмещающей толщи, определяющие положение благоприятных для замещения горизонтов пород, экранирующих структур и детали внутреннего строения постскладчатых зон интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород.

3. Процесс образования рудных залежей был многостадийным, среднетемпературным. Типично последовательное проявление ранней пиритовой (или арсенопирит-пиритовой), барит-сульфидной полиметаллической и прожилковой кварц-карбонат-сульфидной стадий минерализации. Существенную роль в минералообразовании играли процессы гелевого метасоматоза. По минералогическим и геолого-структурным признакам месторождения относятся к образованиям малых и средних глубин.

В рудах месторождений широко развиты реликтово-полосчатые структуры, образование которых связано с замещением рассланцованных пород. При общем интенсивном рассланцевании вмещающих пород в рудах не отмечается сколько-нибудь существенных проявлений регионального метаморфизма, перекристаллизации и перераспределения вещества. Отмечаются лишь существенные внутриминерализационные подвижки с дроблением и перекристаллизацией ранних минеральных ассоциаций и отдельные локальные проявления послерудного динамометаморфизма.

5. Рассланцеванию и оруденению помимо вмещающих стратифицированных вулканогенных образований подвергаются также постскладчатые интрузивные тела кварцевых порфиров, возраст которых для Салаирского рудного поля и прилегающих территорий по ряду отмеченных выше данных можно относить к девону — карбону. Наиболее близки к оруденению по времени образования в пределах рудного пояса Северо-Восточного Салаира дайки диабазовых порфиритов, слагающие протяженные дайковые пояса и относящиеся к комплексу самостоятельных малых интрузий поздних этапов развития складчатой области.

6. Эпигенетический по отношению к вмещающим кембрийским вулканогенным образованиям характер оруденения подтверждается калий-аргоновыми определениями возраста гидротермальных серицитов и изотопным составом рудных свинцов, указывающими на их герцинский возраст (Дистанов и др., 1964; Лапухов, 1964; Овчинников, Вороновский, 1974).

Наиболее сложен вопрос генетических связей колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира с процессами магматизма. В пределах полиметаллического рудного пояса Северо-Восточного Салаира отсутствуют какие-либо магматические образования, близкие ко времени проявления рудных процессов, кроме малых интрузий основного состава и отдельных предрудных интрузий кварцевых порфиров (если допустить их молодой возраст). Учитывая близость по времени образования и структурное региональное совмещение этих интрузивных проявлений с полями развития полиметаллического оруденения и связь их с рудоконтролирующими структурами глубокого заложения, есть все основания считать, что полиметаллические месторождения описываемой группы парагенетически связаны с комплексом самостоятельных малых интрузий

преимущественно основного состава, внедрившихся на позднем (орогенном) этапе развития складчатой области. Не исключается отнесение к этому комплексу и части кислых порфировых интрузивных образований, как это имеет место в ряде других районов. Подобного рода генетические связи были установлены ранее Ф. К. Шипулиным (1958, 1965) и П. Ф. Иванкиным и др. (1961) для ряда колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах Северо-Восточной и Иртышской зон смятия.

По петрохимическим особенностям породы комплексов самостоятельных малых интрузий, отмеченные выше, близки или почти аналогичны раннегеосинклинальным вулканогенным рудоносным базальтоидным комплексам и представлены диабазовыми порфиритами, кварцевыми диабазами, риолит-дацитовыми порфирами и плагиогранит-порфирами с натровой специализацией и несколько повышенными значениями свободной кремнекислоты.

Парагенетическая связь группы постскладчатых эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира с глубинными проявлениями магнетизма в виде комплекса самостоятельных малых интрузий в зонах разломов глубокого заложения позволяет отнести их к классу плутоногенных гидротермальных месторождений и выделить их как рудную формацию плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений.

Среди месторождений и рудопроявлений полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира выделяются следующие основные минеральные типы: барито-полиметаллический (Салаирская группа, Буймовское), колчеданно-полиметаллический (Урская группа, Пестеревское и др.), медноколчеданный (Ускандинское, Каменушинское, Крестьянское). Они генетически близки и являются, очевидно, продуктами единого рудного процесса. Стадийность минералообразования на всех месторождениях полиметаллического пояса хорошо параллелизуется. На изученных месторождениях отмечаются следующие основные стадии: ранняя кварцево-пиритовая (широко развиваются серицит и хлорит, иногда арсенопирит); барито-полиметаллическая (кварц, карбонаты, барит, сульфиды меди, цинка, свинца); кварц-карбонатная (кварц-карбонатные жилы и метасоматические тела с небольшим количеством флюорита и регенерированных сульфидов).

Вариации в минеральном составе отдельных месторождений зависят от целого ряда причин — тектонического режима, степени проявления отдельных стадий минерализации, градиентов физико-химических параметров системы и многих других. Существенное влияние на образование различных минеральных типов месторождений, как показывают геологические наблюдения, оказывают первичный состав рудовмещающих пород и степень взаимодействия их с рудными растворами, что выражается в характере и масштабе околорудных изменений. Проникновение рудных растворов широким фронтом по сети сближенных трещин в зонах интенсивного рассланцевания создало в условиях полиметаллического пояса Салаира благоприятные предпосылки для широкого взаимодействия их с вмещающими породами. Для полиметаллических месторождений Салаирского кряжа отмечается избирательная приуроченность их к алюмосиликатным толщам вулканогенных пород. Как отмечалось В. И. Зеркаловым ($1960_{1,2}$), рудные тела с существенным цинковым оруденением локализуются чаще среди пород кислого состава, а с существенно медным и серноколчеданным — в более основных породах. Рудные прослои, обогащенные галенитом, приурочены к карбонатизированным породам.

На Салаирском рудном поле, Ускандинском и Самойловском месторождениях при наличии среди вулканогенных отложений линз и прослоев известняков отмечается избирательное замещение рудными минералами туфогенных пород при полной инертности известняков. Признавая существенную роль физико-механического состояния рудовмещающих толщ

(интенсивность рассланцевания и трещиноватости, послойная анизотропия, пористость пород и т. д.), нельзя не отметить важную роль в рудообразовании химического взаимодействия среды с рудоносными растворами. Особое влияние на состав рудных тел оказывает содержание железа во вмещающих породах. Повышенные содержания железа в них благоприятствуют образованию серного колчедана и отрицательно сказываются на отложении полиметаллических руд, в частности на выпадении из растворов галенита. Барито-полиметаллические месторождения Салаирского рудного поля залегают на площади развития маложелезистых вулканогенных пород преимущественно кислого состава и порфировых интрузий дацитов. В рудовмещающей толще медноколчеданного Каменушинского месторождения и колчеданно-полиметаллических Урского и Ускандинского месторождений широко развиты порфириты и туфы среднего и смешанного состава. Вопросы влияния вмещающей среды на процессы рудоотложения и эволюцию рудоносных растворов представляют собой самостоятельную тему исследований и нами детально не рассматриваются.

Рассмотрев геологическое строение и условия образования полиметаллических месторождений Салаирского кряжа, необходимо подчеркнуть, что по составу руд, геологическим условиям рудоотложения, морфологии рудных залежей и многим другим чертам они близки к колчеданно-полиметаллическим месторождениям в зонах смятия Рудного Алтая. Проведенные исследования показали, таким образом, что образование метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенных толщах может происходить не только на ранних стадиях формирования геосинклинальных прогибов, но и на более поздних этапах развития складчатых зон. Формирование их тесно связано со спецификой магматизма и металлогении зон разломов глубокого заложения.

2. КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУВЫ И ЗАПАДНОГО САЯНА

Основные наиболее детально изученные колчеданно-полиметаллические месторождения Тувы расположены в ее восточной части в пределах Улугойской металлогенической зоны в горных сооружениях хребта академика Обручева, в междуречье Бол. и Мал. Енисея. Первые рудопроявления были открыты в 1946 г. в процессе поисково-съемочных работ группой геологов Красноярского геологического управления (А. К. Рублев и др.). В 1951 г. геологами ВАГТ Г. А. Кудрявцевым, В. Б. Агентовым и Е. Н. Станкевич было проведено предварительное изучение месторождения Кызыл-Таштыг, а в 1953 г. началась его детальная разведка, которой руководили В. П. Полкунов, Б. И. Берман, В. А. Подругин. Основные обобщения по результатам разведочных работ на месторождении Кызыл-Таштыг, наиболее интересном в этом рудном районе, принадлежат Б. И. Берману. Геологическое строение колчеданных месторождений Улугойской металлогенической зоны и положение их в региональных структурах освещены в работах Б. И. Бермана (1960), Д. О. Онтоева (1960), Г. А. Кудрявцева и В. Б. Агентова (1961), В. А. Кузнецова, Э. Г. Дистанова и др. (1966), Н. С. Бухарова (1969). Условиям рудообразования посвящены работы Б. И. Бермана, В. Г. Прохорова и И. А. Хайретдинова (1965), Э. Г. Дистанова и К. Р. Ковалева (1968); петрографо-геохимическим критериям генетических связей колчеданно-полиметаллического оруденения с нижнекембрийским вулканизмом — работы Г. В. Пинуса (1961), В. Б. Агентова (1962, 1965), В. Б. Агентова и Г. А. Кудрявцева (1964); Б. И. Бермана и В. Б. Агентова (1965), Б. Н. Лапина (1968_1), В. В. Зайкова ($1971_{1,2}$, 1972).

Ряд проявлений изучен в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома в пределах Хемчикской структурно-формационной зоны.

УЛУГОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

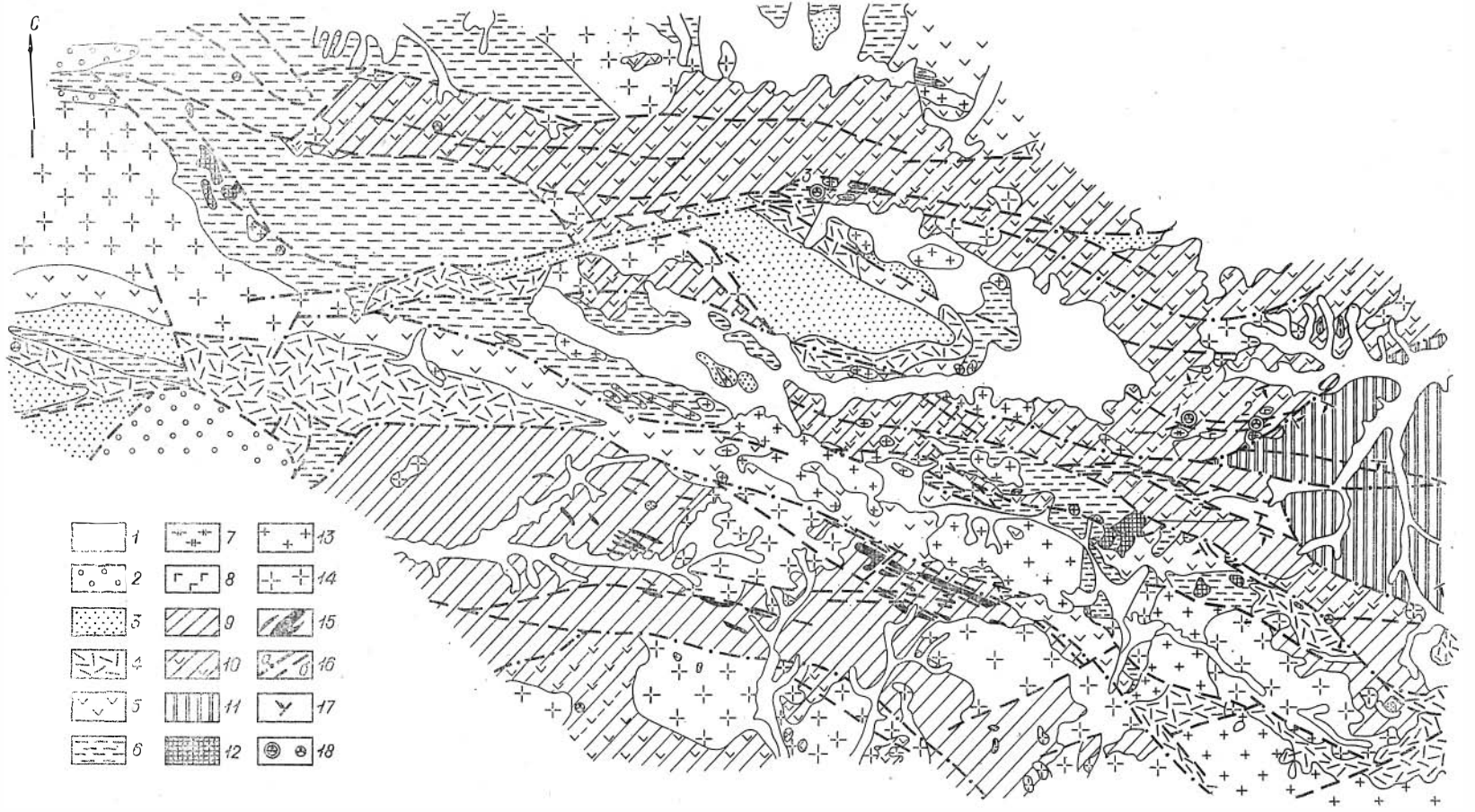
Формирование основных структур и магматизм Улугойской металлогенической зоны, в пределах которой расположены известные колчеданные месторождения Восточной Тувы, тесно связано с длительным развитием Каахемского глубинного разлома. Пространственно зона ограничена с юга Каахемским, а с севера Таскыльским и Азасским разломами и вытянута в широтном направлении на расстоянии около 150 км при ширине 40—50 км (рис. 29). В нижнем палеозое зона представляла собой подвижный участок земной коры. Внутригеосинклинальный прогиб, возникший здесь в нижнем кембрии, может рассматриваться в качестве шовного прогиба (Кудрявцев, Агентов, 1961). Геосинклинальный режим и обстановка общего прогибания сопровождались интенсивной вулканической деятельностью и накоплением мощных толщ вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.

Район развития колчеданных месторождений сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия (тоджинская серия) и преимущественно осадочными породами силура, ордовика, нижнего и среднего девона. Отдельные горизонты эффузивных образований проявляются в верхах систигхемской свиты (O_{1-2}) и нижнем девоне (сайлыгская толща). В восточной части района отмечаются выходы метаморфической толщи пород верхнего протерозоя (охемская, харальская толщи).

По общему характеру режима осадконакопления, магматизма, дислоцированности и метаморфизма пород в районе помимо слабо обнаженных пород допалеозойского фундамента четко выделяется два структурных яруса: нижний, представленный отложениями кембрия, и верхний, включающий отложения ордовика, силура и девона. Нижнекембрийские отложения представляют собой типично геосинклинальные образования. Верхний структурный ярус сложен мелководными терригенными образованиями — красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами с остатками мелководной фауны и флоры, в небольшом количестве наземными субаэральными вулканогенными образованиями субщелочного кислого и основного состава. Отложения верхнего структурного яруса выполняют преимущественно блоковые депрессионные структуры (Улугойский грабен, Дерзигско-Сайлыгский грабен и др.).

Рудовмещающими для основных колчеданно-полиметаллических месторождений района являются нижнекембрийские вулканогенные образования. В нижнекембрийскую эпоху это была область наиболее интенсивных прогибаний и вулканической активности (Агентов, Кудрявцев, 1964). Нижнекембрийские отложения представлены геосинклинальными формациями вулканогенных, вулканогенно-терригенных и терригенно-карбонатных пород. В пределах тоджинской серии пород нижнего кембрия, слагающих основные площади описываемой территории, выделяются две свиты: нижняя — туматтайгинская и верхняя — тапсинская. Туматтайгинская свита сложена почти полностью вулканогенными породами с преобладанием в нижней части разреза андезито-базальтовых и андезитовых порфиров и их пирокластических разностей, а в верхней части — пород дацитового и риолит-дацитового состава. В небольшом количестве отмечаются прослои и линзы осадочных пород. Общая мощность отложений этой свиты достигает 5 км.

Породы тапсинской свиты представлены осадочными и слоистыми туфогенно-осадочными образованиями, главным образом алевролитами, яшмоидами, туфами и туфогенными песчаниками с подчиненным развитием эффузивов, пирокластических грубообломочных образований и известняков. На отложениях туматтайгинской свиты местами они залегают с небольшим угловым несогласием и базальным горизонтом грубообломочных пород в основании. Мощность свиты, по данным Г. А. Кудрявцева


С
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

и В. Б. Агентова (1964), достигает 3 км. Нижнекембрийский возраст отложений туматтайгинской и тапсинской свит подтвержден многочисленными находками фауны археоциат, которые позволяют относить их соответственно к камешковскому и санаштыкгольскому горизонтам ленского яруса нижнего кембрия.

В базальном горизонте тапсинской свиты непосредственно на месторождении Кызыл-Таштыг нами была собрана фауна, изученная впоследствии И. Т. Журавлевой: *Ajacicyathus* sp., *A. Khemtschikensis* Vol., *A. arteintervallum* Vol., *A. subtumulatus* Vol., *Robustocyathus* sp., *R.* sp. nov., *Coscinocyathus* sp., Vol., *Dokitocyathus* sp., *D. missarjevskii* Roz., *D. operosus* Roz., *Tuumliolinthus* sp., *Etmolynthus* ? sp., *Protopharetra lipartita* Vol., *Orbicyathus*, *Cambrocyathellus* sp., *Bicyathus* ? sp. По определениям И. Т. Журавлевой, фауна характерна для камешковского горизонта нижнего кембрия.

Стратифицированные отложения нижнего кембрия прорываются серией небольших штокообразных и силловых субвулканических интрузий, комагматичных вулканогенным образованиям туматтайгинской и тапсинской свит. Субвулканические интрузии туматтайгинского этапа вулканизма представлены диабазами и диабазовыми порфиритами и в меньшей степени дацитовыми порфиритами и фельзит-порфирами. Наиболее интенсивно субвулканическая интрузивная деятельность проявилась на завершающем этапе кембрийского вулканизма в виде интрузий риолит-дацитовых порфиров, комагматичных вулканогенным породам тапсинской свиты и представляющих нередко их жерловую фацию, и интрузивных тел плагиогранит-порфиров, кварцевых диабазов и габбро-диабазов. Субвулканические интрузии распределены по площади неравномерно и концентрируются обычно на локальных площадях, фиксируя ослабленные структурные узлы и зоны, служившие путями подъема магматических масс. Характерно многостадийное пространственно сближенное внедрение субвулканических интрузий.

Отложения верхнего (O — D) структурного яруса представлены мелководными терригенными образованиями (красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами с остатками мелководной фауны и флоры) и в небольшом количестве наземными субаэральными вулканогенными образованиями кислого и основного состава. Характерная черта эффузивов девона, по данным Б. Н. Лапина (1968_2), — их субщелочной состав. Отложения верхнего структурного яруса выполняют преимущественно блоковые депрессионные структуры (Улугойский, Дерзигско-Сайлыгский грабены и др.).

Рис. 29. Геологическая схема Восточно-Тувинского полиметаллического рудного района. Составили Э. Г. Дистанов и Б. Н. Лапин по материалам геологических съемок В. Б. Агентова, В. В. Агентовой, Г. А. Кудрявцева, О. А. Семеновой, Е. Н. Станкевич, Ю. В. Чудинова, В. Е. Чудиновой, Я. Д. Шенкмана, 1963 г.

1 — делювиальные и аллювиальные современные отложения склонов и речных долин. Галечники, конгломераты, суглинки, супеси. *2* — нижнекарбоновые отложения. Гравелиты, песчаники, алевролиты, глины. *3—5* — девонские отложения: *3* — пестроцветные песчаники и конгломераты (сейбинская свита); *4* — эффузивы и туфы кислого состава; *5* — эффузивы и туфы основного состава (сайлыкская свита). *6* — силурийско-ордовикские отложения. Песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты (дерзигская, атчольская, систигхемская и таштыгхемская свиты). *7—10* — кембрийские отложения: *7* — субвулканические интрузии кислого состава (дациты, риолит-дациты, плагиогранит-порфиры); *8* — субвулканические интрузии основного состава (диабазовые порфириты, габбро-диабазы); *9* — туфы, яшмоиды, кварциты, известняки, песчаники, порфириты (тапсинская свита); *10* — андезитовые и диабазовые порфириты, риолитовые и дацитовые порфиры, туфы, агломератовые лавы, песчаники, известняки (туматтайгинская и таннуольская свиты). *11* — синийские отложения. Метаморфизованные песчаники, алевролиты, мраморизованные известняки, хлорит-серицит-актинолитовые сланцы (охемская и харальская свиты). *12—15* — интрузивные комплексы: *12* — девонские габбро-диориты, габбро-диабазы, диабазовые порфириты; *13* — девонские граниты, граносиениты, гранодиориты, гранит-порфиры; *14*— таннуольский (Cm_2—$_3$) и шапшальский (Cm—O) интрузивные комплексы (плагиограниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты); *15* — актовракский гипербазитовый комплекс (Cm_1—$_2$) (серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты). *16* — главные разломы (*а*) и прочие разрывные нарушения (*б*). *17* — элементы залегания пород. *18* — колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления (1 — Кызыл-Таштыг, 2 — Дальнее, 3 — Кызыл-Таш).

Помимо субвулканических интрузивных образований в районе широко развиты интрузивные образования нижнепалеозойского (таннуольского) интрузивного комплекса, среди которых выделяются группы кислых (от плагиогранитов до кварцевых диоритов) и основных пород (меланократовые диориты и габбро). Пространственно они удалены от полей развития колчеданно-полиметаллических месторождений. В пределах Каахемской зоны глубинных разломов, к югу от изученного района широко развиты интрузии гипербазитов кембрийского возраста. Более молодые интрузивные образования девонского возраста в северо-восточной и южной частях Улугойской структурно-металлогенической зоны представлены в основном гранитами, плагиогранитами и гранит-порфирами. В зонах разрывных нарушений Кызыл-Таштыгского рудного поля встречаются отдельные дайки слюдяных лампрофиров (керсантитов), имеющие, по данным определения калий-аргоновым методом, триасовый возраст (211 млн. лет)*.

Складчатость и метаморфизм палеозойских пород в пределах Улугойской зоны проявлены относительно слабо. Кембрийские отложения тоджинской серии залегают преимущественно с близким к широтному простиранием и углами падения от 10 до 50°, и лишь в отдельных случаях, вблизи крупных дизъюнктивных структур, более круто. На морфологию складчатых структур кембрийских отложений существенно влияло блоковое строение фундамента и синвулканические конседиментационные блоковые движения. Это объясняет широкое развитие брахиформной складчатости и неустойчивость элементов залегания. Интенсивному региональному смятию, рассланцеванию и метаморфизму породы нижнепалеозойского структурного яруса практически не подвергались, за исключением зон глубинных разломов. В вулканогенных породах преимущественно развиты структуры первичной кристаллизации, включения, такие как фельзитовые и гиалопилитовые, свидетельствующие об общем низком уровне метаморфизма.

Для пород верхнего структурного яруса наиболее характерны складчатые структуры или фрагменты складчатых структур, тесно связанные блоковыми подвижками пород складчатого основания. Наиболее распространены пологие углы падения пород от 10 до 20°. Более крутое залегание пород встречается редко.

Определяющее значение в развитии тектоники, магматизма и эндогенной металлогении района имели зоны разломов глубокого заложения и особенно Каахемский глубинный разлом — главный структурный элемент Улугойской структурно-металлогенической зоны. Каахемскому глубинному разлому, выделенному и детально охарактеризованному В. А. Кузнецовым (Пинус и др., 1955), принадлежит серия разрывных нарушений северо-западного и субширотного простирания в южной части района в верховьях правых притоков р. Каа-Хем. На западе Каахемский глубинный разлом сочленяется с региональным Саяно-Тувинским (Хемчикско-Куртушибинским) глубинным разломом. Длительный характер развития этих структур подчеркивается многочисленными проявлениями в их пределах разновозрастного интрузивного магматизма, от гипербазитов кембрийского возраста до девонских гранитоидов. Каахемская зона разломов в кембрийское время определяла границу отдельных блоков с различными структурно-фациальными условиями литогенеза (Кудрявцев, Мамин, 1960).

Севернее, вдоль хребтов Таскыл и Оттуг-Тайга, проходит серия разрывных нарушений, сопровождающихся зонами повышенного метаморфизма, принадлежащих системам Азасского разлома, протягивающегося далее на восток, и Таскыльского, уходящего, по данным Г. А. Кудряв-

---

* Определения лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР.

цева и В. Б. Агентова (1961), к северо-западу в район верховьев рек Хут и Ожу.

Отмеченные основные разрывные структуры и сопутствующие им оперяющие более мелкие нарушения образуют сложно переплетающуюся систему и разбивают район на ряд крупных тектонических блоков. Одна из основных структур, связанных с блоковыми подвижками в районе непосредственного развития полиметаллических месторождений, — Улугойская грабен-синклиналь, выполненная породами нижнего и среднего девона и четвертичными отложениями. Субширотные разломы системы Каахемского глубинного разлома, ограничивающие ее с юга и севера, постепенно сходятся к востоку, что приводит к выклиниванию структуры в междуречье Дерзика и Ак-Хема. Северный разлом прослеживается вдоль южных склонов хребтов Таскыл и Оттуг-Тайга, южный — вдоль северного склона хребта Тумат-Тайга.

Для Улугойской металлогенической зоны, в пределах которой известны месторождения и рудопроявления свинца, цинка и меди, золота, редких металлов, наиболее характерными, определяющими ее металлогенический профиль, являются колчеданные свинцово-медно-цинковые месторождения. Скарновые свинцово-цинковые, скарново-золоторудные, золоторудные кварцево-жильные и россыпные месторождения и рудопроявления дополняют металлогеническую характеристику Восточно-Тувинского полиметаллического пояса. Наибольший интерес по детальности изученности и новым данным для решения вопросов генезиса группы колчеданно-полиметаллических месторождений представляют Кызыл-Таштыгское рудное поле, включающее месторождения Кызыл-Таштыг и Дальнее, и серно-колчеданное месторождение Кызыл-Таш. Помимо этого известен также ряд менее изученных рудопроявлений колчеданно-полиметаллического типа (Узунхемское, Усть-Улугойское, Анахемское, Ат-Чолдуг, Кызыл-Торг и др.). Большинство из них приурочено к крупным разломам и оперяющим их нарушениям и залегает среди вулканогенных пород нижнекембрийского возраста.

Кызыл-Таштыгское рудное поле

Кызыл-Таштыгское рудное поле, представленное двумя основными месторождениями — Кызыл-Таштыг и Дальнее, расположено в восточной части Улугойской металлогенической зоны на выклинивании ограничивающих тектонических структур Улугойского грабена. Кызыл-Таштыгское колчеданное месторождение локализовано в месте сочленения разлома, ограничивающего с юга Улугойский грабен, с одной из разрывных структур северо-западного простирания — составляющей северной зоны разломов. Месторождение Дальнее расположено в пределах восточного продолжения этой системы субширотных разрывных нарушений в оперяющих их структурах север-северо-восточного простирания (рис. 30). Многие черты геологического строения рудного поля указывают на конседиментационное заложение основных рудоконтролирующих структур в нижнекембрийское время и длительное их развитие.

Кызыл-Таштыгское месторождение служило объектом изучения многих исследователей. Наиболее детально и всесторонне оно изучалось Б. И. Берманом, результаты исследований которого были обобщены в диссертационной работе (Берман, 1966) и ряде печатных работ (Берман, 1960; Берман, Агентов, 1965; Берман и др., 1965; и др.). Эти работы легли в основу существующих представлений о геологическом строении и генетических особенностях месторождений Восточно-Тувинского полиметаллического пояса. Однако многие принципиальные положения были детализированы в процессе проведенного в течение ряда лет нами совместно с Б. Н. Лапиным и К. Р. Ковалевым их изучения. Были уточнены некоторые особенности геологического строения и эволюции магматизма в пре-

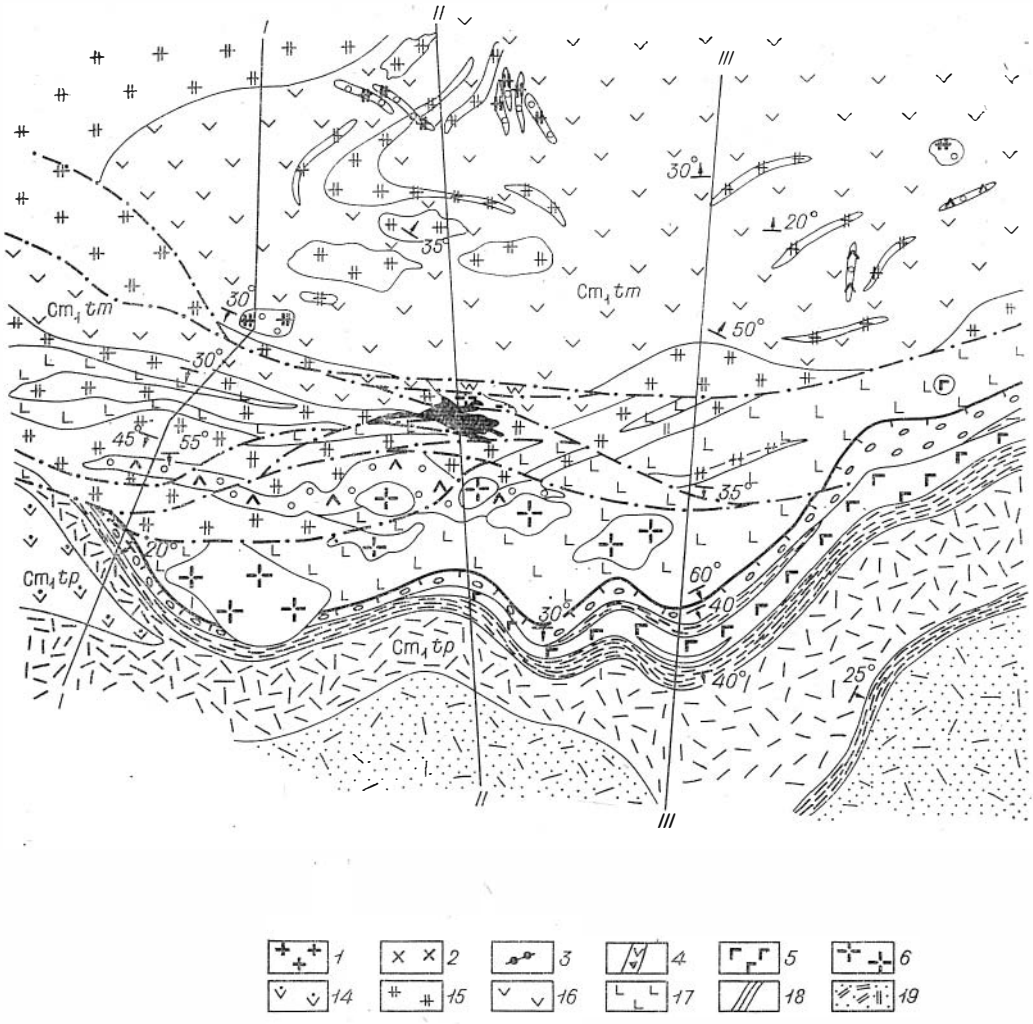
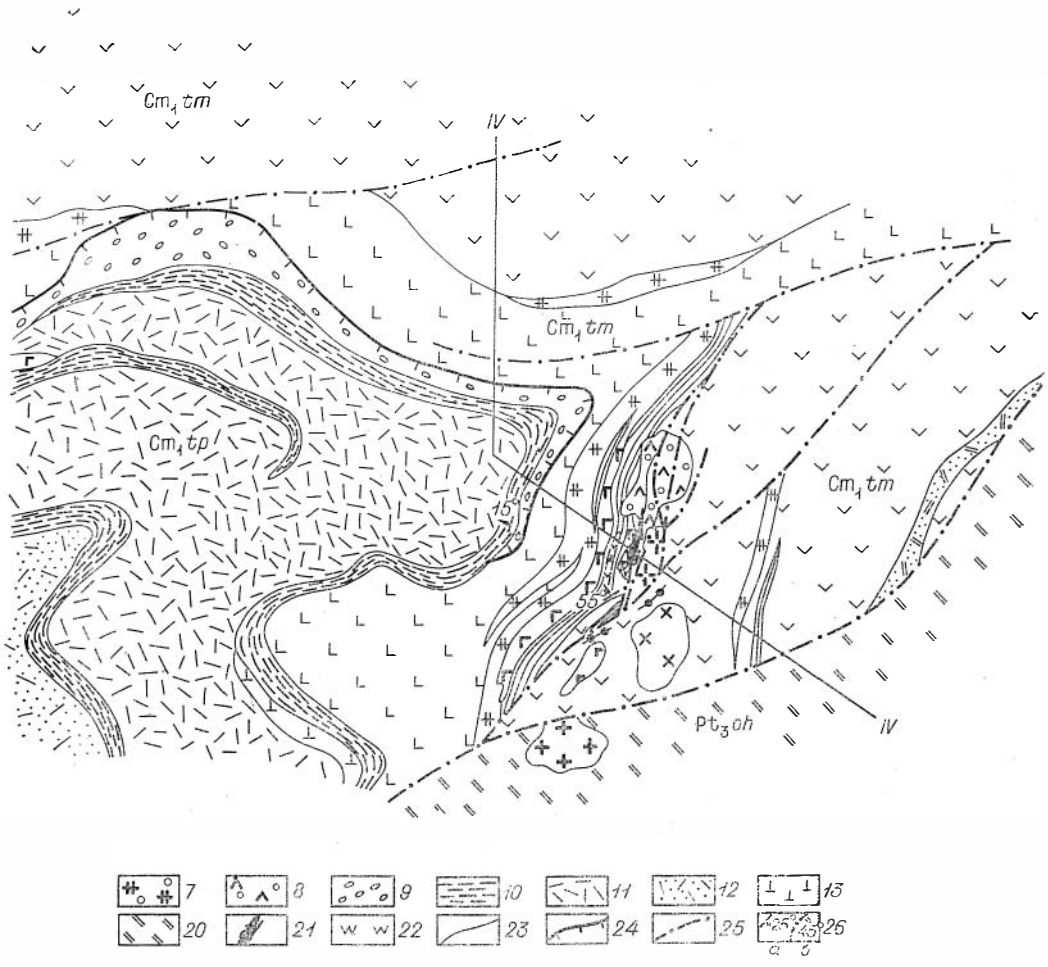


Рис. 30. Геологическая карта Кызыл-Таштыгского рудного поля. Составили Б. Н. Ла
В. А. Подругина и

1, 2 — нижнепалеозойские интрузивные образования: *1* — плагиограниты; *2* — диориты, кварце
зивные образования: *4* — эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов; *5* — кварцевые диабазы
порфиры; *8* — диабазы, диабазовые порфириты. *9—14* — тапсинская свита (Cm_1): *9* — базальные
туфы кислого состава кристаллокластические и литокристаллокластические; *12* — туфогенные пес
зитовые порфириты. *15—19* — туматтайгинская свита (Cm_1): *15* — дацитовые порфиры и их туфы;
зальтовые порфириты; *18* — глинистые, углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, алевро
ской свиты верхнего протерозоя: серицит-хлоритовые, альбит-хлоритовые и эпидот-хлорит-актино
23 — геологические границы. *24* — трансгрессивные контакты. *25* — разрывные

делах рудного поля, установлена важная роль в строении рудного поля продуктов субвулканического магматизма и изучены структурные и возрастные взаимоотношения их с процессом рудообразования, выяснены особенности химизма околорудного метасоматоза, в частности установлено широкое развитие магнезиальных метасоматитов, уточнено положение процессов рудообразования в общей эволюции раннекембрийского вулканизма. Особенно интересные результаты получены при детальном изучении месторождения Дальнее, в пределах которого пространственно тесно совмещаются разнообразные продукты субвулканической интрузивной и гидротермальной деятельности. Основные черты геологического строения рудного поля отражены на геологической карте и серии детальных разрезов, составленных вкрест основных структур с использованием данных глубокого бурения (рис. 31).



пин, Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев с использованием материалов Б. И. Бермана, Н. С. Бухарова, 1968 г.

вые диориты. *3* — лампрофиры (керсантиты). *4—8* — нижнекембрийские субвулканические интру- и габбро-диабазы; *6* — риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации; *7* — дацитовые конгломераты, туфоконгломераты; *10* — кремнисто-глинистые сланцы, туффиты, яшмоиды; *11* — чаники, преимущественно кварц-полевошпатовые; *13* — риолит-дацитовые порфиры; *14* — андеи- *16* — андезитовые и андезитобазальтовые порфириты, их туфы и агломератовые потоки; *17* — балиты, туффиты; *19* — туфогенные песчаники полимиктовые. *20* — метаморфические породы охемлитовые. *21* — колчеданно-полиметаллические рудные залежи. *22* — гидротермальные кварциты. нарушения. *26* — элементы залегания пород (*а*), тектонических контактов (*б*).

а) Стратиграфия и эволюция вулканизма

Колчеданно-полиметаллические месторождения Кызыл-Таштыгского рудного поля расположены среди дифференцированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных субвулканических образований базальт-андезит-дацитовой формации нижнего кембрия. Контрастность дифференциации от базальтовых и диабазовых порфиритов до риолит-дацитовых порфиров возрастает к конечным стадиям вулканической активности. На территории рудного поля отложения нижнего кембрия подразделяются на две свиты. Нижняя —туматтайгинская — представлена преимущественно продуктами вулканических извержений и лишь в незначительном количестве осадочными образованиями. Б. Н. Лапин (1968_1) в ней выделяет три подсвиты.

Нижняя подсвита представлена преимущественно продуктами излияний андезито-базальтовой магмы, среди которых преобладают лавы и лавобрекчии (агломератовые потоки глыбовых лав) монотонных андезито-базальтовых порфиритов. Основные лавы часто имеют шаровую отдельность. В верхних частях нижней подсвиты на западном фланге рудного поля встречаются потоковые горизонты лав дацитовых порфиров мощностью в несколько десятков метров с выдержанным однообразным порфировым строением. Мощность отложений нижней подсвиты в верхнем течении рек Ак-Хем и Кызыл-Таштыг около 1600 м. На отложениях нижней подсвиты залегает сложно построенная толща пород, представленная преимущественно дацитовыми порфирами, переслаивающимися с базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, туфогенными образованиями основного и кислого состава, туффитами и углисто-кремнистыми сланцами («пестрая» пачка, по Б. И. Берману, 1960).

Отложения средней подсвиты, анизотропные как по составу, так и физико-механическим свойствам, значительно дислоцированы и метаморфизованы, особенно в приразломных участках, насыщены телами субвулканических интрузий и являются основным рудовмещающим горизонтом рудного поля. Наличие отдельных выклинивающихся прослоев туффитов и углисто-глинистых сланцев указывает на подводный характер формирования толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и невыдержанный режим осадконакопления на фоне сложной многоочаговой эксплозивно-эффузивной вулканической деятельности. В восточной части рудного поля на участке месторождения Дальнее горизонты осадочных пород в пределах средней подсвиты имеют более выдержанный характер. Основной из горизонтов, в висячем боку рудной залежи, достигает мощности 150 м и представлен углисто-глинистыми сланцами, углистыми алевролитами с прослоями песчаников, черными углеродистыми известняками, известняковыми брекчиями и мраморизованными известняками. Общая мощность рудовмещающей «пестрой» пачки пород средней подсвиты 600—800 м.

Верхняя часть разреза туматтайгинской свиты состоит из продуктов извержения базальтовых лав — базальтовых порфиритов, слагающих выдержанную толщу мощностью до 500 м.

Таким образом, если проследить эволюцию вулканизма на интервале формирования отложений туматтайгинской свиты, четко отмечается недифференцированный монотонный базальтоидный характер излияний на ранних этапах и контрастно-дифференцированный многоочаговый характер вулканизма с четким проявлением крайних кислых и основных дифференциатов на поздних этапах его развития.

Отложения тапсинской свиты, перекрывающие породы туматтайгинской свиты с небольшим угловым несогласием, слагают южную часть Кызыл-Таштыгского рудного поля. Они представлены преимущественно терригенными отложениями с прослоями вулканогенных пород риолит-дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава. В составе свиты преобладают глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмоиды, туфогенные песчаники и перемытые литокристаллокластические туфы преимущественно кислого состава. Состав вулканогенных пород риолит-дацитовый — несколько более кислый, чем для разреза туматтайгинской свиты. В юго-западной части рудного поля в основании свиты встречаются отдельные мощные прослои андезитовых лав. Породы несут следы мелководного образования, а в базальном горизонте туфоконгломератов встречаются обломки биогермных известняков с фауной археоциат. Характер вулканизма в процессе накопления тапсинской свиты был, таким образом, отличен от туматтайгинского времени как по составу, так и по условиям проявления.

Граница туматтайгинской и тапсинской свит проводится нами по горизонту базальных туфоконгломератов, который прослеживается по

основанию пачки осадочных и вулканогенно-осадочных пород, залегающих выше базальтовых порфиритов верхней подсвиты туматтайгинской свиты, на протяжении всего рудного поля. Б. И. Берманом (1966) нижние горизонты тапсинской свиты, среди которых существенную роль играют вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, относятся к туматтайгинской свите. Базальное значение горизонту туфоконгломератов в основании осадочной толщи пород придается нами потому, что по этой границе отмечается существенный размыв нижележащих отложений туматтайгинской свиты. Особенно хорошо это видно в западной части рудного поля (см. рис. 30), где из разреза выпадает почти вся верхняя подсвита (по Б. Н. Лапину, 1968) туматтайгинской свиты. По разрезам вкрест контактовой зоны (см. рис. 31) отмечается также угловое несогласие от 10—15 до 35° (по построению), что фиксирует конседиментационные блоковые подвижки и размыв. Отмеченные стратиграфический перерыв и несогласие носят локальный характер и за пределами рудного поля при геологосъемочных работах не установлены. Встреченные в верховьях кл. Аммонитового (центральная часть рудного поля) обломки биогермных археоциатовых известняков в горизонте туфоконгломератов носят автохтонный характер и свидетельствуют о мелководной обстановке осадконакопления. Об этом же говорят красноцветные изменения туфов андезитов среди осадочной толщи пород.

Наряду с формированием эффузивных и пирокластических вулканогенных образований на рудном поле широко развились также субвулканические интрузии в виде жерловых тел, силловых и штокообразных интрузий и эксплозивных брекчий. По составу, структурно-текстурным особенностям и характеру залегания интрузивных тел можно выделить пять групп субвулканических образований: 1) дацитовые порфиры; 2) диабазы и диабазовые порфириты; 3) риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации; 4) кварцевые диабазы и габбро-диабазы; 5) эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов. Субвулканические интрузии с большой детальностью были откартированы и изучены Б. Н. Лапиным (1968_1). Первые две группы субвулканических образований представляют собой комагматы стратифицированных вулканогенных образований туматтайгинской свиты. Риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации — комагматы пирокластических отложений кислого состава тапсинской свиты. Комагматичность их устанавливается по геологическому положению и петрографической и петрохимической идентификации. Кварцевые диабазы и габбро-диабазы проявились в виде штокообразных и силловых залежей на завершающем этапе нижнекембрийского вулканизма и прорываются лишь эксплозивными (автомагматическими) брекчиями базальтовых порфиритов (месторождение Дальнее), сильно измененными процессами автометасоматоза и гидротермальной деятельности и содержащими многочисленные обломки вмещающих пород.

В юго-восточной части рудного поля отмечаются небольшие тела плагиогранитов, диоритов и кварцевых диоритов, представляющих собой, очевидно, несколько более удаленные комагматы кембрийских вулканогенных образований.

Субвулканические интрузии туматтайгинского этапа вулканизма представлены как кислыми, так и основными разностями. Первые представлены серией дайкообразных тел и небольшими штокообразными порфировыми интрузиями дацитового состава на водоразделе рек Улуг-О, Ак-Хем и Ак-Суг в северной части рудного поля. Преимущественно это кварц-плагиоклазовые порфиры с небольшим количеством вкрапленников и сферолитовой и аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Они прорывают толщу андезито-базальтовых порфиритов низов туматтайгинской свиты и пространственно тяготеют к полю развития эффузивов кислого состава. Субвулканические интрузии основного состава представлены силлообразной залежью диабазов и диабазовых порфиритов

протяженностью около 2,5 км и мощностью от 100 до 300 м южнее главной рудной зоны в верховьях р. Кызыл-Таш. Тело диабаза, вытянутое в субширотном направлении, в деталях имеет сложную морфологию и под острым углом сечет контакт средней (рудовмещающей) и верхней подсвит туматтайгинской свиты. В центральной части оно рассекается жерловыми телами риолит-дацитовых порфиров тапсинского возраста.

Субвулканическая интрузия диабазовых порфиритов откартирована нами по данным горных выработок также и на участке Дальнем (восточный фланг рудного поля). Она имеет сложную конфигурацию (размеры 500 × 250 м), рассекается серией рудоконтролирующих разрывных нарушений и по данным бурения апофизами сечет жерловое тело окварцованных кислых порфировых пород.

Тела жерловой фации тапсинской свиты, представленные наиболее кислыми разностями пород — риолитовыми и риолит-дацитовыми порфирами, вскрыты на участке месторождения Кызыл-Таштыг в карах верховьев р. Кызыл-Таш в виде серии некков, рассекающих верхние горизонты туматтайгинской свиты. Наиболее крупное тело риолит-дацитовых порфиров размером 500 × 800 м на западном фланге месторождения внедряется в зону контакта туматтайгинской и тапсинской свит, рассекая базальный горизонт конгломератов. Одно из подобных жерловых тел было вскрыто, по данным Б. И. Бермана (1960), горными выработками и скважинами при разведке месторождения. Несколько вытянутое штокообразное жерловое тело риолит-дацитовых порфиров размером 100 × 350 м было откартировано нами также и на участке месторождения Дальнее среди пород средней подсвиты туматтайгинской свиты в лежачем боку рудной залежи. Оно представлено сложными брекчиями внедрения и сильно окварцовано. Центральные части жерловых тел обычно сложены более кислыми риолитовыми разностями кварц-плагиоклазовых порфиров, периферические — риолит-дацитовыми порфирами. Структуры и текстуры пород крайне не выдержаны и отражают сложную динамику кристаллизующейся магмы в сквозных магмоподводящих каналах. Для них характерны сложная вертикальная флюидальность в комбинации с глыбовой отдельностью, наличие обломков боковых пород, грубозональное расположение типов пород, следы автомагматического брекчирования и катаклаза порфировых выделений, неравномерное строение основной массы. Для пород характерно интенсивное автометасоматическое окремнение и альбитизация. Экзоконтактовые изменения проявляются в виде окварцевания и ороговикования вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Б. И. Берманом большинство жерловых тел риолит-дацитовых порфиров было откартировано как стратифицированные пирокластические образования, а выделенные в пределах рудной зоны субвулканические интрузии были отнесены к комагматам туматтайгинской свиты. В настоящее время полученные новые данные по расположению и морфологии этих тел (см. рис. 30), а также сравнительные петрографические и петрохимические данные (Лапин, 1968$_1$) не оставляют сомнений в комагматичности большинства из них с вулканогенными образованиями тапсинской свиты.

Кварцевые диабазы и габбро-диабазы относятся к поздней группе субвулканических интрузий. Они прорывают отложения низов тапсинской свиты на участке месторождения Кызыл-Таштыг и верхи туматтайгинской свиты на месторождении Дальнем. Для них характерна преимущественно силловая форма интрузий, полнокристаллическое среднезернистое строение и массивная текстура. В эндоконтактовых частях развиты более мелкозернистые порфировые разности пород, основная же масса представлена среднезернистыми разностями с габбро-офитовой, офитовой и гранулито-офитовой структурой. Помимо пироксена, плагиоклаза и рудных минералов для породы характерен кварц, выполняющий интерстиции между основными породообразующими минералами. Содержание K_2O

в породе доходит до 2%, что отличает их по химизму от основных эффузивов и субвулканических диабазовых порфиритов туматтайгинской свиты, имеющих сугубо натровый профиль. Размеры тел габбро-диабазов значительны. Наиболее крупная силловая залежь, залегающая согласно среди вулканогенно-осадочных отложений тапсинской свиты в центральной части рудного поля, имеет протяженность около 4 км при мощности 100—150 м. На месторождении Дальнее силловая залежь диабазового порфирита имеет протяженность 1,5 км при мощности до 100 м. Основными критериями для отнесения интрузии кварцевых диабазов и габбродиабазов к субвулканическим образованиям послужили: общая петрохимическая близость габбро-диабазов к вулканогенным образованиям нижнего кембрия, пространственное и структурное тяготение их к участкам проявления кустового субвулканического магматизма различного состава, пересечение их на участке Дальнем более молодыми эксплозивными брекчиями базальтовых порфиритов, образование которых можно рассматривать лишь в связи с развитием остаточных магматических очагов нижнекембрийского этапа вулканической деятельности.

Эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов представляют собой наиболее поздние субвулканические образования. Наиболее широко они распространены на месторождении Дальнем, где детально изучены и откартированы нами по данным поверхностных горных выработок и буровых скважин и встречены в свалах на месторождении Кызыл-Таштыг. На месторождении Дальнем (см. рис. 4) они располагаются со стороны висячего бока рудной залежи и представлены двумя телами. Одно из них непосредственно контактирует с рудным телом, имеет сложную, вытянутую согласно с основными структурами, удлиненную форму с раздувами и пережимами и размеры по ширине до 50 м и по простиранию до 300 м. Другое тело эксплозивных брекчий располагается выше рудной зоны среди прослоя углисто-глинистых сланцев. Мощность тела до 20 м, залегание крутое послойное, по простиранию оно прослежено на 350 м. Эксплозивные брекчии на контакте с рудной залежью гидротермально изменены и интенсивно минерализованы с образованием вкрапленных и брекчиевых типов руд. В отдельных случаях в них отмечаются угловатые участки сливных сульфидных руд, напоминающие рудные обломки. В удалении от рудной залежи брекчии имеют более свежий облик, в них отсутствуют признаки минерализации и часто в приконтактовых зонах они насыщены обломками вмещающих пород.

Эксплозивные брекчии имеют темно-зеленую и серо-зеленую окраску, обломочное строение. Обломки имеют светлую окраску, цемент темный, однородный. Микроскопически обломки представлены однородными по составу хлоритизированными базальтовыми порфиритами интерсертальной структуры, иногда миндалекаменного строения. Реже встречаются обломки других пород — кварц-полевошпатовых фельзит-порфиров и углисто-глинистых сланцев, захваченных при внедрении. Цементирующая масса свежих разностей брекчий представлена слабо раскристаллизованным стеклом гиалопелитовой структуры с отдельными мелкими игольчатыми и таблитчатыми выделениями плагиоклаза и фенокристами кварца. Обломки в основной массе имеют разные размеры, сложную остроугольную форму и иногда некоторую потоковую ориентировку (фиг. 62). Цементирующая масса активно корродирует периферические участки обломков. Обломки базальтовых порфиритов во многих случаях интенсивно карбонатизированы, причем карбонатизация развивается по всей массе брекчий и носит автометасоматический характер. По химическому составу эксплозивные брекчии соответствуют породам андезитобазальтового и базальтового ряда и относятся к наиболее основным разностям пород рудного поля (табл. 10).

Помимо отмеченных нами субвулканических интрузий, на южном фланге месторождения Дальнее по отдельным шурфам выделяется интру-

Таблица 10

Химический состав нижнекембрийских субвулканических интрузивных пород Кызыл-Таштыгского рудного поля

Компонент	Дацитовые порфиры		Диабазы и диабазовые порфириты					
	1	2	3*	4*	5*	6	7	8
SiO_2	72,64	73,68	54,57	47,28	46,16	53,04	46,64	46,08
TiO_2	0,15	0,25	1,65	1,77	1,45	0,57	0,05	0,06
Al_2O_3	11,03	12,29	14,09	14,83	16,25	12,10	16,26	14,72
Fe_2O_3	0,93	0,56	6,49	4,57	4,43	4,84	1,71	2,94
FeO	2,80	3,59	7,00	10,77	8,93	4,31	10,25	8,16
MnO	0,25	0,19	0,18	0,32	0,15	0,18	0,17	0,18
MgO	1,79	2,29	2,68	3,77	6,71	8,27	7,69	6,65
CaO	1,82	0,45	4,36	5,54	8,26	9,32	8,69	10,76
Na_2O	4,04	3,15	4,88	3,98	3,27	2,23	3,37	3,03
K_2O	0,42	1,35	1,27	0,06	0,64	Не обн.	0,12	0,36
H_2O	0,19	0,16	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,30	0,10	0,20
P_2O_5	0,08	0,10	0,61	0,96	0,43	0,11	0,30	0,26
S	Не опр.	Не опр.	0,04	Не опр.	0,10	0,01	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	3,75	2,15	2,34	6,80	3,56	4,31	4,36	6,34
Сумма	99,89	100,21	100,16	100,65	100,34	99,59	99,71	99,74

Окончание табл. 10

Компонент	Риолит-дацитовые порфиры		Габбро-диабазы				Эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов			
	9	10	11*	12	13*	14*	15	16	17	18
SiO_2	78,46	76,81	46,94	47,36	47,17	47,78	54,34	53,50	37,15	41,57
TiO_2	0,06	0,02	0,83	0,95	0,85	0,75	0,50	0,70	0,78	0,58
Al_2O_3	10,03	11,66	22,64	19,38	20,06	18,15	12,43	15,21	16,55	13,03
Fe_2O_3	Не обн.	Не обн.	3,64	4,25	4,38	5,82	3,73	2,53	5,15	4,87
FeO	3,03	3,03	6,21	6,25	7,02	6,78	5,03	7,47	4,31	3,02
MnO	0,03	0,04	0,12	0,20	0,27	0,20	0,03	0,02	0,06	0,08
MgO	1,04	0,60	2,93	3,15	3,38	3,20	6,40	7,96	7,09	6,40
CaO	1,08	0,63	11,11	8,47	8,56	8,61	5,29	1,21	10,23	10,83
Na_2O	4,72	5,39	1,34	4,34	3,20	2,64	1,65	3,85	3,60	5,27
K_2O	0,24	0,60	2,00	0,72	1,58	1,91	0,10	0,40	0,90	0,05
H_2O	0,03	Не обн.	Не обн.	0,35	Не обн.	Не обн.	0,29	0,36	0,29	0,36
P_2O_5	0,16	0,11	0,16	0,17	0,17	1,15	0,01	0,01	0,02	0,09
S	Не опр.	Не опр.	0,06	Не опр.	0,10	0,07	1,01	Не опр.	1,48	1,35
П. п. п.	1,11	0,80	1,72	4,14	3,67	2,60	8,77	6,42	12,10	12,10
Сумма	99,99	99,69	99,70	99,73	100,41	99,66	99,58	99,64	99,71	99,60

Примечание. В табл. 10 и 12 химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик З. В. Болева. Звездочкой отмечены анализы, заимствованные из работ Б. И. Бермана.

1 — сферолитовый дацитовый порфир (жерловая фация), р. Ак-Суг; 2 — сферолитовый дацитовый порфир (жерловая фация), р. Кызыл-Таштыг на перевале; 3— диабаз (дайка), р. Кызыл-Таштыг, 200 м от высоты с отметкой 2016 м; 4 — диабазовый порфирит(дайка), Кызыл-Таштыг, шт. 8, 420 м; 5 — микродиабаз (дайка) р. Кызыл-Таштыг; 6 — окварцованный диабазовый порфирит, уч. Дальний, шурф 1184; 7 — диабаз, правый борт р. Кызыл-Таштыг, южнее шт. 8; 8 — диабаз, верховье р. Кызыл-Таштыг, восточнее горного озера; 9 — лавобрекчия риолит-дацитового порфира, жерловая фация, р. Кызыл-Таштыг; 10 — риолит-дацитовый порфир, жерловая фация, р. Кызыл-Таштыг; 11 — габбро-диабаз, уч. Кызыл-Таштыг; 12 — кварцевый габбро-диабаз, уч. Кызыл-Таштыг; 13 — габбро-диабаз, уч. Кызыл-Таштыг; 14 — габбро-диабаз, уч. Кызыл-Таштыг; 15—18 — эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов уч. Дальний.

Таблица 11

Результаты определений калий-аргоновым методом возраста вулканогенных образований и гидротермалитов Улугойской металлогенической зоны

Номер пробы	Характеристика пробы	Содержание K_2O,%	Возраст, млн. лет
3689	Базальтовый порфирит, лава. Месторождение Кызыл-Таш, туматтайгинская свита, вблизи зоны надвига на девонские песчаники	0,205±0,015	380
3693	Дацитовый порфир. Месторождение Кызыл-Таш, средняя часть разреза туматтайгинской свиты	2,09±0,01	412±10
3692	Риолитовый порфир. Месторождение Кызыл-Таш у оз. Кызыл-Таштыг, средняя часть разреза туматтайгинской свиты	0,14±0,01	397
3690	Базальтовый порфирит, лава. Месторождение Кызыл-Таш у оз. Кызыл-Таштыг, верхи туматтайгинской свиты	0,84±0,01	397
3688	Базальтовый порфирит. Месторождение Дальнее, водораздел р. Ак-Суг и кл. Лагерного, нижняя часть разреза туматтайгинской свиты	1,385±0,035	490±3
3686	Базальтовый порфирит. Месторождение Дальнее, туматтайгинская свита, западный фланг месторождения, вблизи зоны разлома	0,215±0,05	269
2404	Габбро-диабаз. Месторождение Кызыл-Таштыг, силлообразная интрузия среди пород таскинской свиты	1,05±0,10	536±10
3208	Габбро-диабаз. Месторождение Дальнее, силлообразная интрузия среди пород туматтайгинской свиты. Скв. 6, гл. 150 м	0,43	436
3209	Габбро-диабаз. Месторождение Дальнее, интрузия в висячем боку рудного тела, канава 1	0,54	424
6385	Риолит-дацитовый порфир жерловой фации. Месторождение Кызыл-Таштыг, западный фланг	0,82±0,01	448±16
3692	Риолит-дацитовый порфир. Субвулканическая интрузия среди пород туматтайгинской свиты. Месторождение Кызыл-Таш, кл. Скальный	0,14±0,01	397
3687	Эксплозивная брекчия базальтовых порфиритов, слабо гидротермально измененная. Скв. 3, 43—69 м	0,215±0,05	269
3523	Плагиогранит. Интрузия среди вулканогенных пород туматтайгинской свиты. Месторождение Кызыл-Таш	0,60	233
3524	Плагиогранит-порфир. Месторождение Кызыл-Таш	0,56	425
3525	Гранодиорит. Месторождение Кызыл-Таш, правый борт кл. Скального	0,24	430
3210	Лампрофир (керсантит). Участок Дальний, западный фланг (шурфы 181 и 208)	2,15	211
3206	Серицитовый кварцит. Месторождение Кызыл-Таштыг, лежачий бок рудного тела	1,58	445
3207	Серицитовый кварцит. Месторождение Кызыл-Таштыг, висячий бок рудного тела	1,89	495±8
3124	Серпентолит. Месторождение Кызыл-Таштыг	8,02	420
3204	Серицитовый кварцит. Месторождение Дальнее, скв. 383 м, из рудной зоны	2,03	416
3204—1	Серицитовый кварцит. Месторождение Дальнее, скв. 6, 385 м, из рудной зоны	2,92	439

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР Л. Б. Фирсовым. Возраст рассчитан по константам распада калия $404{,}68 \cdot 10^{-10}$ и $0{,}585 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$

зивное тело, представленное среднезернистыми полнокристаллическими породами плагиогранитового, диоритового и кварц-диоритового состава. Породы плохо обнажены, изменены вторичными процессами и еще слабо изучены. В двух шурфах западного фланга месторождения вблизи зоны разлома, рассекающей участок в северо-восточном направлении, отмечены дайки слюдистых лампрофиров-керсантитов, также значительно выветрелых в приповерхностных участках. Калий-аргоновые определения

их возраста дали результаты 211 млн. лет (табл. 11), что соответствует триасовому периоду.

Относительная последовательность формирования вулканогенных отложений и внедрение субвулканических интрузивных тел устанавливается достаточно четко на основании детальных геологических наблюдений — составления детальных разрезов, картирования в обнаженных каровых участках и по данным разведочных горных выработок и бурения. Что же касается абсолютных датировок, то проведенные многочисленные калий-аргоновые определения возраста показали неприменимость этого метода для нижнепалеозойских отложений данного региона. В пределах всех изученных нами участков (месторождения Кызыл-Таштыг, Дальнее, Кызыл-Таш) наблюдаются несоответствия между геологической датировкой и калий-аргоновым возрастом вулканогенных образований. Это отмечается как для субвулканических интрузий, так и для стратифицированных образований, залегающих в достоверно фаунистически охарактеризованных нижнекембрийских отложениях туматтайгинской и тапсинской свит (см. табл. 11). Большинство дат соответствуют ордовику — силуру и лишь отдельные из них отвечают верхам кембрия. Потеря аргона и связанный с этим эффект «омоложения» имеют региональный характер и могут быть объяснены широким развитием в районе молодого девонского вулканизма и магматизма и другими процессами развития этой мобильной тектонической зоны.

Нижнекембрийские вулканогенные породы Улугойской зоны относятся, как это видно из приведенной краткой характеристики, к базальт-андезит-дацитовой формации и представляют собой, по мнению Б. Н. Лапина (1970), классический пример последовательно дифференцированного базальт-риолитового ряда. Как видно из приведенных химических анализов различных типов вулканогенных пород нижнего кембрия (табл. 10, 12), все они относятся к дифференциатам базальтоидной магмы нормального щелочноземельного ряда. Состав эффузивов по разрезу изменяется от андезитобазальтов до дацитовых и риолито-дацитовых лав. Все породы по щелочному составу имеют ярко выраженную натровую специализацию. Отношение натрия к калию у эффузивов и субвулканических интрузий обычно не спускается ниже. Абсолютные содержания калия редко превышают 2%, в большинстве же проб не достигают и 1%, при содержании натрия в среднем от 3 до 5%. Большинство пород пересыщено кремнекислотой, в том числе все андезитовые порфириты, андезитобазальтовые и базальтовые порфириты. В породах отмечается повышенное содержание полевошпатовой извести; кислые разновидности эффузивных и интрузивных пород пересыщены глиноземом. Повышенное содержание глинозема и умеренное количество окиси магния отмечается в интрузивных габбро-диабазах. Они являются также наиболее калиевыми разностями пород района (среднее содержание $K_2O = 1{,}96\%$) и характеризуются повышенным содержанием свободной кремнекислоты. В плагиогранитах, наиболее хорошо вскрытых на участке Кызыл-Таш и секущих габбро-диабазы, содержание K_2O не превышает 0,6%.

Состав и строение нижнепалеозойских вулканогенных образований Улугойской зоны позволяет относить их к ряду эффузивно-интрузивных комплексов спилито-кератофировой группы формаций геосинклинальных этапов развития подвижных зон (Кудрявцев, 1964).

Геохимические особенности пород нижнекембрийского вулкано-плутонического комплекса Улугойской металлогенической зоны и непосредственно Кызыл-Таштыгского рудного поля по данным спектральных и химических анализов на основные рудные компоненты были рассмотрены Б. И. Берманом и В. Б. Агентовым (1965). Они пришли к выводу, что в вулканогенных образованиях нижнего кембрия, гидротермально-измененных породах и колчеданно-полиметаллических рудах наблюдается преемственность в содержании и относительной роли типоморфных элементов

Таблица 12

Химический состав нижнекембрийских вулканогенных пород Кызыл-Таштыгского рудного поля

Компонент	Туматтайгинская свита								
	нижняя подсвита							средняя подсвита	
	1*	2	3	4	5	6	7	8*	9*
SiO_2	63,00	60,28	47,63	51,68	38,50	44,20	71,21	71,18	68,44
TiO_2	0,34	0,15	0,19	1,11	0,43	0,25	0,08	0,32	0,38
Al_2O_3	14,74	13,51	15,73	15,38	14,65	13,71	13,36	13,93	14,37
Fe_2O_3	0,50	2,92	2,16	5,85	1,09	2,52	0,50	0,52	2,39
FeO	2,43	7,62	8,16	7,33	6,61	6,92	3,01	3,00	2,02
MnO	0,07	0,10	0,12	0,27	0,17	0,07	0,03	0,06	Не обн.
MgO	3,72	2,30	7,71	4,78	7,57	6,71	0,69	1,06	1,74
CaO	7,42	3,03	7,63	5,69	8,35	12,23	2,30	1,62	1,64
Na_2O	4,92	4,45	4,31	3,68	2,32	4,45	5,19	3,91	5,26
K_2O	0,38	3,70	0,13	0,27	0,84	0,10	2,53	2,86	1,99
H_2O	Не опр.	0,27	0,15	0,18	0,23	0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P_2O_5	0,06	0,05	0,03	0,21	0,07	0,04	0,04	0,10	0,14
S	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	Не опр.
П. п. п.	2,84	2,21	5,18	3,12	18,73	8,23	1,29	0,84	1,16
Сумма	100,57	100,59	99,13	99,55	99,56	99,59	100,23	99,46	99,53

Продолжение табл. 12

Компонент	Туматтайгинская свита							Тапсинская свита	
	средняя подсвита					верхняя подсвита			
	10*	11*	12	13	14	15	16*	17	18
SiO_2	71,96	71,79	71,82	71,24	70,40	47,11	46,20	65,11	69,08
TiO_2	0,29	0,24	0,24	0,41	0,40	0,07	0,65	0,30	0,38
Al_2O_3	9,79	14,10	12,88	13,03	13,35	15,94	17,23	12,89	14,38
Fe_2O_3	4,06	3,51	4,68	1,66	0,83	2,35	5,82	1,06	0,76
FeO	3,24	1,51	0,22	4,48	4,43	8,45	5,16	4,05	4,24
MnO	0,07	0,17	0,08	0,084	0,05	0,02	0,14	Не обн.	0,13
MgO	1,57	0,25	2,18	1,45	3,50	6,27	6,22	2,04	0,91
CaO	1,24	1,11	0,27	0,86	1,22	6,02	10,45	4,38	0,68
Na_2O	5,53	3,91	4,91	4,33	0,96	3,77	3,42	4,62	5,66
K_2O	0,39	0,91	0,78	0,36	2,24	0,42	0,27	0,88	0,93
H_2O	Не опр.	Не опр.	0,22	0,61	Не опр.	0,38	Не опр.	0,09	0,22
P_2O_5	0,11	0,07	0,11	0,093	0,07	0,77	0,14	0,10	0,07
S	Не опр.	0,24	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	1,32	2,46	1,72	1,78	2,80	8,13	4,24	4,76	1,82
Сумма	99,57	100,27	100,26	100,38	100,25	99,70	99,94	100,28	99,16

Примечание. 1 — андезитовый порфирит миндалекаменный, водораздел кл. Банного и р. Кызыл-Таштыг; 2—лавобрекчия андезитового порфирита, р. Ак-Хем; 3 — плагиоклаз-пироксеновый андезито-базальтовый порфирит, кл. Банный; 4 — эпидотизированный базальтовый порфирит, уч. Дальний, восточный фланг; 5 — миндалекаменный базальтовый порфирит, уч. Дальний, скв. 3, гл. 150 м; 6 —миндалекаменный андезито-базальтовый порфирит, правый берег р. Кызыл-Таштыг против кл. Банного (Бурного); 7 — кварц-плагиоклазовый дацитовый порфир, кл. Банный; 8 — дацитовый порфир, кл. Банный; 9 — кварцевый дацитовый порфир, р. Кызыл-Таштыг; 10 — дацитовый порфир, р. Балыктыг-Хем; 11 —туф андезито-дацитового порфирита, р. Кызыл-Таштыг; 12 — крупнообломочный туф среднего состава, окварцованный; висячий бок рудной зоны Кызыл-Таштыг; 13 — туф смешанного состава, Перевальная зона, водораздел рек Кызыл-Таштыг и Улуг-О; 14 — туф кварцевого альбитофира; 15 — андезито-базальтовый порфирит, верховья р. Кызыл-Таштыг; 16 — базальтовый порфирит, р. Балыктыг-Хем; 17 — кристаллический туф риолит-дацитового порфира, южный фланг рудного поля; 18 — кристаллокластический туф риолит-дацитового порфира, верховья р. Кызыл-Таштыг, кл. Прямой.

Таблица 13

Средние содержания элементов-примесей в породах нижнекембрийского вулкано-плутонического комплекса Кызыл-Таштыгского рудного поля

Элемент	Средние содержания, вес. %			Кларки элементов в различных типах пород по А. П. Виноградову (1962), вес. %		
	Туматтайгинская свита		жерловые тела риолито-дацитового состава, комагматичные породам тапсинской свиты (24 пробы)	кислые	средние	основные
	эффузивные пирокластические и субвулканические образования кислого состава (35 проб)	эффузивные пирокластические и субвулканические образования среднего — основного состава (36 проб)				
Pb	$6{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}2\cdot10^{-4}$	$3{,}9\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$
Cu	$2{,}5\cdot10^{-3}$	$7{,}3\cdot10^{-3}$	$3{,}3\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$
Zn	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$1{,}2\cdot10^{-2}$	$9{,}2\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$7{,}2\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$
Ba	$6{,}2\cdot10^{-2}$	$3{,}1\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$
Ti	0,21	0,32	0,14	0,23	0,8	0,9
Mn	$6{,}4\cdot10^{-2}$	0,11	$4{,}4\cdot10^{-2}$	$6\cdot10^{-2}$	$1{,}2\cdot10^{-1}$	$2\cdot10^{-1}$
Co	$7\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-3}$	$3{,}9\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-3}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$
Sn	$1{,}7\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	—	$1{,}5\cdot10^{-4}$
Ga	$2{,}2\cdot10^{-4}$	$2{,}1\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$
Ni	$4\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$8\cdot10^{-4}$	$5{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}6\cdot10^{-2}$

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории спектрального анализа ИГиГ СО АН СССР, аналитик Н. В. Резников.

и элементов-примесей. Медью относительно богаче эффузивы кислого состава, а цинком — эффузивы среднего состава. В основных эффузивах медь и цинк содержатся примерно в равных количествах. К. Р. Ковалевым ($1939_{1,2}$) было проведено изучение геохимических особенностей рудовмещающих вулканогенных образований туматтайгинской и тапсинской свит на основе полуколичественных спектральных анализов. Такие элементы, как германий, серебро, висмут, молибден, сурьма, индий, мышьяк, в породах не были выявлены. Свинец, барий, олово фиксируются с различными коэффициентами частости. Наиболее низкие значения отмечаются в породах среднего — основного состава и наиболее высокие — в кислых эффузивах и жерловых образованиях кислого состава. Остальные элементы — медь, цинк, титан, марганец, кобальт, никель, галлий — встречаются во всех породах и по величинам концентраций мало отличаются от кларковых содержаний, а в ряде случаев — на порядок ниже. Аналогичные результаты были получены ранее Г. В. Пинусом (1961) при рассмотрении геохимических особенностей нижнекембрийского вулканизма Тувы. Среднее содержание элементов-примесей в рудовмещающей толще рудного поля Кызыл-Таштыг отражено в табл. 13.

б) Структура Кызыл-Таштыгского рудного поля

Рудное поле, объединяющее месторождения Кызыл-Таштыг и Дальнее, расположено на восточном фланге Улугойской депрессионной структуры и приурочено к зоне сопряжения разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания. Структуры эти являются элементами разломов глубокого заложения, ограничивающих Улугойскую грабен-синклиналь, имели длительное развитие и в значительной мере контролировали процессы нижнепалеозойского магматизма, осадконакопления и формирования складчатых структур.

Рудное поле имеет в целом достаточно сложное строение, обусловленное сочетанием вулкано-тектонических, пликативных и блоковых структур, основные элементы которых отражены на геологической карте (см. рис. 29) и геолого-структурных профилях (см. рис. 30). Породам района свойственно преобладающее субширотное простирание, осложненное отдельными локальными перегибами. В пределах собственно рудных участков породы имеют южное и юго-восточное падение. На развитие складчатых деформаций в отложениях нижнего кембрия существенное влияние оказали блоковое строение фундамента и синвулканические движения по субширотным разломам и сопряженным с ними нарушениям. Близость докембрийского складчатого фундамента в районе отмечается по выходам интенсивно метаморфизованных верхнепротерозойских пород охемской свиты в юго-восточной части рудного поля.

При общем субширотном простирании пород и, соответственно, складчатых структур района отмечается наличие отдельных поперечных перегибов и развитие брахиформных структур, отчетливо проявляющихся на месторождении Дальнем. Синвулканические подвижки по субширотным разломам четко фиксируются в районе Главной рудной залежи в центральной и западной частях рудного поля. В целом складчатые структуры в породах туматтайгинской свиты имеют спокойный симметричный характер с углами падения до 30—40°, редко больше. По мере же приближения к рудоконтролирующим субширотным структурам углы падения пород в полосе шириной от 500 м до 1 км резко изменяются до 70—80° и в зоне разлома они залегают практически согласно с разрывными структурами. Развитие блоковых движений и приразломных пликативных дислокаций в туматтайгинское время на площади рудного поля подчеркивается также несогласным залеганием тапсинской свиты с горизонтом базальных туфоконгломератов в основании.

Породы тапсинской свиты залегают относительно полого с углами падения до 30—40°, нередко формируя брахиформные складчатые структуры, в общем плане повторяющие структуры туматтайгинской свиты. Угловые несогласия пород туматтайгинской и тапсинской свит колеблются от 10—15° на восточном фланге рудного поля до 30—35° — на западном, где в результате трансгрессивного налегания тапсинской свиты выпадает из разреза почти вся верхняя подсвита туматтайгинской свиты мощностью 400—500 м. Угловые несогласия между туматтайгинской и тапсинской свитами носят локальный характер и в целом для района не фиксируют этапа складкообразовательных движений.

Из дизъюнктивных нарушений разломного характера преимущественно развиты структуры субширотного и северо-западного простирания в районе месторождения Кызыл-Таштыг и северо-восточного и субширотного в районе месторождения Дальнего. Субширотное нарушение, прослеживающееся от западной границы участка, где по нему контактируют породы туматтайгинской и тапсинской свит, через центральную часть рудного поля на восток севернее месторождения Дальнего, представляет собой длительно существующую структуру — восточное продолжение южного ограничителя Улугойского грабена. Падение его на юг под углом 60—80°. В центральной части рудного поля оно сочленяется с одной из разрывных структур северо-западного простирания, входящей в систему разломов, ограничивающих Улугойский грабен с севера. Место сочленения этих структур и особенно южный разлом представляли собой длительно живущий участок повышенной проницаемости для магматических расплавов и гидротермальных растворов. На этом участке в нижнем кембрии сформировалась вулканическая постройка (Берман, 1960; Берман и др., 1965) и сконцентрированы субвулканические интрузии диабазовых порфиритов и дацитов туматтайгинского возраста, жерловые тела риолит-дацитовых порфиров тапсинского возраста и более поздние силловые залежи габбро-диабазов. Зона сочленения этих разрывных

структур стала также одним из главных элементов структурного контроля колчеданно-полиметаллического оруденения. На участке Дальнем в зоне поперечного нарушения северо-восточного простирания, сочленяющего два крупных субширотных разлома, также сконцентрированы субвулканические интрузии диабазовых порфиритов, риолит-дацитовых порфиров, кварцевых габбро-диабазов, эксплозивных брекчий базальтовых порфиритов, интрузий кварцевых диоритов и гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические рудные залежи. Это подчеркивает длительное синвулканическое развитие основных рудоконтролирующих структур, структурную унаследованность и генетическую близость многостадийной магматической и гидротермальной деятельности в процессе формирования нижнепалеозойского вулкано-плутонического комплекса района.

в) Закономерности локализации и морфология рудных залежей

Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение контролируется одной из длительно развивающихся тектонических зон, подвижки по которой происходили уже в нижнем кембрии. Рудные залежи приурочены к месту сочленения разлома, ограничивающего с юга Улугойский грабен, с одной из разрывных структур северо-западного простирания — составляющей северной зоны разломов. Рудные тела месторождения Кызыл-Таштыг имеют гидротермально-метасоматический характер и залегают среди интенсивно рассланцованных и подробленных пород средней подсвиты туматтайгинской свиты. У них линзообразная форма и субширотное простирание с падением на юг под углами 50—70°. Наиболее благоприятны для замещения породы «пестрой» пачки, представленные переслаиванием туфов и туфобрекчий кислого и среднего состава, лав дацитов и андезито-базальтов и отдельных прослоев углисто-

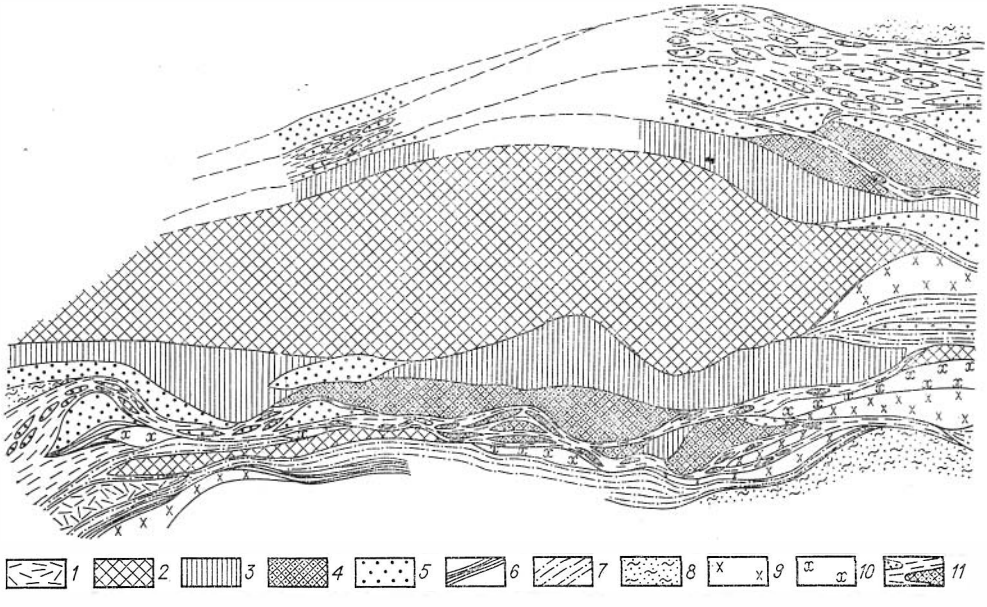


Рис. 32. План штольневого горизонта Главной рудной залежи месторождения Кызыл-Таштыг (по Б. И. Берману, 1960 г.).

1 — альбитофиры; *2* — сплошные серноколчеданные руды; *3* — сплошные медно-цинковые руды; *4* — сплошные полиметаллические руды; *5* — вкрапленные руды; *6* — кремнистые сланцы, яшмоиды; *7* — кварц-хлоритовые сланцы с густой вкрапленностью пирита, сфалерита; *8* — туфопорфироиды; *9* — вторичные кварциты; *10* — зеленокаменные хлоритовые породы; *11* — зоны разлинзования руд.

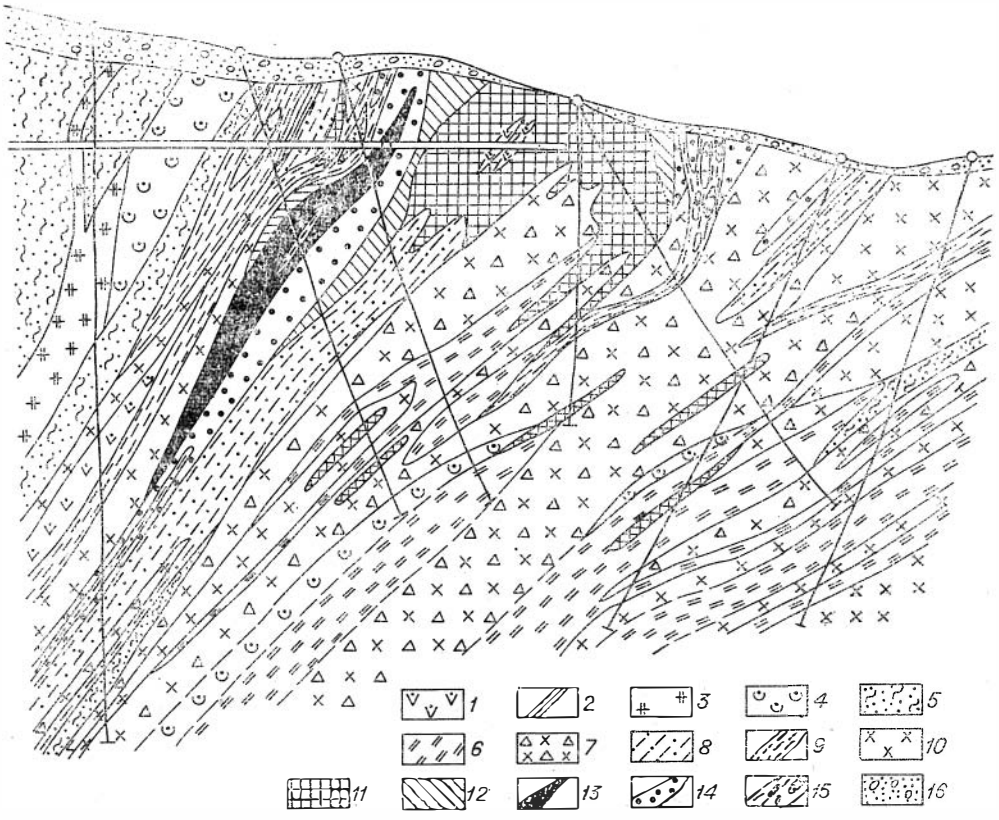
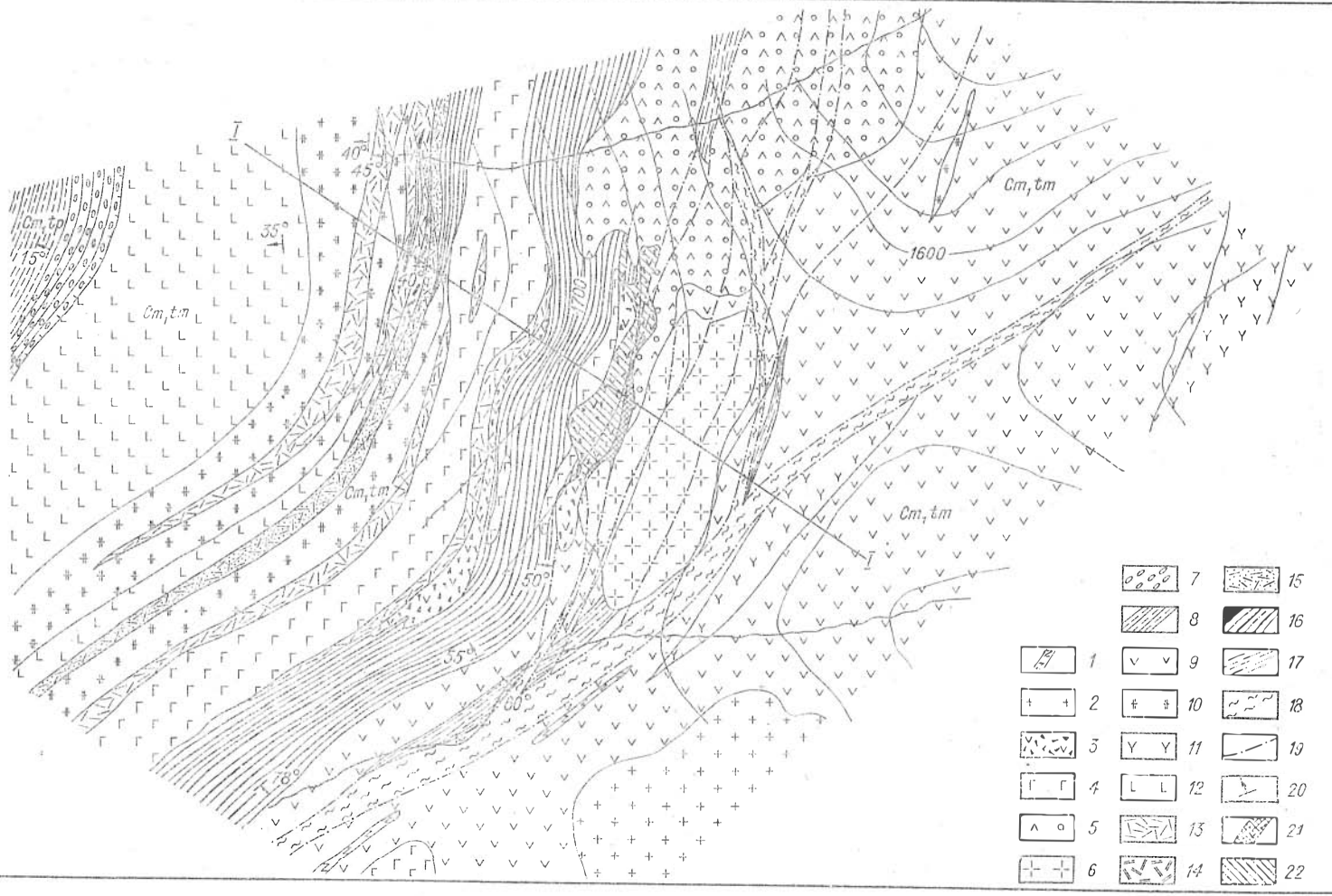


Рис. 33. Геологический разрез через центральный участок месторождения Кызыл-Таштыг (по Б. И. Берману, 1960 г.).

1 — плагиопорфириты; *2* — кремнистые сланцы, яшмоиды; *3* — альбитофиры; *4* — зеленокаменные хлоритовые породы; *5* — туфопорфироиды; *6* — хлорит-кварцевые сланцы; *7* — хлорит-кварцевые брекчии; *8* — кварц-хлоритовые сланцы с пиритом и сфалеритом, бедные медно-цинковые руды; *9* — кварц-серицитовые сланцы; *10* — вторичные кварциты; *11*—сплошные серноколчеданные руды; *12* — сплошные медно-цинковые руды; *13* — сплошные полиметаллические руды; *14* — богатые вкрапленные руды; *15* — зоны разлинзованных руд; *16* — четвертичные отложения.

кремнистых сланцев. Морфология главной рудной залежи в плане и разрезе показана на рис. 32, 33.

Б. И. Берман (Берман и др., 1965; Берман, 1966) существенную роль в контроле рудной залежи отводит структурам собственно вулканического аппарата и, в частности, морфологии жерлового штока. Что касается главной рудной залежи, то воронкообразная форма колчеданного тела в разрезе, по его мнению, в значительной мере определяется очертаниями кратерной полости, в которой происходило рудоотложение. Невероятность подобной трактовки условий локализации оруденения очевидна из анализов детальных карт и разрезов участка месторождения. Для туматтайгинского времени подводящие каналы и жерловины вулканических построек не могли залегать согласно со стратифицированными эффузивами и пирокластолитами, в то время как рудные залежи залегают в общем плане согласно с крутопадающими вмещающими толщами. По геологическим данным, оруденение накладывается на субвулканические жерловые тела риолит-дацитовых порфиров, синхронные отложениям тапсинской свиты. Но для тапсинского времени уровень рудоотложения соответствовал глубинам не менее 1 км, что видно на детальном разрезе через центральную часть рудного поля (см. рис. 31), и не мог захватить постройку собственно стратовулкана. Вместе с тем нельзя отрицать важную роль литологического фактора, анизотропии вмещающих вулканоген-


Cm, tp
Cm, tm
Cm, tm
Cm, tm
Cm, tm
1600
1700
15°
35°
40°
45°
50°
55°
60°
I
I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22

ных образований, жерловых тел и некков в формировании рудолокализующих структур. На месторождении Кызыл-Таштыг рудные тела концентрируются в едином структурном узле с многочисленными и разнообразными проявлениями субвулканического магматизма, фиксирующими длительно существовавшую зону повышенной проницаемости на пересечении крупных тектонических структур, определяющих блоковое строение региона.

Месторождение Дальнее контролируется системой разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального простирания с падением на северо-запад под углом 50—60°, оперяющих региональные разломы субширотного простирания (рис. 34, 35). Длительное развитие и глубокое заложение рудоконтролирующих структур подчеркивается сменой залегания пород на этом участке на северо-восточное и замыканием брахискладки в породах тапсинской свиты. В зоне рудоконтролирующих нарушений концентрируются также субвулканические интрузии диабазовых порфиритов, риолит-дацитовых порфиров жерловой фации, габбро-диабазов и эксплозивных брекчий базальтовых порфиритов.

Линзообразная рудная залежь Дальнего месторождения имеет северо-восточное простирание и падение на северо-запад под углом 60°. Рудное тело залегает среди пород средней подсвиты туматтайгинской свиты, представленных переслаивающимися андезито-базальтовыми и дацитовыми эффузивами, их туфами, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами, известняками и туфопесчаниками, прорванными субвулканическими интрузивами. Массивные руды локализованы в тектонически осложненном контакте сложно переплетающихся субвулканических интрузий.

В лежачем боку рудной зоны расположено жерловое тело брекчиевидных риолит-дацитовых порфиров, в висячем — эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов и диабазовые порфириты. Зона вкрапленных руд окаймляет рудное тело с висячего бока и накладывается на эксплозивные брекчии и риолит-дацитовые порфиры (на нижних горизонтах). В висячем боку основной рудной залежи подсечены слепые рудные тела в толще карбонатно-туфогенных пород.

Что касается деталей структурного и литологического контроля оруденения, необходимо отметить, помимо важной роли разрывных структур и наличия благоприятных для замещения пирокластических образований кислого и смешанного состава, важную роль экранирования гидротермальных растворов осадочными породами тапсинской свиты. По своему литологическому составу тапсинская свита, представленная в нижней части кремнисто-глинистыми сланцами, яшмоидами, туффитами и туфами, представляет собой крайне благоприятный экранирующий горизонт. Контакт пород тапсинской свиты падает на юг под углом от 15 до 45°, перекрывая крутопадающие рудоподводящие структуры. Верхние части известных рудных залежей месторождения Кызыл-Таштыг, находившиеся непосредственно под экраном пород тапсинской свиты, в настоящее время эродированы. На участке Дальнем роль экрана для гидротермальных растворов

Рис. 34. Геологическая карта колчеданно-полиметаллического месторождения Дальнее. Составили Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, с использованием материалов Полкунова В. Ф., Бухарова Н. С., Подругина В. А., 1967 г.

1 — лампрофиры (керсантиты). *2* — диориты, кварцевые диориты. *3—6* — субвулканические интрузивные образования нижнекембрийского вулканогенного комплекса: *3* — эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов; *4* — кварцевые диабазы и габбро-диабазы; *5* — диабазовые порфириты; *6* — риолит-дацитовые порфиры жерловой фации. **7—8 — тапсинская свита нижнего кембрия:** *7* — базальные конгломераты с существенной примесью в цементе туфогенного материала; *8* — кремнисто-глинистые сланцы, туффиты, яшмоиды. *9—17*—**туматтайгинская свита нижнего кембрия:** *9* — дацитовые и риолит-дацитовые порфиры; *10* — андезит-дацитовые порфиры; *11* — андезито-базальтовые порфириты; *12* — базальтовые порфириты; *13* — туфы кислого состава; *14* — туфы среднего и основного состава; *15* — туфогенные песчаники, преимущественно кварц-полевошпатовые; *16* — черные углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, туффиты, туфогенные песчаники; *17* — глинистые и известково-глинистые сланцы. *18* — зоны дизъюнктивных нарушений, сопровождающиеся интенсивными дроблением, окварцеванием и пиритизацией пород. *19* — прочие разрывные нарушения. *20* — элементы залегания. *21* — массивные колчеданно-полиметаллические руды. *22* — вкрапленная сульфидная полиметаллическая минерализация.

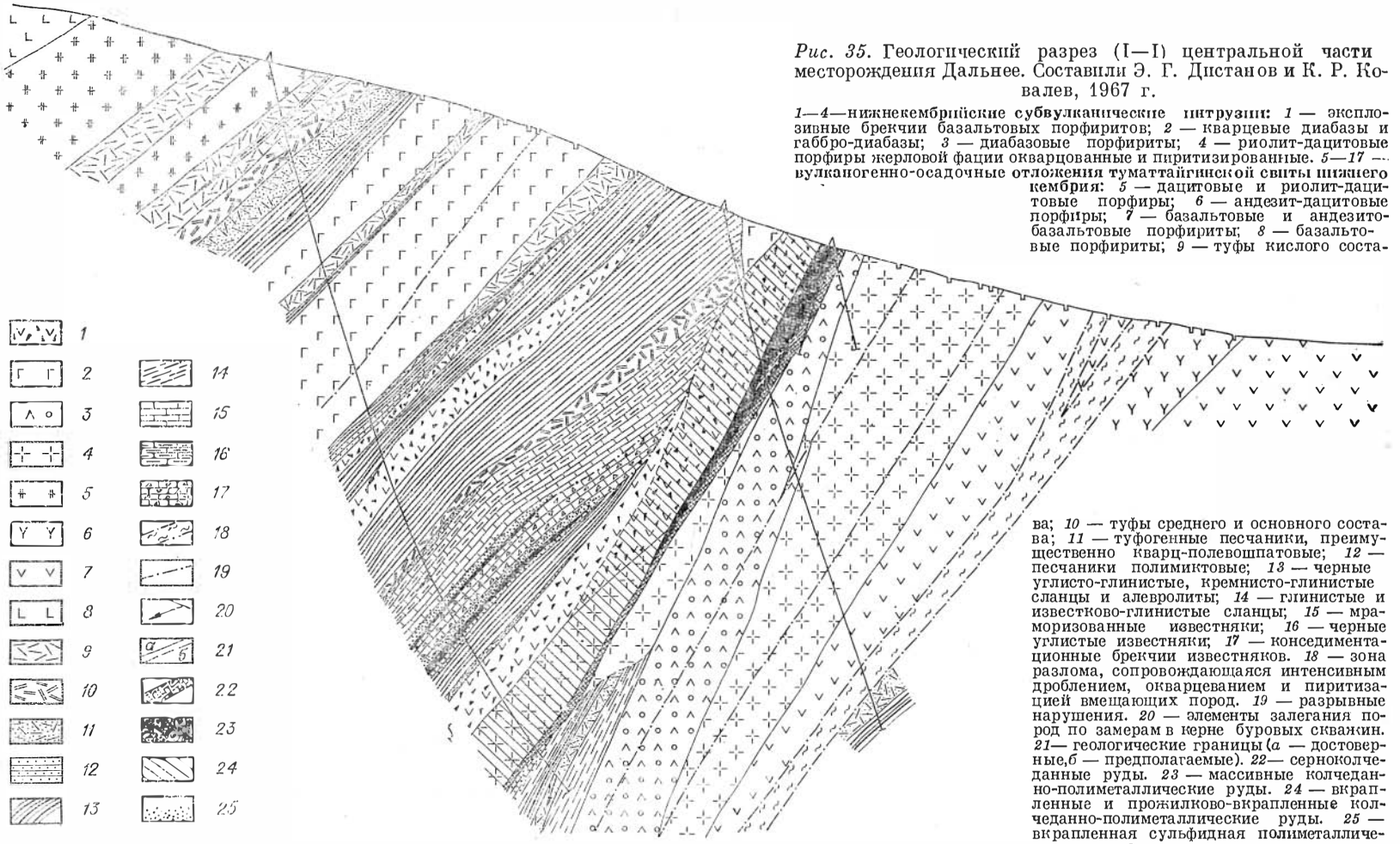


Рис. 35. Геологический разрез (I—I) центральной части месторождения Дальнее. Составили Э. Г. Дистанов и К. Р. Ковалев, 1967 г.

1—4—нижнекембрийские субвулканические интрузии: *1* — эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов; *2* — кварцевые диабазы и габбро-диабазы; *3* — диабазовые порфириты; *4* — риолит-дацитовые порфиры жерловой фации окварцованные и пиритизированные. *5—17* — вулканогенно-осадочные отложения туматтайгинской свиты нижнего кембрия: *5* — дацитовые и риолит-дацитовые порфиры; *6* — андезит-дацитовые порфиры; *7* — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты; *8* — базальтовые порфириты; *9* — туфы кислого состава; *10* — туфы среднего и основного состава; *11* — туфогенные песчаники, преимущественно кварц-полевошпатовые; *12* — песчаники полимиктовые; *13* — черные углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты; *14* — глинистые и известково-глинистые сланцы; *15* — мраморизованные известняки; *16* — черные углистые известняки; *17* — конседиментационные брекчии известняков. *18* — зона разлома, сопровождающаяся интенсивным дроблением, окварцеванием и пиритизацией вмещающих пород. *19* — разрывные нарушения. *20* — элементы залегания пород по замерам в керне буровых скважин. *21*— геологические границы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые). *22*— серноколчеданные руды. *23* — массивные колчеданно-полиметаллические руды. *24* — вкрапленные и прожилково-вкрапленные колчеданно-полиметаллические руды. *25* — вкрапленная сульфидная полиметаллическая минерализация.

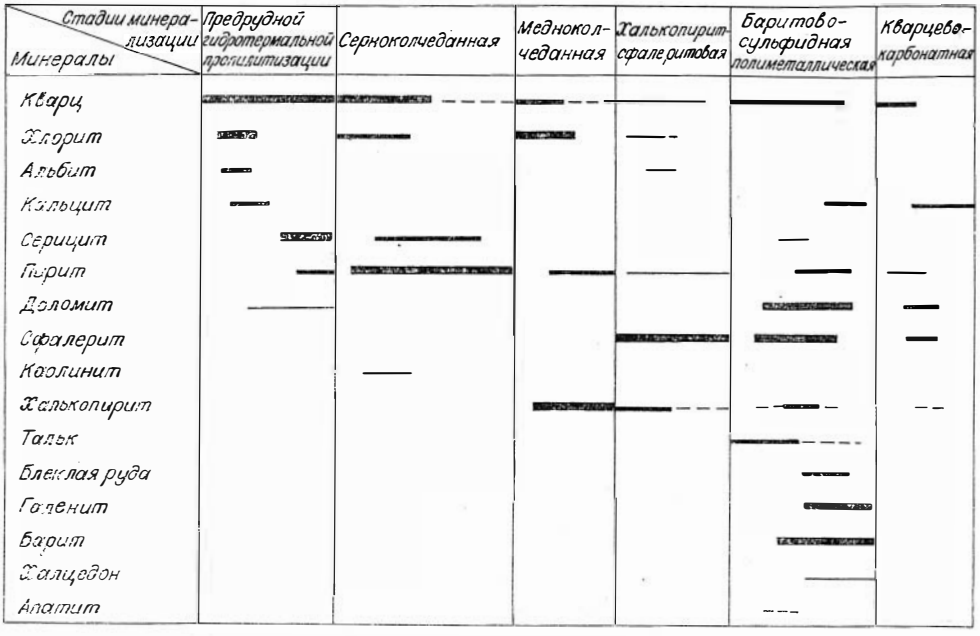


Рис. 36. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на месторождении Кызыл-Таштыг.

выполнял горизонт углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов верхов туматтайгинской свиты, мощность которого достигает 100—150 м.

г) Минеральный состав и строение рудных тел и особенности процесса рудообразования

Все рудные залежи Кызыл-Таштыгского рудного поля, по минеральному составу типично колчеданно-полиметаллические, представлены серноколчеданными, медноколчеданными, медно-свинцово-цинковыми, барит-сульфидными и кварц-карбонат-сульфидными сплошными и вкрапленными рудами. Основные рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, теннантит; нерудные — кварц, хлорит, доломит, барит, тальк, серицит.

Для руд характерен и относительно слабый метаморфизм и широкое развитие метаколлоидных образований. Преобладают руды массивных, кристаллически-зернистых, колломорфных и брекчиевых текстур.

Наиболее интенсивно в пределах рудного поля процесс гидротермально-метосоматического рудообразования проявился на **месторождении Кызыл-Таштыг**, включающем основные рудные залежи. Формирование рудных тел происходило длительно и многостадийно (рис. 36). По последовательности образования отдельных парагенетических минеральных ассоциаций нами выделяются следующие основные стадии минерализации, разделенные во времени тектоническими подвижками с дроблением руд и образованием брекчиевых текстур и текстур пересечения: 1) серноколчеданная; 2) медноколчеданная; 3) халькопирит-сфалеритовая; 4) барито-полиметаллическая; 5) кварц-карбонатная. Б. И. Берманом и др. (1965) ранняя серноколчеданная стадия выделяется как самостоятельный этап минерализации, предшествующий полиметаллическому этапу со значительным разрывом во времени. Нам представляется более правильным рассматривать процесс рудообразования как единый этап гидротермальной деятельности. Об этом говорят строгая повторяемость последователь-

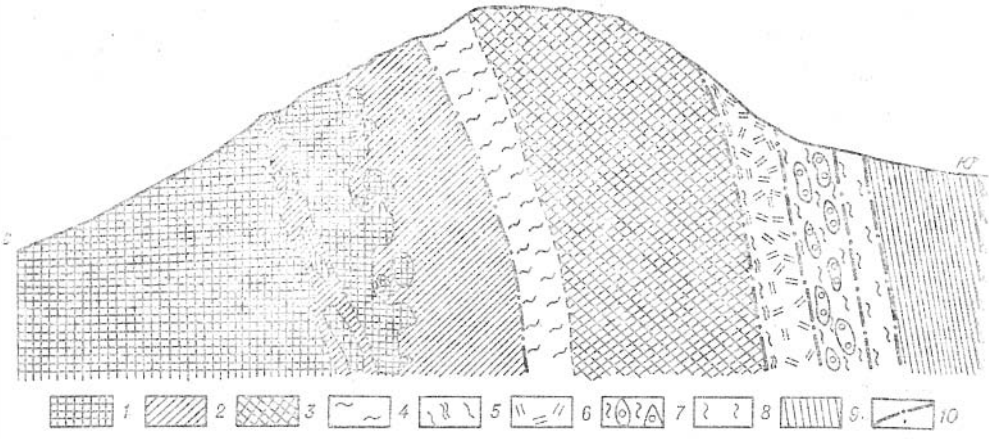


Рис. 37. Строение висячего бока главной рудной залежи месторождения Кызыл-Таштыг (зарисовка с поверхности).

1 — серноколчеданные руды; *2* — медно-цинковые руды; *3* — полиметаллические и барито-полиметаллические руды; *4* — тальк-доломитовые метасоматиты, хлоритовые сланцы; *5* — хлорит-серицитовые сланцы; *6* — рассланцованные туфы смешанного состава; *7* — разлинзованные кварц-серицитовые образования с вкрапленностью пирита; *8* — серицитовые и кварц-серицитовые сланцы; *9* — кремнистые сланцы; *10* — тектонические срывы.

ности минералообразования, характера эволюции рудного процесса с наложением поздних сульфидно-полиметаллических минеральных ассоциаций на раннюю серноколчеданную на всех изученных месторождениях района.

В строении рудных тел отмечается горизонтальная зональность, особенно четко проявленная в Главной рудной залежи (Берман, 1960; Ковалев, 1966). Центральная часть линзовидной залежи сложена сплошными пиритовыми рудами, далее идет зона медно-цинковых руд, а висячий и лежачий бока представлены сплошными и вкрапленными полиметаллическими и барито-полиметаллическими рудами. Зональное строение Главной рудной залежи видно на плане штольневого горизонта, составленного Б. И. Берманом (1960), и на разрезе вкрест рудной залежи, составленном нами по поверхности (рис. 37). Зональность своим возникновением обязана многостадийности процесса рудообразования. Поскольку тектонические срывы в результате внутриминерализационных подвижек формировались в основном вдоль контактов массивных сульфидных залежей, последовательно накладывающиеся парагенетические ассоциации минералов отлагались симметрично-зонально. Существенную роль в процессе отложения сульфидов свинца, цинка и меди играл метасоматоз ранних пиритовых агрегатов. Пирит — один из наиболее распространенных минералов, определяющий колчеданный профиль минерализации и многие текстурно-структурные особенности руд. Стадия предрудной пропилитизации и широкого приразломного гидротермального метаморфизма сопровождалась рассеянной пиритизацией вмещающих вулканогенных пород, преимущественно за счет перераспределения содержащегося в них железа. Основная масса пирита, слагающего массивные серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды, отлагалась метасоматическим путем на серноколчеданной, а затем на более поздних стадиях минерализации. В сложении массивных пиритовых руд преобладают разнозернистые агрегаты с зональным строением зерен и разнообразные по морфологии зонально-полосчатые, фестончатые, почковидные, розеточные и другие метаколлоидные агрегаты (фиг. 37, 38, 39). Особенно широко развиты метаколлоидные выделения пирита на основной рудной халькопирит-сфалеритовой стадии минерализации, где он образует совместные колломорфные агрегаты со сфалеритом и другими сульфидными минералами. Широкое развитие метаколлоидных выделений пирита указывает на от-

ложение его в обстановке резкого пересыщения растворов и широкое развитие процесса гелевого метасоматоза. Структурное травление руд показало, что в основной массе они сохранили структуры первичной кристаллизации и существенному послерудному метаморфизму не подвергались (фиг. 40, 41, 42). Интраминерализационные подвижки привели к тектоническому дроблению ранних пиритовых агрегатов и наложению метасоматической сульфидной и прожилковой сульфидно-карбонатной минерализации (фиг. 43, 44, 45).

Сфалерит в основной массе отлагался в медно-цинковую стадию минерализации и в меньшем количестве в более позднюю барито-полиметаллическую, где он ассоциирует с халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами. На месторождении преобладают мелкозернистые марматитовые разности сфалерита, обильно насыщенные эмульсионной вкрапленностью халькопирита (фиг. 46). Они слагают сливные цинковые и медно-цинковые руды массивной, полосчатой и колломорфных текстур. Широко распространены смешанные пирит-сфалеритовые метаколлоидные образования, в которых сфалерит полностью раскристаллизован, а пирит слагает основу рисунка колломорфных текстур. В проходящем свете под микроскопом отмечаются сложнозональное, пластинчатое и колломорфно-почечное строение сфалеритовых зерен. В отдельных гнездовых выделениях среди околорудных метасоматитов отмечаются светлые, бурые, желтые и зеленоватые клейофановые разности сфалеритов. Проведенное К. Р. Ковалевым (1972) изучение составов сфалеритов показало их высокую железистость (среднее содержание FeS — 4,62 мол. %) и значительное насыщение медью (максимальное содержание — 2,54 вес. %). Для Кызыл-Таштыгского месторождения характерно проявление самостоятельной медноколчеданной (пирит-халькопиритовой) стадии минерализации и медноколчеданного типа руд. Халькопирит-пиритовые руды имеют массивное строение либо цементируют подробленные вмещающие хлоритизированные породы с образованием брекчиевых текстур (фиг. 47). На последующих стадиях халькопирит встречается в тесной ассоциации со сфалеритом в виде эмульсионной вкрапленности и в меньшем количестве — самостоятельных выделений в ассоциации с блеклой рудой, галенитом и другими минералами барито-полиметаллической стадии.
Галенит — также промышленный минерал, но распространен меньше и ассоциирует с блеклыми рудами и баритом в поздних кварц-карбонат-баритовых полиметаллических рудах. Этот тип руд накладывается по зальбандам рудных залежей на ранние колчеданно-полиметаллические (пирит-халькопирит-сфалеритовые) руды и имеет брекчиевые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры. Галенит имеет тонкозернистое строение и встречается в тесных срастаниях с блеклой рудой, халькопиритом и другими сульфидами. Размер отдельных зерен в аллотриоморфнозернистых агрегатах галенита — до 1 мм.

Блеклая руда — второстепенный минерал, представлена теннантитовой разностью и встречается в барито-полиметаллических рудах в виде ксеноморфных выделений совместно с галенитом, халькопиритом, кальцитом, баритом и землистым пиритом.

Основные жильные минералы — кварц, барит, серицит, хлорит, тальк, карбонаты, редко альбит и каолинит — входят в состав руд и околорудных метасоматитов. В составе сульфидных руд кварц присутствует практически во всех разностях, барит встречается как основной минерал в полиметаллических, барито-полиметаллических, кварц-доломит-полиметаллических и барит-пиритовых рудах, хлорит в виде алюмомагнезиальных и магнезиальных разностей — преимущественно в медноколчеданном и в меньшей мере в других типах руд. Тальк и доломит слагают тальк-доломит-полиметаллические руды и тальк-доломитовые метасоматиты. Менее распространен на месторождении кальцит. Он встречается совместно с доломитом в барит-галенитовых рудах и слагает поздние

прожилки с кварцем, сфалеритом и халькопиритом, которые проявлены незначительно.

Таким образом, можно отметить, что на месторождении Кызыл-Таштыг при большом многообразии структурных рисунков и текстурных типов руд, длительности и многостадийности процесса рудообразования колчеданно-полиметаллические руды обладают простым минеральным составом.

Текстурные особенности руд месторождения Кызыл-Таштыг очень четко раскрывают условия и механизм их формирования. Рудоотложение протекало в тектонически неспокойной обстановке, с резкими изменениями физико-химических условий, пересыщения растворов с широким развитием гелевого метасоматоза и отложением рудного вещества в свободных полостях трещинных брекчиевых зон. Повсеместно распространены в рудах колломорфные образования. Поры и трещины синерезиса метаколлоидных выделений пирита выполняются поздними сульфидами. Широко развиты совместные сфалерит-пиритовые метаколлоидные агрегаты со сложными структурными взаимоотношениями минералов. В полиметаллических рудах и метасоматитах часто отмечаются метаколлоидные выделения халцедоновидного кварца. Преобладают в рудах многообразные структуры первичной кристаллизации минералов и раскристаллизации сложных гелей.

Другая характерная черта руд месторождения — четкое стадиальное наложение минеральных ассоциаций с образованием интерминерализационных брекчиевых текстур и текстур пересечений. На раннюю кварц-пиритовую ассоциацию накладывается пирит-хальпиритовая, затем пирит-халькопирит-сфалеритовая и поздняя кварц-тальк-доломит-барит-галенитовая с примесью других сульфидов. Обломки серного колчедана обычны в сфалеритовой и медноколчеданной руде, обломки медноколчеданной и медно-цинковой руды — в кварц-карбонат-барито-полиметаллических рудах (фиг. 43, 44, 45).

Послерудный динамометаморфизм довольно четко проявлен лишь в призальбандовых частях Главной рудной залежи Кызыл-Таштыгского месторождения, где он выразился в дроблении, рассланцевании и тектоническом разлинзовании руд с перекристаллизацией их и образованием метаморфогенных структур и текстур. Существенной перекристаллизации и перераспределению подвергаются как рудные, так и нерудные минералы, что придает рудам полосчатое и гнейсовидное строение (фиг. 48, 49, 50). Центральные части главной рудной залежи, так же как и другие рудные тела, послерудным метаморфизмом затронуты в незначительной степени.

Месторождение Дальнее по характеру оруденения близко к месторождению Кызыл-Таштыг, хотя и обладает некоторыми особенностями процесса минерализации, минерального состава и внутреннего строения рудной залежи. Основные отличительные черты его — довольно широкое развитие в составе колчеданно-полиметаллических руд помимо основных рудообразующих сульфидов таких минералов, как магнетит, гематит и арсенопирит, менее четкое проявление межстадийных перерывов в процессе рудоотложения. Минеральный состав руд и последовательность процесса минералообразования отражены на парагенетической таблице (рис. 38).

На месторождении Дальнем выделяется два основных текстурных типа руд. Первый — это колчеданно-полиметаллические руды с массивным, массивно-полосчатым строением, иногда колломорфными полосчатыми текстурами, обусловленными главным образом структурой метаколлоидных агрегатов пирита (фиг. 51). Эти руды слагают большую часть рудной залежи, особенно на верхних горизонтах. Второй тип — руды с гнездово-вкрапленными брекчиевидными и вкрапленными текстурами. Они слагают преимущественно висячий бок рудной залежи и представ-

ляют собой оруденелые эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов. Вкрапленные и гнездовые выделения рудных и жильных минералов в преобладающей массе имеют метасоматический характер. Они представлены как мономинеральными, так и кварц-пиритовыми и барит-сульфидными гнездами размерами от долей миллиметра до 5 — 6 см. Оруденению подвергаются как обломки пород, так и цементирующая масса (фиг. 52, 53). В отдельных же случаях в минерализованных эксплозивных брекчиях базальтовых порфиритов отмечаются и участки сливных сульфидных руд, имеющие характер рудных обломков (фиг. 54, 55). Общая гидротермальная переработка породы осложняет в большинстве случаев отнесение этих образований к рудным обломкам с абсолютной уверенностью. Весь комплекс наблюдений позволяет считать, что по времени внедрения эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов близки к процессу рудообразования. На нижних горизонтах прожилково-вкрапленная минерализация захватывает также эруптивные брекчии жерлового тела риолит-дацитовых порфиров.

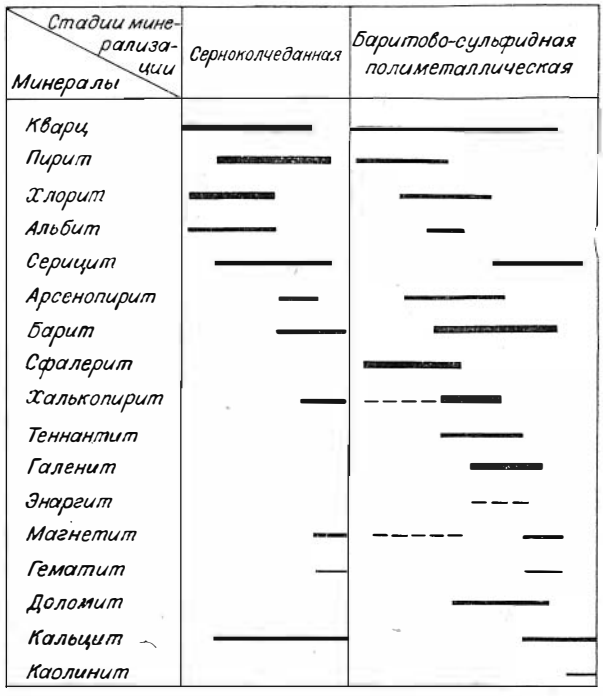


Рис. 38. Парагенетическая схема последовательности минералообразования на месторождении Дальнее.

На Дальнем месторождении ранняя серноколчеданная и медноколчеданная минерализации проявлены по сравнению с основными рудными залежами месторождения Кызыл-Таштыг гораздо слабее и широко распространены существенно цинковые руды. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, реже галенит. К второстепенным относятся арсенопирит, магнетит и встречающиеся реже блеклая руда и гематит. В виде единичных зерен в ассоциации с халькопиритом встречается энаргит. Жильные минералы представлены баритом, карбонатом, хлоритом, кварцем и менее альбитом, серицитом и каолинитом. Распределение рудных и жильных минералов неравномерное. Общий минеральный состав сплошных и брекчиевидных гнездово-вкрапленных руд идентичен. По преобладанию отдельных минералов выделяются пиритовые, пирит-сфалеритовые, сфалеритовые, барито-полиметаллические и п реходные к ним разновидности руд.

Взаимоотношение рассеянных выделений магнетита с основными сульфидными минералами показывает, что он выделялся в основной гидротермальный этап формирования колчеданно-полиметаллических руд и не является продуктом более позднего их метаморфизма. Отмечаются катаклазированные и корродированные зерна его, кристаллизовавшиеся до основной массы сфалерита. Отмечались также рассеянные выделения магнетита в сфалерите, изометричной, пластинчатой и квадратной формы совместно с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, напоминающие структуры распада твердого раствора магнетит — халькопирит —

Распределение и содержания элементов-примесей в различных типах руд Кызыл-Таш

Элемент	Относительная частота встречаемости в руде				Пределы содержаний эле-	
	колчеданной (27 проб)	медноколчеданной (12 проб)	цинковой (27 проб)	полиметаллической (24 пробы)	колчеданной	медноколчеданной
Ti	0,85	0,90	0,48	0,54	0,001—0,03	0,001—0,01
Mn	1	1	1	0,92	0,003— >1	0,005— >1
Mo	1	1	1	0,87	0,0001—0,001	0,0001—0,0005
Sn	0,25	0,83	0,93	0,80	0,0001—0,0003	0,0001—0,0007
Ni	—	—	0,60	0,50	—	—
Ga	1	1	1	1	0,0001—0,003	0,0001—0,01
Ge	—	0,1	0,51	0,54	—	0,001
Ag	1	1	1	1	0,0007—0,01	0,0007—0,01
Bi	0,52	0,75	0,63	0,50	0,0001—0,001	0,0001—0,002
As	0,74	0,33	1	0,80	0,01— >1	0,01—0,03
Sb	0,25	0,17	0,85	0,80	0,003—0,005	0,001—0,003
Hg	—	—	0,07	0,08	—	—
Tl	0,26	—	0,26	0,30	0,0003—0,002	—

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории спектрального анализа ИГиГ СО

сфалерит. Более поздние выделения магнетита встречаются в ассоциации с галенитом и баритом (фиг. 56). В отдельных случаях магнетит корродирует галенит с образованием метакристаллов. В ассоциации с магнетитом в виде тонкой сыпи в нем или иголочек спекулярита отмечается гематит.

В ассоциации с колломорфным пиритом, сфалеритом и халькопиритом в небольших количествах встречается арсенопирит. Он замещает агрегаты пирита и наблюдается в виде мелких ромбических кристалликов в сфалерите и удлиненных игольчатых выделений в галените.

Наиболее характерные структуры руд — колломорфно-почечная, аллотриоморфнозернистая, коррозионные, распада тердых растворов сфалерит-халькопирит и реже структуры дробления (фиг. 57, 58). Преобладают в рудах первичные структуры отложения с участками метаколлоидных образований. Это говорит о том, что процесс рудоотложения протекал в относительно спокойной тектонической обстановке. Значительные перекристаллизация и катаклаз руд наблюдаются лишь в агрегатах пирита ранней генерации, барита и магнетита, что связано главным образом внутриминерализационными подвижками и воздействием поздних порций растворов. По степени метаморфизма, руды Дальнего месторождения могут быть отнесены к типичным слабо метаморфизованным образованиям.

Наиболее характерные элементы-примеси руд Кызыл-Таштыгского рудного поля по данным полуколичественных спектральных определений (табл. 14) — марганец, олово, индий, галий, серебро и мышьяк. В надклярковых содержаниях отмечаются также висмут, сурьма и ртуть. Практически отсутствуют в рудах германий, молибден, никель и таллий, типичные для ряда других колчеданно-полиметаллических месторождений. Наличие повышенных содержаний олова в рудах месторождения Кызыл-Таштыг отмечалось ранее Д. О. Онтоевым (1960).

Как показали исследования К. Р. Ковалева (1972), многие элементы-примеси концентрируются в сфалерите. К ним относятся марганец, олово,

Таблица 14

тыгского рудного поля (по данным спектральных полуколичественных анализов)

ментов в руде, вес. %		Средние содержания в руде, вес. %			
цинковой	полиметаллической	колчеданной	медноколчеданной	цинковой	полиметаллической
0,001—0,02	0,001—0,05	0,0057	0,004	0,0034	0,0054
0,005— > 1	0,003— > 1	0,487	0,68	0,65	0,62
0,0001—0,002	0,0001—0,005	0,00045	0,0002	0,0008	0,001
0,0001—0,03	0,0001—0,007	0,00004	0,0003	0,0033	0,0014
0,0001—0,0003	0,0001—0,0003	—	—	0,00008	0,00008
0,0001—0,01	0,0001—0,01	0,00077	0,002	0,0027	0,0032
0,0001—0,007	0,0001—0,001	—	0,00008	0,00008	0,00027
0,0003—0,03	0,0007—0,01	0,0029	0,0046	0,0042	0,0063
0,0001—0,02	0,0001—0,02	0,0002	0,00035	0,0024	0,0024
0,03—>1	0,03—>1	0,13	0,091	0,57	0,21
0,003—0,2	0,002—0,2	0,00085	0,0006	0,016	0,015
0,02—0,03	0,001	—	—	0,0018	0,00008
0,0003—0,002	0,0003—0,002	0,00014	—	0,00025	0,0003

АН СССР.

индий, галлий, мышьяк, серебро. В большинстве проб присутствуют также титан, кобальт, германий, висмут, сурьма и ртуть.

В других сульфидных минералах — пирите, халькопирите, галените и блеклых рудах — постоянно фиксируются в различных концентрациях олово, марганец, серебро, висмут, галлий, мышьяк и сурьма. Для пиритов отмечаются содержания кобальта и марганца в количестве сотых долей процента, мышьяка и олова — в тысячных долях процента. В халькопирите в сотых и тысячных долях процента встречаются марганец, олово, серебро и мышьяк. Галенит относительно обогащен сурьмой, мышьяком, висмутом, галлием и серебром. Наиболее обогащена серебром теннантитовая разность блеклой руды. В баритах отмечается титан, марганец, олово, галлий, серебро и сурьма.

Количество элементов-примесей в жильных минералах значительно меньше. Олово фиксируется четко в хлоритолитах ($C_{ср}$ — 0,0002%) и не встречается в серицитолитах и талькитах. Наибольшие концентрации галлия отмечаются для серицитов и хлоритов (0,0005—0,002%). Германий присутствует только в талькитах (0,0001—0,0005%).

д) Околорудные изменения вмещающих пород

Вопросы околорудного метасоматоза на месторождениях Кызыл-Таштыгского рудного поля рассматривались нами ранее, совместно с К. Р. Ковалевым (Дистанов, Ковалев, 1966, 1968; Ковалев, 1968), в связи с аномально широким проявлением на них магнезиального метасоматоза и ограниченным проявлением предрудной серицитизации вмещающих их вулканогенных пород, что отличает их от многих колчеданных месторождений других районов.

Околорудный магнезиальный метасоматоз проявляется в форме гидротермального отталькования, хлоритизации и доломитизации с образова-

нием в конечном счете мономинеральных талькитов, хлоритолитов, доломитовых и смешанных разностей гидротермальных образований. Продукты магнезиального метасоматоза пространственно тяготеют непосредственно к рудным залежам и входят в состав рудных тел, являясь в отличие от предрудного окварцевания, серицитизации и хлоритизации (магнезиально-железистые хлориты) непосредственным индикатором процесса рудообразования.

Проявление магнезиального метасоматоза с образованием богатых магнием минералов в ореолах околорудных изменений вмещающих пород отмечалось ранее для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Болгов и др., 1957; Щерба, 1957; Хисамутдинов, 1956; Каюпов и др., 1957; Иванкин, 1957) и в меньшей степени для месторождений Урала. Наиболее обычно в этом ряду гидротермальных изменений вмещающих оруденение вулканогенных пород появление магнезиальных хлоритов и доломитовых образований. Что же касается талька, то на месторождениях этого типа до последнего времени он был известен в крайне ограниченных количествах, возможно в связи с близостью его по оптическим свойствам к целому ряду слюдистых минералов. Подобная возможность для месторождений Урала отмечалась Л. Н. Овчинниковым и Л. И. Меттих (1963).

Гидротермальный метаморфизм вмещающих пород в пределах рудной зоны широко проявился как на предрудном этапе, так и непосредственно в процессе формирования рудной залежи. Эволюция гидротермальных растворов во времени отразилась соответственно и на продуктах околорудного метасоматоза. На раннем предрудном этапе наиболее развились хлоритизация (железисто-магнезиальные хлориты) и альбитизация, окварцевание, серицитизация и пиритизация. Этому этапу гидротермального метаморфизма соответствует формирование серноколчеданной залежи и ореола вкрапленной пиритизации.

Следующий за ним собственно рудный этап характеризуется существенно щелочным профилем гидротермального метасоматоза с последовательным развитием хлоритизации (магнезиальные хлориты), отальковання и доломитизации. Образование магнезиальных хлоритов по эффузивам и пирокластам основного и смешанного состава характерно для медноколчеданной и халькопирит-сфалеритовой стадий минерализации. Барито-полиметаллическая стадия, приведшая к образованию галенит-сфалерит-халькопирит-баритового парагенезиса, сопровождалась процессами отальковання и доломитизации ранее хлоритизированных пород и выпадением этих минералов в жильной массе, цементирующей брекчированные руды ранних генераций. Кристаллизация жильного доломита и процесс доломитизации вмещающих пород продолжались в небольшой степени и на поздней кварц-карбонатной стадии минерализации.

Окварцевание и серицитизация — наиболее обычные изменения ранних стадий формирования колчеданно-полиметаллических месторождений, достаточно хорошо проявившиеся на месторождении Кызыл-Таштыг. Окварцеванию и серицитизации подвергаются андезитовые порфириты, дацитовые и риолит-дацитовые порфиры и их пирокластические разности в висячем и лежачем боках рудных залежей. Мощность измененных пород у главной рудной залежи достигает 300—400 м, уменьшаясь затем вдоль рудной зоны на запад и восток. Четкой зависимости ширины ореала серицитизированных и окварцованных пород от мощности рудных залежей не наблюдается.

По своим текстурно-структурным особенностям окварцованные и серицитизированные породы многообразны и зависят от состава и сложения исходных пород и степени их гидротермальной переработки. Наиболее интенсивно измененные породы, представленные серицитовыми кварцитами, образовались в лежачем боку рудной залежи по литокластическому туфу смешанного андезит-дацитового состава, затронутому процессом

Таблица 15

Изменение состава вмещающих пород при окварцевании и серицитизации

Компонент	Туф андезит-дацитового состава*		Серицитовый кварцит лежачего бока рудного тела			Кварц-серицитовая порода висячего бока рудного тела		
	вес. %	г/100 см³	вес. %	г/100 см³	привнос—вынос, г/100 см³	вес. %	г/100 см³	привнос — вынос, г/100 см³
SiO_2	72,60	190,10	81,46	212,32	+22,22	74,60	209,05	+18,95
TiO_2	0,14	0,37	0,06	0,16	—0,21	0,14	0,39	+0,2
Al_2O_3	10,04	26,30	8,46	22,06	—4,24	3,92	10,99	—15,31
Fe_2O_3	5,07	13,27	2,80	7,30	—5,97	6,00	16,82	+3,55
FeO	0,54	1,41	0,07	0,18	—1,23	0,10	0,28	—1,13
MnO	0,03	0,08	—	—	—0,08	0,02	0,06	—0,02
MgO	4,51	11,81	1,19	3,10	—8,71	3,37	9,43	—2,38
CaO	0,40	1,05	—	—	—1,05	—	—	—1,05
Na_2O	0,89	2,33	0,04	0,10	—2,23	0,04	0,11	—2,22
K_2O	1,34	3,50	2,25	5,87	+2,37	1,57	4,41	+0,91
P_2O_5	0,09	0,24	0,05	0,13	—0,18	0,15	0,42	+0,18
S	0,13	0,34	1,52	3,96	+3,62	4,86	13,62	+13,28
H_2O	0,64	1,67	0,63	1,64		0,02	0,06	
П. п. п.	4,02	10,53	1,99	5,18		4,77	13,36	
Сумма . . .	100,44		100,52			99,56		
Объемн. вес г/см³	2,63		2,62			2,79		

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик З. В. Болева. *— среднее из трех анализов.

ранней хлоритизации. При окварцевании и серицитизации вмещающих пород происходят вынос существенной части кальция, магния, натрия и в меньшей степени алюминия и железа и некоторое обогащение пород калием (табл. 15).

Хлоритизация, как процесс гидротермального изменения пород, вмещающих рудные залежи, наиболее интенсивно проявилась на ранней предрудной стадии гидротермального метасоматоза и в процессе отложения основной массы сульфидных минералов, что соответствует ранней и поздней щелочным стадиям развития постмагматического гидротермального процесса (Коржинский, 1966). На ранней предрудной стадии хлоритизация предшествовала процессам окварцевания и серицитизации и развивалась одновременно с ними в периферических участках метасоматической колонки. Предрудная хлоритизация характеризуется образованием преимущественно железисто-магнезиальных хлоритов. Образование хлоритов сопровождалось также альбитизацией вмещающих вулканогенных пород, что привело В. Б. Агентова к выводу об образовании спилитов района в результате метасоматического изменения эффузивов основного состава под воздействием гидротермальных растворов (Агентов, Кудрявцев, 1964).

Наиболее отчетливо проявился процесс поздней околорудной хлоритизации, сопровождающий отложение серноколчеданных, медноколчеданных и медно-цинковых руд. Непосредственно в пределах рудного участка отмечаются хлоритизированные вулканогенные породы среднего и основного состава и хлоритолиты — продукты интенсивной гидротермальной переработки вмещающих пород, состоящие в основном из тонкочешуйчатых и волокнистых агрегатов хлорита. Наряду с массивными и рассла-

цованными хлоритизированными породами широко распространены брекчированные разности хлоритовых, тальк-хлоритовых и кварц-хлоритовых пород, сцементированных халькопиритом, доломитом и поздними барито-полиметаллическими прожилками. Встречаются плотные тонкозернистые серо-зеленые метасоматиты смешанного состава, в которых помимо хлорита присутствуют кварц и каолинит. Хлоритовые метасоматиты обычно сопровождаются интенсивной тонковкрапленной пиритизацией. Совместно с хлоритом и пиритом наблюдается халцедоновидный кварц, образующий розеточные радиально-лучистые агрегаты, равномерно распределенные по хлоритовой массе (фиг. 59).

Хлориты, образование которых непосредственно сопровождает отложение серноколчеданных и сульфидных медно-цинковых руд, относятся к почти чисто магнезиальным разностям и содержат небольшое количество железа (табл. 16). В хлоритолитах, по данным 22 химических и квантометрических определений, среднее содержание MgO равно 24,31% и Fe_2O_3 (железо суммарное) — 6,86% (табл. 17). Результаты химических и данные оптических, рентгеновских, термических исследований позволяют отнести гидротермальные хлориты, развитые непосредственно на участке месторождения, к магнезиальным алюмосиликатным разностям прохлорит-корундофиллитовой и пеннин-клинохлоровой групп.

По данным В. Б. Агентова, хлориты слабоизмененных нижнекембрийских эффузивов андезитобазальтового состава имеют показатель преломления Nm — 1,611—1,629 (железистость 39—57 мол. %). Редко в эффузивах и субвулканических горных породах базальтового состава встречаются более железистые разности хлоритов с Nm = 1,635—1,646 (железистость 60—70 мол. %). В спилитизированных породах преобладают магнезиально-железистые хлориты (Nm = 1,597—1,624). Наименее железистые околорудные хлориты имеют Nm = 1,584—1,616. Железистость хлоритов возрастает по мере удаления от рудных залежей.

Таблица 16

Химический состав хлоритов и талька из гидротермальных метасоматитов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	28,42	31,15	62,31	59,46	62,09	54,63
TiO_2	0,26	0,50	0,13	0,08	0,02	0,01
Al_2O_3	23,80	28,19	—	0,32	0,02	0,78
Fe_2O_3	3,35	0,88	3,96	5,19	1,20	1,08
FeO	7,33	1,44	—	0,03	—	0,57
MnO	0,36	0,05	0,04	0,26	0,07	0,06
MgO	22,63	24,00	27,61	26,27	27,76	29,63
CaO	—	0,72	0,27	0,27	0,68	1,26
Na_2O	0,17	0,12	—	—	—	0,13
K_2O	0,12	0,07	—	—	0,02	—
P_2O_5	0,02	0,03	—	0,02	—	0,19
S	0,22	—	0,17	1,40	1,84	—
H_2O	0,54	0,74	0,35	0,14	0,28	0,27
П. п. п.	12,39	12,54	5,54	7,19	6,53	11,31
Сумма. . .	99,61	100,43	100,38	100,63	100,51	99,92

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик З. В. Болева. 1 — темно-зеленый хлорит из сливного хлоритолита; 2 — темно-зеленый хлорит из мономинерального хлоритолита; 3—бледно-зеленый сливной талькит; 4 —пиритизированный зеленовато-желтый сливной талькит; 5 — зеленоватый тальк из барито-полиметаллической руды; 6 — брекчированный доломитизированный талькит из висячего бока главной рудной залежи.

Таблица 17

Средние содержания главных компонентов хлоритовых и тальковых метасоматитов месторождения Кызыл-Таштыг по данным химических и квантометрических анализов

Компонент	Хлоритолиты (22 анализа)		Тальциты (19 анализов)	
	содержание, %	стандартное отклонение	содержание, %	стандартное отклонение
SiO_2	39,68	8,13	63,28	3,44
TiO_2	0,35	0,20	0,04	0,04
Al_2O_3	18,34	3,74	0,23	0,43
Fe_2O_3 ($Fe_{сум}$)	6,86	6,04	1,90	1,13
MnO	0,31	0,15	0,27	0,14
MgO	24,31	3,39	26,08	1,58
CaO	1,15	0,71	0,80	0,44

Примечание. Квантометрические анализы проведены в лаборатории спектрального анализа ИГиГ СО АН СССР на квантометре ARZ методом предварительного перевода пробы в раствор. Навеска 200 мг. Стандартные отклонения 2—4 отн. % с доверительной вероятностью 95%.

Оталькование является наиболее интересным и ранее не изученным процессом околорудных изменений для месторождения Кызыл-Таштыг, а по масштабу проявления и положению в процессе рудообразования новым для колчеданно-полиметаллических месторождений вообще. Тальковые метасоматиты пространственно тяготеют к участкам развития барито-полиметаллических руд, представленных сфалеритом, галенитом, в меньшей степени пиритом, халькопиритом, теннантитом и из жильных минералов — баритом, кварцем и доломитом, где тальк образует с ними единый парагенезис. Приурочены эти образования к зальбандовым частям рудного тела и особенно развиты в висячем боку главной залежи.

Оталькованию в большинстве случаев подвергаются ранее интенсивно хлоритизированные породы, где образование талька происходит за счет метасоматического замещения магнезиальных хлоритов, вплоть до образования мономинеральных тальковых пород. Вдоль висячего бока рудной залежи по контакту медно-цинковых и полиметаллических руд протягивается зона брекчированных доломитизированных и оруденелых тальковых метасоматитов (фиг. 60). В обломках гидротермально-измененных вмещающих пород встречаются как существенно оталькованные хлоритовые метасоматиты вплоть до чистых тальковых разностей, так и менее затронутые этим процессом хлоритовые породы. Эти реликтовые обломочные образования цементируются и замещаются доломитом, кальцитом, халцедоновидным кварцем, баритом и сульфидами свинца, цинка, меди. Тальк развивается в парагенезисе с этими минералами, преимущественно замещая магнезиальный хлорит. При более глубоком рудном метасоматозе образуются барито-полиметаллические руды с гнездовыми выделениями талька, возможно частично переотложенного.

Во всех разностях метасоматитов тальк представлен скрытокристаллической разностью, которая под микроскопом по структуре и величине двойного лучепреломления очень напоминает тонкочешуйчатые агрегаты серицита (фиг. 61). В смешанных тальк-хлоритовых образованиях интерференционная окраска талька несколько занижена за счет присутствия реликтового хлорита. Для начальных стадий замещения хлоритовых агрегатов тальком характерно образование решетчатых и струйчатых структур замещения. В чистых разностях талька рентгеновским анализом обнаруживается присутствие гидрослюд. Отмечаются интересные случаи развития талька по доломиту. Тальк замещает ромбоэдрические кристал-

лы доломита ранних генераций по периферии и вглубь по сети ветвящихся прожилков.

Диагностика талька проведена на основании химических, рентгеноструктурных и термических анализов (Ковалев, 1968). Химические и квантометрические исследования мономинеральных разностей талька из тальковых и талько-хлоритовых метасоматитов показывают на постоянство его состава (см. табл. 15, 16).

Доломитизация вмещающих пород в той или иной степени отмечается для всего периода формирования полиметаллических рудных залежей, сопровождая процессы околорудной хлоритизации и отальковання, но наиболее интенсивно она проявилась при образовании барито-полиметаллических руд и поздних кварц-карбонатных прожилков. Диагностика доломитов различных генераций термическим и другими методами была проведена ранее Д. О. Онтоевым. Широкое развитие на месторождении процессов доломитизации привело Д. О. Онтоева (1960) к выводу об образовании рудных залежей в результате метасоматоза карбонатных пород. Результаты геологоразведочных работ не подтвердили этих взглядов, что отмечалось Б. И. Берманом (1960).

Наиболее четко на месторождении выделяются две генерации доломита — доломит, связанный с формированием барито-полиметаллических руд, и доломит поздних кварц-карбонатных прожилков. Существуют, очевидно, и ранние генерации доломита, ассоциирующие с магнезиальными хлоритами, на что указывают наличие доломита в хлоритолитах и отмеченные случаи метасоматоза талька по доломиту.

Образованию основной массы доломита предшествовали интенсивные внутриминерализационные подвижки на границе медно-цинковой и барито-полиметаллической стадий минерализации. Отложение доломита по трещинам сопровождалось метасоматическим замещением обломков пород и руд с образованием брекчиевых текстур. При метасоматическом отложении доломита в измененных породах и хлоритовых метасоматитах нередко образуются характерные гороховые текстуры. Доломит в них отлагался в виде сферолитовых стяжений размером от 1 до 10 мм, имеющих радиально-лучистое строение. В пределах рудных залежей встречаются гнездовые скопления тонкозернистого доломита массивного сложения.

Наряду с другими, отмеченными выше минералами, в ассоциации с доломитом встречается кальцит. Гидротермальный процесс на месторождении Кызыл-Таштыг завершается карбонатизацией с образованием кварц-кальцит-доломитовых прожилков.

Зональное распределение продуктов околорудного метасоматоза на месторождении Кызыл-Таштыг отмечалось ранее Д. О. Онтоевым (1960), Б. И. Берманом (1960) и К. Р. Ковалевым (1966), причем Д. О. Онтоевым оно рассматривалось как метасоматическая зональность, в то время как Б. И. Берманом и К. Р. Ковалевым особо подчеркивается важная роль многостадийности гидротермального процесса. Длительность и многостадийность процесса для данного случая можно считать достаточно доказанными как для образования собственно рудных минеральных ассоциаций, так и для сопутствующих им околорудных метасоматических преобразований вмещающих пород.

Интересно отметить, что стадиальное развитие гидротермального процесса проявляется на общем фоне эволюции гидротермальных растворов, соответствующей представлениям Д. С. Коржинского о кислотно-щелочной гидротермальной дифференциации, в частности, применительно к колчеданному оруденению (Коржинский, 1963, 1966). Процессы ранней хлоритизации и альбитизации вмещающих пород развивались на ранней щелочной стадии гидротермальной деятельности, сменяющейся стадией кислотного выщелачивания. Кислотная стадия характеризуется выносом большей части кальция, магния, железа и в меньшей степени других ос-

нований с образованием кварц-серицитовых сланцев и серицитовых кварцитов. Часть высвободившегося из породообразующих силикатов железа связывалась в сульфидную форму на месте, образуя вкрапленность пирита. Остальное железо выносилось гидротермальными растворами либо диффундировало в осевую зону фильтрации, где осаждалось затем в виде массивных серноколчеданных залежей. Отложение основной массы сульфидных руд сопровождалось выносом из зоны рудоотложения и кремнекислоты, что, очевидно, связано с аномальным ощелочением растворов. В результате привноса серы и отложения большого количества пирита происходило заполнение основных путей фильтрации гидротермальных растворов, что могло быть одной из причин временного приостановления гидротермальной деятельности. Возобновлению ее предшествовали интенсивные тектонические подвижки и дробление серноколчеданных руд.

На этапе формирования собственно полиметаллических руд, соответствующем поздней щелочной стадии кислотно-щелочной дифференциации гидротермальных растворов, происходило осаждение оснований с широким проявлением магнезиального метасоматоза и отложением сульфидов меди, цинка и свинца. На заключительной стадии процесса отложились кварц-карбонатные прожилки.

Наложение стадиальной зональности на метасоматическую в пределах каждой стадии гидротермального процесса значительно осложнило картину пространственной зональности метасоматитов на месторождении. В итоге она представляется от рудного тела к неизмененным породам в следующем виде: тальк-доломитовые и тальк-хлоритовые метасоматиты, серицитовые кварциты (лежачий бок залежи) и кварц-серицитовые породы, пропилитизированные эффузивы основного и среднего состава.

Некоторые закономерности поведения главных элементов в процессе магнезиального метасоматоза видны из таблицы парных корреляций основных породообразующих окислов, рассчитанной по 46 квантометрическим и химическим анализам тальк-хлоритовых метасоматитов (табл. 18). Предложение А. Б. Вистелиуса (1963) заменять для исключения ложной корреляции процентные значения частными от деления содержаний главных породообразующих компонентов на содержание кислорода в данном случае не было использовано в связи с тем, что квантометрическим анализом определялись только основные породообразующие компоненты, что не позволяет определить значения суммарного кислорода. Как видно из таблицы, устойчивые положительные корреляционные взаимоотношения отмечаются для группы кальций, железо, марганец, алюминий, титан. В то же время эта группа элементов находится в постоянной отрицательной корреляционной зависимости с кремнием, что естественно, потому

Таблица 18

Таблица парных корреляций главных породообразующих окислов в процессе магнезиального метасоматоза

	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 ($Fe_{сум}$)	MnO	MgO	CaO
SiO_2	−0,71	−0,86	−0,59	−0,23	+0,25	−0,34
	TiO_2	+0,76	+0,70	+0,22	−0,42	+0,31
		Al_2O_3	+0,41	+0,10	−0,24	+0,29
			Fe_2O_3 ($Fe_{сум}$)	+0,42	−0,59	+0,14
				MnO	−0,17	+0,33
					MgO	+0,10

Примечание. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции.

что для щелочной стадии метасоматоза характерно замещение более сильными основаниями слабых и в первую очередь кремнезема. Магний в этом процессе проявляет вполне определенную индивидуальность. В результате интенсивного магнезиального метасоматоза железо и титан, как наиболее слабые основания, вытесняются магнием, устойчивых корреляционных зависимостей его с другими элементами не отмечается.

Таким образом, наметилась следующая последовательность формирования минеральных ассоциаций в процессе рудоотложения и околорудного метасоматоза. Образование ранних пиритовых залежей сопровождалось процессами окварцевания, серицитизации и хлоритизации. Формирование же основной массы магнезиальных хлоритов предшествовало непосредственно отложению полиметаллических руд и происходило в ассоциации с халькопирит-сфалеритовой минерализацией. Отталькование и доломитизация проявились одновременно с формированием барит-галенит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации. Отложение доломита продолжалось также и на заключительной кварц-карбонатной стадии процесса рудоотложения.

Аномально широкое проявление магнезиального метасоматоза на колчеданно-полиметаллических месторождениях Восточной Тувы можно объяснить преимущественным развитием в пределах рудного поля магнезиально-железистых вулканогенных пород среднего и основного состава и ограниченным проявлением продуктов кислого магматизма в подстилающих толщах. В результате взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами на ранних стадиях в процессе кислотного выщелачивания и обменных реакций происходило обогащение растворов основаниями (железо, магний, кальций), что привело в дальнейшем при повышении щелочности растворов к их активизации и образованию магнезиальных и магнезиально-железистых силикатов и карбонатов.

е) Температуры рудообразования

Температуры рудообразования для месторождения Кызыл-Таштыг изучались Б. И. Берманом, В. Г. Прохоровым и И. А. Хайретдиновым (1965) методами декрепитации пиритов и сфалеритов, изучения термо-эдс пирита и по количеству изоморфного железа в сфалерите методом Куллеруда. Температуры образования минеральных ассоциаций ими соответственно установлены: для серноколчеданной — 100—150°, сфалерит-халькопирит-пиритовой — 300—400°, барит-сульфидной медно-свинцово-цинковой — 250—300° и поздней кварц-карбонатной ассоциации — 150—200°.

В дальнейшем изучение температур образования руд этого месторождения было продолжено К. Р. Ковалевым ($1969_{1,2}$) с более широким применением метода гомогенизации газово-жидких включений, термобарического анализа и анализа устойчивых парагенетических ассоциаций как природных геотермометров. Им также рассмотрена неприменимость метода Куллеруда к природным ассоциациям, что в более широком плане показано в работах В. Н. Анфилогова и др. (1966), А. А. Годовикова и А. Б. Птицына (1966) и А. Б. Птицына (1972) и в ряде других работ. По данным, полученным К. Р. Ковалевым, на ранней серноколчеданной рудной стадии с образованием кварц-серицитовых, хлоритовых, кварц-хлоритовых и кварц-каолинит-хлоритовых метасоматитов температуры гидротермальных растворов были высоки (порядка 300—400°). Указанию Б. И. Бермана на низкотемпературные условия образования массивных серноколчеданных руд (100—150°) противоречит наличие высокотемпературного комплекса ассоциирующих с ними околорудных метасоматитов. Температурный интервал образования кварц-халькопиритовых руд определен как 370—260°. Формирование существенно сфалеритовых и халькопирит-сфалеритовых руд происходило при температуре около 370°.

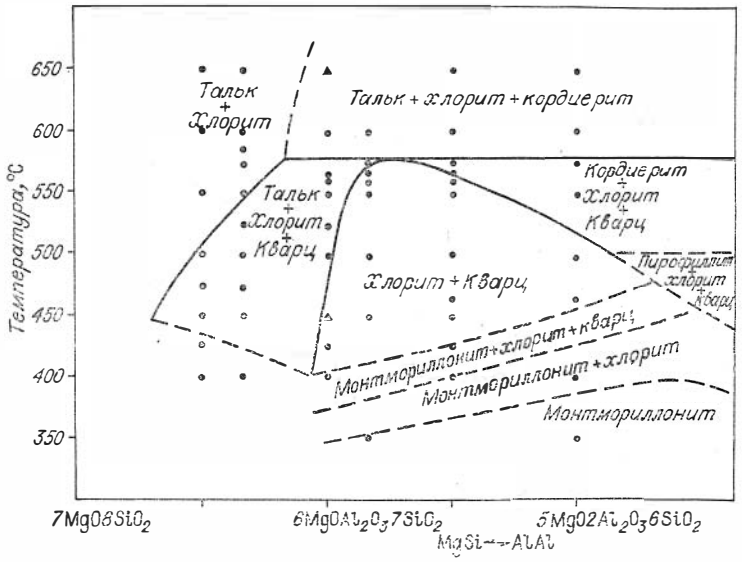


Рис. 39. Диаграмма полей устойчивости минеральных парагенезисов системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ при 2 кбар P_{H_2O} (Fawcett, Joder, 1966).

В начале барит-сульфидной полиметаллической стадии были образованы тальковые гидротермальные метасоматиты при температуре 350—250°. Барито-полиметаллические и кварц-доломит-полиметаллические руды отлагались в эту же стадию в температурном интервале 300—180°. Кварц-карбонатные прожилки, завершающие процесс минералообразования, сформировались при температурах 140—120°.

Эти результаты, позволяющие говорить о достаточно высоких температурах рудообразования (до 375—400°) на месторождении Кызыл-Таштыг, достаточно хорошо увязываются с экспериментальными данными, полученными по системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ Фоссеттом и Йодером (Fawcett, Joder, 1966) (рис. 39). Экспериментальные исследования Метца и Винклера (Metz, Winkler, 1963) показали, что температура замещения кремнистых доломитов кальцитом и тальком находится в зависимости от парциального давления углекислоты и в связи с колебанием последнего изменяется от 300 до 530°. В случае Кызыл-Таштыгского рудного поля многие данные говорят о том, что месторождения были сформированы в условиях малых и средних глубин. Общее же давление в растворах не превышало, очевидно, первых сотен атмосфер, т. е. в данном случае мы имеем дело с нижними значениями этих температур.

ж) О связи колчеданно-полиметаллического оруденения с нижнекембрийским вулканизмом. Возраст оруденения

Большинством исследователей рудного поля отмечаются многие признаки генетической связи рудной минерализации с нижнекембрийскими вулканогенными толщами и эту точку зрения в целом можно считать достаточно обоснованной. Геологические и геохимические аспекты этой проблемы подробно рассматривались в работах Б. И. Бермана, Г. А. Кудрявцева и В. Б. Агентова (Берман, 1960; Берман, Агентов, 1965; Агентов, Кудрявцев, 1964; и др.) и отмечались нами выше. К главным признакам связи колчеданно-полиметаллического рудообразования с процессами нижнекембрийского вулканизма относятся:

1) пространственная связь оруденения с вулканогенными отложениями туматтайгинской свиты в относительно узком стратиграфическом интервале;

2) приуроченность основных рудных залежей к синвулканическим тектоническим зонам повышенной проницаемости и вулкано-тектоническим структурам;

3) геохимическое родство основных петрогенных и рудогенных элементов и элементов-примесей для вмещающих вулканогенных пород и руд района;

4) наличие разнообразных сульфидных включений в виде вкрапленности, миндалин и обломковидных обособлений в лавах, туфах и вулканогенно-осадочных породах;

5) интерминерализационный характер вскрытой штольней на месторождении Кызыл-Таштыг субвулаканической дайки миндалекаменных пород основного состава, внедрившейся, по данным Б. И. Бермана и др. (1965), после формирования медно-цинковых руд, но до отложения сфалерит-галенит-теннантит-пиритовой ассоциации.

В. Б. Агентов и Г. А. Кудрявцев (1964) указывают также на пересечение на ряде рудопроявлений гидротермально измененных пород субвулканическими порфиритами и нижне-среднекембрийскими гранодиоритами.

Уточнения, с нашей точки зрения, требует лишь вопрос о положении основного этапа рудообразования в рамках эволюционирующего процесса нижнекембрийского вулканизма и формирования вулкано-тектонических структур туматтайгинского и тапсинского времени.

Б. И. Берманом, В. А. Агентовым и Г. А. Кудрявцевым формирование основных рудных залежей Кызыл-Таштыгского рудного поля относилось к дотапсинскому времени, ко времени формирования вулканогенных толщ и вулканических построек верхов туматтайгинской свиты, что, исходя из имеющихся в нашем распоряжении данных, нельзя признать правильным.

Наблюдения взаимоотношений оруденения и субвулканических интрузий, достаточно четко проявившихся на месторождениях Кызыл-Таштыг и особенно Дальнее, показывают, что оруденение захватывает помимо пород туматтайгинской свиты риолит-дацитовые порфиры жерловой фации — комагматы пород тапсинской свиты. На месторождении Дальнем оруденению и гидротермальным изменениям подвергаются эруптивные брекчии риолит-дацитовых порфиров, субвулканические диабазовые порфириты и эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов, которые секут тела габбро-диабазов, прорывающих в пределах рудного поля отложения тапсинской свиты. Таким образом, комплекс субвулканических интрузий, внедрившийся на заключительном этапе нижнекембрийского вулканизма, предшествовал проявлению гидротермального процесса рудообразования, сформировавшего основные рудные залежи района. По времени проявления рудная минерализация ближе всего к образованию секущих тел эксплозивных брекчий базальтовых порфиритов. В них наряду с интенсивной наложенной рудной минерализацией отмечаются довольно четкие обломковидные обособления массивных колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических сульфидных руд, что может говорить о интерминерализационном характере их внедрения.

По совокупности изложенных выше данных можно считать, что образование промышленных залежей колчеданно-полиметаллических руд Кызыл-Таштыгского рудного поля происходило на завершающих стадиях нижнекембрийского вулканизма в тесной парагенетической связи с субвулканическими интрузиями контрастно-дифференцированных продуктов андезито-базальтовой магмы.

Вопрос конкретизации возрастного положения гидротермального рудного процесса имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

Таблица 19

Изотопный состав свинца из галенитов колчеданно-полиметаллических руд Кызыл-Таштыгского рудного поля

Номер анализа	Характеристика пробы	Изотопный состав свинца				Изотопные отношения		
		Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
12	Месторождение Дальнее, скв. 1, гл. 31 м. Колчеданно-полиметаллическая преимущественно сфалерит-пиритовая руда с гнездами и прожилками галенита	1,40	24,32	21,65	52,63	17,37	15,46	37,59
60	Месторождение Кызыл-Таштыг, штольня 3. Колчеданно-полиметаллическая руда с крустификационно-зональными колломорфными текстурами	1,38	24,67	21,20	52,75	17,88	15,36	38,22
61	Месторождение Кызыл-Таштыг, штольня 2. Галенит-халькопиритовые прожилки в подробленной массивной полиметаллической руде	1,37	24,50	21,10	53,03	17,88	15,40	38,71
62	Месторождение Кызыл-Таштыг, штольня 2. Массивная полиметаллическая руда	1,38	24,55	21,05	53,02	17,79	15,25	38,42
	Средние значения . . .	1,38±0,016	24,51±0,105	21,25±0,12	52,86±0,16	17,80	15,43	38,36

Примечание. Анализы выполнены изотопным спектральным методом в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. Д. Шипилов.

С ним тесно связаны такие вопросы, как глубина рудообразования, экранирующая роль базальных горизонтов тапсинской свиты, роль синвулканической тектоники и различных типов вулкано-тектонических структур в локализациии оруденения и т. д.

Рудные залежи Кызыл-Таштыгского рудного поля по отношению к непосредственно вмещающим их вулканогенным породам являются эпигенетическими и четко контролируются синвулканическими разрывными структурами. По совокупности геолого-структурных, минералогических и минералотермометрических наблюдений можно считать, что глубина образования рудных залежей в данном случае не превышала 2000 м. Этим же глубинам соответствуют и структуры субвулканических образований, относящихся к приповерхностной фации и фации малых глубин. Парагенетическая связь поздних субвулканических образований и колчеданно-полиметаллического оруденения подчеркивается также структурным (пространственным) совмещением их в участках повышенной проницаемости и кустового магматизма.

Калий-аргоновые определения возраста интрузивных образований и серицитолитов рудного поля, как отмечалось выше (см. табл. 12), не дали достаточно четких результатов, позволяющих судить о последовательности их формирования в связи с региональными процессами метаморфизма и потери породами аргона. Изотопные отношения свинцов из галенитов месторождений Кызыл-Таштыг и Дальнее достаточно четко указывает на их древний каледонский возраст (табл. 19). Модельный возраст рудных свинцов, рассчитанный по методу Холмса — Гаутерманса, равен 398 млн. лет, по методу Рассела — Фаркуара — Камминга — 490 млн. лет, по методу Рассела — Стантона — Фаркуара — 325 млн. лет. Если учесть аномально завышенные значения Pb^{208} для всех анализируемых проб, то средний расчетный возраст будет несколько древнее. По изотопному составу свинца колчеданно-полиметаллические месторождения Восточной Тувы значительно отличаются как от верхнепротерозойских полиметаллических месторождений Восточного Саяна, так и от более молодых герцинских образований западной части Алтае-Саянской складчатой области (Кляровский и др., 1967; Шипилов и др., 1968).

Месторождение Кызыл-Таш

Месторождение Кызыл-Таш расположено к западу от Кызыл-Таштыгского рудного поля в северном обрамлении центральной части Улугойского грабена. Колчеданные рудные залежи расположены среди вулканогенных пород нижнего кембрия вблизи крупной разрывной структуры, ограничивающей с севера Улугойскую депрессию (см. рис. 41). По плоскости разлома соприкасаются красноцветные отложения силура (возможно, среднего девона) с эффузивами нижнего кембрия. По отношению к оруденению этот разлом представляет собой послерудное нарушение и отделяет минерализованные и оруденелые вулканогенные породы нижнего кембрия от не затронутых гидротермальными процессами и минерализацией красноцветных песчаников и эффузивов среднего палеозоя. Плоскость сместителя имеет северо-западное простирание с падением на северо-восток под углом 65—70°.

Положение месторождения Кызыл-Таш в непосредственной близости от разлома, ограничивающего крупную Улугойскую грабен-синклинальную структуру (главная рудная залежь расположена в 150 м от плоскости основного сместителя), постоянно наталкивало на мысль о возможной их более тесной структурно-генетической связи и молодом среднепалеозойском возрасте оруденения. Однако детальные наблюдения, проведенные Б. И. Берманом и нами совместно с Б. Н. Лапиным, не подтверждают этого.

Участок месторождения Кызыл-Таш сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами туматтайгинской свиты преимущественно основного состава, прорваными субвулканическими телами риолит-дацитовых порфиров, габбро-диабазов и гипабиссальными интрузиями плагиогранит-порфиров. Среди вулканогенных отложений рудовмещающей толщи преобладают лавы андезито-базальтовых порфиров и туфы основного состава. В меньшей мере развиты туфы кислого состава, туфогенные песчаники и туффиты. В верхах туматтайгинской свиты появляются туфы андезит-дацитового и дацитового состава и кислые эффузивы. На рис. 40 приведен разрез рудовмещающей толщи вулканогенных пород, составленный по долине р. Кызыл-Таштыг, из которого видно, что при преобладании лав андезито-базальтов толща имеет достаточно сложный состав. На существующих картах месторождения, в том числе и на составленной нами (рис. 41), литологическая характеристика туматтайгинской свиты дается обобщенно ввиду того, что при слабой обнаженности участков долин в широко развитых осыпях на склонах гор откартировать отдельные разности пород чрезвычайно сложно.

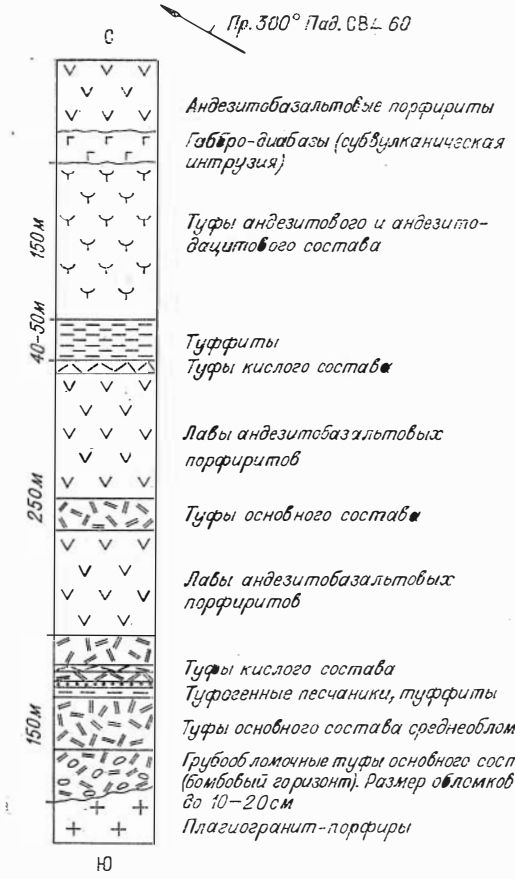


Рис. 40. Литологический разрез надрудной пачки туматтайгинской свиты (Cm_1) месторождения Кызыл-Таш (по долине р. Кызыл-Таштыг).

В висячем боку рудной зоны основные эффузивы сильно эпидотизированы. Зона эпидотизации прослеживается полосой шириной свыше 100 м в субширотном направлении грубо согласно с залеганием пород. Она не имеет четких границ и приуроченности к каким-либо разрывным нарушениям и носит характер площадной пропилитизации.

Общее простирание пород на месторождении северо-западное 295—300°, падение моноклинальное на северо-восток под углом 60—65°.

Вулканогенные породы туматтайгинской свиты в пределах рудного поля прорываются многочисленными субвулканическими интрузиями риолит-дацитовых порфиров и габбро-диабазов и гипабиссальными массивами плагиогранит-порфиров. Устанавливается следующая последовательность внедрения интрузивных образований: 1) риолит-дацитовые порфиры жерловой фации; 2) габбро-диабазы и диабазовые порфириты; 3) плагиогранит-порфиры.

Риолит-дацитовые порфиры имеют эффузивовидный облик с характерной фельзитовидной структурой. Порфировые выделения кварца редки, хотя в отдельных случаях встречаются в значительных количествах. На водоразделе кл. Скального и р. Кызыл-Таштыг нами откартировано три тела субвулканических риолит-дацитовых порфиров. Все они распо-

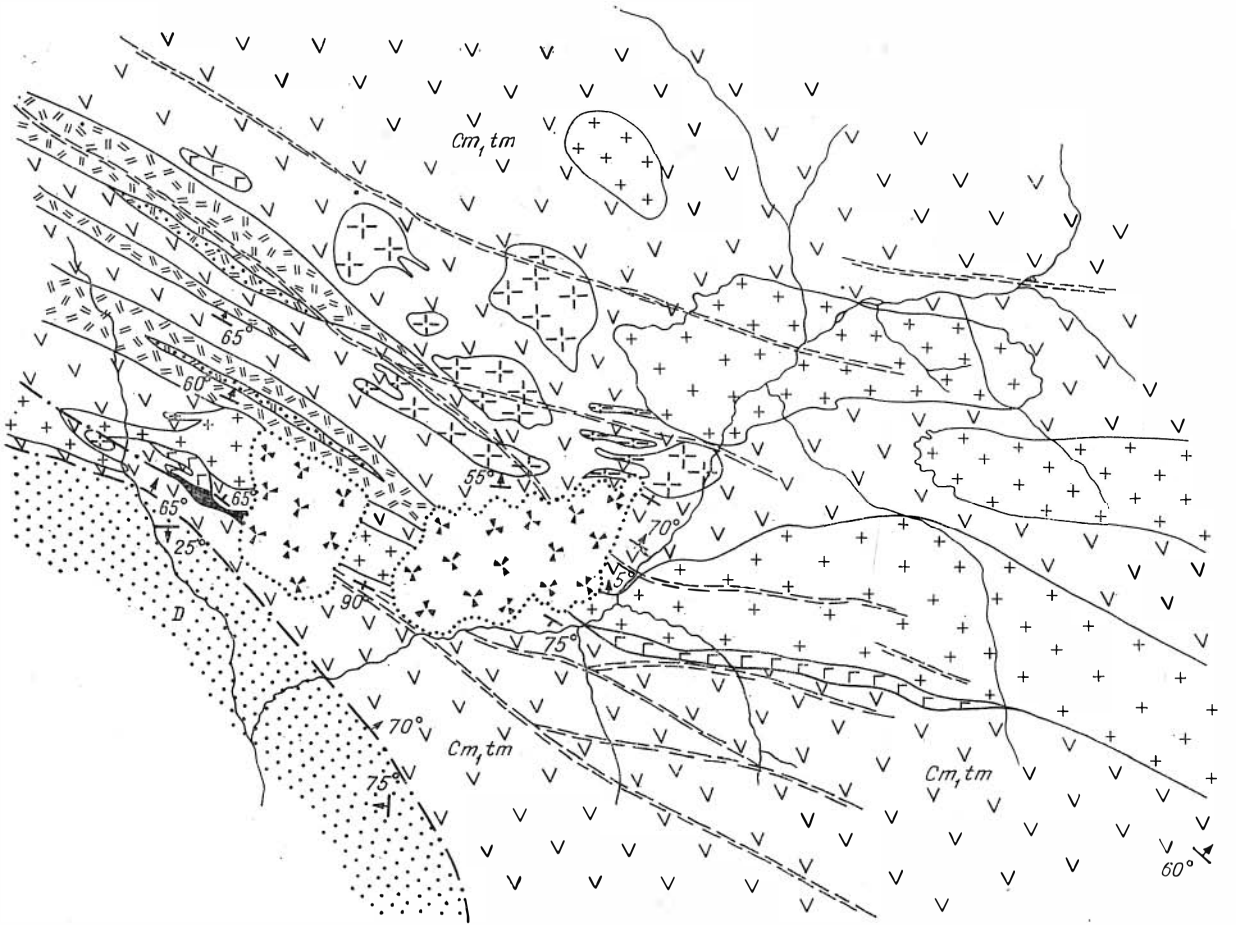


Рис. 41. Геологическая карта месторождения Кызыл-Таш. Составили Э. Г. Дистанов и Б. Н. Лапин, 1967 г.

1 — делювиальные глыбовые осыпи. *2* — девонские пестроцветные песчаники и гравелиты. *3—5* — субвулканические интрузии нижнекембрийского возраста: *3* — лейкократовые плагиограниты, кварцевые диориты, гранит-порфиры; *4* — габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты; *5* — риолит-дацитовые порфиры жерловой фации. *6—8* — вулканогенные отложения туматтайгинской свиты нижнего кембрия: *6* — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты; *7* — туфы андезитовых порфиритов; *8* — туфогенные песчаники, туффиты. *9* — выход серноколчеданных руд на поверхность. *10* — зоны интенсивного рассланцевания, сопровождающиеся пиритизацией, хлоритизацией и окварцеванием. *11* — разрывные нарушения. *12* — элементы залегания слоистости и контактов (*а*), сланцеватости (*б*).

ложены среди основных эффузивов туматтайгинской свиты и имеют секущий характер. В самом большом из них (100×250 м в поперечном сечении) широко развиты флюидальные сложнообломочные текстуры, характерные для жерловых тел. Жерловое тело риолит-дацитовых порфиров обнажается и на левом склоне долины р. Кызыл-Таштыг.

Кислые породы риолит-дацитового состава жерловой фации образуют коренные выходы непосредственно в долине кл. Скального на восточном фланге месторождения. По форме на выходе тело близко к изометричному. В центральной части его преобладают порфировые разности, в краевых частях — фельзитовидные породы со сложной обломочной и флюидальной текстурой. Во вмещающие лавы андезито-базальтовых порфиритов от основного тела отходят послойные апофизы мощностью до 30 м. Несмотря на близость этого тела к массиву плагиогранит-порфиров (несколько десятков метров), каких-либо постепенных переходов к ним или влияния массива на структуры риолит-дацитовых порфиров жерлового тела не отмечается, что указывает на разновременность их внедрения.

Габбро-диабазы вскрыты непосредственно на участке месторождения в висячем боку рудной залежи в виде сложного, удлиненного по простиранию тела мощностью до 100 м и отмечались в виде отдельных выходов к северу по долине р. Кызыл-Таштыг. Они представлены полнокристаллическими средне- и мелкозернистыми разностями с диабазовой и габбро-офитовой структурой и по составу и строению аналогичны описанным выше рудного поля Кызыл-Таштыг. В контакте с плагиогранитами габбро-диабазы массивны, относительно свежи, среднезернисты. В габбро-диабазах в зоне контакта отмечаются секущие прожилки лейкократовых мелкозернистых плагиогранитов.

Ближе к контакту с колчеданной залежью габбро-диабазы рассланцованы, хлоритизированы и пиритизированы. В контактах пиритизация доходит до полного замещения породы колчеданной рудой. Подобные соотношения рудной минерализации и габбро-диабазов наблюдаются по ряду разведочных канав в пределах основной рудной залежи и говорят о дорудном возрасте субвулканической интрузии габбро-диабазов.

Наиболее поздними интрузивными образованиями на участке месторождения являются породы плагиогранитного состава: лейкократовые плагиограниты, плагиогранит-порфиры. Они представлены удлиненными в плане штокообразными телами в восточной части рудного поля, размером несколько сот метров в поперечнике и более километра по простиранию. Небольшое тело их размером 150—200×1000 м вскрыто в висячем боку рудной зоны. Гранитоидным породам свойственны в целом гибридный характер, наличие большого количества в различной степени ассимилированных обломков вмещающих пород, отсутствие слюд, практическое отсутствие калиевого полевого шпата и натровый состав щелочей. Содержание калия в них, по имеющимся анализам, колеблется от 0,05 до 0,03% (табл. 20). Строение плагиогранитов очень неравномерное. Вблизи контакта они представлены более мелкозернистыми, нередко лейкократовыми разностями, в средних частях интрузивных тел — среднезернистыми плагиогранитами. Широко развиты процессы инъекционного захвата вмещающих пород, ассимиляции и перекристаллизации их. В контактах массивов среди рассланцованных эффузивов основного состава отмечаются жилы, прожилки, гнездовые, обломковидные и линзовидные обособления плагиогранитов. Приконтактовая зона инъецирования гранитным материалом основных эффузивов имеет ширину около 50 м, сменяясь затем более однородными плагиогранит-порфирами с неравномерным составом и такситовой текстурой, сильно контаминированными материалом вмещающих пород. В зоне контакта плагиогранитов и основных эффузивов встречаются иногда своеобразные крупнопорфировые плагиоклазовые порфириты, образовавшиеся, очевидно, в процессе экзоконтактовой перекристаллизации вмещающих пород. Интенсивное проявление гибридизма в

Таблица 20

Химический состав пород района месторождения Кызыл-Таш

Компонент	1	2	3	4	5*	6*	7	8*	9	10*	11	12	13	14	15
SiO_2	73,00	83,00	76,52	76,32	50,56	52,50	51,38	43,08	54,16	77,52	72,07	76,28	71,78	74,70	67,22
TiO_2	0,18	0,13	0,15	0,13	0,65	0,65	0,75	0,53	0,03	0,24	0,18	0,15	0,30	0,15	0,63
Al_2O_3	12,76	8,39	11,71	12,57	16,39	17,05	15,82	16,01	14,24	10,48	12,36	12,56	13,33	11,71	14,03
Fe_2O_3	1,52	1,14	0,51	1,16	7,33	5,78	2,94	3,45	5,05	1,20	0,72	Не обн.	0,49	0,19	0,98
FeO	2,87	0,86	2,44	1,43	6,34	6,00	4,45	8,69	5,32	0,94	3,14	2,15	3,30	3,45	4,74
MnO	0,022	0,009	0,005	0,003	0,19	0,12	0,043	0,21	0,076	—	0,01	0,003	0,009	0,006	0,019
MgO	0,61	0,35	2,25	0,86	4,83	4,09	10,04	9,39	11,51	0,62	0,95	0,69	1,21	0,52	1,73
CaO	1,68	1,93	0,61	0,96	4,96	7,74	7,71	6,53	0,61	1,37	2,53	1,41	3,61	3,13	4,13
Na_2O	5,67	3,45	4,70	6,00	5,77	1,44	3,52	3,52	0,30	7,00	5,63	5,85	4,77	4,06	4,12
K_2O	1,25	0,74	0,07	0,09	0,02	1,20	0,18	0,10	0,62	0,05	0,10	0,15	0,20	0,30	0,18
H_2O	0,05	0,02	0,02	0,05	—	—	0,07	—	0,29	—	0,04	0,06	0,03	0,01	0,13
P_2O_5	0,005	0,005	0,005	Не обн.	0,09	0,29	0,014	0,32	0,016	0,09	0,02	Не обн.	0,018	0,005	0,018
S	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,19	0,08	0,19	0,38	1,09	0,09	—	»	0,01	0,05	0,01
П. п. п.	0,68	0,22	1,22	0,50	4,12	3,10	2,56	8,24	6,90	0,96	2,29	0,39	1,36	0,99	1,66
Сумма...	100,30	100,25	100,21	100,07	101,44	100,04	99,67	100,45	101,11	100,51	99,95	99,69	100,41	99,27	99,60

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик З. В. Болева. Звездочкой отмечены анализы из материалов Тувинской комплексной экспедиции КГУ МГ РСФСР.

1 — лава дацита туматтайгинской свиты, верховья р. Кызыл-Таштыг; 2 — лава риолит-дацита туматтайгинской свиты, верховья р. Кызыл-Таштыг; 3 — риолит-дацитовый фельзит-порфир жерловой фации, кл. Скальный; 4—кварцевый риолит-дацитовый порфир субвулканической фации, правый борт кл. Скального; 5—габбро-диабаз, висячий бок рудного тела, скв. 34; 6 — диабазовый порфирит, участок Кызыл-Таш; 7 — габбро-диабаз, висячий бок рудного тела; 8 — порфироид, рудная зона месторождения Кызыл-Таш, скв. 34; 9 — кварц-каолинит-хлоритовый сланец, восточный фланг рудной зоны; 10 — плагиогранит-порфир, висячий бок рудного тела, скв. 34; 11—13 — плагиогранит, верховья кл. Скального; 14 — плагиогранит-порфир пегматоидной текстуры, кл. Скальный; 15 — кварцевый диорит, восточный фланг месторождения.

плагиогранит-порфирах объясняется, по-видимому, внедрением гранитоидной магмы в подвижную тектоническую зону и небольшим эрозионным срезом массивов.

Взаимоотношения между фельзитовидными риолит-дацитовыми порфирами жерловой фации и плагиогранит-порфирами недостаточно ясны. Плагиогранит-порфиры близки к ним по интрузивно-инъекционному характеру внедрения в рассланцованные породы тектонической зоны, однако по общему фациальному облику, степени раскристаллизации они представляются несколько более глубинными образованиями. В одном из обнажений правого борта кл. Скального наблюдается контакт между субвулканическими риолит-дацитовыми порфирами и плагиогранит-порфирами. Вдоль контакта зажаты клинья эффузивов основного состава. Плагиограниты в контакте обогащены темноцветными и приобретают мелкозернистое строение, что говорит, очевидно, об их более позднем внедрении.

Тело плагиогранитов в висячем боку рудной залежи представлено мелкозернистой их разностью. Породы относительно свежие, массивные, без заметных проявлений гидротермальных изменений. С юго-запада они контактируют с интрузивными габбро-диабазами. В габбро-диабазах в зоне контакта отмечаются прожилки лейкократовых мелкозернистых плагиогранитов. Это говорит об активном контакте и более молодом возрасте интрузии плагиогранитов по отношению к габбро-диабазам.

Что касается рудной минерализации и околорудных изменений, то в плагиогранитах они четко не выражены. На восточном фланге рудного поля в гранитах прослеживается зона рассланцевания и дробления шириной 5—10 м, вдоль которой отмечается слабое окварцевание и пиритизация. Однако эта зона выражена не четко и постепенно в глубь массива затухает. В небольшом теле плагиогранитов на западном фланге рудной зоны на расстоянии до 1,5 м от рудоносной структуры наблюдается слабое окварцевание и пиритизация. Местами на плагиограниты наложены также процессы эпидотизации. Эпидотизация накладывается в виде прожилков и отдельными более или менее изометричными пятнами и имеет, очевидно, автометасоматический характер.

Приведенные результаты изучения взаимоотношений интрузивных образований и руд позволили сделать вывод о более молодом возрасте плагиогранитов по отношению к субвулканическим интрузиям габбро-диабазов и риолит-дацитовых порфиров и отметить весьма слабое проявление наложенных гидротермальных процессов даже в непосредственной близости от рудной зоны, что позволяет предположить послерудный характер их внедрения. Об этом же говорит и четко проявленный контактовый термальный метаморфизм колчеданных руд, отмеченный ниже. Результаты калий-аргонового определения возраста плагиогранитов (см. табл. 12), как уже отмечалось, не позволяют делать четких выводов, хотя в целом и указывают на нижнепалеозойский возраст.

На разрезах, составленных по данным бурения Б. И. Берманом (рис. 42), отмечаются также интрузивные дайковые тела диабазовых порфиритов, секущие плагиогранит-порфиры. При изучении поверхности месторождения нами они не наблюдались.

Месторождение Кызыл-Таш представлено двумя линзообразными рудными телами серноколчеданного состава с наложенной магнетитовой минерализацией. Залегают рудные тела грубо согласно с вмещающими их вулканогенными породами основного и в меньшей мере кислого состава. Размещение рудных залежей контролируется тектонической зоной, выраженной в виде разлома с сопутствующей ему зоной рассланцевания шириной первые десятки метров. Согласное положение субвулканических интрузий на участке месторождения с залеганием вмещающих пород говорит о древнем синвулканическом заложении тектонических структур и развитии синвулканических пликативных дислокаций. Простирание рудной зоны 295°, падение на север под углом 60—70°.

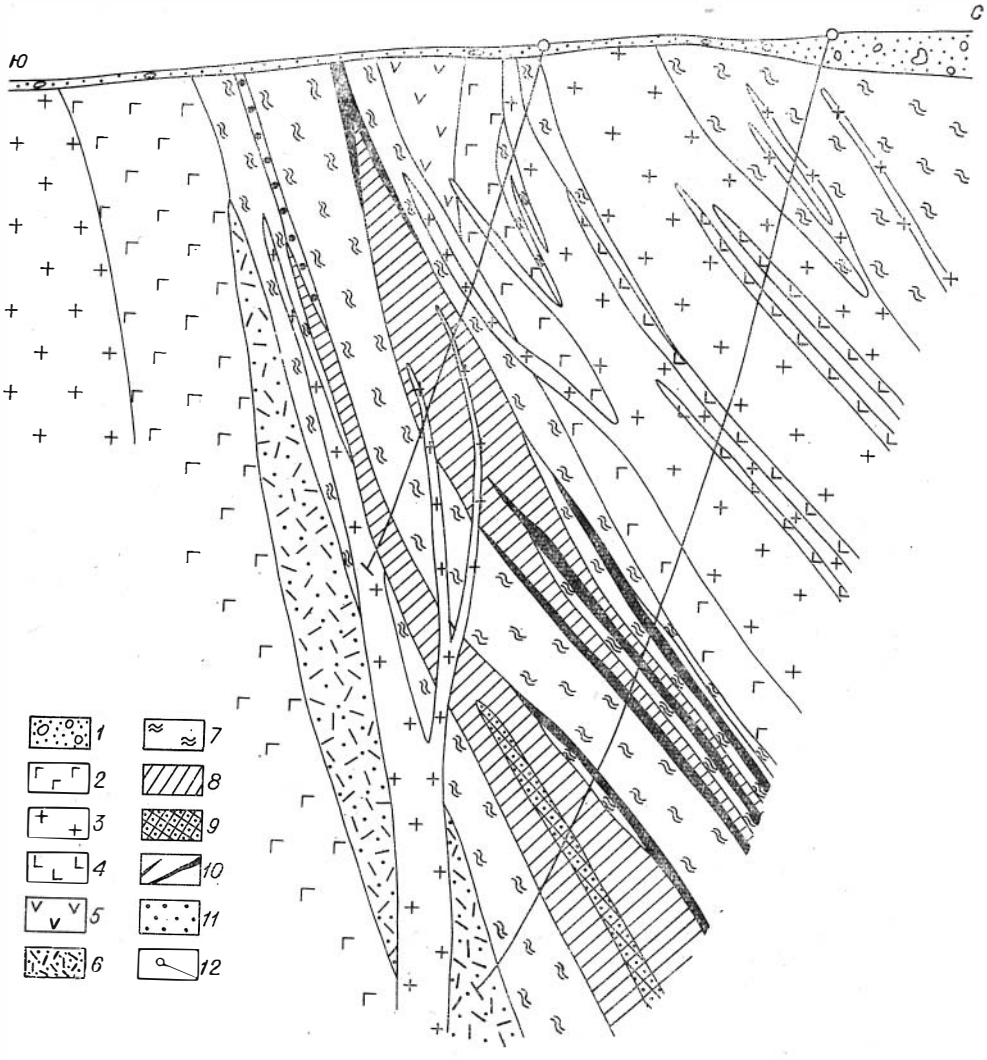


Рис. 42. Геологический разрез месторождения Кызыл-Таш (по Б. И. Берману, 1963 г.).

1 — современные делювиальные отложения; *2* — интрузивные габбро-диабазы; *3* — плагиограниты; *4* — диабазы и диабазовые порфириты; *5* — плагиоандезитовые порфириты; *6* — окварцованные туфы кислого состава; *7* — хлорит-актинолитовые сланцы, порфироиды; *8* — сплошные сернаколчеданные руды; *9* — сплошные медно-цинковые колчеданные руды; *10* — магнетитовые, пирит-магнетитовые руды; *11* — вкрапленные халькопирит-магнетитовые и медноколчеданные руды; *12* — буровые скважины.

Первая рудная зона (северная) протягивается по поверхности на расстояние около700 м (с учетом восточного фланга, скрытого под осыпью), имеет мощность в прослеженной части до 15—20 м. Вторая рудная залежь выходит на поверхность лишь верхней кромкой, по падению в одном пересечении прослежена до 230 м с изменением мощности руд от 1,5 до 32 м.

Руды месторождения Кызыл-Таш имеют преимущественно сернаколчеданный состав и представлены массивными и вкрапленными пиритовыми разностями с наложенной бедной сфалерит-халькопиритовой минерализацией. В зальбандах и на фланговых частях рудных тел по ранним колчеданным рудам развивается интенсивная магнетитизация. Б. И. Берман* среди руд выделяются следующие основные минеральные типы:

* Данные по минеральному составу рудных тел получены нами по поверхностным горным выработкам. По скважинам руды детально изучались Б. И. Берманом.

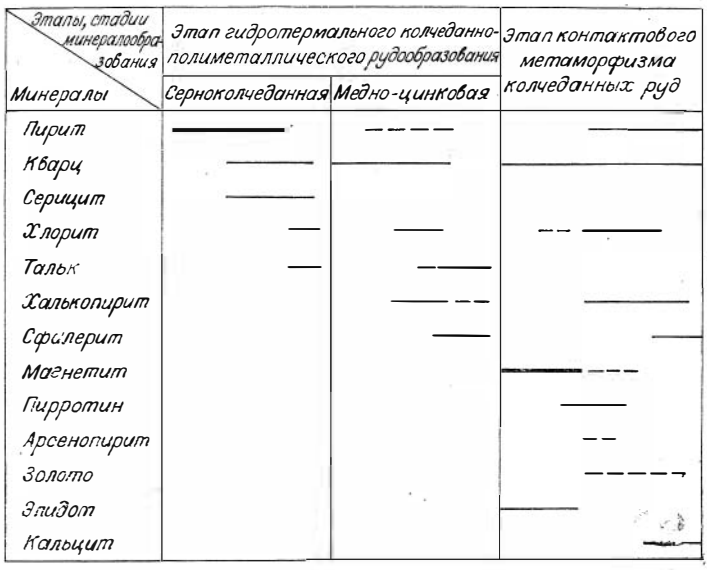


Рис. 43. Парагенетическая схема последовательности минералообразования руд месторождения Кызыл-Таш.

1) серноколчеданный (пиритовый с небольшим количеством сфалерита и халькопирита); 2) колчеданно-полиметаллический (сфалерит-халькопирит-пирротиновый); 3) магнетит-колчеданный (магнитит-пиритовый, халькопирит-магнетит-пирротиновый); 4) магнетитовый.

Преобладают сплошные разности руд с массивной, полосчатой, порфировой текстурами и слабо развиты вкрапленные разности руд.

Главные рудные минералы — пирит, магнетит; второстепенные — халькопирит, сфалерит, пирротин; редко отмечаются арсенопирит, самородное золото. Галенит в рудах практически отсутствует. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, карбонатами, эпидотом, в зальбандах рудных тел — тальком.

На месторождении Кызыл-Таш довольно четко выделяются два этапа минерализации: ранний — колчеданно-полиметаллический и поздний — магнетитовый (рис. 43). Образование первичных залежей колчеданных руд происходило в две стадии гидротермального процесса: серноколчеданную и цинково-медную. В колчеданную стадию сформировались сплошные пиритовые линзовидные залежи, на которые затем в медно-цинковую стадию, после значительных деформаций — дробления и милонитизации, наложилась бедная сфалерит-халькопиритовая минерализация.

Второй этап минерализации вызван процессами термального контактового метаморфизма. На этом этапе произошла магнетитизация раннего пирита в зальбандах рудных тел, образование кварц-хлорит-магнетитовых и кварц-магнетит-пирротин-халькопиритовых руд.

Массивные колчеданные руды, слагающие с поверхности основную часть рудного тела № 1, представлены в основном аллотриоморфнозернистым агрегатом пирита катакластической структуры. Цементируются зерна пирита кварцем. Цемент типа соприкосновения, поровый, иногда прожилковый. В интерстициях отмечаются отдельные гнезда халькопирита и мелкие зерна сфалерита. Иногда эти минералы слагают секущие прожилочки, накладывающиеся на пирит. Вкрапленность халькопирита отмечается и в цементирующем кварце. Для руд характерна бластопорфировая структура агрегата пирита за счет неравномерного дробления зерен при интрарудном динамометаморфизме, что хорошо выявляется при структурном травлении. Отмечаются также многочисленные трещинки,

возникшие в результате послерудных деформаций. Кварц-сфалерит-халькопиритовая ассоциация накладывается на деформированный, подробленный пиритовый агрегат. Пирита II генерации в цементирующей нерудной массе образуется мало.

С глубиной, по данным бурения, состав руд основной рудной залежи существенно меняется, они сменяются пирит-пирротиновыми (глубина 90 м) и пирротин-магнетитовыми (глубина 180 м) разностями. Возрастает содержание в рудах сфалерита и халькопирита. Рудное тело № 2 у поверхности на верхнем выклинивании представлено вкрапленными пирит-магнетитовыми рудами, на глубине 126 м — пиритовыми и на глубине 226 м — пирротин-пиритовыми рудами с магнетитовой оторочкой.

Магнетитовые руды отмечаются, как правило, вдоль зальбандов колчеданных рудных залежей и на контактах с прослоями хлоритовых сланцев внутри рудных тел. Маломощные пиритовые тела нередко замещаются магнетитом почти полностью. В ассоциации с магнетитом развиты пирит, халькопирит, пирротин, кварц, хлорит и эпидот. Основная масса магнетита развивается по зернистым агрегатам раннего пирита, замещая его с периферии зерен, по трещинкам в виде гнезд и прожилков. До магнетизации агрегаты пирита подверглись деформациям, дроблению, иногда рассланцеванию по сети субпараллельных трещин. Ранний пирит образует реликтовые гнезда и зерна неправильной формы в полях магнетита. С другой стороны, в магнетите отмечаются и выделения пирита второй генерации, преимущественно в виде идиоморфных зерен в наложенных кварцевых прожилках. Иногда магнетит образует идиоморфные метакристаллы по пириту.

Интересен встречающийся среди руд магнетит-пирротин-халькопиритовый тип минерализации. Тонкопрожилковая халькопиритовая минерализация накладывается на ранние кварциты. Прожилки преимущественно халькопиритового состава с пирротином, магнетитом и в небольшом количестве сфалеритом. Они постоянно сопровождаются чешуйчатыми агрегатами хлорита, который кристаллизовался одновременно с халькопиритом и пирротином, что видно по структурам тесного срастания. Магнетит в прожилках кристаллизуется близко к халькопириту, но несколько раньше его, и обладает повышенным идиоморфизмом. Пирротина в руде относительно мало и он образует срастания с халькопиритом и хлоритом. Сфалерит встречается в халькопиритовых прожилках в виде отдельных зерен неправильной формы с эмульсионной вкрапленностью халькопирита и образует с основными выделениями халькопирита структуры общих границ. В халькопирите отмечаются отдельные субмикроскопические выделения самородного золота. Редко совместно с халькопиритом в виде отдельных четко оформленных удлиненных с ромбическим сечением кристаллов встречается арсенопирит. Судя по составу этой разновидности руд, они формируются совместно с процессом магнетитизации на метаморфическом этапе. Их наложенный прожилковый характер указывает на участие в процессе перекристаллизации и переотложения рудного вещества горячих водных растворов. Незначительное развитие подобной минерализации не позволяет говорить о существенном дополнительном привносе меди.

В виде элементов-примесей в рудах месторождения Кызыл-Таш Б. И. Берманом химическими анализами групповых проб были установлены повышенные содержания молибдена (до 0,21%, среднее 0,1%) и селена (до 0,02%, среднее 0,007%).

Околорудные изменения на месторождении Кызыл-Таш представлены серицитизацией, окварцеванием, хлоритизацией и отальковванием вмещающих пород. Окварцевание и серицитизация проявлены ограниченно в призальбандовых частях и внутрирудных прослоях вмещающих пород. Магнезиальный же метасоматоз в форме хлоритизации и оталькования получил в пределах рудной зоны широкое развитие. Изменениям подвергают-

ся рудовмещающие вулканические породы основного состава, субвулканические габбро-диабазы и диабазовые порфириты. Слабое окварцевание и пиритизация отмечаются в отдельных случаях и в плагиогранит-порфирах. О зональности околорудных метасоматитов при слабой изученности месторождения говорить трудно, но можно отметить, что в висячем боку рудной зоны наиболее развиты хлоритовые и тальк-хлоритовые породы, в лежачем — кварц-серицитовые породы и кварциты.

Окварцованные и серицитизированные породы и серицитовые кварциты тяготеют непосредственно к рудным телам и особенно четко проявлены в лежачем боку рудной зоны. Для них характерно тонкозернистое строение с роговиковоподобной мостовой и зубчатой структурами агрегатов кварца и разноориентированным расположением
Помимо этих двух минералов в небольшом количестве отмечается вкрапленность пирита и отдельные гнезда светлого магнезиального хлорита.

Магнетитовые кварциты на западном фланге рудного тела имеют неравномерно-зернистое строение, аллотриоморфнозернистую зубчатую, иногда бластомилонитовую структуру, содержат тонкорассеянную вкрапленность и гнезда магнетита и большое количество субмикроскопических газово-жидких включений. Постоянно в них отмечаются отдельные прожилки и гнезда хлорита, реже карбонатов.

В висячем боку главного рудного тела основные породы — эффузивы и габбро-диабазы—подвергаются интенсивной хлоритизации и оталькованию. Мощность оторочки хлоритизированных пород (тальк-хлоритовых сланцев) не превышает 10 м. Подобные же породы отмечаются и на восточном фланге рудной зоны вдоль рудоносного разлома. Хлорит в них представлен слабожелезистой бесцветной алюмомагнезиальной разностью и ассоциирует с пиритом. Тальк отмечается в значительных количествах среди общей массы хлорита в виде гнезд, пятен и рассеянных тонкочешуйчатых агрегатов. Взаимоотношения хлорита и талька противоречивы, хотя в большинстве случаев отмечается отталькование хлорита. В ассоциации с тальком иногда отмечается карбонат.

Во внешней зоне околорудных изменений в габбро-диабазах широко развиты хлорит, кальцит и эпидот. Эпидотизация и актинолитизация основных эффузивов и габбро-диабазов отмечается в значительных масштабах и за пределами собственно рудной зоны, где она не относится непосредственно к проявлениям околорудного метасоматоза, а носит, как это отмечалось выше, характер площадной пропилитизации, связанной с поствулканическими процессами и контактовым метаморфизмом.

Таким образом, колчеданное месторождение Кызыл-Таш в генетическом отношении довольно сложный объект. Формирование его произошло в процессе поствулканической гидротермальной деятельности в тесной парагенетической связи с развитием нижнекембрийского субвулканического магматизма. Гидротермально-метасоматические колчеданные рудные залежи образовались в пределах длительно живущей тектонической зоны субширотного простирания синвулканического заложения. Породы в этой зоне в результате блоковых подвижек были существенно динамометаморфизованы и интрудированы жерловыми телами риолит-дацитовых порфиров и габбро-диабазами. Предрудное рассланцевание диабазов, внутри- и послеминерализационное дробление колчеданных руд указывают на напряженную тектоническую обстановку в течение длительного времени. Тектоническая картина в конечном итоге осложнилась формированием в среднем палеозое Улугойского грабена, северный ограничитель которого проходит вдоль южного фланга месторождения.

Минералообразование на этапе формирования колчеданных руд происходило в две стадии: раннюю — серноколчеданную и позднюю — цинково-медную. Магнетитовая минерализация наложена на ранние колчеданные залежи и вызвана процессами контактового термального

метаморфизма. Контактовый метаморфизм руд можно связывать с внедрением плагиогранит-порфиров, широко развитых на участке месторождения.

Возраст месторождения хорошо устанавливается по геологическим данным, так как процесс рудообразования находится в вилке между внедрением нижнекембрийских субвулканических габбро-диабазов, на которые накладывается оруденение, и плагиогранит-порфиров, которые метаморфизуют рудные залежи. Структурно месторождение тяготеет к участку кустового развития субвулканических интрузий — комагматов нижнекембрийских вулканических пород, что также указывает на тесную связь эволюции остаточных магматических очагов и поствулканической гидротермальной деятельности.

В целом, если не учитывать процессы послерудного метаморфизма, месторождение Кызыл-Таш близко по условиям образования к месторождениям Кызыл-Таштыгского рудного поля. Учитывая небольшие содержания в рудах меди и цинка, оно может быть отнесено к серноколчеданному минеральному типу.

Непосредственно с востока к месторождению Кызыл-Таш примыкает участок рудопроявления Ат-Чолдуг, имеющий близкое геологическое строение и входящий в единую с ним рудную зону.

Основные генетические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений Улугойской металлогенической зоны

Колчеданно-полиметаллические (медно-свинцово-цинковые) месторождения, расположенные на территории Восточной Тувы в пределах Улугойской металлогенической зоны, обладают рядом специфических особенностей, позволяющих отнести их к гидротермальным субвулканическим образованиям формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Наряду с некоторыми общими чертами геологического строения и вещественного состава, характерными для широкой группы колчеданно-полиметаллических месторождений в целом, особо необходимо отметить следующие стороны, определяющие генетическую принадлежность месторождений и закономерности их локализации.

1. Месторождения расположены среди дифференцированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных субвулканических образований базальт-андезит-дацитовой формации нижнего кембрия. Контрастность дифференциации (от базальтов и диабазовых порфиритов до риолит-дацитовых порфиров) возрастает к конечным стадиям вулканической активности.

2. В пределах рудных полей широко развиты субвулканические интрузивы образования — диабазы и диабазовые порфириты, дацитовые порфиры, риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации, кварцевые диабазы и габбро-диабазы и, наконец, эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов, насыщенные обломками вмещающих пород.

3. В региональном плане размещений месторождений и рудопроявлений контролируется зоной Каахемского глубинного разлома, к отдельным составляющим которого и местам их сочленения приурочены участки повышенной вулканической активности, кустового многоэтапного проявления субвулканического интрузивного магматизма и поствулканической гидротермальной деятельности.

4. При относительно небольшой степени дислоцированности и метаморфизма кембрийских пород значительное развитие имели тектонические преимущественно блоковые движения, синхронные с процессами

нижнепалеозойского вулканизма. Это привело к широкому проявлению брахиформных складчатых структур, интенсивному смятию пород в приразломных участках и формированию секущих и экранированных структур, благоприятных для локализации оруденения.

5. В общем субвулканический процесс рудообразования был многостадийным среднетемпературным, что определило значительные глубины формирования метасоматических рудных залежей.

6. Характерная черта околорудных изменений этой группы месторождений — широкое развитие магнезиального метасоматоза в форме отальковання, хлоритизации и доломитизации вмещающих пород висячего и лежачего боков рудных залежей наряду с предрудной их пропилитизацией, серицитизацией и окварцеванием.

Комплексом геологических, геохимических и геохронологических исследований достаточно твердо устанавливается связь образования колчеданно-полиметаллических месторождений с процессами нижнекембрийской поствулканической гидротермальной деятельности. Однако мнение о дотапсинском возрасте оруденения (Берман, 1960; Берман, Агентов, 1965) нельзя признать правильным, несмотря на справедливость многих признаков генетической связи рудной минерализации с вулканогенными толщами, отмеченных этими исследователями. Наблюдения над взаимоотношениями рудной минерализации и субвулканических интрузий, особенно на месторождении Дальнем, показывают, что оруденение захватывает помимо пород туматтайгинской свиты риолит-дацитовые порфиры тапсинского возраста (жерловая фация, по Б. Н. Лапину (1968_1)) и эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов, которые секут т ла кварцевых габбро-диабазов, прорывающих отложения тапсинской свиты в низах разреза. Об этом же говорят установленные в результате поисковых работ ореолы повышенных содержаний и рудопроявления свинца, цинка и меди в полях развития пород тапсинской свиты. По времени проявления рудная минерализация, по крайней мере основная промышленная часть ее, ближе всего к образованию секущих тел эксплозивных брекчий основного состава. Б. И. Берманом (1960) отмечалось наличие на месторождении Кызыл-Таштыг внутрирудных даек порфиритов с ксенолитами серноколчеданных и медно-цинковых руд, внедрившихся до барит-сульфидной полиметаллической стадии минерализации. Образование промышленных залежей колчеданно-полиметаллических руд района происходило, очевидно, на завершающих стадиях нижнекембрийского вулканизма в тесной парагенетической связи с субвулканическими интрузиями контрастно-дифференцированных продуктов андезито-базальтовой магмы из остаточных магматических очагов.

Длительное унаследованное развитие рудоконтролирующих синвулканических структур могло быть причиной наложения сульфидных полиметаллических руд на ранее сформированные пиритовые залежи, на что указывал, в частности, Б. И. Берман (1965). Относительно слабая степень метаморфизма руд позволяет однозначно говорить о преимущественно метасоматическом способе отложения их, а широкое развитие колломорфных структур — о сравнительно небольших глубинах рудообразования. Учитывая среднетемпературный характер основных стадий рудообразующего процесса (от 350 до 250°), можно предположить, что при открытом характере системы глубина формирования рудных залежей в данном случае не превышала 2000 м.

Можно считать, таким образом, что известные колчеданно-полиметаллические месторождения Восточной Тувы — это типичные представители субвулканических гидротермальных колчеданно-полиметаллических месторождений с присущими им особенностями, общими для аналогичных месторождений Южного Урала, о-ва Кунашир и других месторождений подобного типа.

ЭДЫГЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ХЕМЧИКСКАЯ РУДНАЯ ЗОНА)

Для оценки перспектив обнаружения в Туве колчеданно-полиметаллических месторождений других генетических типов интересно рассмотреть Эдыгейское месторождение в западной части Тувы на правобережье р. Алаш в ее нижнем течении. Расположено месторождение в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома в пределах Хемчикской структурно-формационной зоны. По данным С. С. Куликова, В. В. Соколова и др. (рис. 44), оруденение приурочено к вулканогенно-осадочным породам акдурукской (чингинской) свиты нижнего кембрия, зажатым среди осадочных образований чергакской свиты силура. С севера блок ограничивается северо-западным Аржанским разломом взбросового характера, с юга — Тлагаринским разломом юго-западного простирания с амплитудой взбросового перемещения около 2500 м. Эти разрывные нарушения входят в систему мощного Саяно-Тувинского глубинного разлома. Породы нижнего кембрия интенсивно рассланцованы и смяты в складки с крутыми (до вертикальных) элементами залегания крыльев, в связи с чем реставрировать первичные синвулканические структуры участка на данной стадии его изучения не представляется возможным. По данным В. В. Зайкова ($1971_{1,2}$), в южной части Западно-Саянского геосинклинального прогиба реставрируются линейные вулканические хребты, приуроченные к составляющим глубинного разлома. Расстояние между ними 3—10 км. В нижнем кембрии здесь происходило накопление недифференцированных и слабо дифференцированных базальтовых и андезито-базальтовых лав и пирокластики. Вулканические хребты разделялись линейными депрессиями, выполненными терригенными породами с редкими потоками основных лав. Накопление осадков происходило в глубоководных условиях с большими скоростями прогибания отдельных блоков.

Базальтовые порфириты нижнего кембрия по петрохимическим данным относятся к нормальному щелочноземельному ряду с резким преобладанием среди щелочей натрия над калием. Числовая характеристика n более 75% (среднее 84,3%). Петрохимически к ним близки установленные в районе нижнекембрийские субвулканические интрузии, представленные дайками, пластообразными, реже штокообразными телами диабазов, диабазовых порфиритов и габбро (Зайков, 1971_1).

Отложения кембрия и силура прорываются также дайками и штоками девонских диабазов, габбро-порфиритов, сиенит-порфиров, дацитов и фельзитов. В зонах разломов широко развиты массивы гипербазитов актовракского комплекса.

В полосе кембрийских пород, расположенной между Аржанским и Тлагаринским разломами и характеризующейся сильной нарушенностью, на протяжении 10 км выявлено 13 зон сульфидной минерализации (рудных залежей). Вмещающие породы представлены туфопесчаниками, известковистыми песчаниками, кремнисто-глинистыми и кремнисто-углеродистыми сланцами и алевролитами. Местами они подроблены и рассланцованы. Сульфидная минерализация тяготеет к прослоям углеродисто-кремнистых сланцев, перемежающимся с горизонтами слабо минерализованных известковистых песчаников.

Рудные тела имеют согласное залегание, субпластовый характер и многоэтажное расположение. Протяженность отдельных рудных тел от 0,1 до 2 км и мощность 5—20 (до 50) м. Они группируются в два узла (пачки) с послойно-параллельным взаимным расположением в центральной и восточной частях рудного поля. Западная часть месторождения скрыта под наносами урочища Эдыгей и слабо изучена.

С поверхности рудные залежи представлены железными шляпами и зонами обохренности с ореолами рассеяния свинца, цинка и меди. Первичные руды Эдыгейского месторождения изучены по одному из рудных

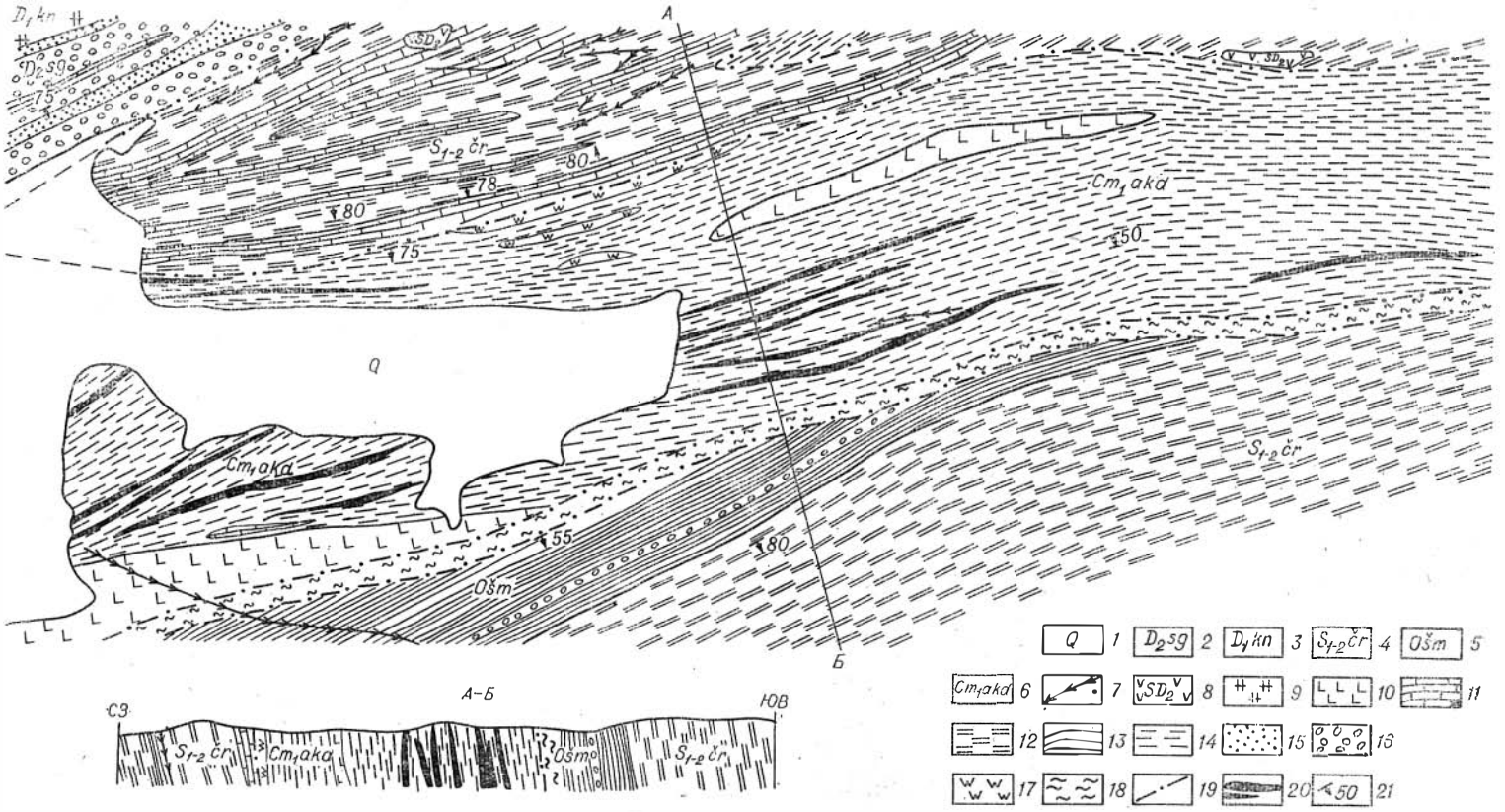


Рис. 44. Геологическая карта Эдыгейского месторождения. Составил С. С. Куликов, 1963 г.

1 — четвертичные деловиально-проловиальные отложения; *2* — саглинская свита среднего девона: переслаивающиеся массивные известняки, алевролиты, мелкогалечные конгломераты; *3* — кендейская свита нижнего девона: дацитовые порфиры; *4* — чергакская свита силура: известняки, известковистые и глинистые сланцы, редко песчаники и конгломераты; *5* — шемушдагская свита ордовика: кремнисто-глинистые сланцы фиолетового и зеленого цвета, конгломераты с галькой кварцитов; *6* — акдурукская свита нижнего кембрия: кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, зеленокаменные эффузивы, кварциты; *7* — дайки диоритовых порфиритов; *8* — базокварцевые диоритовые порфириты торгалыкского комплекса среднего девона; *9* — дацитовые порфиры; *10* — вулканогенные образования основного состава; *11* — известняки; *12* — известково-глинистые сланцы, известковистые песчаники; *13* — кремнисто-глинистые сланцы; *14* — кремнисто-глинистые сланцы и песчаники; *15* — песчаники, алевролиты; *16* —конгломераты; *17* — кварциты; *18* — зона милонитизации; *19* — разломы; *20* — тела окисленных колчеданных руд; *21* — элементы залегания пород.

тел по данным бурения. Минеральный состав их довольно прост и ограничен небольшим количеством минералов, из которых преобладают пирротин и пирит нескольких генераций. В подчиненном количестве находятся сфалерит, халькопирит, марказит, арсенопирит. Из нерудных отмечаются кварц, серицит, хлорит, кальцит, сидерит.

Текстуры руд брекчиевые, полосчатые и массивные. Брекчиевые руды наиболее широко развиты и обусловлены наличием обломков пород с тонкой вкрапленностью сульфидов и слоистых руд среди цементирующей массы пирротина (фиг. 63). Обломки угловатые со сглаженными контурами и ориентированы своей длинной осью вдоль сланцеватости. Состав обломков — актинолит-кремнистые, серицит-хлорит-кремнистые, кремнисто-углеродистые и углеродистые сланцы, а также эпидот-кварцевые породы. Рудам свойственны зеркала скольжения, свидетельствующие о тектонических подвижках. Происхождение брекчиевой текстуры руд можно объяснить конседиментационным брекчированием либо тектоническим дроблением и перекристаллизацией руд в процессе послойных деформаций.

Для руд полосчатой текстуры характерно обособление рудного вещества, главным образом пирротина, в виде тонких (от волосовидных до 1 см) параллельных полос в углеродисто-кремнистых и углеродистых сланцах. Массивные текстуры наблюдаются в рудах пиритового состава, имеющих плотные скопления неравномерно-зернистых агрегатов пирита (до 95—98%).

Среди руд по текстурным и структурным особенностям четко выделяются две основные генерации сульфидов. I генерация их представлена тонкорассеянной вкрапленностью глобулярных выделений пирита и пирротина в обломках и вмещающих осадочных породах. II — различными формами срастаний кристаллически-зернистых агрегатов сульфидов. Из микротекстур наиболее широко распространены микротекстуры «течения», а также равномерно-глобулярные и цепочно-глобулярные, характерные лишь для пирита и пирротина I генерации. Микротекстуры «течения» (облекания) свойственны пирротину II генерации и выражаются в обтекании обломков сланцев и слоистых руд агрегатом зерен пирротина, обычно вытянутых в одном направлении и повторяющих все изгибы обломков.

Структуры руд месторождения более разнообразны. Среди них выделяются: глобулярная, глобулитовая, вкрапленная, аллотриоморфнозернистая, неравномерно-зернистая, интерстициальная, футлярообразная, пересечений, флюидальная, перекристаллизации и др.

Глобулярные и глобулитовые структуры характерны лишь для пирротина и пирита I генерации. Размер глобулей колеблется от 4 до 10 мкм. Нередко глобули собраны в глобулиты пирротинового или смешанного пирит-пирротинового состава. Соотношения пирротина и пирита различные и значительно колеблются в пределах даже отдельных минерализованных обломков брекчиевых руд. Глобули пирротина в целом преобладают. Они образуют неравномерную рассеянную вкрапленность во вмещающей нерудной массе, обособляются в виде цепочек вдоль слоистости, сливаются в полосы с постепенными переходами в плотные и мелкозернистые мономинеральные скопления. В плотных скоплениях по отчетливой оптической анизотропии минерала всегда различима изометричная форма слагающих зерен. Контуры обломков обычно сохраняются, несмотря на то, что выделения пирротина II сливаются с мономинеральной массой пирротина I. Обломки углеродистых сланцев часто пронизаны пирротином I с образованием структур, подобных сотовым. Форма глобулей в разрезе — круг, реже футлярообразная. Глобули хорошо раскристаллизованы и каждый в отдельности состоит из одного индивида с присущей ему анизотропностью.

Отмеченные морфологические особенности выделений пирита и пирротина I генерации позволяют высказать предположение о первичной

седиментационной метаколлоидной природе этих образований. Это подчеркивается и практическим отсутствием околорудных гидротермальных изменений во вмещающих их осадочных породах.

Сульфиды II генерации, среди которых преобладает пирротин, встречаются в цементирующей массе в брекчиевых рудах и в прожилковых и массивных обособлениях. Пирротин II образует неравномерно-зернистые аллотриоморфные агрегаты с размерами зерен 0,008—0,4 мм (реже 3—4 мм). В результате динамометаморфизма зерна его приобрели удлиненную форму и ориентированы в направлении сланцеватости. Характерно наличие двойников скольжения с ориентировкой под небольшим углом к длинной оси зерен. Пирротин II содержит редкие включения сфалерита, халькопирита, пирита и арсенопирита.

Пирит II образует мономинеральные скопления и редкую вкрапленность изометричных зерен в пирротине II. Зерна подроблены, в некоторых случаях с растаскиванием обломков. Трещины дробления выполнены халькопиритом, сфалеритом, пирротином, кварцем и кальцитом.

Сфалерит и халькопирит образуют единичные выделения неправильной формы размером до 0,3 мм в кварц-пирротиновом агрегате. Арсенопирит отмечается среди пирротина II в виде одиночных метакристаллов. Кварц — основной жильный минерал. Он выполняет трещины дробления в пиритовых рудах и образует тесные срастания с сульфидами. Карбонаты представлены кальцитом и в подчиненном количестве сидеритом.

Локальным спектральным анализом, выполненным на лазерном микроанализаторе LMA-1 фирмы «Карл Цейс» (аналитик А. Д. Киреев), в пиритах Эдыгейского месторождения установлены повышенные содержания олова, висмута, меди и никеля, а в пирротинах — олова, ванадия, висмута, меди и никеля, в отдельных случаях марганца.

Хотя материалы по первичным рудам Эдыгейского месторождения достаточно ограничены, проведенное изучение минерального состава руд позволяет уверенно относить его к колчеданно-полиметаллическому типу. Широкое развитие в рудах таких структур, как глобулярная и глобулитовая, характерные для пирита и пирротина I генерации слоистые текстуры руд, отсутствие околорудных изменений говорят о сингенетичном метаколлоидном характере отложения первичного рудного вещества. Остальные же типы структур и текстур, широко развитые в рудах и характерные как для пирротина и пирита II генерации, так и для всех остальных сульфидов и жильных минералов, указывают на широкое развитие процессов метаморфизма, перекристаллизации и переотложения руд.

Помимо основных согласных пластовых рудных залежей, в районе месторождения широко развиты кварцевые, кварц-сульфидные и кварц-карбонатные жилы, мощность которых нередко достигает 1,5 м. Кварц-карбонатные и кварц-сульфидные жилы мощностью 1,0—1,5 м отмечаются также в зоне Тлагаринского разлома, являющегося, по мнению С. С. Куликова, В. В. Соколова и др., основной рудоподводящей структурой.

К востоку от Эдыгейского месторождения на правом берегу р. Ак-Суг В. В. Зайковым, О. К. Гречищевым изучено и описано **месторождение Подарок** (Зайков, Зайкова, 1971). Месторождение расположено также в Хемчикской структурно-формационной зоне среди вулканогенно-осадочных образований чингинской свиты нижнего кембрия. По условиям залегания и субпластовой форме рудных залежей оно близко к описанному Эдыгейскому месторождению. Рудные тела располагаются в крыльях субширотных складок. На площади 12×3 км выявлены четыре рудные зоны. Они входят в состав двух рудоносных пачек в северном и южном бортах брахисинклинали, примерно на одном стратиграфическом уровне. Рудные тела приурочены к подошве, реже кровле эффузивных пачек. Широко развиты в пределах рудных зон тонкоплитчатые, часто сгоф-

рированные кварциты. На левобережье р. Алаш подобные кварциты с размывом перекрываются силурийскими отложениями чергакской свиты, что позволило В. В. Зайкову и Е. В. Зайковой (1971) говорить о верхнем возрастном пределе оруденения.

Помимо отмеченных выше результатов структурно-текстурного изучения руд в пользу гидротермально-осадочного генезиса колчеданного оруденения на месторождениях Хемчикской рудной зоны говорят следующие данные:

1) пластообразная форма рудных залежей, строго согласная напластованию пород. Многоэтажное распределение залежей. Приуроченность их к определенным рудоносным пачкам и горизонтам в крыльях брахисинклинальных структур (месторождение Подарок);

2) существенно терригенный характер рудовмещающих толщ с подчиненными горизонтами туффитов, эффузивов и туфов основного состава;

3) приуроченность оруденения (месторождение Подарок) к отрицательным вулкано-тектоническим структурам с признаками интенсивных конседиментационных прогибаний и некомпенсированного характера осадконакопления, что благоприятно для захоронения руд;

4) отсутствие либо слабое развитие явлений гидротермального околорудного метасоматоза. Генезис кварцитов месторождения Подарок требует дополнительного изучения.

Достоверных данных о возможном гидротермально-метасоматическом генезисе колчеданно-полиметаллических руд этой рудной зоны в настоящее время нет.

Изложенное выше позволяет нам еще раз (Кузнецов, Дистанов и др., 1966; Зайков, Дистанов, 1975) с достаточным основанием говорить о перспективности зоны Саяно-Тувинского разлома и, в частности, Хемчикской структурно-формационной зоны на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Причем особое внимание следует, по нашему мнению, уделять возможности обнаружения вулканогенно-осадочного (гидротермально-осадочного) типа рудных залежей.

МАИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Маинское медноколчеданное месторождение расположено в долине Енисея на северном фасе Западного Саяна. Район сложен интенсивно метаморфизованными вулканогенными породами нижнемонокской свиты нижнего кембрия, прорванными гранитоидами Маинского плутона (Казаков, 1961; Семенов, 1961). Колчеданные залежи рудного поля расположены в южном экзоконтакте Маинской интрузии, осложненном зонами рассланцевания субширотного (запад-северо-западного) простирания.

Структурно месторождение приурочено к Маинскому синклинорию, образованному на месте краевого геосинклинального трога на северном борту Западно-Саянского каледонского геосинклинального прогиба. С севера по зоне Саянского разлома отложения кембрия граничат со среднепалеозойскими толщами Южно-Минусинского прогиба, на юге по зоне Анзасского разлома примыкают к джебашским сланцам верхнего протерозоя (Зоненшайн, 1962; Богацкий, Курцерайте, 1966). Породы нижнего кембрия имеют моноклинальное залегание с падением на юг под углом 60—80° и собраны в сложные килевидные изоклинальные складки.

Рудовмещающая толща Маинского месторождения сложена в основном зеленосланцевыми метапелитами с прослоями глинисто-углеродистых пиритсодержащих сланцев и песчаников. Среди них встречаются единичные линзы конгломератов, яшмовидных пород и эффузивов. Обилие осадочных пород в нижне- и верхнемонокской свитах, а также увеличение роли кремнистых пород характерны для Приенисейского района (Богацкий, Курцерайте, 1966).

Нижнемонокские эффузивы представлены порфиритами, кварцевыми альбитофирами, диабазами. Петрохимически это типичные представители нормальной щелочноземельной магмы с высоким значением характеристики n (85—90%) для спилито-кератофировой, в среднем (81,4%) для порфиритовой группы пород, что указывает на существенное преобладание в породах Na_2O над K_2O (Велинский, 1968).

Енисейский массив маинского интрузивного комплекса, прорывающий кембрийские отложения в северной части рудного поля, представлен плагиогранит-порфирами, комагматичными с кембрийскими геосинклинальными вулканогенными образованиями (Смышляев, 1963). В плане он представляет собой линейное конкордантное тело длиной около 100 км при ширине от 10—11 до 2—3 км. Контактовый метаморфизм проявлен слабо и выражен в ороговиковании, эпидотизации и актинолитизации вмещающих пород. Ширина контактового ореола не превышает 40—60 м.

Маинское месторождение открыто давно и изучалось длительно (Маинский рудник был основан в 1732 г.). Однако эксплуатация первичных неокисленных руд началась лишь в 50-е годы этого столетия, в связи с чем представления о генезисе его менялись по мере поступления нового фактического материала и до последнего времени достаточно противоречивы. Большая часть исследователей склонна связывать образование месторождения с эндогенными процессами, вызванными внедрением Маинского плутона (Баженов, 1924; Богацкий и Курцерайте, 1966; Смышляев, 1963). В 1955 г. Ф. П. Дудковским и др. было высказано мнение о том, что источником рудного вещества в значительной мере послужили вмещающие породы, а под влиянием интрузии происходили процессы его возгонки и переотложения. На основании этого месторождение было отнесено к осадочно-метаморфогенному типу.

Н. Х. Белоус и В. И. Новожилов (1964), изучавшие месторождение совместно с В. М. Кляровским, обосновали представления о первичном вулканогенном эксгаляционно-осадочном генезисе железных и колчеданных руд Маинского месторождения и последующем метаморфизме их под воздействием гранитоидов Маинской интрузии. В. И. Смирновым (1963) формирование месторождения Майна также связывается со спилито-кератофировой формацией нижнего кембрия.

Проведенное нами совместно с К. Р. Ковалевым и К. В. Кочетковой изучение руд Маинского месторождения позволяет считать, что наиболее приемлемы взгляды на первично гидротермально-осадочное образование руд в связи с нижнекембрийской поствулканической подводно-гидротермальной деятельностью.

По данным Ф. П. Дудковского, Н. Х. Белоус и В. И. Новожилова, окисное железное и колчеданное оруденение Маинского месторождения стратифицировано и приурочено к двум горизонтам. Оруденение нижнего горизонта, имеющего мощность 150—170 м, представлено рассеянной вкрапленностью пирита в глинисто-хлоритовых сланцах. Основное промышленное оруденение концентрируется в Главном рудном горизонте на протяжении 1 км в виде серии кулисообразно расположенных и осложненных пострудными тектоническими нарушениями пластообразных и линзовидных рудных залежей (рис. 45).

Состав руд существенно меняется по простиранию и на глубину. В западной части рудного поля горизонт представлен только гематитоносными и магнетитоносными сланцами. Восточнее они обогащаются рудными прослоями, имеющими гематитовый, гематит-магнетитовый и магнетитовый состав. Затем окисные руды начинают переслаиваться с серным колчеданом с образованием магнетит-пиритовых и чисто колчеданных пирит-халькопиритовых прослоев. В центральной и восточной частях рудного поля рудный горизонт пересечен разломами, зонами гидротермальной минерализации и дайками диабаза. В этом же районе сильно сказывается влияние приближающегося к рудному горизонту интрузива.

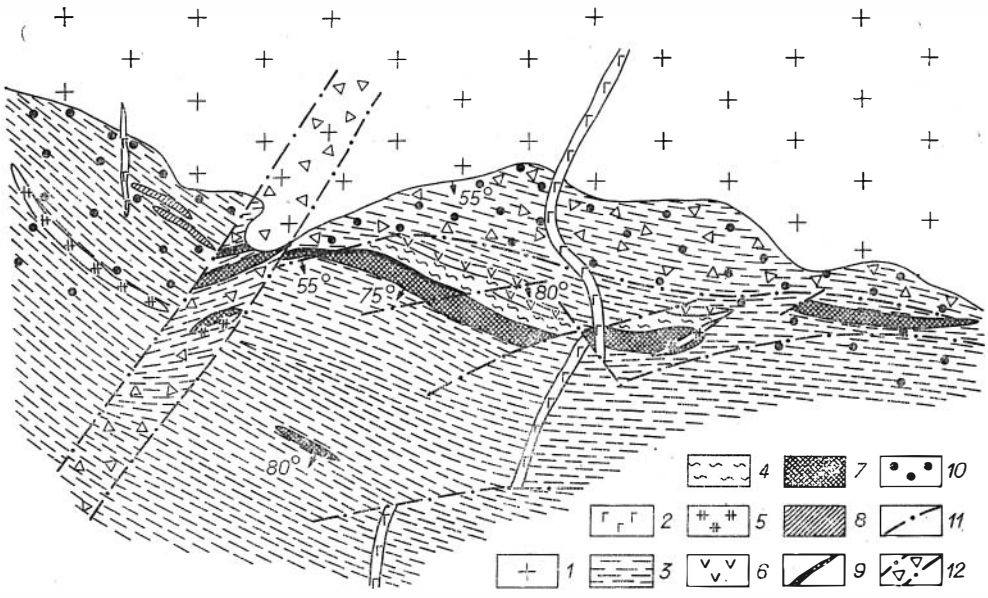


Рис. 45. Геологическая карта Маинского месторождения (по Ф. П. Дудковскому и А. Г. Богданову, 1955 г.).

1 — гранитоиды Маинского плутона; *2* — дайки диабазов; *3* — метаморфизованные песчано-глинистые, глинисто-известковистые сланцы и порфириты; *4* — хлорито-глинистые сланцы (рудной зоны); *5* — кварцевые порфиры и альбитофиры; *6* — хлоритизированные миндалефиры; *7* — окисленные медноколчеданные руды и магнетит-гематит-пиритоносные породы; *8* — гематитовые руды; *9* — магнетитовые и гематит-магнетитовые руды; *10* — участки развития приконтактового метаморфизма (окварцевания, эпидотизации, амфиболитизации, альбитизации, хлоритизации и серицитизации пород); *11* — разрывные нарушения; *12* — зоны смятия и дробления пород.

Магнетит-сульфидные руды в зоне контакта локально метасоматически изменены дополнительной жильной и гнездовой гидротермальной медной, реже свинцово-цинковой минерализацией. В центральной части рудного поля (см. рис. 45) контакт гранитов падает на юг под основной рудный горизонт.

Детальное изучение минерального состава и строения руд Маинского месторождения, проведенное К. В. Кочетковой, позволяет выделить среди них следующие типы: 1) магнетит-гематит-маггемитовые бобовые; 2) магнетитовые; 3) магнетит-пиритовые; 4) сульфидные (колчеданные): а) пиритовые, б) халькопирит-пиритовые, в) халькопирит-пирротиновые, г) пирротиновые и д) хлорит-халькопиритовые.

Магнетит-гематит-маггемитовые руды имеют параллельно-слоистый облик за счет чередования тонких (до 2 см) слойков гематит-маггемитового и серицитового (0,5—3 мм) состава. Минералы железа представлены кристаллическими агрегатами и округлыми и овальными бобовинами сложного состава размером от долей до 2—4 мм в диаметре. Распределены бобовины в виде неравномерной вкрапленности и линзовидных скоплений в рудных слоях, а также вдоль слоистости в серицитовых прослоях. Для слойков серицитового состава характерны четко очерченные границы. Содержание серицита колеблется в пределах 50—60%, остальная масса — бобовины окислов железа. Для рудных же слойков характерно высокое содержание маггемита (65—75%) с примесью гематита (до 1%) и реликтового магнетита. Слойки существенно магнетитового состава представлены тонкозернистой массой пластинчатого и чешуйчатого мушкетовитизированного гематита, а также идиоморфными зернами магнетита с развитой по спайности мартитовой решеткой.

Наибольший генетический интерес представляют рудные бобовины. Они обычно имеют гематитовый состав с незначительной примесью маггемита, серицита и гетит-гидрогетита. Серицит развит по трещинкам дроб-

ления. Встречаются бобовины из спутанно-волокнистого мушкетовитизированного гематита с реликтами зерен магнетита.

Магнетитовые руды представлены слоистыми и массивными разностями. Слоистые и вкрапленные магнетитовые руды встречаются как самостоятельно, так и в виде прослоев в бобовых рудах. В главной массе они сложены тонкозернистым магнетитом с размером зерен 0,03—0,1 мм. Слоистость в рудах обусловлена чередованием слойков магнетитового и нерудного состава. Магнетит тесно срастается с серицитом, железистым хлоритом, эпидотом. Нерудные слойки сложены смесью серицита, обломочков карбоната, кварца и порфиритов.

Массивные магнетитовые руды образуют прослои среди окисных бобовых руд и в краевых частях сульфидных тел, где они переслаиваются с пиритом. Главную массу этих руд представляет магнетит (мушкетовит) с незначительной примесью реликтового гематита и более поздних жильных минералов: кварца, карбонатов, хлорита, биотита и др. Пирит развивается в рудах метасоматически в виде тонких просечек и ориентированной прожилковидной вкрапленности. Главный рудообразующий минерал — мушкетовит кристаллизовался за счет первичного гематита и унаследовал от него пластинчатую, радиально-лучистую, розеточную и другие структурные формы.

Магнетит-пиритовые руды приурочены к центральной части месторождения и к глубоким частям рудных тел на восточном фланге его. Они представляют собой переходную разность от магнетитовых руд к сульфидным. Для руд характерна слоистость, обусловленная чередованием слоев пиритового, магнетитового халькопиритового, сфалерит-пиритового и смешанного состава (фиг. 64, 65). Преимущественно развиты слойки чисто пиритовые или с небольшой примесью других сульфидов, реже слои халькопиритового состава. Слойки магнетитового и сфалеритового состава имеют резко подчиненное развитие. Мощность слоев варьирует в широких пределах от долей миллиметра до 10 см и более. Особенно изменчива она для слоев магнетитового состава. Нерудная основа слоев состоит из перекристаллизованной кремнистой массы с изометричными несколько вытянутыми зернышками кварца размером в тысячные доли миллиметра или кварц-серицитовой массы с примесью хлорита, эпидота, актинолита. В участках интенсивного контактового метаморфизма встречаются массивные разности крупнозернистых перекристаллизованных халькопирит-пирит-магнетитовых руд (фиг. 66).

Сульфидные (колчеданные) руды представлены пиритовыми, халькопирит-пиритовыми, халькопирит-пирротиновыми, пирротиновыми и хлорит-халькопиритовыми разностями. Среди пиритовых руд выделяются два текстурно-генетических типа: слоистые седиментационные пиритовые руды и массивные кристаллически-зернистые пиритовые руды гидротермального облика. Слоистые руды состоят из чередующихся слоев существенно пиритового, гематитового, гематит-мушкетовитового и магнетитового состава с примесью нерудных минералов (фиг. 67, 68). Мощность слойков пирита колеблется от долей миллиметра до 3—4 см, а слойков иного состава не превышает 5 мм. Границы между слоями ровные. Часто отмечаются микросмещения слойков. Содержание пирита колеблется от 40 до 90%. В пиритовых слойках с ним ассоциируют гематит и магнетит. Из нерудных минералов преобладают кварц и карбонаты.

Пиритовые руды массивной текстуры сложены неравномерно-зернистым пиритом с незначительной примесью халькопирита, пирротина, сфалерита, магнетита, карбоната и кварца. Структурным травлением выявляются следы динамометаморфизма—катаклаза и перекристаллизации. Халькопирит встречается в виде тонких прожилков, цементирующих зерна пирита, в ассоциации со сфалеритом и пирротином. Он образует также жилки в пирите и магнетите и в интерстициях магнетита и чешуйчатого гидробиотита и хлорита. Халькопирит не несет следов катаклаза.

Единичные зерна сфалерита содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, что говорит о высокотемпературном характере этой ассоциации.

Магнетит в массивных колчеданных рудах имеет наложенный характер. В виде агрегата зонарных идиоморфных зерен размером в сотые доли миллиметра он выполняет трещины дробления и образует рассеянную вкрапленность в пирите, а также скопления в виде полос, окаймляющих выделения пирита и халькопирита. Метакристаллы магнетита содержат включения пирротина, а также единичные зернышки пирита неправильной формы.

Пирротин-халькопиритовые руды имеют массивное сложение. Содержание пирротина и халькопирита колеблется в них от 20 до 75%, с преобладанием того или другого минерала. Примеси составляют 20—25% и представлены магнетитом, сфалеритом, пиритом (до 10%), марказитом и нерудными минералами, хлоритом, гидробиотитом, кварцем и железистыми карбонатами. Равномерно-зернистые агрегаты аллотриоморфных зерен пирротина с халькопиритом обособляются в ориентированные струйчатые агрегаты. В пирротине наблюдаются двойники скольжения с субпараллельной ориентировкой, а также волнистое погасание отдельных зерен. Он корродирует зерна пирита и образует тесные срастания с халькопиритом, хлоритом, гидробиотитом. Халькопирит обособляется в пирротине в виде мономинеральных полос с общей согласной ориентировкой. Ориентировка зерен его (размером до 0,2 мм) подчеркивает общую структуру течения, вызванную воздействием на руды больших давлений. Для руд характерны бластопорфировые и брекчиевидные текстуры (фиг. 69, 70). Отложение халькопирита и пирротина по структурным взаимоотношениям происходило близко одновременно. Магнетит в этом типе руд образует редкую рассеянную вкрапленность идиоморфных зерен (до 0,07 мм). Отмечается сфалерит в виде неравномерно-зернистого агрегата полисинтетически сдвойникованных зерен, иногда гранобластовой структуры.

Как видно из характеристики руд Маинского месторождения, в них отмечается большое многообразие структурных и текстурных разностей. Слоистые текстуры (ритмичнослоистые, косослоистые, линзовиднослоистые) и их разности — полосчатые текстуры, осложненные разного вида плойчатостью, характерны главным образом для железных руд гематит-магнетитового и в меньшей степени смешанного сульфидно-окисного состава (пирит-магнетитовые руды). Массивные текстуры характерны, прежде всего, для сульфидных руд халькопирит-пирротинового состава. Менее развиты в колчеданных рудах пятнистые или порфировые текстуры, текстуры пересечений, брекчиевидные, вкрапленные, очковые и друзовые текстуры.

Определение содержаний элементов-примесей в минералах руд Маинского месторождения, проведенное на лазерном микроанализаторе LMA-1 фирмы «Карл Цейс» (аналитик А. Д. Киреев), дало следующие результаты. В пиритах отмечаются
а также олова, висмута и марганца. В пирротине характерны высокие содержания меди, повышенные количества олова, висмута, никеля, ванадия и марганца. В сфалерите устанавливаются повышенные количества меди, висмута и марганца. В мушкетовите — медь, никель, висмут, олово и марганец. Как видно, круг элементов-примесей, не считая петрогенных элементов и меди, как основного компонента руд, достаточно ограничен, что отличает это месторождение.

Анализ текстурно-структурных особенностей руд Маинского месторождения, их минерального состава, пространственного размещения минеральных типов руд и морфологических особенностей рудных залежей позволяет выделить в истории формирования месторождения два основных этапа: седиментационный и метаморфический. Отложение ос-

новной массы руд происходило осадочным путем в результате выноса рудного вещества в процессе подводной поствулканической гидротермальной деятельности. Первичные рудные концентрации имели стратифицированный субпластовый линзовидный характер. В отложении их отмечается определенная фациальность. Н. Х. Белоус и В. И. Новожилов (1964) наметили следующий общий порядок смены рудоносных пород и руд в рудоносных пачках и рудоносном горизонте в целом: гематитоносные хлорит-серицитовые сланцы и гематитоносные яшмы⇆бобовые гематит-магнетитовые руды с серицитом и хлоритом⇆ хлорит магнетитовые слоистые руды или магнетитоносные сланцы⇆ магнетит-пиритовые руды⇆ пиритовые руды⇆ пирит-халькопиритовые руды⇆ сульфидоносные сланцы ⇆хлорит-серицитовые сланцы ⇆серицит-глинистые сланцы.

Г. С. Дзоценидзе (1969) высказал сомнения в первично-осадочном отложении сульфидов руд Маинского месторождения, однако детальное минер

месторождениях (Ульдзуйтуй, Звездное в Западном Забайкалье) позволяют нам считать первичное сонахождение сульфидов и окислов железа в ритмично-слоистых рудах весьма возможным. Подобные фациальные переходы отмечались и Н. С. Скрипченко (1966) на Худесском и Урупском медноколчеданных месторождениях Северного Кавказа.

Этап метаморфизма на Маинском месторождении был вызван внедрением плагиогранитов и гранодиоритов Енисейского плутона, в контакте которого оно расположено. Признаки перекристаллизации, частичного переотложения и динамометаморфизма особенно четко отмечаются в массивных разностях сульфидных руд. К минеральным новообразованиям этого этапа можно отнести значительную часть магнетита и пирротина, замещающих гематит и пирит ранней ассоциации. Процессы контактового метаморфизма происходили, очевидно, при участии горячих поровых и трещинных вод, циркуляции которых способствовало образование поперечных разрывных структур и зон трещиноватости и рассланцевания. Руды подвергались динамометаморфизму и после остывания интрузива, на что указывают признаки хрупких и пластических деформаций в пирит-халькопирит-пирротиновых массивных рудах и отдельные затертые обломки гранатового скарна, встреченные нами среди перекристаллизованных разностей сульфидных руд.

Таким образом, с достаточным основанием можно отнести Маинское медноколчеданное месторождение к гидротермально-осадочному типу рудных залежей, возникшему в процессе кембрийской поствулканической подводно-гидротермальной деятельности и подвергшемуся в последующем контактовому метаморфизму в связи с внедрением гранитоидов Маинского габбро-плагиогранитного интрузивного комплекса.

3. КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В течение последних лет в пределах Удино-Витимской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья открыт и изучен целый ряд колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, что выдвинуло эти площади в число наиболее важных и перспективных. Большинство из открытых месторождений (Озерное, Звездное, Ульдзуйтуй, Назаровское и др.) сосредоточено в пределах Еравнинского рудного района, известного ранее по широкому развитию железорудных месторождений. Месторождения залегают среди вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия, сохранившихся в основном в виде останцов в полях развития нижне- и верхнепалеозойских гранитоидов. Блокирован-

ный характер структур во многом способствовал неравномерному проявлению метаморфизма кембрийских отложений и относительно хорошей сохранности первичных структурно-текстурных особенностей и минерального состава пород и руд отдельных месторождений. Наиболее детально нами совместно с К. Р. Ковалевым, А. И. Бусленко, Р. С. Тарасовой и другими геологами Озерной экспедиции Бурятского геологического управления с 1968 по 1972 г. изучалось Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение.

ОЗЕРНОЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ КОЛЧЕДАННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Это месторождение — одно из наиболее важных и интересных в генетическом отношении колчеданно-полиметаллических месторождений, изученных в последние годы в Еравнинском рудном районе Удино-Витимской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья (Филько и др., 1967). Многочисленные данные, полученные за это время, позволяют относить его к гидротермально-осадочному типу вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, обоснованному ранее в работах А. Н. Заварицкого, И. В. Дербикова, С. Н. Иванова, Г. С. Дзоценидзе и особенно детально охарактеризованному В. И. Смирновым (1960, 1964; Смирнов и др., 1968), Н. С. Скрипченко (1966, 1972) и Г. Н. Щербой (1966, 1976; Щерба и др., 1967).

Месторождение изучалось многими исследователями: Р. С. Тарасовой, А. С. Филько, И. Н. Бабкиным, М. В. Близнюком, Н. Е. Матюхиным, Г. С. Риппом, А. А. Малаевым, Л. П. Хряниной, Е. П. Мироновым, И. В. Крейтер, В. С. Кормилицыным, В. В. Андреевым, В. В. Демидовым, Э. Г. Дистановым, К. Р. Ковалевым, В. А. Варламовым и др. Соображения о вулканогенной гидротермально-осадочной природе рудных залежей Озерного месторождения впервые были высказаны в работах В. С. Кормилицына (1966, 1968) и обоснованы в работах Р. С. Тарасовой, Э. Г. Дистанова, К. Р. Ковалева и др. (Дистанов, 1972$_{1,2}$; Дистанов и др., 1972; Тарасова и др., 1972; Дистанов, Ковалев, 1975).

В целом ряде работ образование месторождения рассматривается с гидротермально-метасоматических позиций, причем возраст оруденения считается нижнекембрийским и образование месторождения связывается с нижнекембрийским вулканизмом (Рипп, 1969; Андреев, 1969) либо процессы рудообразования относятся к этапу мезозойской тектоно-магматической активизации (Малаев и др., 1965; Хрянина, 1968). В. В. Демидовым (1968, 1969) генезис месторождения трактуется как вулканогенно-осадочный для пиритовых залежей с более поздним наложением гидротермально-метасоматической сульфидно-полиметаллической минерализации.

Геологическое строение южной окраины Витимского плоскогорья, включая описываемый рудный район, с большой детальностью изучено и описано В. Г. Беличенко, Ю. В. Комаровым, Ю. Б. Мусиным, П. М. Хреновым и Ю. А. Черновым (1962).

Общая геолого-структурная позиция

Месторождение расположено в юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы на площади развития нижнекембрийских отложений, слагающих центральную часть Удино-Витимской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны раннекаледонской геосинклинали Саяно-Байкальской горной области (Чернов, 1963$_{1,2}$; Беличенко, 1969). Рудовмещающие вулканогенно-терригенные отложения нижнего кембрия, общая мощность которых достигает 5—6 км, перекрывается красно-

цветными молассами верхнего кембрия и прорываются нижнепалеозойскими, верхнепалеозойскими и мезозойскими гранитоидами, развитыми в районе чрезвычайно широко. Излияния эффузивов и выбросы пирокластических масс преимущественно андезит-дацитового и дацитового состава происходили в относительно мелководных морских условиях и чередовались с накоплением известняков. В строении вулканогенно-осадочной толщи значительную роль играют биогенные известняки с обилием остатков археоциат и водорослей.

Развитие структур раннекаледонской геосинклинали, заложенной на байкальском складчатом основании, в значительной мере предопределялось блоковыми подвижками по серии разломов северо-восточного простирания и сопряженным с ними структурам. Помимо региональных глубинных разломов, ограничивающих с севера и юга раннекаледонскую эвгеосинклиналь, в рудном районе, по геологическим и геофизическим данным (Чернов, 1959; Крупский, Матюхин, 1967; Матюхин, 1970), прослеживается серия разрывных нарушений северо-восточного простирания, обусловливающих его сложное блоковое строение. Удино-Витимская зона разломов, заложившаяся в начале нижнего кембрия, ограничивала с юга Курба-Витимское внутригеосинклинальное поднятие и контролировала интенсивные проявления вулканической деятельности.

В салаирскую фазу каледонского тектогенеза, приходящуюся на средний отдел кембрия (Беличенко и др., 1962), сформировались основные складчатые структуры района и внедрились большие массы преимущественно кислой магмы. Завершающая фаза каледонской складчатости имела место после отложения пестроцветных терригенных осадков исташинской свиты верхнего кембрия.

Кембрийские отложения в полях развития нижнепалеозойских гранитоидов и более молодых интрузивных образований сохранились фрагментарно в виде отдельных разрозненных останцов, залегая в опущенных тектонических блоках. Останцы сохранились в наиболее погруженных внутренних частях, а также в участках блоковых погружений в пределах внутригеосинклинальных поднятий и краевых частях каледонской геосинклинали, тяготея к участкам пересечения региональных разломов северо-восточного и северо-западного направлений (Матюхин, 1970).

В мезозое, после периода субплатформенного континентального развития, район пережил этап сводово-глыбовых движений и тектоно-магматической активизации с формированием впадин, накоплением триасово-юрских вулканогенных отложений и интенсивным магматизмом щелочно-основного и кислого состава. В пределах впадин в верхнем мезозое и кайнозое происходило накопление терригенных отложений и покровных андезито-базальтов и базальтов.

Геологическое строение Озерного месторождения

Озерное месторождение, сформировавшееся в Курба-Витимском внутригеосинклинальном поднятии, приурочено к одному из останцов вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия в поле развития раннепалеозойских гранитоидов. В Еравнинском останце сосредоточена серия железорудных, колчеданно-полиметаллических и некоторых редкометальных месторождений и рудопроявлений. Нижнекембрийские отложения смяты в крутые складки северо-восточного простирания, осложненные серией разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Озерного месторождения локализовано в одноименной синклинальной структуре (рис. 46). Вулканогенно-осадочные образования Озерной синклинали отнесены к олдындинской свите нижнего кембрия, которая по литологическому составу и

Рис. 46. Геологическая карта Озерного месторождения (по Р. С. Тарасовой, М. В. Близнюку и И. Н. Бабкину, 1972 г.).

1—11 — стратифицированные отложения олдындинской свиты нижнего кембрия. **Северная пачка:** *1* — нижний горизонт — известняковые туфогравелиты, туффиты, туфопесчаники с прослоями известняков и углистых туффитов; *2* — средний горизонт — ритмично переслаивающиеся углистые и известковистые туффиты, в верхах — пласт колчеданной руды; *3* — верхний горизонт — окремненные и известковистые туффиты с прослоями туфопесчаников. **Гурвунурская пачка:** *4* — нижний горизонт — кислые лавы, туфолавы и туфы; *5* — средний горизонт — известняки, известковистые брекчии, туффиты с прослоями лав андезит-дацитов и агломератовых туфов; *6* — верхний горизонт — агломератовые туфы, туффиты, известняки, пласт колчеданной свинцово-цинковой руды в верхних частях горизонта. **Озерная пачка:** *7* — туфолавовый горизонт — лавы и туфолавы андезит-дацитового порфирита, линзы и прослои известняковых брекчий, известковистых и оруденелых туффитов; *8* — туффитовый горизонт — известковистые туффиты, известковистые брекчии и туфогравелиты, маркирующая пачка углистых туффитов в верхней части; *9* — первый продуктивный горизонт — известняки, известняковые брекчии и гравелиты с обломками яшмовидных пород, туффиты, туфы типа игнимбритов и пластовые залежи колчеданно-полиметаллических руд; *10* — второй продуктивный горизонт — известняки, известняковые брекчии и гравелиты, туфы, туффиты и пластовые залежи колчеданно-полиметаллических руд; *11* — кристаллотуфовый горизонт — известняки, известняковые брекчии, кристаллотуфы и лавы кислых эффузивов. *12—18* — субвулканические и дайковые образования: *12* — автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров; *13* — диабазовые порфириты; *14* — дацитовые порфиры; *15* — дайки андезитовых порфиритов; *16* — дайки сиенит-порфиров; *17* — дайки долеритовых порфиритов; *18* — агломератовые брекчии среднего состава, лавы и лавобрекчии кислого и щелочного состава. *19* — тела колчеданных свинцово-цинковых руд (*а* — разведанные, *б* — предполагаемые). *20* — сидеритовые руды. *21* — геологические границы горизонтов и субвулканических интрузий. *22* — разломы.

остаткам фауны разделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты (рис. 47). Для нижней подсвиты характерно преобладание туфогенных и туффитовых отложений с подчиненным развитием карбонатных пород. Верхняя подсвита — вулканогенно-осадочная при значительной роли карбонатных отложений, содержащих остатки археоциат и водорослей. В каждой из подсвит выделяются по две пачки, в основу выделения которых положены черты отчетливой ритмичности осадконакопления, связанной с пульсирующим характером вулканической деятельности и тектонической активности (Тарасова и др., 1972). Нижняя подсвита подразделяется на северную и гурвунурскую пачки, верхняя — на озерную и сухореченскую. Отложения северной пачки на месторождении полностью не вскрыты. Отложения верхней — сухореченской пачки на месторождении отсутствуют. Нижние части пачек сложены преимущественно туфами и лавами андезит-дацитового и дацитового состава, верхние — туффитами, туфами и известняками. Ввиду того, что осадконакопление в процессе синвулканического прогибания Озерной грабен-синклинальной структуры носило некомпенсированный характер, ритмичность в строении вулканогенно-осадочных отложений проявилась очень четко, вплоть до отдельных слоев или пластов руд. Озерная пачка вмещает основные рудные залежи месторождения.

Р. С. Тарасовой, М. В. Близнюком и И. Н. Бабкиным (1972) на основании обобщения большого количества бурового материала и специальных детальных литологических исследований состав и строение стратифицированных рудовмещающих отложений олдындинской свиты в Озерном рудном поле представляется в следующем виде.

Нижний горизонт **северной пачки** сложен известковистыми туфогравелитами, туффитами и туфопесчаниками с линзами и прослоями известняков и углистых туффитов. Породы ритмично-слоистые и содержат рассеянную вкрапленность пирита.

Средний горизонт представлен ритмичными тонкослоистыми углистыми и известковистыми туффитами. Снизу вверх возрастает насыщенность туффитов сульфидами и в кровле горизонта находится пласт полосчатой колчеданной свинцово-цинковой руды мощностью до 6 м. Полосчатость руды обусловлена ритмичным переслаиванием пиритовых и галенит-сфалерит-пиритовых прослоев.

Нижняя часть верхнего горизонта сложена интенсивно окремненными, иногда ритмично-слоистыми известковистыми туффитами. Присутствует вкрапленность пирита и очень редко сфалерита и галенита. К верхам разреза в туффитах появляются линзы туфопесчаников и ослабевает окремнение. Мощность отложений северной пачки более 340 м.

В **гурвунурской пачке** выделено три горизонта. Нижний горизонт сложен кислыми туфами, лавами и туфолавами. Лавы преобладают в нижней части горизонта, средняя часть горизонта сложена разнообломочными туфами, верхняя — туфолавами.

Средний горизонт гурвунурской пачки представлен преимущественно карбонатными породами — известняками, известковыми брекчиями, ритмично-слоистыми известковистыми туффитами. Верхняя часть его сложена туффитами смешанного состава с маломощными прослоями известняков и лав андезит-дацитовых порфиритов.

Верхний горизонт в основании представлен разнообломочными агломератовыми туфами, сменяющимися по простиранию туфами кислого, реже среднего состава. Верхнюю половину горизонта слагают ритмично-слоистые углистые и известковистые туффиты, реже окремененные известняки с вкрапленностью сульфидов. В туффитах появляется пирротин. В кровле горизонта залегает пласт существенно пиритовой руды с примесью пирокластического материала и с прослоями ритмично-слоистых туффитов. Для рудного пласта характерна большая протяженность по простиранию и падению, изменчивость мощности и со-

держаний полезных компонентов и приуроченность к кровле седиментационного ритма. Мощность гурвунурской пачки 320—360 м.

В разрезе **озерной пачки** выделено пять горизонтов (снизу вверх): туфолавовый, туффитовый, два продуктивных и кристаллотуфовый. Характерно преобладание в разрезе карбонатных пород и ритмичное строение его. Озерная пачка вмещает основные рудные залежи месторождения.

Туфолавовый горизонт в пределах Озерного месторождения является маркирующим и разделяет нижнюю и верхнюю подсвиты олдындинской свиты. Основание и кровля его представлены лавами и туфолавами андезит-дацитового состава. В кровле отмечаются прослои известняков, известняковых брекчий и известковистых туффитов, в подошве — агломератовые туфы. В средней части горизонта преобладают лавы андезит-дацитового порфирита.

Туффитовый горизонт сложен известковистыми и углистыми туффитами, известняками и их брекчиями, реже встречаются известняковые туфогравелиты и разнообломочные туфы. Породы горизонта образуют два крупных седиментационных ритма. Известняковые брекчии и туфогравелиты, слагающие основания ритмов, сменяются тонкообломочными разностями—известковистыми и углистыми туффитами в кровле. В туффитах обычно встречается пирротин. В кровле горизонта залегает маркирующая пачка углистых туффитов мощностью от 5—7 до 10 м, насыщенных в верхней части пиритом, галенитом и сфалеритом. Углистые туффиты маркирующей пачки подстилают продуктивную толщу месторождения.

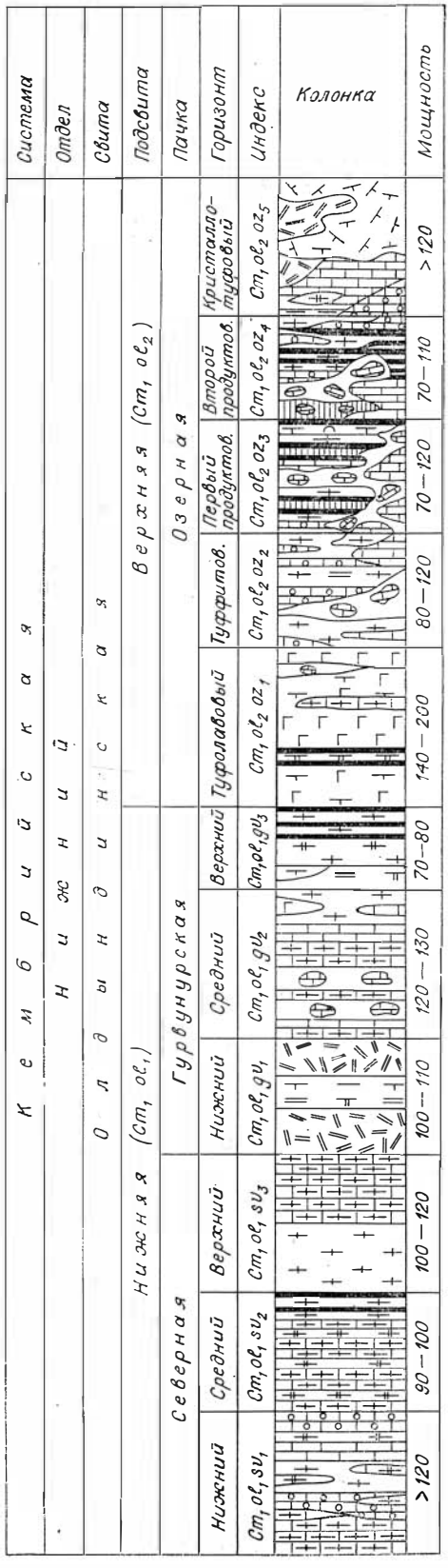


Рис. 47. Стратиграфическая колонка Озерного месторождения (по Р. С. Тарасовой). Усл. обозн. см. на рис. 48.

Индекс	Краткая литологическая характеристика отложений	Палеонтологическая характеристика отложений
$Cm_1ol_2oz_5$	Верхний подгоризонт: кристалло-, литокластические туфы дацитов с линзами лав кислых эффузивов. Нижний подгоризонт: известняки, туффиты, известняковые туфогравелиты	Археоциаты: *Ajacicyathus* cf. *immanis* Vologd. Водоросли: *Epiphyton* sp. *E. crinitum* Korde
$Cm_1ol_2oz_4$	Верхний подгоризонт: ритмичное переслаивание известняковых туфогравелитов, туффитов, туфов, колчеданных рудных тел. Нижний подгоризонт: известняки, их брекчии с колчеданными рудами	Археоциаты: *Ajacicyathus* ex gr. *arteintervallum*, *A.* sp., *A.* cf. *khemtschikensis*, *Robustocyathus* cf. *salebrosus*, *R.* (sf.) *proskurjakovi*, *Bicyathus* cf. *angustus*, *Dictyocyathus unicumus* и др. Водоросли: *Nuja sibirica*, *Amganella glabra*, *Epiphyton crinitum* и др.
$Cm_1ol_2oz_3$	Верхний подгоризонт: ритмично-слоистые туффиты, туфы дацитов, колчеданные руды. Нижний подгоризонт: известняковые брекчии, туфогравелиты, туффиты, колчеданные руды, известняки (рифогенные)	Археоциаты: *Bicyathus angustus*, *Dictiocyathus unicumus* sp. n., *Ajacicyathus* sp. *Cascinocyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *R. flexus*, *R.* cf. *tomicus* и др. Водоросли: *Nuja sibirica*, *Proaulopora rarissima*, *Amganella glabra* и др.
$Cm_1ol_2oz_2$	Верхний подгоризонт: туффиты (углистые, известковистые), туфогравелиты, известняки. Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые с линзами углистых), туфогравелиты, известняковые брекчии	Археоциаты: *Archaeolynthus* sp., *Hyolithellus* sp., *Dictiocyathus gundicus* sp. Водоросли: *Epiphyton candensum*, *E.* off. *bublitchenkovi*, *E. tenus*, *Proaulopora sibirica*, *P. rarissima*, *Amganella* sp. и др.
$Cm_1ol_2oz_1$	Лавы, туфолавы андезит-дацитовых порфиритов с прослоями туфов, известняковых брекчий, туффитов, колчеданных руд	
$Cm_1ol_1gv_3$	Колчеданные руды (слоистые), туффиты, агломератовые туфы	
$Cm_1ol_1gv_2$	Верхний подгоризонт: туффиты, известняки. Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые) с прослоями туфов, известняковых брекчий.	Строматолитовая постройка с несохранившейся водорослевой структурой
$Cm_1ol_1gv_1$	Лавы, туфолавы риолит-дацитовых порфиров, туфы кислых эффузивов	
$Cm_1ol_1sv_3$	Верхний подгоризонт: переслаивание известняков и туффитов. Нижний подгоризонт: туффиты (известковистые)	
$Cm_1ol_1sv_2$	Переслаивание известковистых, углистых туффитов; колчеданные руды (слоистые)	
$Cm_1ol_1sv_1$	Известняковые туфогравелиты, туфопесчаники с прослоями туффитов (известковистых, углистых), известняков	

В разрезе первого продуктивного горизонта в поперечном сечении синклинальной структуры четко выделяются две части. В ядре и юго-восточном крыле ее разрез представлен известняковыми брекчиями с обломками красных яшмовидных пород и остовами рифогенных известняков. В юго-восточном крыле эти породы большей частью полностью сидеритизированы. В северо-западном крыле в пределах горизонта выделяются нижний и верхний подгоризонты.

В нижнем, более мощном, подгоризонте преобладают известняки, их брекчии и туфогравелиты, которые перемежаются с туфами, туффитами и полосчатыми ритмично-слоистыми и брекчиевидными рудами. Подгоризонт вмещает три пластовых рудных тела. Нижнее рудное тело лежит непосредственно на углистых туффитах маркирующей пачки туффитового горизонта и перекрывается известняковыми брекчиями, сменяющимися туфогравелитами и туфами, на которых лежат ритмично-слоистые туффиты и следующее рудное тело. Затем опять следуют известняковые брекчии и туфогравелиты и залегающее на них верхнее рудное тело нижнего подгоризонта. Рудные тела имеют многослойное (до трех слоев) ритмичное строение. В низах внутрирудных ритмов наблюдаются грубообломочные породы, обычно с рудным цементом. Кверху они сменяются полосчатыми рудами с прослоями туффитов.

Верхний подгоризонт в основании представлен пластом тонкообломочных туффитов с прослоями кристалло- и витрокластических туфов дацитов, реже углистых туффитов. На них залегает маломощное тело массивно-полосчатых руд с косой слоистостью. Далее по разрезу отмечается характерная маркирующая пачка туфов кислого состава типа игнимбритов, подстилающих вышележащее наиболее богатое, мощное и выдержанное рудное тело, которым заканчивается первый продуктивный горизонт. Руды верхнего тела массивно-полосчатые, ритмично-слоистые с прослоями и линзами туффитов, реже туфогравелитов.

Второй продуктивный горизонт в своей нижней части представлен рифогенными (биогермными) известняками и известняковыми брекчиями, в которых отсутствуют обломки яшмовидных пород, характерные для первого продуктивного горизонта. В известняковых брекчиях основания горизонта залегает тело брекчиевидных колчеданных руд, не выдержанное по мощности и содержанию рудных компонентов. Часто оно сливается с рудным телом, находящимся в кровле первого продуктивного горизонта.

Выше залегает ритмично-слоистая пачка пород, вмещающая четыре верхних пластовых рудных залежи месторождения. Основание ритмов сложено известняковыми брекчиями или туфогравелитами, часто с сульфидным рудным материалом в цементе. По разрезу они сменяются разнообломочными туфами и туффитами с рудной вкрапленностью. Каждый такой ритм завершается слоистой колчеданной рудой, имеющей, в свою очередь, внутреннее ритмичное строение. Нижнее рудное тело этой пачки как бы «протыкается» известняковыми рифами, которые оказывают существенное влияние на форму рудных тел в плане.

В северо-восточной части и юго-восточном крыле синклинали породы второго продуктивного горизонта и особенно карбонатные их разности интенсивно сидеритизированы. Фронт сидеритизации затухает по направлению с северо-востока на юго-запад и с юго-востока на северо-запад.

Разрез отложений олдындинской свиты на месторождении завершается породами кристаллотуфового горизонта, которые залегают на породах второго продуктивного горизонта с небольшими местными размывами. В кристаллотуфовом горизонте выделяются нижний, существенно карбонатный, и верхний, туфовый, подгоризонты. Нижний подгоризонт сложен преимущественно рифогенными известняками и их брекчиями с кристаллотуфовым цементом. В центральной части месторождения карбонатные породы подстилаются ритмично-слоистой пачкой,

представленной (снизу вверх) туфогравелитами, туфопесчаниками, кристаллокластическими туфами и туффитами. Верхний подгоризонт представлен кристалло- и литокристаллокластическими разнообломочными туфами и лавами кислых эффузивов. Лавы встречены на юго-западном фланге месторождения. Кристаллокластические туфы на большей части месторождения интенсивно выветрелы, вплоть до образования пестроцветных глин коры выветривания.

Мощность отложений озерной пачки от 410 до 670 м, мощность первого и второго продуктивного горизонтов — 140—230 м. Суммарная мощность отложений олдындинской свиты на месторождении достигает 1430 м.

Общее количество излившихся вулканических пород в разрезе олдындинской свиты незначительно, и они представлены отдельными потоками лав преимущественно дацитового состава мощностью до нескольких десятков метров, переслаивающимися с туфогенными образованиями в низах озерной пачки верхней подсвиты. Преобладающую же часть разреза слагают туфогенно-карбонатные осадки (известковистые туффиты) с различными соотношениями туфогенного андезит-дацитового и дацитового, карбонатного и терригенного материала. Существенную роль в разрезе играют рифогенные известняки и возникшие за счет их разрушения известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом. Весь разрез в большей или меньшей степени насыщен тонкодисперсными сульфидами, преимущественно пиритом с глобулярным и мелкокристаллическим строением, концентрация которых увеличивается в рудоносных горизонтах.

Конседиментационные пластовые рудные залежи гидротермально-осадочных руд, преобладающих на месторождении, являются существенной составной частью разреза, органически связанной с формированием пород рудоносной толщи. Отдельные горизонты слоистых пирит-галенит-сфалеритовых руд отмечаются уже среди известковистых туффитов в основании нижней подсвиты олдындинской свиты на глубине 1350 м от уровня современного эрозионного среза, вскрывающего верхние рудные залежи месторождения. Основная же часть стратифицированных рудных тел сосредоточена в верхних частях разреза верхней подсвиты в пределах выделенной озерной пачки пород. Формированию основных продуктивных горизонтов предшествовало излияние лав и накопление туфогенных отложений кислого состава общей мощностью до 200 м, а также отложение туфогенно-известковистых пород и известняков туффитового горизонта. Продуктивную толщу месторождения подстилает маркирующая пачка углистых туффитов.

Особый интерес в генетическом отношении представляют седиментационные брекчии. Они сложены из обломков известняков, в меньшей степени — других пород рудовмещающей толщи и слоистых руд, сцементированных туфогенно-карбонатным и сульфидным рудным материалом. В случаях значительных содержаний в цементе сульфидных минералов они представляют собой широко развитый на месторождении брекчиевый тип руд, переходящий нередко в массивные сульфидные руды. Форма обломков угловатая, реже полуокатанная, размеры их колеблются от долей сантиметра до 10—15 см и в отдельных случаях достигают 3 м. Количество обломков, не сортированных по размеру, составляет до 50—70% объема породы. По своему происхождению это брекчии сейсмогравитационного обрушения типа осадочного меланжа, возникшие за счет дробления рифовых построек и других положительных форм морского дна в периоды сейсмической активности и эксплозивной вулканической и газо-гидротермальной деятельности.

Для этапа формирования рудовмещающей толщи отмечается некоторая синхронизация, или внутренняя взаимосвязь, между периодами тектонической активности, эксплозивной вулканической деятельности и гидротермальными поствулканическими процессами. В общем виде основания

седиментационных ритмов сложены известняковыми брекчиями или туфогравелитами, часто с рудным цементом, сменяющимся вверх по разрезу разнообломочными туфами и туффитами с рудной вкрапленностью. Иногда седиментационные ритмы завершаются колчеданной рудой, слои которой имеют, в свою очередь, внутреннее ритмичное строение. Строение рудоносной толщи осложняется рифовыми постройками известняков, которые оказывают существенное влияние на форму рудных тел. Рифовые массивы сопровождаются шлейфами обломочных продуктов разрушения известняков — известняковых крупноглыбовых брекчий, имеющих крайне неоднородное строение. В истории осадконакопления нижнекембрийской рудовмещающей толщи на Озерном месторождении Р. С. Тарасовой и др. (1972) выделяются три барьерных рифа: нижний, охватывающий по времени формирования период накопления осадков первого продуктивного горизонта; средний, слагающий часть верхнего продуктивного горизонта; верхний, залегающий на туффитах верхов продуктивной части разреза. Рифовые постройки определяли естественные границы в морском бассейне, разделявшие различные фации осадков и области локализации колчеданного и сидеритового оруденения.

На рис. 54 приведен разрез толщи нижнекембрийских отложений центральной части рудного поля до глубины 1600 м, составленный нами совместно с К. Р. Ковалевым по данным глубокого колонкового бурения (скв. 32). Среди интрузивных образований, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения рудного поля, выделяются три магматических комплекса: 1) комплекс субвулканических интрузий, комагматов нижнекембрийских вулканогенных образований, которые представлены автомаг-

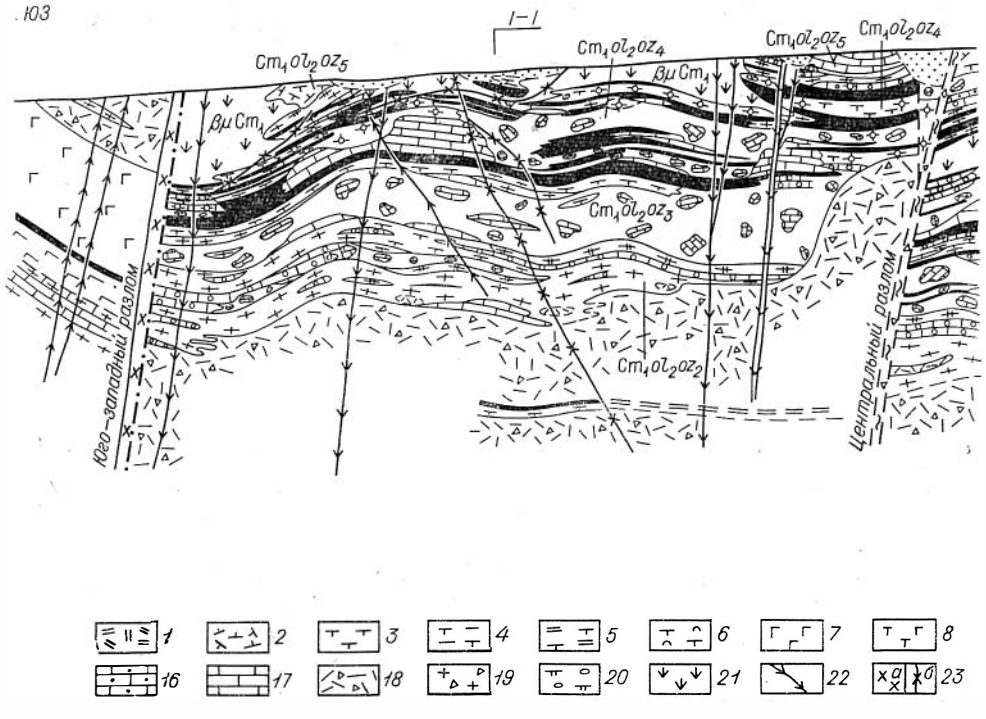
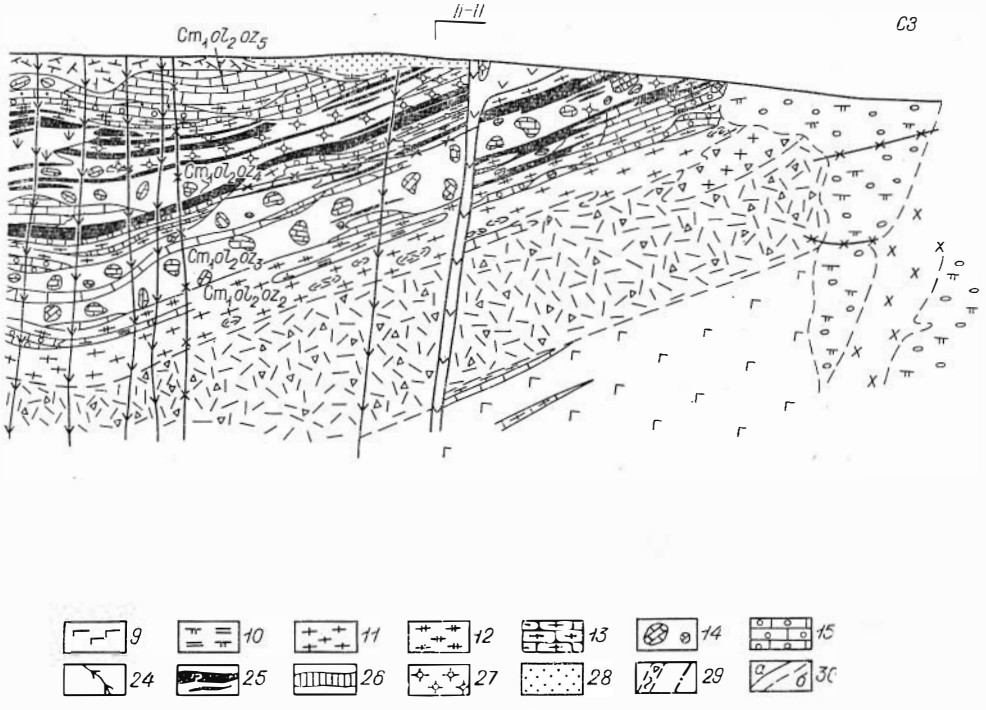


Рис. 48. Продольный разрез Озерного месторождения. Составила

1—17 — вулканогенно-осадочные отложения олдындинской свиты (Cm_1): *1* — лавы риолит-дациразнообломочные; *4* — туфы кислого состава среднеобломочные (1—5 мм); *5* — туфы кислого состава туфолавы андезит-дацитовых порфиритов; *9* — туфы среднего состава; *10* — туфы агломератовые; и известняков; *14* — известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом; *15* — известняко некембрийского субвулканического комплекса: *18* — автомагматические брекчии риолит-дацитовых жерловой фации; *21* — диабазовые порфириты (зеленокаменно измененные); *22* — кварцевые диа (P—T). *24* — долериты и трахидолериты (T—J). *25* — колчеданно-полиметаллические руды. *26* — сидеритовые руды. *28* — зона окисленных руд (колчеданных, сидеритовых) и кора выветривания. емые).

матическими брекчиями риолит-дацитового состава, дацитовыми порфирами, диабазами и диабазовыми порфиритами, а также кварцевыми диабазами и кварцевыми диабазовыми порфиритами; 2) трахидацитовые кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры условно пермо-триасового возраста; 3) комплекс триасово-юрских щелочных базальтоидов — долеритов и трахидолеритов.

Автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров образуют пластообразное силловое интрузивное тело мощностью от 150 до 250 м на границе туфолавового и туффитового горизонтов, подстилающее основную продуктивную толщу месторождения. В юго-восточном крыле синклинали интрузия своей кровлей срезает пласты озерной пачки пород. В северо-западном крыле контакт ее имеет согласное залегание с осадочной толщей. В экзоконтакте интрузия насыщена ксенолитами вмещающих пород и имеет облик эруптивных брекчий. Петрографически эти своеобразные породы детально изучены и описаны Л. П. Хряниной (1967). Близкий состав их с туфами и лавами олдындинской свиты (фиг. 71, 72), одинаковая степень метаморфизма, характер внедрения, пластическая деформация слабо литифицированных ксенолитов вмещающих пород и многочисленные инъекции магмы в слабо уплотненные осадки (фиг. 73) позволяют считать их комагматами нижнекембрийских вулканогенных образований, сформировавшимися в результате деятельности единого магматического очага. Широко развитое брекчирование вмещающих пород, вкрапленников кварца и плагиоклаза и брекчиевидные и флюидальные структуры основной массы указывают на то, что внедрение пересыщенной летучими компонентами кислой магмы сопровождалось



Р. С. Тарасова по данным Озерной экспедиции БГУ, 1970 г.

товых порфиров; *2* — кристаллокластические туфы кислого состава; *3* — туфы кислого состава крупнообломочные (5—30 мм); *6* — игнимбриты; *7* — лавы андезит-дацитовых порфиритов; *8* — *11* — туффиты известковистые; *12* — туффиты углистые; *13* — тонкое переслаивание туффитов вые туфогравелиты; *16* — известняковые туфопесчаники; *17* — известняки. *18—22* — породы нижпорфиров; *19* — автомагматические брекчии дацитовых порфиров; *20* — агломератовые брекчии базовые порфириты. *23* — трахидацитовые кварцевые порфиры (*а*) и граносиенит-порфиры (*б*) колчеданно-полиметаллические руды брекчиевой текстуры (на стратиграфической колонке). *27* — *29* — разрывные нарушения. *30* — геологические границы (*а* — установленные, *б* — предполага-

интенсивными эксплозивными явлениями. Точное время внедрения автомагматических брекчий риолит-дацитовых порфиров определить достаточно сложно, но можно предположить, что произошло оно в период накопления основного продуктивного горизонта близко к моменту формирования пластовых залежей игнимбритов. Именно этому этапу развития структуры Озерного месторождения (на границе первого и второго продуктивного горизонтов) соответствует существенная перестройка морфологии дна бассейна седиментации. В брекчиевых седиментационных рудах лежащего выше рудного тела отмечаются обломки дацитовых порфиров.

Диабазовые порфириты, претерпевшие интенсивное зеленокаменное изменение, слагают одно мощное (до 50—60 м) круто падающее на юго-восток дайкообразное тело в северо-западном крыле синклинали и несколько силлообразных тел северо-восточного простирания в шарнире складки (см. рис. 46). Они прорываются секущей интрузией автомагматических брекчий дацитовых порфиров сложной конфигурации, вытянутой в северо-восточном направлении с крутым падением в сторону замка синклинали.

Кварцевые диабазы и кварцевые диабазовые порфириты (в большинстве ранее опубликованных работ они отмечались как андезитовые

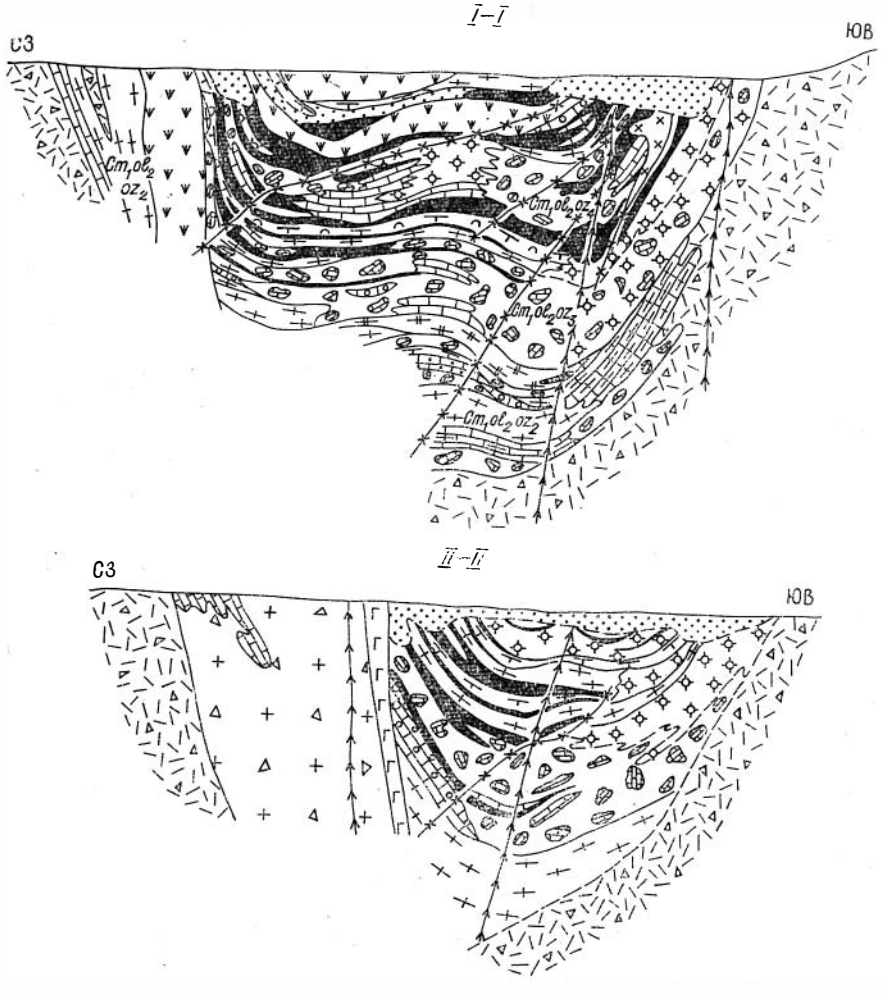


Рис. 49. Поперечные разрезы центральной (I—I) и северо-восточной (II—II) частей Озерного месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 48.

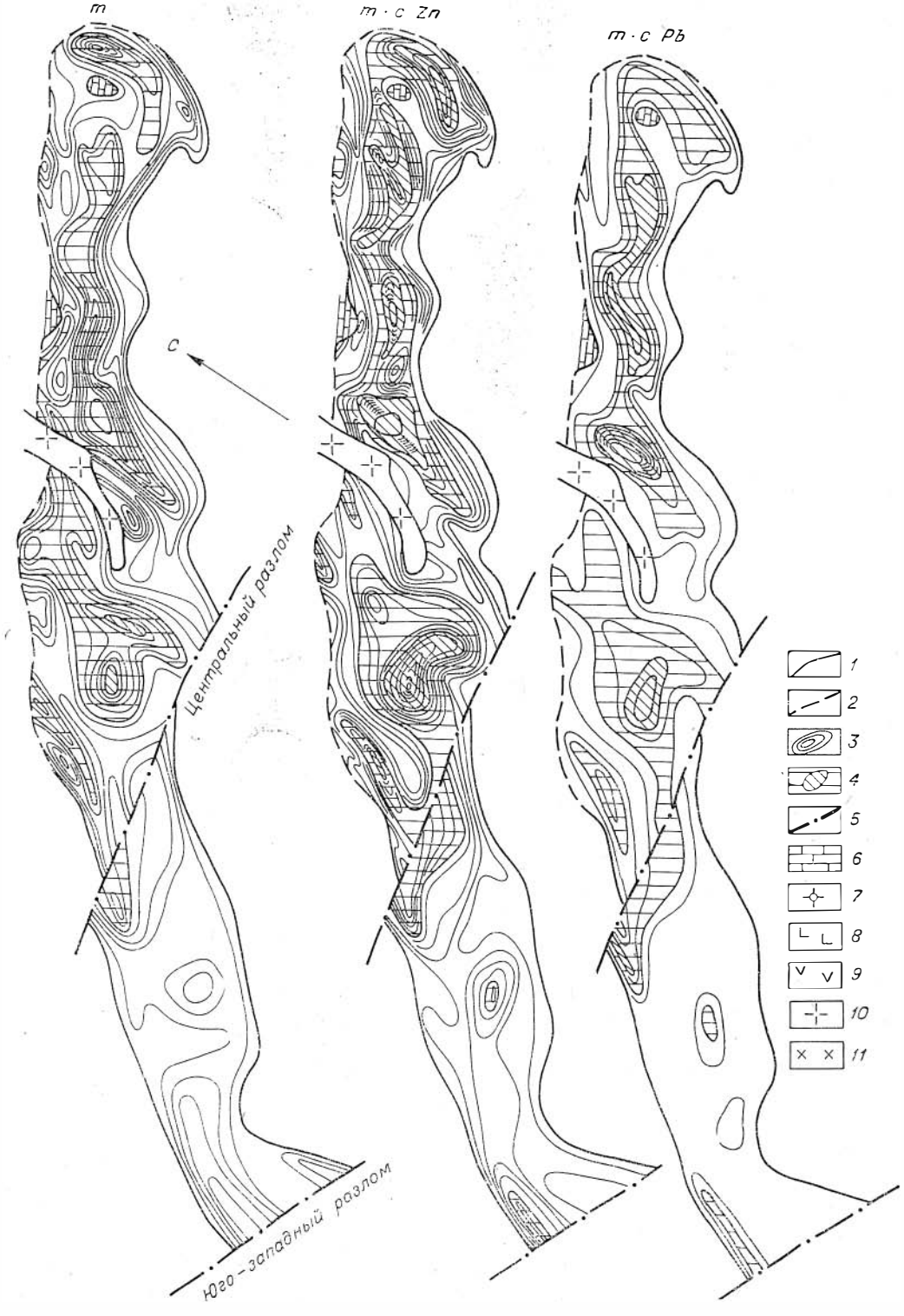


Рис. 50. Характер распределения мощностей и концентраций свинца и цинка в рудном теле № 11 Озерного месторождения (в условном выражении). Проекция на горизонтальную плоскость в приведенных к истинным величинах.

1 — граница рудного тела; *2* — линия выхода рудного тела на поверхность; *3* — изолинии мощностей рудной залежи и концентраций свинца и цинка в условном выражении; *4* — площади максимальных мощностей и концентраций; *5* — тектонические нарушения (разломы); *6* — известняковые рифы в пределах рудных тел; *7* — сидериты; *8* — диабазы; *9* — кварцевые диабазовые порфириты; *10* — субвулканическая интрузия дацитов; *11* — граносиенит-порфиры.

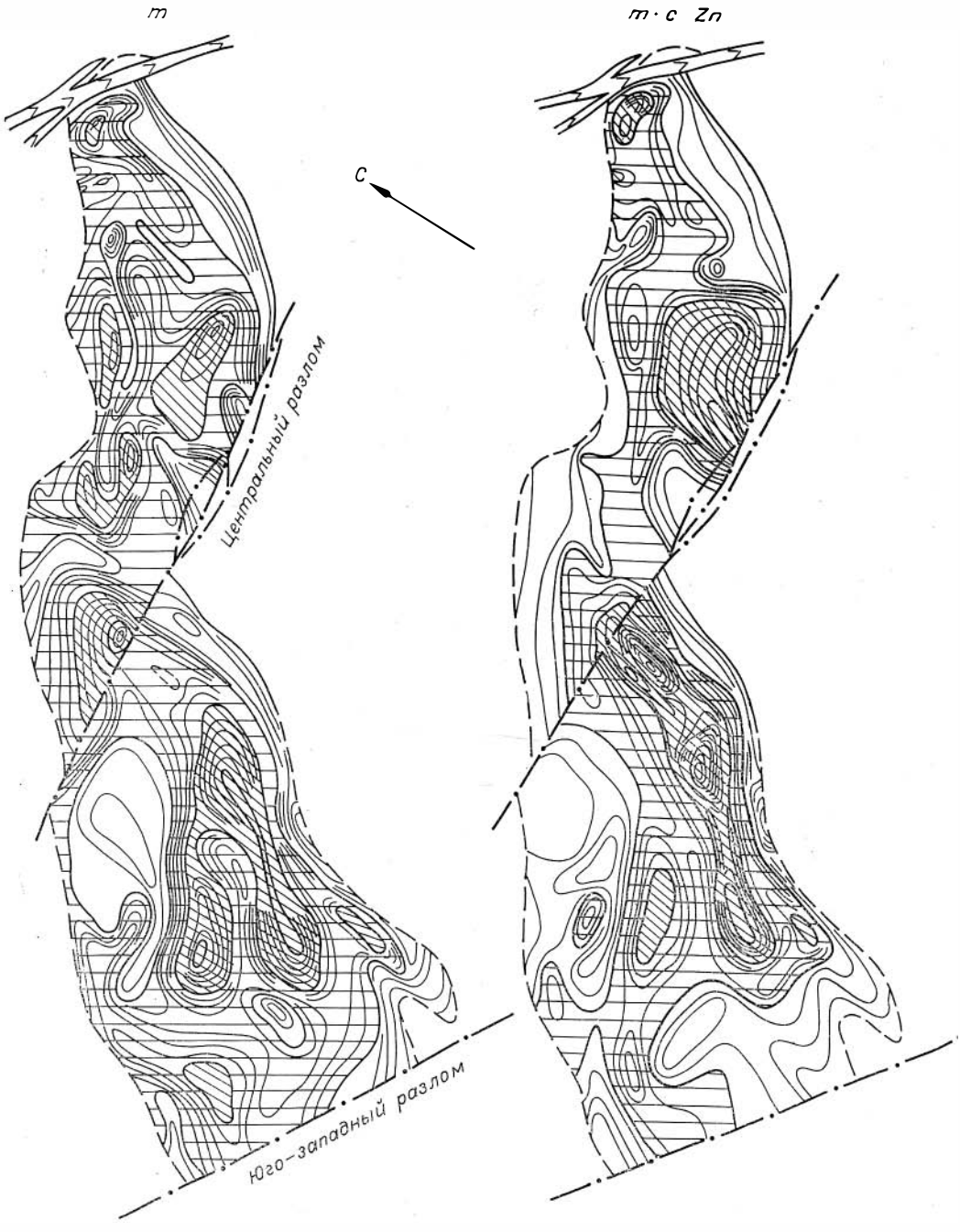
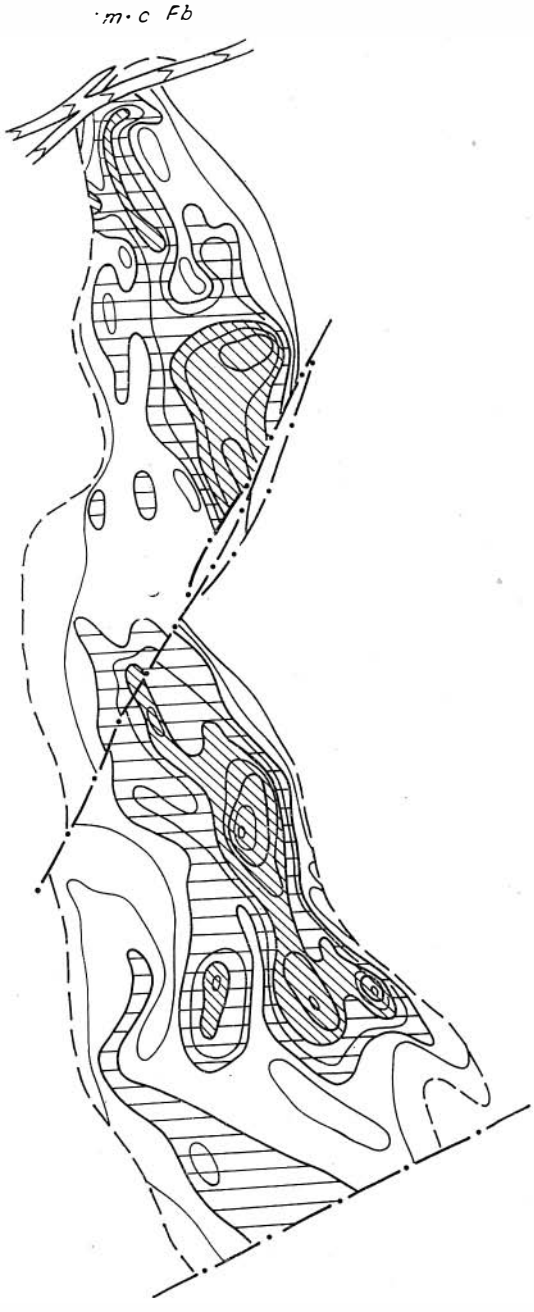


Рис. 51. Характер распределения мощностей и концентраций свинца и цинка в рудном выражении). Проекция на горизонтальную плоскость в приведенных к истинным

порфириты) по времени внедрения последние нижнекембрийские субвулканические образования; представлены на месторождении серией субширотных даек с крутым юго-западным падением, секущих вулканогенно-осадочные отложения вкрест простирания синклинальной структуры.

Трахидацитовые порфиры и граносиенит-порфиры (фиг. 75) образуют маломощные дайки меридионального и субширотного направлений. Первые падают к северо-западу, вторые, как правило, приурочены к мощным крутопадающим зонам тектонических нарушений субширотного прости-



теле № 8 Озерного месторождения (в условном величинах. Усл. обозн. см. на рис. 50.

рания. Возраст их по данным калий-аргоновых определений (Хрянина, 1968) пермо-триасовый (255—270 млн. лет).

Наиболее молодые интрузивные образования рудного поля—щелочные базальтоиды, представленные долеритами, биотитовыми и мелилитовыми трахидолеритами, нередко со значительным количеством акцессорного апатита (фиг. 76). Они наблюдаются в виде маломощных (3—5 м) даек преимущественно северо-восточного простирания с крутым пад нием на северо-запад, рассекающих все отмеченные выше вулканогенно-осадочные и интрузивные образования. Время внедрения их соответствует этапу мезозойской тектоно-магматической активизации Забайкалья. По данным калий-аргоновых определений, они относятся к триасово-юрскому возрасту.

Основные складчатые и разрывные структуры месторождения претерпели длительное развитие, включая этап конседиментационных синвулканических подвижек, этап раннекаледонской складчатости и более поздние существенно блоковые движения. Главная структура Озернинского рудного поля — синклиналь северо-восточного простирания, разбитая разрывными нарушениями (Центральным и Юго-западным разломами) на три тектонических блока: северо-восточный, центральный и юго-западный. Озерная синклиналь представляет собой асимметричную линейную складку с отчетливо ундулирующим шарниром. На северо-востоке месторождения она заканчивается центриклинальным замыканием пластов первого продуктивного горизонта озерной пачки. К юго-западу она плавно погружается, образуя локальные поперечные перегибы (рис. 48).

В поперечных сечениях синклинали отмечается разнообразие форм строения замка и асимметричное падение крыльев складки (рис. 49). В северо-западном крыле синклинали породы имеют невыдержанное крутое от 60 до 90° падение. Юго-восточное крыло структуры на большем протяжении имеет пологое падение под углом 40—50° и сравнительно

простое строение. По форме замка на отдельных интервалах складка имеет неправильный сундучный характер, особенно четкий в центральном блоке, с широким плоским замком, плавно переходящим в относительно крутые крылья. Для северо-восточного блока характерно ступенчатое погружение шарнира синклинальной структуры и наличие флексурного осложнения северо-западного крыла ее.

Морфологические особенности Озерной синклинальной структуры и значительное увеличение мощностей осадков от крыльев к ее осевой части указывают на существенную роль в ее формировании конседиментационных блоковых движений. Главное значение в заложении грабен-

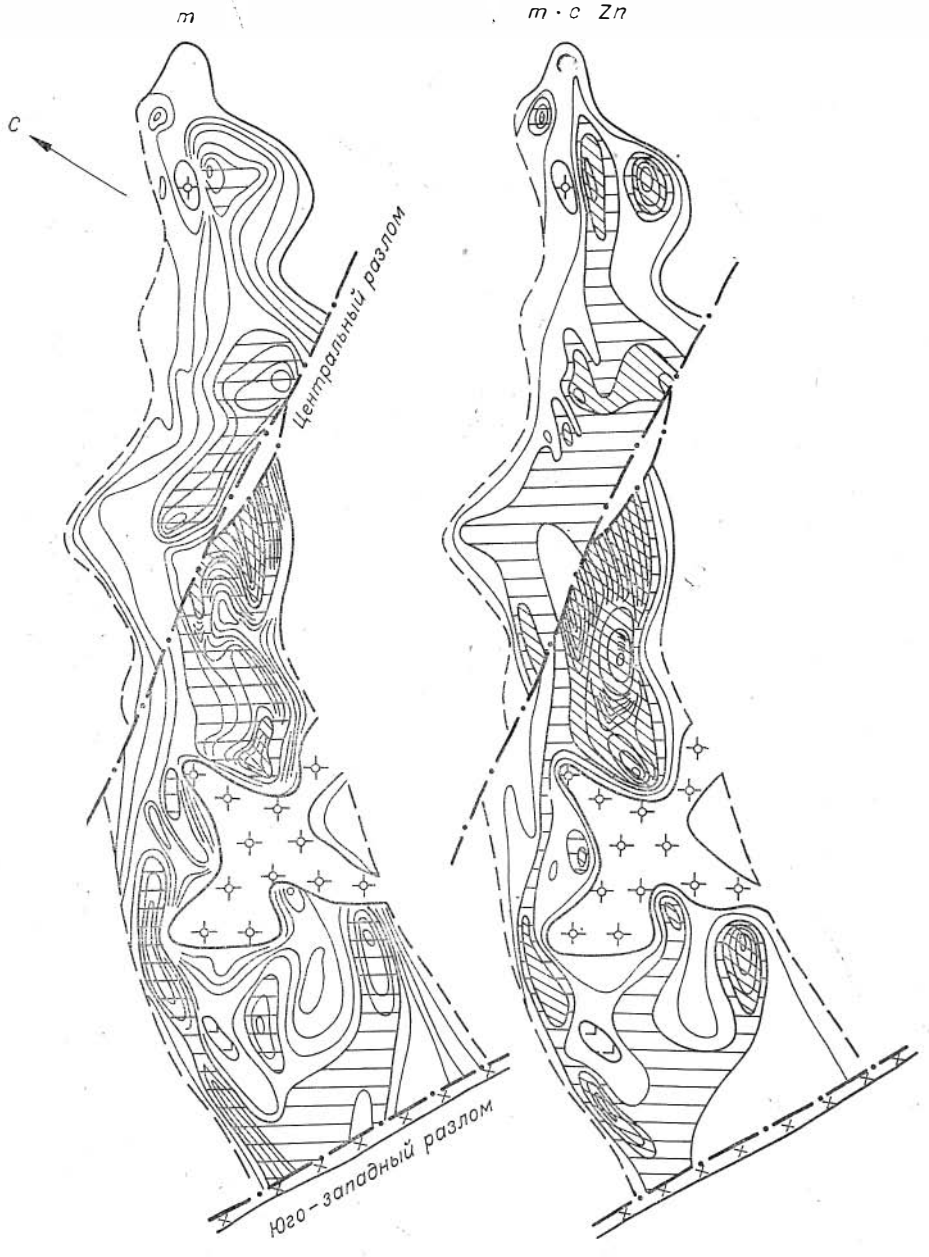
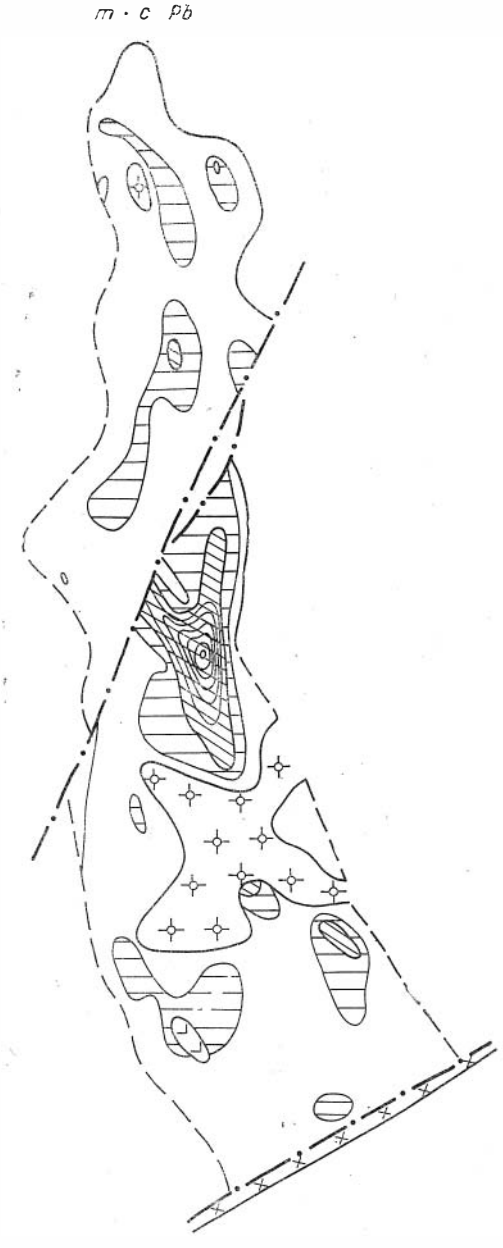


Рис. 52. Характер распределения мощностей и концентраций свинца и цинка (в условном выражении). Проекция на горизонтальную плоскость в приведенных рис. 50.

синклинальной структуры имели рассекающие фундамент разломы северо-восточного простирания—составляющие Удино-Витимской зоны разломов. Анализ морфологических особенностей отдельных пластовых рудных залежей (рис. 50—52) показывает, что в период осадконакопления существенные блоковые подвижки происходили по поперечным разрывным структурам — Центральному и Юго-западному разломам, разделявшим рудное поле на отдельные блоки. Окончательный облик складчатых структур был сформирован в период основного этапа раннекаледонской складчатости в районе. Неоднородным характером деформаций пород при складкообразовании обусловлено формирование дополнительной складчатости более высоких порядков.



в рудном теле №6 Озерного месторождения к истинным величинах. Усл. обозн. см. на

Внутреннее строение пластов пород продуктивной толщи месторождения осложнено известняковыми рифовыми постройками и складчатостью в результате оползания нелитифицированных осадков на крутых склонах отдельных участков дна морской впадины в условиях повышенной сейсмичности.

Часть разрывных нарушений, определивших блоковое строение и штамповый характер пликативных структур, залечена интрузивными образованиями либо слабо проявлена в нижнепалеозойском структурном ярусе. По геофизическим данным (Матюхин, 1970) для большинства нарушений северо-восточного простирания, часто приуроченных к границам складок и представленных зонами милонитизации, интенсивно рассланцованными, брекчированными, трещиноватыми породами мощностью до 200—250 м, устанавливается крутое северо-западное падение плоскостей сместителя.

Наиболее четко фиксируются крупные субширотные разломы взбросо-сдвигового характера с системой сопутствующих им более мелких трещин. Юго-западный разлом, обрезающий продуктивную часть месторождения, падает к юго-западу под углом 80° и сопровождается дайкой граносиенит-порфира. Центральный разлом, разделяющий месторождение на две части, падает на юг под углом 80°. Амплитуда перемещений блоков по нему в плане до

120 м, по вертикали около 50 м. Сопутствующие трещины скола юго-западного и северо-восточного падения вмещают дайки кварцевых диабазовых порфиритов. Более молодые трещины северо-восточного направления с падением на юго-восток под углами 70—80° и на северо-запад под углами 60—80° сопровождаются дайками триасово-юрских трахидолеритов.

Морфология и строение рудных тел

Озерное месторождение представлено многоярусными пластовыми залежами массивных и вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд с преимущественным развитием слоистых и брекчиевых седиментационных текстур и в меньшей степени наложенной прожилковой минерализации, возникшей в результате гидротермально-метасоматических процессов и диагенетических преобразований. В основной рудоносной толще пород на месторождении выделено 13 стратифицированных рудных залежей. Наряду с сульфидными рудными телами, особенно в юго-восточном крыле рудоносной синклинальной структуры, выделяются преимущественно сидеритовые рудные залежи сложной формы в виде соединяющихся между собой линз, замещающих карбонатные, туфогенно-карбонатные и сульфидные отложения.

Размещение и общая морфология колчеданных рудных тел тесно связаны с процессами накопления стратифицированных рудовмещающих толщ. Основные факторы, определяющие положение рудных тел в разрезе среди неоднородных по составу и строению пород, следующие: режим поступления в бассейн седиментации вулканического материала, скорость хемогенного и биогенного карбонатного осадконакопления, характер сейсмогравитационных обвально-оползневых процессов, служивших причиной образования разнообразных седиментационных брекчий, режим собственно подводной гидротермальной деятельности, поставлявшей всю массу рудного вещества. От сочетания этих и ряда других факторов и зависит положение конкретных рудных залежей в разрезе.

Сульфидные рудные тела приурочены к нескольким стратиграфическим уровням разреза рудовмещающей толщи и представляют собой серию расположенных друг над другом пластовых и пластообразных залежей, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м.

В строении рудных тел, кроме рудных тел № 8 и 9, отчетливо выделяется более мощная и богатая центральная часть, представленная двумя-тремя рудными пластами, и фланговые части рудных тел, обычно однослойные и менее богатые. Такая форма строения рудных тел объясняется отложением руд в условиях постоянно прогибающегося дна морского бассейна с образованием конседиментационных складчатых структур.

Рудные залежи характеризуются значительной протяженностью (до 2 км), согласным с вмещающими породами залеганием, изменчивой шириной и мощностью, колеблющейся от долей до нескольких десятков метров. Размеры рудных тел в нижней и верхней частях рудоносной толщи в значительной степени определяются пространственным положением и параметрами рифовых известняковых построек и послерудных интрузий дацитовых порфиров и диабазов. Вблизи известняковых рифов рудные тела резко изменяются по мощности, тупо выклиниваются, образуя прилегающие контакты. В среднем, наиболее мощном, рудном теле это влияние практически незначительно, и по площади оно занимает большую часть Озерной синклинали в пределах центрального и северо-восточного тектонических блоков.

Колчеданные рудные тела в преобладающей массе выделяются как естественная составная часть стратиграфических горизонтов, разделяя

обычно подстилающую тонкокластическую часть осадков от верхней грубообломочной. Границы рудных тел в большинстве случаев довольно резкие и четкие, несмотря на общую насыщенность разреза рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород рассеянной сульфидной, преимущественно пиритовой, минерализацией. Нижние границы рудных залежей более четкие, верхние у ряда рудных тел постепенные с переходами богатых слоистых и брекчиевых руд в слабо оруденелые породы через зону рассеянной сульфидной минерализации. Контакты внутрирудных туффитовых прослоев также отличаются исключительной выдержанностью и четкостью линий. Рудные тела характеризуются богатыми содержаниями цинка и свинца в лежачих боках и кровле. На флангах интенсивность оруденения постепенно затухает. Границы кровли и флангов рудных тел чаще устанавливаются по результатам опробования.

Внутреннее строение колчеданных рудных тел неоднородно, что обусловлено чередованием различных по размеру слоев колчеданных руд, безрудных пород, оруденелых известняковых брекчий и сидеритов. Некоторые рудные тела состоят в основном из массивных колчеданных руд с незначительным количеством безрудных прослоев, другие — объединяют в своем контуре по два-три сближенных в разрезе колчеданных пласта слоистого строения, разделенных слабо минерализованными породами. Рудные тела в известняковых брекчиях отличаются неравномерным распределением оруденения.

По форме среди сульфидных рудных залежей выделяются пластовые, пластообразные, ленточные, сложные пластообразные и линзовидные рудные тела (Филько и др., 1967; Тарасова и др., 1972). Залегая согласно с вмещающими породами, они собраны в складки северо-восточного простирания, нередко асимметричного строения с широкими шарнирами. Элементы залегания рудных тел в крыльях синклинали изменчивы и определяются конкретными формами дополнительных мелких складок, изменением ориентировки крыльев, очертаниями замка и поведением шарнира складки. Морфология рудных тел осложнена также многочисленными поздними разрывами широтного и северо-западного направлений, амплитуды перемещения по которым достигают 5—10 м.

Среди сидеритовых руд на месторождении довольно четко выделяются две группы — метасоматическая и седиментационная, нередко тесно совмещенные в пространстве. Метасоматические залежи представлены мономинеральными сидеритами или интенсивно сидеритизированными вмещающими породами — известняками, известняковыми брекчиями, известковистыми туффитами. Они прослеживаются в основном по юго-восточному крылу рудоносной синклинальной структуры, образуя единое тело сложной пластообразной формы с многочисленными ответвлениями шириной в плане до 300 м.

Довольно часто сидеритовые руды залегают в виде обрамления и продолжения колчеданно-полиметаллических рудных тел в юго-восточном крыле синклинали, сливаясь в единое рудное тело и заходя языками в промежутки между пластовыми колчеданными залежами. В контакте с колчеданными рудами сидериты несут неравномерную вкрапленность галенита и сфалерита, на некотором удалении от колчеданных руд отмечаются преимущественно бессульфидные разности сидеритов. Своеобразие форм залегания сидеритовых руд генетически связано, по-видимому, с фильтрацией гидротермальных растворов по крутонаправленным тектоническим зонам и унаследованностью как пластового характера замещаемых пологозалегающих пород рудоносной толщи, так и дискордантных форм рифовых построек органогенных известняков, отличавшихся повышенной пористостью.

В пределах колчеданных рудных залежей достаточно часто отмечаются ритмично-слоистые пирит-сидеритовые руды хемогенно-седиментационного происхождения. Это дает основание полагать, что некоторая

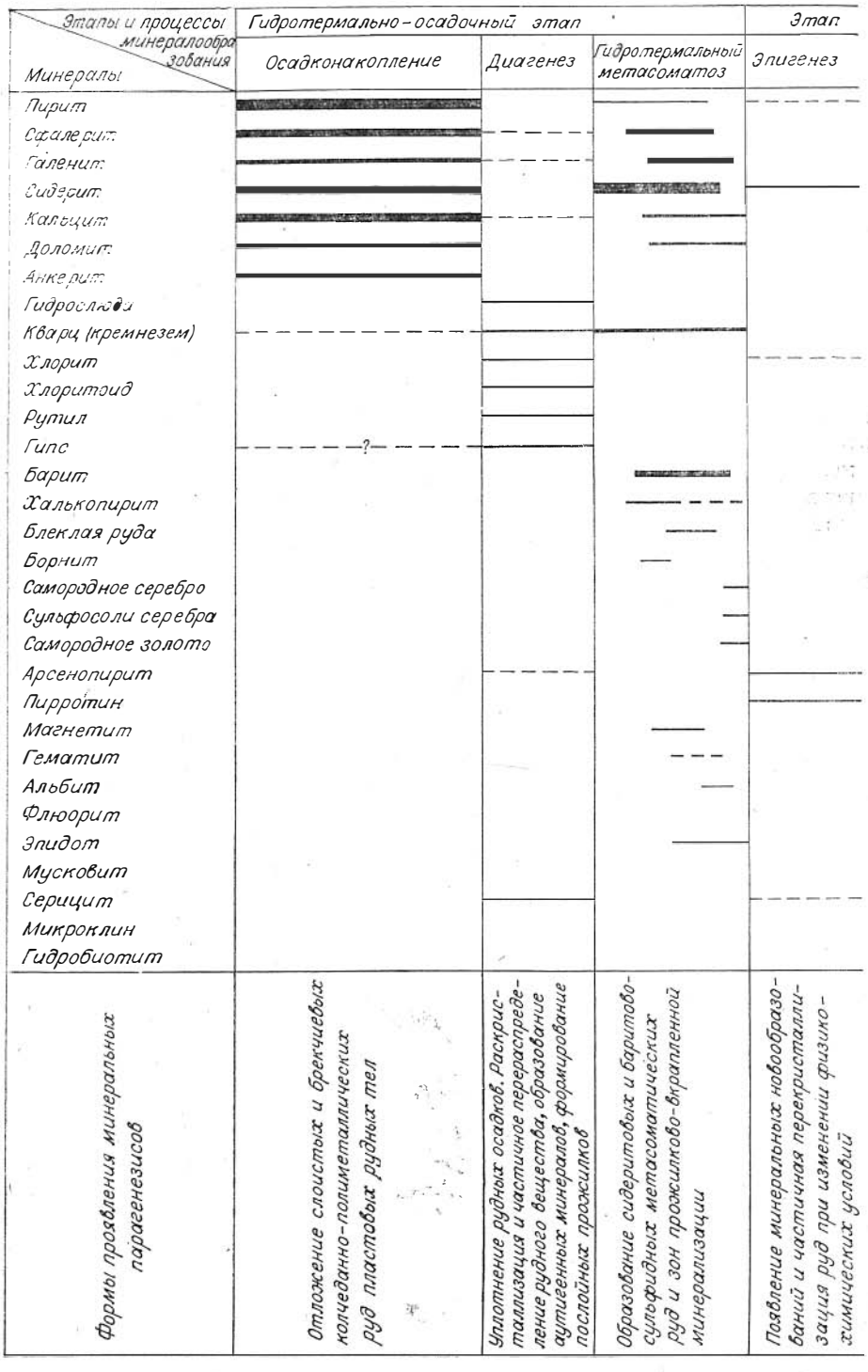
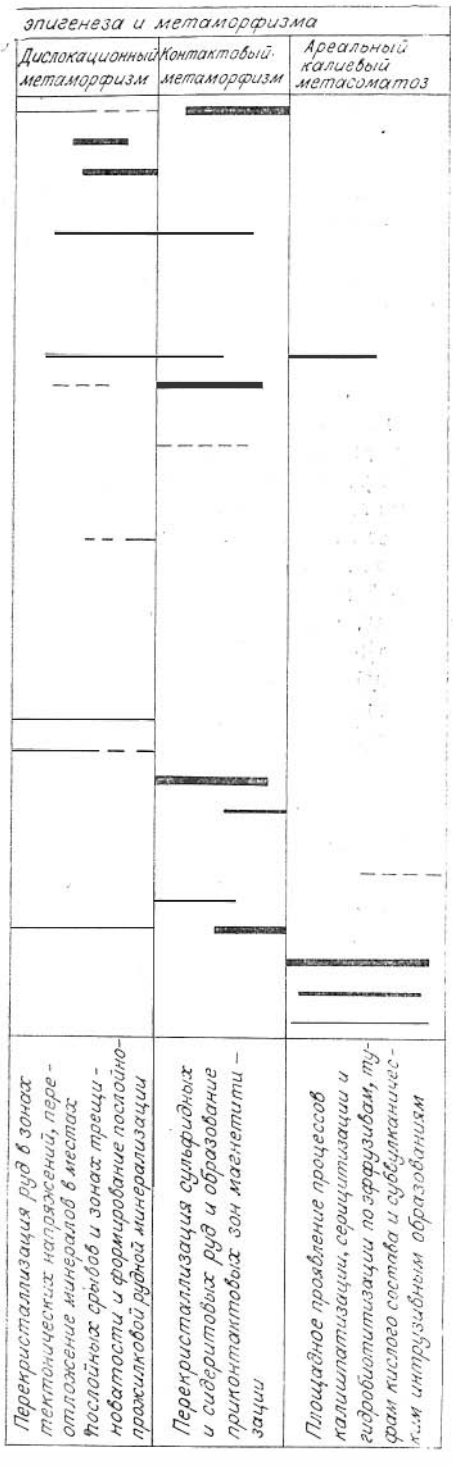


Рис. 53. Схема последовательности минералообразования на Озерном колчеданно-

часть сидерита на флангах рудных залежей представляет собой фациальную смену гидротермально-осадочных сульфидных пиритовых руд.

Помимо отмеченных основных морфологических типов рудных залежей на месторождении в разрывных структурах северо-восточного и субширотного простирания отмечаются также многочисленные жилы, про-



полиметаллическом месторождении.

жилки и зоны прожилково-вкрапленной сульфидной полиметаллической минерализации, по мощности редко превышающие первые метры. Отдельные жилы барита иногда достигают мощности 5—7 м, но по простиранию и падению быстро выклиниваются.

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд

Сложность и длительность процесса рудообразования на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении иллюстрируется схемой последовательности минералообразования (рис. 53). Изучение минерального состава, структур и текстур руд показало, что основная масса колчеданно-полиметаллических руд отложилась гидротермально-осадочным путем, как продукт седиментации и диагенеза сульфидов железа, цинка и свинца, карбонатов, сульфатов и других минеральных образований в основном за счет выноса рудных компонентов подводными поствулканическими гидротермальными источниками. В процессе эволюции гидротермальной системы происходило формирование локальных зон наложенной метасоматической минерализации.

Отмечается относительная простота минерального состава первичных руд и равномерность распределения сульфидов в пластовых залежах. Основными рудными минералами в них являются пирит, сфалерит и в меньшей степени галенит. Из нерудных минералов, образующих ритмичное переслаивание с сульфидами либо отлагающихся совместно с ними, в рудах присутствуют сидерит, кальцит, анкерит, доломит и небольшое количество кварца. Термический анализ карбонатов из слоистых и брекчиевых руд показал широкое развитие в них как различных мономинеральных, так и смешанных разностей железистых и магнезиальных карбонатов, нередко с существенной примесью марганца.

Структуры руд в подавляющей своей части колломорфные с широким развитием смешанных галенит-сфалерит-пиритовых агрегатов (фиг. 78, 90). Сидерит представлен тонкозернистыми осадочными разностями, образующими нередко ритмично-полосчатые сульфидно-сидеритовые агрегаты (фиг. 91), и гидротермально-метасоматическими образованиями.

Для гидротермально-метасоматических руд минеральные парагенезисы пространственно менее выдержанны и более разнообразны. Метасоматическим путем, помимо сидеритовых залежей, формировались маломощные секущие зоны и жилы, прожилковая и вкрапленная минерализация барит-сульфидно-сидеритовых и барит-сульфидных руд. Во всех этих образованиях присутствуют сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, блеклая руда и в незначительных количествах борнит, самородное золото, самородное серебро и его сульфосоли — ширсеит, аргентит, полибазит. В существенно сидеритовых метасоматических залежах, развивающихся как по рудам, так и по нерудным образованиям, отмечаются вкрапленность и гнезда барита и иногда рассеянная галенит-сфалеритовая минерализация.

Ряд минералов образуется в результате тех или иных преобразований первичных сульфидных и сульфидно-карбонатных руд. Цельзиан, пирротин, рутил, арсенопирит, мусковит, хлоритоид встречаются и виде спорадических выделений как результат диагенетических, эпигенетических и дислокационно-метаморфических преобразований (фиг. 98, 99). Широкое проявление процессов контактового околодайкового метаморфизма обусловило появление магнетита, гематита, хлорита, мусковита, эпидота и актинолита, граната и лейкоксена. Все вулканогенные и пирокластические породы месторождения в той или иной степени охвачены процессами серицитизации, калишпатизации, ороговикования и в меньшей степени гидробиотитизации. Появление этой минерализации связано в значительной мере с более поздними процессами ареального калиевого метасоматоза, охватившего все породы района при формировании гранитоидных интрузий, очевидно, верхнепалеозойского возраста (Литвиновский, Занвилевич, 1972; Рейф, 1973).

Наиболее полное представление о генетических особенностях месторождения дают текстуры и структуры руд, отражающие процессы вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического рудообразования, и различные формы метаморфических преобразований руд. Подготовка большого обзорного материала по текстурам руд, детальное его исследование и систематизация были выполнены в значительной мере К. Р. Ковалевым (Дистанов, Ковалев, 1975).

Основная масса колчеданно-полиметаллических руд месторождения имеет седиментационные слоистые текстуры и тонкозернистое и скрытокристаллическое строение. Широко распространены равномерно- и неравномерно-слоистые, ритмично-слоистые руды и осадочные породы (карбонатные, карбонатно-туфогенные) с тонкодисперсными сульфидными компонентами (фиг. 77, 89). Границы отдельных слойков обычно резкие, реже расплывчатые, с постепенным насыщением осадочного материала тем или иным сульфидным компонентом. Признаков гидротермальных изменений в нерудном туфогенно-карбонатном материале осадков не отмечается. В отдельных случаях в рудной массе встречаются обломки водорослевых известняков хорошей сохранности без следов существенной перекристаллизации (фиг. 88).

В слоистых рудах широко распространена градационная сортировка как осадочного нерудного, так и сульфидного материала. Выражается она в приуроченности к основанию слоев более крупных колломорфных почечных выделений пирита со сфалеритом и галенитом, которые по направлению к кровле сменяются тонкодисперсными глобулярными формами. Подобная градационная сортировка сульфидных коагулятов смешанного состава отражает сложный физико-химический механизм осаждения сульфидов из коллоидных систем при раскристаллизации гелевых сульфидных и карбонатно-сульфидных осадков.

В сульфидно-карбонатно-туфогенных осадках сортировка по размеру сульфидных выделений совмещается с сортировкой обломочного материала. Наблюдения показывают, что при наличии в составе руд пес-

чанистого и более крупнообломочного материала и, соответственно, повышенной эффективной пористости их процессы собирательной перекристаллизации сульфидов в почечные метаколлоидные агрегаты происходили более активно, чем в слабопористых глинистых осадках, где выделения пирита представлены в основном глобулярными и микрокристаллическими формами.

Наряду с ритмичными текстурами с сортировкой по размеру минеральных образований и обломочного материала пород на месторождении широко представлены монотонные хемогенно-седиментационные ритмичные руды пирит-сидеритового, пирит-сидерит-сфалеритового и пирит-сфалеритового состава (фиг. 89, 91). Подобные ритмиты отлагались, очевидно, из буферной среды придонных рассолов, образование их связано с временными и фациальными изменениями физико-химических параметров среды отложения руд.

Наличие в слоистых рудах и сульфидизированных породах элементов косой и волнистой слоистости (фиг. 81, 84), взмучивания, размыва поверхностей напластования, избирательной гофрировки слоев, образование микросбросов, складок подводно-оползневого происхождения — все это говорит об отложении руд в относительно неглубоком морском бассейне в обстановке повышенной тектонической активности.

Широкое развитие в пределах Озернинского рудного поля сейсмических явлений и вулканические эксплозии обусловили накопление мощных горизонтов обвально-оползневых седиментогенных брекчий рудного и нерудного состава типа осадочного меланжа. Брекчии широко распространены в верхней, наиболее продуктивной, части разреза рудовмещающей толщи пород месторождения и редки в рудах глубоких горизонтов, которые имеют тонкослоистое строение и тонкозернистый характер вмещающих туфогенных и существенно известковистых пород. На месторождении распространены как крупноглыбовые брекчии сейсмогравитационных обрушений с несортированным материалом и размером отдельных глыб рифогенных известняков до нескольких метров в поперечнике, так и более мелкообломочные их разности.

Брекчиевый тип руд, наряду со слоистыми рудами,—один из наиболее распространенных на месторождении. В обломках преимущественно развиты карбонатные породы, но встречаются и колчеданные, колчеданно-полиметаллические и сульфидно-карбонатные слоистые руды, фельзиты, дацитовые порфиры, порфириты и сургучные яшмы (фиг. 92—97). Цемент брекчий сульфидный, сульфидно-карбонатный, сидеритовый либо известковисто-туфогенный. Довольно часто в брекчиях встречаются обломки органогенных известняков с остатками археоциат и водорослей хорошей сохранности. Обломки слабо окатаны, остроугольны, имеют резкие границы с цементирующей сульфидно-карбонатной массой, и, как правило, не несут следов гидротермальной «околорудной» переработки. В седиментационных брекчиях, как в более пористых средах, рудный материал цемента претерпевает более глубокие изменения на стадиях диагенеза и эпигенеза, хотя в целом сохраняются основные признаки его седиментационного колломорфного отложения.

Возникновение неслоистых массивных текстур в осадочных типах руд было обусловлено как первичным слабо дифференцированным неслоистым накоплением осадка, так и исчезновением первично-слоистых седиментационных текстур при последующих изменениях руд на стадиях диагенеза и эпигенеза.

Литификация рудных илов сопровождалась значительным уплотнением их и рядом диагенетических изменений. Раскристаллизация и перераспределение рудного вещества на стадии диагенеза во многом определили окончательный облик руд. Процессы литификации и внутреннего перераспределения вещества в пределах отдельных слоев привели к образованию послойных и секущих ветвистых прожилочков основных рудных

минералов, сфероидальных и прожилковых стяжений пирита в сульфидных и карбонатно-сульфидных прослоях, трещин синерезиса в сидеритовых пропластках, петельчатых текстур в пирит-сидеритовых рудах.

Формирование руд в геосинклинальном троговом прогибе со сложнорасчлененным рельефом морского дна и повышенной сейсмической активностью привело к широкому проявлению в рудах текстур атектонических деформаций. Первичные атектонические деформации связаны непосредственно с процессами осадконакопления и вызваны проседаниями при уплотнении осадков (фиг. 101—103), конседиментационными оползнями и отложениями мутьевых потоков, конвективной неустойчивостью при расслоении карбонатно-сульфидных коллоидальных систем, обрушениями рифов и деформациями подстилающих толщ, неравномерностью нагрузки осадков и многими другими причинами.

При эпигенетических преобразованиях руд, особенно четких в рудах глубоких горизонтов (гор. 800 и 1300 м), происходили более существенные изменения структурного рисунка и текстурного облика слоистых руд. В рудах появляется пирротин, порфировидные метакристаллы сульфидов и карбонатов, пятнистые и гнездовые скопления крупнокристаллического сфалерита, галенита, кварца, карбонатов и других минералов (фиг. 99—102).

Существенный отпечаток на облик руд наложили и поздние дислокации, связанные с общей складчатостью и внедрением интрузивных образований. Они проявились в формировании макро- и микроскладчатости рудных пластов и прослоев, образовании гофрировки и складок волочения и сопутствующей им трещиноватости. Определяющую роль при деформациях играли различная степень литификации и физико-механическая анизотропия чрезвычайно пестрой толщи сульфидно-карбонатно-туфогенных отложений. С пликативными дислокациями и вызванными ими процессами перераспределения вещества связано проявление в колчеданно-полиметаллических рудах послойной и секущей прожилковой минерализации. Намечается четкая зависимость морфологических особенностей этих образований от состава, строения и физико-механических свойств вмещающих слоистых руд (фиг. 106).

Гидротермально-метасоматические образования обычно накладываются на первичные слоистые и брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды, в значительной степени наследуя их текстурный узор (фиг. 109), или образуют самостоятельные зоны минерализации. Среди них широко распространены массивные метасоматические сидеритовые и барит-сидеритовые руды с гнездово-вкрапленными выделениями сульфидов, имеющими дендритовое, колломорфно-почечное, фестончатое, бурундучное и неравномерное кристаллически-зернистое строение (фиг. 107—110). Большую группу представляют колчеданно-полиметаллические и барит-сульфидные руды, возникшие за счет гидротермальной переработки первично-осадочных образований с полосчатыми, реликтово-полосчатыми и наложенно-полосчатыми текстурами. Среди жильных образований в тектонических зонах встречаются обломки слоистой колчеданно-полиметаллической руды (фиг. 111).

На Озерном месторождении широко развит метасоматический тип существенно сидеритовых руд, иногда с сульфидной вкрапленностью и гнездами барита, которые замещают как руды, так и вмещающие их туфогенно-карбонатные породы и известняки. По текстурному облику сидеритовые руды довольно однообразны. Среди них выделяются пятнистые, массивные и брекчиевые текстурные разновидности. К поздним гидротермальным образованиям относятся различные прожилковые и гнездово-вкрапленные руды с сидеритом, другими карбонатами, иногда с баритом и сульфидами.

В целом колчеданно-полиметаллические руды Озерного месторождения относительно слабо метаморфизованы и достаточно хорошо сохранили

черты первичного строения, что позволяет, при детальном изучении текстурно-структурных особенностей, отнести их к группе гидротермально-осадочных образований.

Взаимоотношение руд с интрузивными образованиями

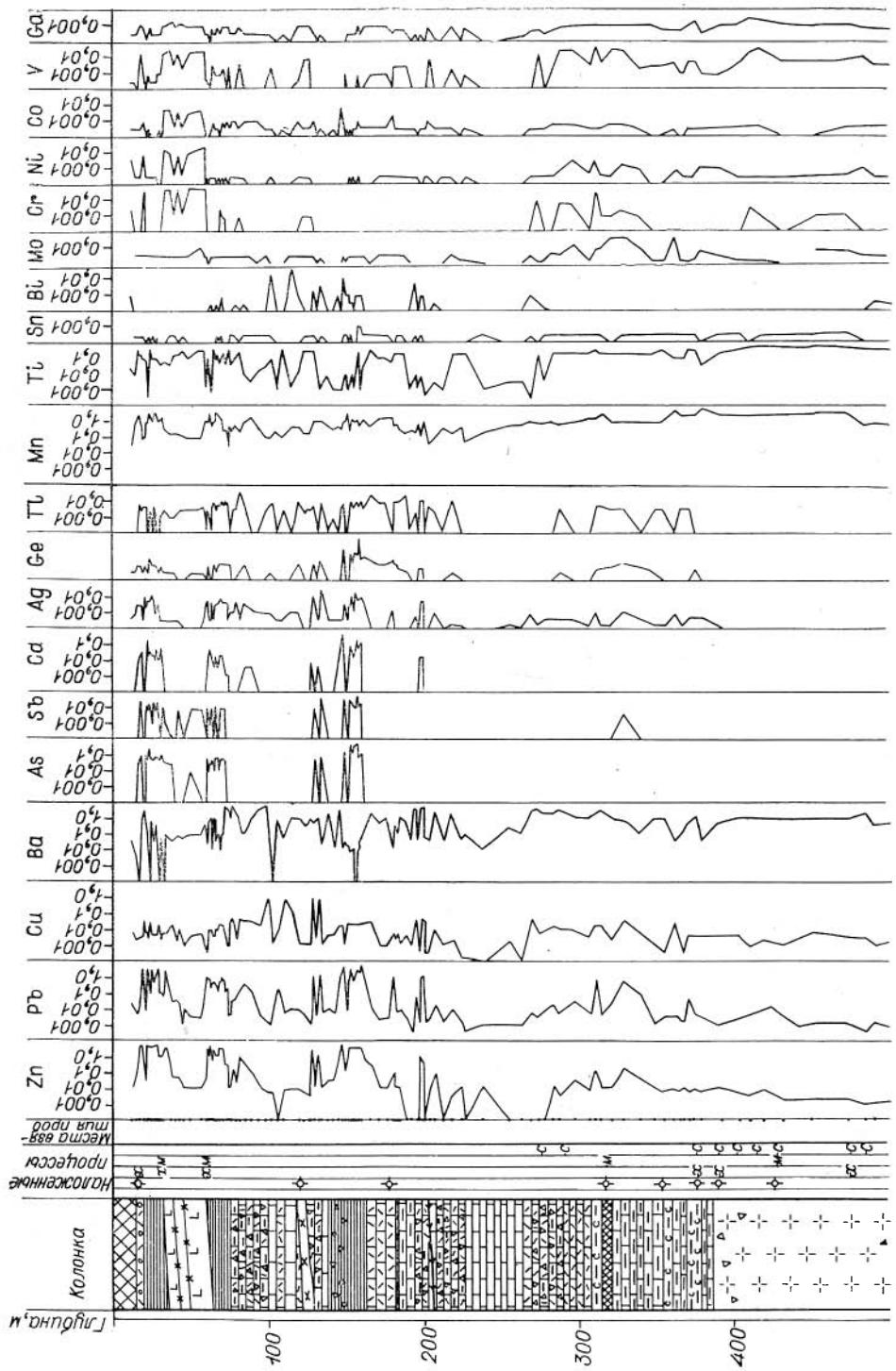
Все проявленные в пределах рудного поля интрузивные образования кембрийского и более молодого возраста имеют секущий характер по отношению к рудным залежам. Существовавшее ранее мнение о дорудности нижнекембрийских и части мезозойских интрузивных образований (Хрянина, 1968) нашими исследованиями не подтвердилось. В контактах всех секущих руды интрузивных тел диабазовых порфиритов и кварцевых и диабазовых порфиритов и более молодых пермо-триасовых трахидацитовых кварцевых порфиров, граносиенит-порфиров и триасово-юрских долеритов отмечается активное воздействие их на руды. По колчеданно-полиметаллическим рудам развивается магнетит-хлоритовая минерализация и отмечается перекристаллизация сульфидов. Приконтактовые зоны магнетитизации имеют ширину от нескольких сантиметров до нескольких метров. Магнетитизация развивается и по пиритовым, и по сидеритовым рудам (фиг. 114—117).

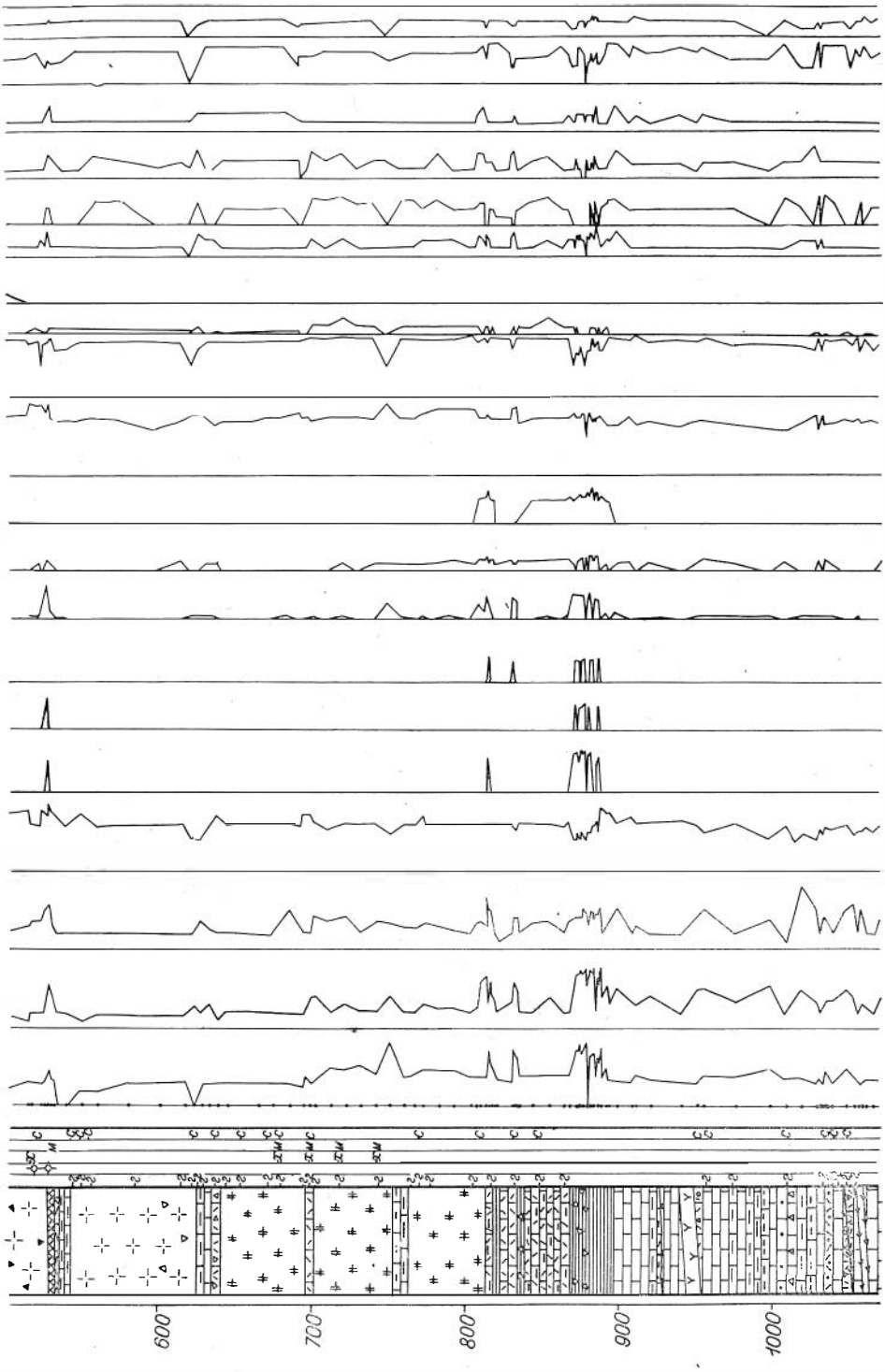
Наибольшие изменения наблюдаются в контактах субвулканических интрузивных тел диабазовых порфиритов, имеющих секущий и послойный характер, что можно объяснить внедрением их в слабо уплотненные и еще достаточно обводненные рудные пласты. Контакты интрузивных тел неровные, в большей части приваренные. В эндоконтактовых зонах диабазов развивается хлорит, эпидот, карбонат, лейкоксен, тонкая вкрапленность магнетита, гематита, сфалерита, галенита.

Непосредственно в контактовых зонах в рудах наблюдаются изменения минерального состава, текстурного и структурного рисунка. Появляются магнетит, гематит, хлорит, мусковит, графит, эпидот, актинолит. В отдельных случаях отмечается образование метакристаллов цельзиана. Широко развиваются массивные пирит-магнетитовые, пирит-магнетит-сфалеритовые, пирит-сфалеритовые перекристаллизованные руды порфирового и полосчатого строения. Часто встречаются пирит-магнетитовые руды с пятнистыми текстурами и брекчиевидные разности пирит-магнетит-хлоритового и магнетит-хлоритового состава, образующиеся при магнетитизации и хлоритизации карбонатных брекчий с сульфидным и сидеритовым цементом. На удалении от контактовых зон по мере ослабления процессов термального метаморфизма преобладают руды с унаследованными и реликтовыми текстурами, а минеральные преобразования выражаются в перекристаллизации тонкозернистой массы сульфидов и развитии в агрегатах пирита метакристаллов магнетита.

В субвулканических дайках нижнекембрийского диабазового порфирита, вскрытых штольней, отмечаются обломки массивных слоистых руд, захваченных при внедрении магмы в рудный горизонт. Размер обломков от нескольких до десятков сантиметров. Для обломков характерны структуры перекристаллизации, наличие приконтактовых пирит-галенитовых оторочек и общее порфирово-полосчатое строение (фиг. 112, 113). Под микроскопом в рудных ксенолитах отмечаются кристаллически-зернистые структуры, структуры корродирования и субграфических прорастаний галенитом пирита и сфалерита. Новообразований магнетита в этих обломках не обнаружено.

В контактах с автомагматическими брекчиями риолит-дацитовых порфиров отмечаются перекристаллизованные и магнетитизированные сидеритовые, пирит-сидеритовые и халькопирит-пирит-сидеритовые с баритом руды полосчатого и брекчиевидного строения (фиг. 109).


Ga
V
Co
Ni
Cr
Mo
Bi
Sn
Ti
Mn
Tl
Ge
Ag
Cd
Sb
As
Ba
Cu
Pb
Zn
0,001
0,01
0,1
1,0
Мелкомасштабные процессы
Колонка
Глубина, м
100
200
300
400


600
700
800
900
1000

1100
1200
1300
1400
1500
1600
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

Геохимические особенности руд

Отличительная особенность гидротермально-осадочных руд Озерного месторождения — их свинцово-цинковый состав, при почти полном отсутствии в них меди (содержания до сотых долей %). Халькопирит наряду с баритом и другими характерными минералами присутствует в значительных количествах лишь в гидротермально-метасоматических образованиях, сформировавшихся в корневых частях гидротермальной системы или наложенных на пластовые гидротермально-осадочные рудные залежи. Это говорит о том, что первичные гидротермальные растворы содержали значительные количества меди. Однако в условиях морского бассейна с карбонатным осадконакоплением при смешении гидротермальных растворов с морскими водами медь, очевидно, в большей части мигрировала в виде растворимых соединений в отличие от железа, цинка и свинца, выпадавших в значительных количествах в виде сульфидных гелей и тонкокристаллических рудных илов в непосредственной близости от мест выхода гидротерм.

Месторождению свойственно почти полное отсутствие в слоистых колчеданно-полиметаллических рудах барита и наличие ореолов рассеянного бария на флангах и в висячем боку рудных залежей (Белоголовов, Рипп, 1967; Рипп, 1969). Наиболее обогащены барием (до 3%, иногда более) известняковые брекчии с рассеянной сульфидной минерализацией в цементе. В массивных рудах содержания бария редко достигают 1%, при большой дисперсии с понижениями ниже фоновых. В массивных разностях карбонатных пород содержания бария от 0,01 до 0,1%. Интересны устойчивые содержания бария около 1% в верхней половине силловой залежи автомагматических брекчий риолит-дацитов. Это хорошо видно на графиках геохимического опробования на основные рудные и сопутствующие элементы, построенных по разрезу глубокой скважины 32 (глубина 1600 м) в центральной части рудного поля по результатам полуколичественных спектральных анализов (аналитик Н. В. Резников, ИГиГ СО АН СССР) (рис. 54). Несмотря на относительно низкие содержания бария, отдельные пики и проявление резкой дисперсии содержаний его хорошо фиксируют рудоносные горизонты и являются достаточно определенным поисковым элементом. В гидротермально-метасоматических рудах барит представляет собой один из основных жильных минералов, и содержания бария колеблются от 3 до 7%.

Для руд Озерного месторождения характерно общее низкое содержание элементов-примесей. Наиболее типичны элементы, сопутствующие основным рудным компонентам: мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, германий, таллий и марганец. Содержания на уровне фоновых и ниже отмечаются для олова, висмута, хрома, никеля, кобальта, ванадия, титана, молибдена и меди. Галлий образует в рудах слабые отрицательные пики (ниже 0,01%) по сравнению с вмещающими вулканогенно-осадочными породами.

Мышьяк и **сурьма** содержатся преимущественно в массивных слоистых рудах (соответственно от 0,01 до 0,1% и от 0,01 до 0,03%). **Кадмий**

Рис. 54. Разрез продуктивной толщи олдындинской свиты (Cm_1) в пределах Озерного месторождения по структурной скважине 32 с результатами геохимического опробования.

1 — трахидацитовые кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры; *2* — долериты, трахидолериты; *3* — диабазовые порфириты и кварцевые диабазовые порфириты; *4* — автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиритов; *5* — лавы дацитов; *6* — агломератовые туфобрекчии; *7* — туфы кислого состава; *8* — туффиты; *9* — туфогенно-карбонатные породы (известковистые туффиты); *10* — туфопесчаники; *11* — туфогравелиты; *12* — известняки; *13* — известковистые алевролиты, алевропелиты; *14* — известковистые песчаники; *15* — конседиментационные брекчии известняков с карбонатным цементом; *16* — ксенолиты известняков; *17* — ксенолиты сидеритов; *18* — слоистые колчеданно-полиметаллические руды; *19* — брекчии известняков с карбонатно-сульфидным цементом; *20* — примесь сульфидного материала в осадочных породах; *21* — метасоматические сульфидно-баритово-сидеритовые руды; *22* — сидериты, сидеритизация; *23* — серицитолиты; *24* — зона окисления; с — серицитизация; м — магнетитизация; х — хлоритизация; г — гидробиотизация.

Таблица 21

Некоторые статистические параметры рудных тел Озерного месторождения

Коэффициенты		Рудное тело												
		2	3	4	5	6	7	7а	8		9	10	11	12
									ЮЗ	СВ				
Корреляции, парные	Zn : Pb	0,962	0,750	0,513	0,652	0,895	0,799	0,890	0,331	0,790	0,961	0,803	0,740	0,379
	Zn : S	0,046	0,758	0,363	0,610	0,258	0,679	0,489	—0,615	0,315	0,274	0,776	0,779	0,850
	Zn : Fe	—0,194	—0,359	—0,068	0,507	—0,010	0,369	0,408	0,116	—0,011	—0,178	0,683	0,644	0,814
	Pb : S	—0,012	0,414	0,537	0,391	0,241	0,566	0,340	—0,382	0,180	0,274	0,683	0,632	0,356
	Pb : Fe	—0,320	—0,323	0,165	0,385	0,0003	0,255	0,332	0,130	—0,078	—0,173	0,646	0,519	0,311
	S : Fe	0,301	—0,171	0,556	0,607	0,539	0,552	0,653	0,023	0,773	0,491	0,770	0,723	0,787
Вариации	Zn	53,10	44,47	49,81	51,40	72,16	44,32	43,26	16,58	27,96	37,70	39,78	36,99	33,51
	Pb	141,09	102,78	135,62	136,44	176,95	113,92	109,89	44,86	73,83	93,92	101,07	87,80	121,74
	S	12,45	19,59	14,77	15,26	18,01	17,26	16,60	31,52	10,33	12,11	17,78	19,66	18,62
	Fe	9,54	7,98	10,12	10,12	11,68	13,03	13,43	11,43	9,21	9,90	18,15	19,52	18,60
Zn : Pb		3,8	3,8	7,2	5,5	6,3	4,8	5,0	4,1		5,4	5,4	5,2	4,8
Количество проб		18	34	44	91	290	305	62	360	249	92	265	241	150

Примечание. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции при доверительном интервале 0,05. По рудному телу № 8 массив разбит на две части— первая по юго-западной части рудного тела, вторая — по северо-восточной. Расчеты проведены на ЭВМ М-220 и М-20 ВЦ СО АН СССР.

встречается главным образом в богатых слоистых и иногда в брекчиевых рудах, в основном как изоморфная примесь (от 0,01 до 0,1%) в сфалерите и является очень характерным спутником руд. В породах содержание его ниже чувствительности спектрального метода анализа. **Серебро** постоянно присутствует в рудах в содержаниях 0,01—0,03% в виде самостоятельных сульфидов серебра и изоморфных примесей в галените и других минералах. **Германий** отмечается в тысячных, реже сотых долях % в массивных слоистых рудах коррелятивно с таллием. **Марганец** очень характерен для руд месторождения, однако особо повышенных концентраций не образует. В массивных рудах наиболее характерны содержания его от 0,1 до 0,6% и достигают 1—3%, редко выше. В межрудных интервалах содержание его в породах от 0,1 до 1%. В подрудной толще марганцем обогащены автомагматические брекчии риолит-дацитов и породы в висячем боку их (от 1 до 3%).

Особого внимания, как наиболее четкий геохимический индикатор рудовмещающих горизонтов, заслуживает **таллий**. Он образует широкий устойчивый ореол в пределах всего рудоносного интервала с содержаниями от 0,001 до 0,01%, редко до 0,3%. В подрудных и надрудных горизонтах содержания его ниже предела чувствительности спектрального метода анализа. На флангах рудных залежей ореол таллия захватывает внешнюю зону геохимической аномалии.

По общему низкому уровню содержаний и ограниченному набору элементов-примесей гидротермально-осадочные руды Озерного месторождения очень четко отличаются от близких им по минеральному составу гидротермально-метасоматических образований.

Интересные геохимические и генетические закономерности выявляются при анализе корреляционных отношений основных рудных компонентов в рудных телах месторождения (табл. 21). Во всех рудных телах месторождения отмечается удивительно высокая степень положительных корреляционных связей цинка и свинца, что наряду с минераграфическими наблюдениями указывает на тесный парагенезис их минералов. Устойчивые положительные корреляционные связи отмечаются также по всем рудным телам между содержаниями в рудах цинка и свинца, железа и серы, а также для большинства рудных тел — серы и железа. Исключение составляет северо-восточная рудная часть рудного тела № 8, в которой, несмотря на значительное количество проб, корреляционных связей между серой и железом не устанавливается ввиду существенного развития сидеритов.

Равномерный характер распределения металлов в гидротермально-осадочных рудах подчеркивается относительно низкими коэффициентами вариации рудных компонентов, которые для цинка колеблются в пределах 17—53%, для серы — 10—31, для железа — 7—20%. Лишь для свинца он значительно выше (от 45 до 177%) из-за его большой подвижности в процессах диагенетического и эпигенетического перераспределения рудного вещества.

Условия и характер процесса рудоотложения

Результаты проведенных исследований и геологоразведочных работ позволяют считать, что отложение сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд Озерного месторождения в виде пластовых многоярусных залежей происходило синхронно с накоплением толщи вулканогенно-карбонатных отложений олдындинской свиты нижнего кембрия в результате подводной гидротермальной деятельности, связанной с развитием процессов кембрийского андезит-дацитового вулканизма. Поствулканическая гидротермальная деятельность проявилась в условиях неглубокого (до первых сотен метров) расчлененного отдельными блоковыми поднятиями и рифовы-

ми постройками тепловодного морского бассейна, о чем говорит широкое развитие в рудовмещающих карбонатных отложениях археоциат и строматолитовых водорослей.

Анализ изменения мощностей руд и вмещающих их вулканогенно-карбонатных отложений в крыльях и шарнирных частях Озерной синклинали и в пределах различных тектонических блоков ее, а также текстурно-структурные особенности пород и руд показывают, что в период рудоотложения происходило интенсивное конседиментационное прогибание отдельных участков морского дна и, в частности, рудолокализующего трога. Широкое развитие имели сейсмические явления и вулканические эксплозии, обусловившие накопление мощных горизонтов седиментационных брекчий рудного и нерудного состава, особенно за счет разрушения известняковых рифовых построек. Присутствие в разрезе большого количества слабо сортированных обломочных образований типа меланжа говорит о значительной расчлененности рельефа морского дна.

Широкое развитие в рудах Озерного месторождения ритмично-слоистых текстур хемогенной седиментации говорит о том, что отложение их происходило в обстановке относительно замкнутого участка морского дна преимущественно в виде коллоидных осадков из буферных придонных рассолов. Грабен-синклинальный конседиментационный характер заложения Озерной структуры создавал благоприятные условия для образования застойного слоя придонных рудных рассолов вблизи мест выхода гидротерм.

Глобулярное и кристаллически-глобулярное метаколлоидное строение пиритовых и галенит-сфалерит-пиритовых агрегатов слоистых руд говорит о том, что они представляют собой продукты осаждения из высококонцентрированных рудоносных рассолов и отражают процессы раскристаллизации гелевых сульфидно-карбонатных систем. Компактный массивный характер метаколлоидных руд позволяет говорить об эндогенном источнике поступления в бассейн седиментации как основных металлов (железа, цинка и свинца), так и серы.

Многоярусное расположение рудных залежей прямо указывает на пульсационный характер деятельности гидротермальной системы. Нарастание интенсивности рудоотложения по вертикали наблюдается снизу вверх от рудного тела № 12 к рудному телу № 8 (центральная часть продуктивной толщи). Выше по разрезу (рудные тела № 6—1) интенсивность рудоотложения падает, что говорит о неравномерности и эволюционирующем характере деятельности гидротермальной системы (рис. 55).

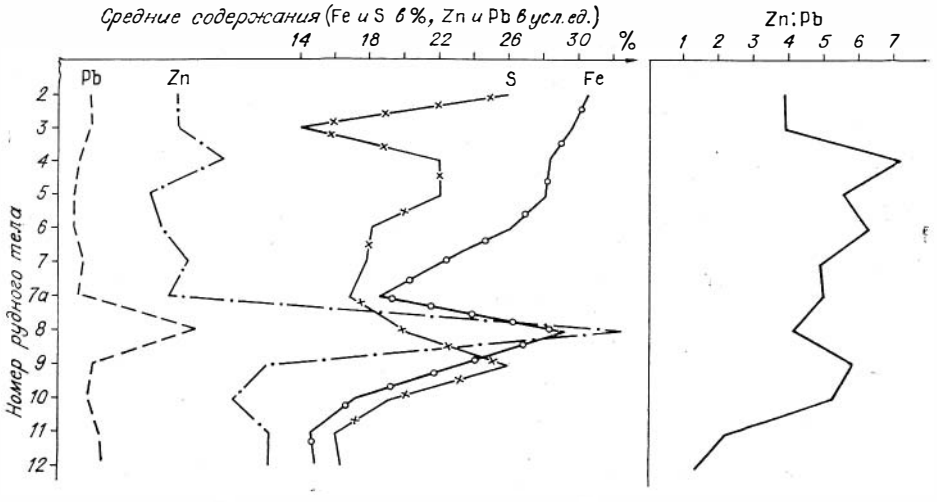


Рис. 55. Изменение содержаний основных рудных компонентов и отношения Zn : Pb в рудных телах по разрезу Озерного месторождения.

Для каждого же отдельного рудного тела отмечается близко одновременное одностадийное формирование основной массы рудных минералов, с последующей частичной перекристаллизацией и перераспределением их в процессах диагенеза и эпигенеза. Слоистые текстуры руд, возникшие в результате ритмично-последовательного выпадения в осадок рудного вещества, перемыва и дифференциации его и последующих преобразований, определяют лишь локальное неравномерное распределение рудных компонентов в пределах рудных залежей. Процессы диагенетического и более позднего переотложения рудного вещества проявились в образовании послойной и секущей прожилковой галенит-сфалеритовой и галенитовой минерализации. Перераспределение рудного вещества в процессах диагенеза и эпигенеза, в особенности галенита и жильных минералов, создает нередко впечатление наложенного характера галенитовой минерализации. Изучение распределения свинца и цинка в пределах отдельных рудных залежей и статистическая обработка большого материала опробования на эти компоненты (см. табл. 21) показали их высокую корреляционную зависимость, исключающую возможность стадиального наложения основной галенитовой минерализации. Отдельные случаи пересечения пластовых рудных залежей гидротермально-метасоматическими рудными зонами и жилами, фиксирующими пути движения гидротерм, подчеркивают общий источник рудного вещества для пластовых и секущих рудных тел и смешанный гидротермально-осадочный характер процесса рудоотложения.

Совмещение эндогенного гидротермального процесса привноса рудного вещества с осадочным способом отложения руд — определяющая генетическая черта подобного рода гидротермально-осадочных месторождений. Анализ распределения мощностей рудных залежей и распределения в них полезных компонентов (см. рис. 50—52) показывает, что основные места выходов гидротерм были приурочены к участкам пересечения поперечных субширотных структур (Центральный разлом) с длительно живущими разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Подводная гидротермальная деятельность была многоочаговой и происходила на фоне интенсивного блокового прогибания дна морского бассейна, что создавало благоприятные условия для захоронения рудных осадков и многоярусного отложения руд.

Изучение температур образования массивных тонкозернистых полосчатых руд термобарическим методом, выполненное по пиритам и сфалеритам в 10 образцах, показало на отсутствие при их нагревании эффекта декрепитации, что позволяет говорить об образовании этого типа руд при температурах ниже 100°С (Бусленко, 1970). Замеры проводились на термобарической установке лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР в атмосфере аргона. Температуры образования баритполиметаллических руд из секущих рудных зон, замеренные методом гомогенизации газово-жидких включений, колеблются в пределах 160—200°, что отвечает, очевидно, температурам гидротермальных растворов собственно гидротермальной системы. Послойно-прожилковая эпигенетическая минерализация в слоистых колчеданных рудах по замерам методом гомогенизации имела температуру образования 110—170°. Секущие же прожилки карбонат-сфалеритового состава формировались в широком диапазоне температур от 220 до 360°. Образование их, скорее всего, связано с регенерацией рудного вещества при внедрении пострудных магматических образований.

Для правильного понимания генезиса месторождения важно отметить, что вмещающие пластовые рудные залежи породы и содержащийся в них обломочный материал почти не несут следов сколько-нибудь существенных гидротермальных изменений в отличие от гидротермально-метасоматических типов колчеданно-полиметаллических месторождений. В слоистых типах руд рудные прослои без каких-либо признаков метасо-

матоза чередуются с совершенно не измененными карбонатно-туфогенными осадками. В брекчиевых же седиментационных типах руд среди осадочного метаколлоидного рудного цемента обломки руд, сидерита и просто вмещающих туфогенно-карбонатных пород с остатками водорослей и археоциат располагаются разноориентированно с четкими контактами без следов метасоматических изменений.

Интенсивно проявленная на отдельных участках месторождения сидеритизация пород и руд — это результат самостоятельных многоактных процессов, не связанных непосредственно с отложением сульфидных залежей, хотя есть все основания считать, что сидеритовые и сульфидные руды представляют собой продукты деятельности единой эволюционирующей гидротермальной системы.

В отдельных скважинах в висячем боку и кровле силловой залежи автомагматических брекчий риолит-дацитовых порфиров отмечаются интенсивно серицитизированные породы и серицитолиты мощностью по скважинам до 10 м вне связи с конкретными рудными телами. Определения калий-аргоновым методом возраста этих образований, взятых из скважин по трем пересечениям, выполненные Л. В. Фирсовым (лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР), дали результаты 307, 309, 307 ± 6 млн. лет, что позволяет условно относить время проявления серицитизации к среднему карбону. Близкий калий-аргоновый возраст устанавливается и для других пород рудного поля с интенсивным проявлением калиевого метасоматоза (микроклинизации, серицитизации, гидробиотитизации), захватившего в той или иной степени большинство вулканогенно-осадочных и древних интрузивных образований. В. И. Сотниковым и Л. В. Фирсовым калий-аргоновый возраст 312 ± 4 и 335 ± 7 млн. лет получен также для грейзенов участка Магнетитового на северо-восточном фланге рудного поля. Все это говорит о том, что в истории геологического развития рудного поля отмечается широкое проявление калиевого метасоматоза вне связи с процессами колчеданно-полиметаллического рудообразования. По времени проявления эти процессы соответствуют внедрению верхнепалеозойских гранитоидов, которые, по данным последних исследований Б. А. Литвиновского и А. Н. Занвилевич (1972), широко развиты в Еравнинском рудном районе.

Возраст оруденения в значительной мере определяется также тем, что все проявленные в пределах рудного поля интрузивные образования кембрийского и более молодого возраста пересекают рудные залежи. В контактах всех секущих руды интрузивных тел диабазовых порфиритов и более молодых пермо-триасовых трахидацитовых кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров и триасово-юрских долеритов отмечается активное контактовое воздействие их на руды. В зонах контакта развивается по пириту магнетит, происходит перекристаллизация и переотложение сульфидов. Приконтактовые зоны магнетитизации особенно четко проявлены на контактах с субвулканическими телами диабазовых порфиритов, комагматов нижнекембрийских вулканогенных образований. В одной из субвулканических даек нижнекембрийского диабазового порфирита, вскрытой штольней, отмечаются многочисленные обломки массивных слоистых руд с оторочками перекристаллизации, захваченные при внедрении магмы в рудный горизонт.

Изотопный анализ рудных свинцов галенита Озерного месторождения, выполненный в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР изотопным спектральным методом (аналитик Л. Д. Шипилов), дал по десяти определениям сходные результаты со средними изотопными соотношениями: $Pb^{206} : Pb^{204} = 17{,}40$; $Pb^{207} : Pb^{204} = 15{,}37$; $Pb^{208} : Pb^{204} = 38{,}15$ (табл. 22). Близкие результаты по изотопному составу свинцов Озерного месторождения были получены В. С. Кормилицыным (Кормилицын, 1966). Эти данные еще раз подтверждают древний кембрийский возраст оруденения.

Таблица 22

Изотопный состав свинца галенитов Озерного месторождения

Лабораторный номер	Характеристика, место взятия пробы	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
452	Прожилок крупнозернистой сфалерит-халькопирит-галенитовой руды. Штольня, 14 квершлаг	1,40	24,65	21,65	52,30
451	Мелкозернистый галенит из колчеданно-полиметаллической руды. Скв. 142, гл. 150 м	1,40	23,75	21,25	53,60
450	Мелкозернистый галенит из штольни	1,36	23,95	21,20	53,49
449	Крупнозернистый галенит из прожилка	1,40	24,43	20,60	53,57
448	Крупнозернистый галенит из прожилка. Отвал штольни.	1,37	24,20	21,00	53,43
447	Мелкозернистая галенитовая руда. Отвал штольни	1,43	23,70	21,40	53,47
446	Крупнозернистый галенит из прожилка в колчеданно-полиметаллической руде. Отвал штольни	1,32	23,97	21,25	53,46
445	Крупнозернистый галенит из прожилка. Отвал штольни	1,39	24,70	22,00	51,92
444	Крупнозернистый галенит из прожилка. Отвал штольни	1,38	24,30	21,85	52,47
443	Агрегат мелкозернистого галенита. Отвал штольни.	1,40	24,40	21,40	52,80
	Средние значения	1,39	24,30	21,36	53,05
	Средние значения в отношениях к Pb^{204}		17,40	15,37	38,15

Примечание. Анализы и расчеты выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. Д. Шипилов. Модельный возраст свинцов: по методу Холмса — Гаутермана — 660 млн. лет; по методу Рассела — Фаркуара — Каминга — 620 млн. лет; по методу Рассела — Стантона — 480 млн. лет.

По минеральному составу руд Озерное месторождение можно отнести к сульфидно-карбонатному типу гидротермально-осадочных вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Гидротермально-осадочный генезис руд Озерного месторождения и существенные принципиальные отличия его от широко распространенных и детально изученных гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений проявляются в многочисленных стратиграфических, структурно-морфологических и других генетических особенностях. Наиболее характерны из них, по данным исследований Р. С. Тарасовой, М. В. Близнюка, И. Н. Бабкина (1972) и нашим, следующие.

1. Тесная ассоциация стратифицированных пластообразных рудных тел месторождения с морскими вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия.

2. Приуроченность оруденения к верхам ритмично-слоистых пачек пород, образование которых связано с определенными циклами взаимосвязанных процессов тектонической активности, вулканической деятельности, осадконакопления и рудоотложения.

3. Общая насыщенность разреза рудовмещающих пород тонкодисперсным рудным материалом с послойным характером распределения. Наличие в перекрывающих руды брекчиевых и гравелитовых горизонтах многочисленных обломков слоистых руд идентичного минерального состава и строения с рудами подстилающих рудных залежей.

4. Тонкозернистое строение руд с преобладанием метаколлоидных структур минеральных агрегатов. Широкое развитие в рудах слоистых и брекчиевых седиментационных текстур и многочисленных текстур конседиментационных деформаций.

5. Относительная простота минерального состава руд. Одностадийное формирование отдельных рудных залежей и образование смешанных мета-

коллоидных агрегатов пирит-сфалерит-галенитового состава. Фациальная смена отложений пирита и сидерита, пирит-сидеритовая ритмика хемогенной седиментации.

6. Отсутствие сколько-нибудь существенных проявлений околорудного метасоматоза в породах, подстилающих и перекрывающих пластовые рудные залежи, и в обломочном материале, в обилии насыщающем брекчиевый тип руд. Пирокластический и терригенно-хемогенный осадочный материал в рудах является их составной частью и не несет признаков наложения метасоматических процессов, связанных с отложением рудных минералов.

7. Низкие коэффициенты вариации содержаний в рудах основных рудных компонентов — серы, железа, цинка и свинца, несмотря на значительное перераспределение их в процессе диагенеза и наложения сидеритовой и барито-полиметаллической минерализации. Высокая степень положительных корреляционных связей свинца и цинка, а также свинца и цинка с железом и серой в слоистых и брекчиевых типах руд.

8. Геохимические особенности руд. Практическое отсутствие в пластовых рудных телах минералов меди и барита. Общее пониженное содержание элементов-примесей, особенно таких, как сурьма, мышьяк, золото, висмут, кобальт, индий, кадмий, галлий, обычно характерных для гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд.

9. Изотопный состав рудных свинцов, характерный для руд древних кембрийских месторождений.

10. Одинаковая степень метаморфизма и единый план деформаций рудных залежей и вмещающих их стратифицированных образований.

11. Послерудный характер нижнекембрийских субвулканических интрузий и более поздних интрузивных образований с четко выраженными явлениями пересечений, контактового метаморфизма руд и захвата рудных ксенолитов.

Помимо отмеченных, можно привести еще целый ряд более детальных и конкретных признаков, бесспорно доказывающих гидротермально-осадочное происхождение руд Озерного месторождения. Оно обладает всеми отличительными признаками вулканогенно-осадочных месторождений, которые приводятся В. И. Смирновым, Н. С. Скрипченко, Г. Н. Щербой и другими исследователями для подобных колчеданно-полиметаллических месторождений Северного Кавказа, Успенской металлогенической зоны Казахстана и других рудных районов. Однако нужно отметить, что по формам проявления минерализации, относительно слабой степени метаморфизма руд и сохранности их первичных структурно-текстурных особенностей Озерное месторождение можно считать одним из наиболее типичных представителей вулканогенных гидротермально-осадочных месторождений.

Самостоятельные рудные залежи гидротермально-метасоматического типа в Еравнинском рудном районе имеют ограниченное распространение и небольшие масштабы. К ним относятся некоторые рудопроявления в полях Озерного, Звездного и Назаровского месторождений, Гундуйское, Туркульское. В большинстве случаев это сложные жило- и линзообразные рудные залежи, контролируемые зонами тектонических нарушений и местами их сочленения. Помимо сульфидов и карбонатов, характерных для пластовых гидротермально-осадочных рудных залежей, минеральный состав их осложняется значительным количеством халькопирита и барита. Среди них выделяются колчеданно-полиметаллический и медно-баритовый минеральные типы.

Наряду с хорошей сохранностью первичных текстурно-структурных особенностей гидротермально-осадочных руд в пределах Озерного месторождения в целом для Еравнинского рудного района отмечается широкое проявление процессов контактового метаморфизма, вызванных внедрением крупных гранитоидных плутонов нижнепалеозойского и верхнепалеозой-

ского возрастов. Метаморфическому воздействию подверглись и некоторые широко развитые в районе гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения (например, Назаровское, частично Звездное, Ульдзуйтуй и др.). Отмечается частичная или полная перекристаллизация руд и усложнение очертаний рудных залежей. Специфика неравномерного метаморфизма гидротермально-осадочных руд и вмещающих вулканогенно-осадочных пород обусловлена сложноблоковым строением кембрийского останца, зажатого среди гранитоидов, и дифференцированным прогревом его отдельных блоков (Варламов, Донец, 1970). Наиболее детально в этом плане изучены руды Назаровского месторождения.

Метаморфические преобразования выражаются в изменении текстурно-структурного рисунка руд, появлении минеральных новообразований и частичной регенерации рудного вещества. Первично-слоистые сульфидные руды сохраняются лишь в отдельных блоках и реликтовых участках. В процессе метаморфизма они приобретают полосчатое, брундучно-полосчатое, пятнистое и порфирово-полосчатое строение. Для руд характерны структуры распада твердых растворов, структуры тесно срастающихся субграфических, дендритовых, эмульсионных агрегатов, структуры совместной кристаллизации (перекристаллизации) минералов. Тонкоглобулярные скрытокристаллические сульфидные руды превращаются в средне- и крупнокристаллические разности.

Изменяются соотношения главных рудных минералов и появляются минеральные новообразования. Широкое распространение получает пирротин, магнетит, гематит, развиваются арсенопирит, марказит, отмечаются локальные концентрации сфалерита, халькопирита и реже галенита. В рудах появляются такие жильные минералы, как гранат, пироксен, амфибол, мусковит, эпидот. Перекристаллизация руд происходит на фоне ареальной альбитизации, окварцевания, хлоритизации, серицитизации и мраморизации вмещающих вулканогенно-осадочных и карбонатных пород. В районе широко распространены процессы скарнирования и образования скарнов с сульфидной минерализацией. Наряду с контактовыми преобразованиями гидротермально-осадочных руд при прогреве останца происходила регенерация сульфидов вдоль отдельных зон тектонических нарушений с образованием гидротермальных жильных галенит-пирит-пирротин-сфалеритовых руд, сопровождаемых процессами околорудной сидеритизации, окварцевания и серицитизации вмещающих пород.

НАЗАРОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Назаровское колчеданно-полиметаллическое (существенно цинковое) месторождение расположено в пределах Еравнинского останца к северо-востоку от Озерного месторождения и приурочено к участку сложноблокового строения, сложенному вулканогенно-карбонатными отложениями верхней подсвиты олдындинской свиты нижнего кембрия (Алкалаев и др., 1971; Шобогоров и др., 1970). Рудные тела залегают в юго-восточном крыле антиклинальной складки северо-восточного простирания, которое падает под углом 50—60° и прорвано серией интрузивных тел верхнепалеозойских гранитоидов зазинского комплекса, подстилающих участок месторождения на глубине около 500 м.

На месторождении выявлены и изучены четыре крутопадающих рудных зоны общей протяженностью 1,5 км по простиранию и более 300 м по падению. Пласто- и линзообразные рудные тела мощностью от 1,7 до 10 м, как правило, залегают согласно с породами рудовмещающей олдындинской свиты, имеют юго-восточное падение и расположены кулисообразно относительно друг друга. Колчеданно-полиметаллические рудные

тела перемежаются в разрезе с пластообразными и линзообразными залежами магнетитовых, магнетит-гематитовых и гематитовых руд.

Сульфидным рудам Назаровского месторождения свойствен общий простой минеральный состав (Бусленко, 1975). Главные рудные минералы — сфалерит, пирит и пирротин; второстепенные — халькопирит, магнетит и галенит; редко встречаются арсенопирит, гематит и марказит. Основные нерудные минералы — кварц, альбит, кальцит и хлорит; второстепенные — эпидот, гранат, мусковит, биотит, актинолит, пироксен, серицит. Как и в гидротермально-осадочных рудах Озерного месторождения, отсутствует барит. Набор элементов-примесей в минералах ограничен. В сфалерите, пирите и пирротине в повышенных содержаниях отмечаются лишь марганец, мышьяк, кадмий, серебро и висмут. В отличие от руд Озерного месторождения они лишены сурьмы, германия и таллия, но в целом по незначительному набору элементов-примесей близки к ним.

По текстурно-структурным признакам руды Назаровского месторождения крайне неоднородны и представлены слоистыми и полосчатыми с реликтовой слоистостью сульфидными рудами, грубополосчатыми и массивными рудами, гнездово-прожилковыми и вкрапленными сульфидными рудами.

На месторождении довольно четко выделяются две минеральные ассоциации: ранняя — сульфидная сингенетичная гидротермально-осадочная и поздняя — скарново-сульфидная. В отличие от месторождений скарново-полиметаллической рудной формации других рудных районов, где сульфиды отлагаются обычно на завершающих этапах гидротермального процесса после образования скарнов, в рудах Назаровского месторождения наложение скарновой ассоциации происходило на уже сформированные сульфидные рудные залежи. Пироксен-гранатовые скарны и гранат-эпидот-актинолит-хлоритовые скарноиды представляют собой результат ареального контактового метаморфизма и распространены в рудном поле более широко, чем рудная минерализация. С появлением скарновой ассоциации связаны образование на месторождении магнетита, пирротина и перекристаллизация, а также перераспределение сульфидных минералов. Метасоматической зональности в зонах скарнирования вблизи рудных тел не отмечается, что подчеркивает наложенный площадной характер скарнирования. Наиболее широко избирательно скарны и скарноиды развиваются по туфогенно-карбонатным разностям пород и реже по чистым известнякам, что подчеркивает преобладающий изохимический характер процесса. С более существенным перераспределением и перемещением вещества при участии гидротермальных растворов связано образование встречающихся на глубоких горизонтах и фланговых частях месторождения прожилково-вкрапленных и вкрапленных халькопирит-пирит-сфалеритовых и галенит-пирит-пирротиновых руд и приразломных зон окварцевания.

Образование руд Назаровского месторождения в результате метаморфизма первичных гидротермально-осадочных залежей подчеркивается следующими моментами.

1. Широкое распространение в районе в пределах рудовмещающей толщи (олдындинская свита нижнего кембрия) классических гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений. Общая зараженность разреза рудовмещающих карбонатно-туфогенных пород сингенетичной сульфидной минерализацией.

2. Сохранение реликтовых слоистых текстур и седиментационных структур сульфидных руд. Наличие (в отдельных случаях) постепенных переходов от контактово-метаморфизованных руд к слабо измененным слоистым гидротермально-осадочным рудам.

3. Наложенный характер скарновой минерализации. Отсутствие четкого пространственного совмещения сульфидного оруденения и скарнирования.

4. Простой минеральный состав руд и ограниченный набор элементов-примесей, что характерно для гидротермально-осадочных руд Озерного месторождения.

5. Специфический характер текстур и структур метаморфизованных руд, отражающий процессы перекристаллизации рудного вещества в замкнутом объеме в условиях длительного высокотемпературного прогрева.

Подобные процессы перекристаллизации и частичной регенерации рудного вещества при внедрении гранитоидных интрузий отмечались нами выше на примере Маинского месторождения и описаны для Старковского и некоторых других месторождений Рудного Алтая (Демин, Ловчук, 1971; Щерба, 1969).

Вопрос метаморфизма вулканогенных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд, весьма актуальный как для Еравнинского рудного района, так и для Западного Забайкалья в целом, требует специального детального рассмотрения для правильной оценки перспектив и колчеданно-полиметаллических, и железорудных месторождений района.

4. КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКОМ СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В складчатых сооружениях докембрия юго-западного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы в пределах Северного Прибайкалья и Енисейского кряжа в последние годы выявлены и интенсивно изучаются колчеданно-полиметаллические месторождения, приуроченные главным образом к рифейским отложениям и претерпевшие в ряде случаев существенный метаморфизм. Несмотря на значительные метаморфические преобразования, захватившие эти территории, изучение общего геологического строения, морфологии рудных залежей и реликтовых первичных структур и текстур руд позволяет достаточно уверенно судить о генетических особенностях этих месторождений, о их формационной принадлежности и условиях рудообразования.

Наиболее изучены в настоящее время и интересны в промышленном и генетическом отношении Холоднинское месторождение в Северо-Байкальском районе Бурятской АССР и Линейное месторождение Енисейского кряжа.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Большие перспективы Северного Прибайкалья как нового рудного района выявились особенно четко в последние годы в связи с открытием Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Матюхин, Мещеров, 1970; Шобогоров и др., 1971), хотя многие вопросы геологического строения и металлогении этого региона требуют дополнительных детальных исследований. Для освоения выявленных месторождений и дальнейшего развития геологопоисковых и металлогенических работ большое значение имеет строительство Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, проходящей непосредственно через этот новый рудный район.

Таблица 23

Схема стратиграфии и магматизма Северо-Байкальского нагорья (по П. Ч. Шобогорову, 1971)

Группа	Система, подгруппа	Отдел	Толща, свита, интрузивный комплекс	Полезные ископаемые
Кайнозойская	Четвертичная		Аллювиальные, ледниковые, водно-ледниковые и озерные отложения. Валуны, галька, песок, суглинки, илы (мощность непостоянная)	Россыпи золота, ильменита
	Неогеновая		Пески, алевролиты, глины, диатомиты с прослоями бурых углей (до 1700 м)	Прослои бурых углей
			Дайки кайнозойских базальтов, щелочных базальтов, диабазов, порфиритов, трахидолеритов, камптонитов, иногда покровы андезитов	Не установлено
Палеозойская	Средне-верхнепалеозойская		**Сыннырский интрузивный комплекс.** Щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные граниты	Редкие земли, апатит, калий-глиноземное сырье
	Нижнепалеозойская		**Витимканский интрузивный комплекс.** Граниты, гранодиориты, диориты, граносиениты, аплиты	Свинец, цинк, золото, олово, молибден, вольфрам
			Бирамьинский интрузивный комплекс. Габбро, габбро-диабазы, диориты, диабазовые порфириты, порфириты	По мнению некоторых исследователей, золото и медно-полиметаллические проявления
	Кембрийская	Средний	Анамакитская серия: **Кумакская свита.** Известняки, иногда известковистые доломиты (730 м)	Не установлено
		Нижний	**Кооткинская свита.** Доломиты, известняки (2500—2600 м)	Доломиты, фосфориты (?), бокситы (?)
	Вендская		**Туколомийская свита.** Ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, филлиты, углисто-карбонатные сланцы, известняки (5300—5600 м)	Марганец
			Холоднинская свита. Верхняя подсвита — песчаники, алевролиты, иногда сланцы. Нижняя подсвита — конгломераты, гравелиты (3000—4000 м)	Не установлено

Протерозойская	Верхнепротерозойская		**Баргузинский интрузивный комплекс.** Граниты, гранодиориты, диориты, сиениты, сиенит-диориты, гранит-пегматиты, пегматиты	Проявления мусковита, тантало-ниобатов, полиметаллов
			Довыренский интрузивный комплекс. Габбро, оливиновые габбро, перидотиты, оливиниты, габбро-нориты	Сульфидные, медно-никелевые и титано-магнетитовые месторождения и проявления
		Олокитская серия	**Сыннырская свита.** Миндалекаменные метадиабазы, диабазовые и андезитовые порфириты, спилиты и их туфы (1500—2500 м)	Не установлено
			Итыкитская свита. Известняки и доломиты с прослоями сланцев и песчаников (более 1100 м)	Месторождения и проявления графита и химически чистых известняков (?)
			Ондокская свита. Углистые, хлоритовые, биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые, участками мигматизированные сланцы и гнейсы, покровы зеленокаменных эффузивов и горизонты карбонатных пород (1500—2000 м)	Колчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи, железистые кварциты, марганцевые проявления
			Олокитская свита. Редкогалечные конгломераты, песчаники, хлорит-серицитовые, биотитовые и амфиболовые сланцы, двуслюдяные гнейсы, горизонты железистых кварцитов и известняков, покровы метаэффузивов среднего и основного состава (800—2200 м)	
	Среднепротерозойская		**Ирельский интрузивный комплекс.** Граниты, гранит-порфиры, пегматиты, диориты, сиенит-диориты, граносиениты	Минерализация олова, флюорита, полиметаллов
			Тепторгинская серия. Сланцы, гнейсы, кварциты, филлиты, редко песчаники и известняки (более 2000 м).	Не установлено
		Акиткан-ская серия	**Чайская свита.** Песчаники, гравелиты, конгломераты, кварциты, туфы, фельзитовые порфиры (1000 м)	Не установлено
			Хибеленская свита. Фельзитовые и кварцевые порфиры, туфы и туффиты (4000—4500 м)	
	Нижнепротерозойская		**Куандинский интрузивный комплекс.** Граниты, гнейсограниты, плагиограниты **Муйский интрузивный комплекс.** Амфиболизированные габбро, габбро-диориты, ортоамфиболиты, серпентиниты **Чуйская и нюрундуканская толщи.** В миогеосинклинальной зоне—чуйская толща, представленная гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, амфиболитами (4000—4500 м). В эвгеосинклинальной зоне — нюрундуканская толща, представлена метаэффузивами с горизонтами и пачками метаморфических и кристаллических сланцев, гнейсов, известняков (более 4000—5000 м)	Проявления талька, хрома, асбеста, титана, железа Рутиловые сланцы в зонах диафтореза среди пород чуйской толщи

Геологическое строение региона и Олокитской структурно-металлогенической зоны

Геологическое строение Северного Прибайкалья изучалось многими исследователями и достаточно детально отражено в работах Л. И. Салопа, Е. В. Павловского, С. А. Гурулёва, В. П. Арсентьева, А. С. Кульчицкого, П. М. Хренова, В. А. Дворкина-Самарского, М. М. Мануйловой, С. М. Замараева, А. Я. Жидкова, К. А. Клитина, Г. В. Андреева, В. В. Балханова, Д. Ц. Цыренова, П. Ч. Шобогорова и др.

Северное Прибайкалье расположено в пределах южного складчатого обрамления Сибирской платформы с четко выраженным полицикличным развитием. В регионе выделяются образования не менее трех геотектонических циклов: раннепротерозойского (карельского), байкальского и каледонского. Общая схема последовательности осадконакопления, эффузивного и интрузивного магматизма по данным П. Ч. Шобогорова (1971 $_{1,2}$) приведена в табл. 23.

Тектоническое строение района в связи с положением его в весьма мобильном и длительно развивающемся участке земной коры отличается большой сложностью и своеобразием. Характерны блоковое развитие основных структурных зон, начиная со среднего протерозоя, и большая роль неоднократно подновлявшихся глубинных разломов. Все это определило большую фациальную неоднородность осадконакопления, формирование наложенных структур типа троговых прогибов и отдельных поднятий, широкое развитие процессов инициального базальтоидного магматизма и неоднократное проявление площадного и приразломного метаморфизма пород. Эти же факторы были благоприятны для образования многих типов месторождений полезных ископаемых.

В раннепротерозойское время Северное Прибайкалье представляло собой типичную геосинклинальную область, формирование которой происходило в основном на коре океанического типа (Клитин и др., 1970). Для этого периода по характеру осадочных и магматических образований выделяются два крупных структурно-фациальных пояса: миогеосинклинальный внешний (северный) и эвгеосинклинальный внутренний (южный). В результате складчатых движений в конце раннего протерозоя, соответствующих по времени карельской складчатости, геосинклинальный режим сменился орогенным, Северное Прибайкалье перешло в складчатую область и причленилось к Сибирской (Ангарской) платформе.

В среднепротерозойское время, на фоне общего поднятия складчатых структур карелид, вдоль зон разломов образовались отдельные глубокие прогибы, сопровождавшиеся интенсивным вулканизмом и становлением комагматичных гранитных интрузий. К этому времени относится формирование Прибайкальской вулкано-тектонической зоны (Бухаров, 1973). Вдоль глубинной зоны разломов северо-восточного простирания заложилась структура межгорного прогиба, выполненного континентальными и в меньшей мере вулканогенными образованиями (тепторгинская свита). В процессе развития депрессионных структур, обусловленных зонами глубинных разломов, складчатые структуры карелид были разделены на ряд блоков, наиболее крупные из которых Кутимский и Верхнеангарский.

Дифференцированные движения, начатые в среднем протерозое, продолжались и в верхнем протерозое. Прогибание отдельных блоков сопровождалось дроблением фундамента, интенсивным осадконакоплением, излиянием и внедрением базальтоидной магмы. Характерно для того времени также формирование сингенетичных вулканогенно-осадочных рудных образований. Байкальская складчатость завершилась становлением габбро-перидотитовых массивов и огромных гранитоидных батолитов.

Палеозойский и мезозойский этапы развития в Северном Прибайкалье имели ярко выраженный орогенный характер. В раннем палеозое в результате процессов тектоно-магматической активизации образовались струк-

туры межгорных прогибов, заполнявшихся грубообломочным терригенным материалом, а во внутренней зоне — тонкообломочными терригенными и карбонатными отложениями. Каледонская складчатость завершилась внедрением габброидных и гранитоидных интрузий.

Среди допалеозойских структур Северного Прибайкалья выделяются следующие основные тектонические элементы (рис. 56). Центральная часть региона отвечает Байкало-Витимскому геоантиклинорному поднятию (по Л. И. Салопу, 1967), или Чуйскому антиклинорию (по Д. А. Великославинскому и др., 1963), сложенному отложениями нижнепротерозойского и частично среднепротерозойского возраста. С северо-запада по зоне глубинных разломов оно граничит с Прибайкальской вулканоплутонической зоной, входящей в Байкало-Патомский краевой прогиб, обрамляющий Сибирскую платформу. Прибайкальская вулканоплутоническая зона (Хренов и др., 1966) сложена отложениями среднепротерозойского (акитканская серия) и верхнепротерозойского (байкальская серия) комплексов. С юго-востока Байкало-Витимское поднятие по Ангаро-Светлинской зоне глубинных разломов сменяется депрессионной структурой Котерского геосинклинального прогиба (Намаминская структурно-формационная зона), выполненного вулканогенными и терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя.

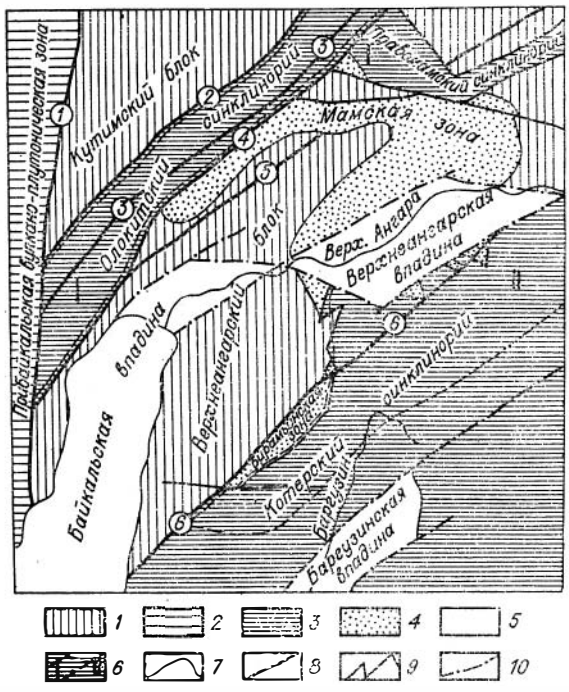


Рис. 56. Схема тектонического районирования. Масштаб 1 : 2 000 000 (по П. Ч. Шобогорову, 1971).

1 — блоки складчатых геосинклинальных образований карелид; *2* — среднепротерозойские образования Байкало-Патомского краевого прогиба; *3* — верхнепротерозойские синклинории; *4* — нижнепалеозойские грабен-синклинальные структуры; *5* — кайнозойские впадины Байкальской рифтовой системы; *6* — структурно-металлогенические зоны (I — Олокитская, II — Намаминская); *7* — границы тектонических подразделений; *8* — зоны долгоживущих глубинных разломов (1 — Миньская, 2 — Абчатская, 3 — Тыя-Мамская, 4 — Холоднинская, 5 — Мамско-Конкудерская, 6 — Ангаро-Светлинская); *9* — докайнозойские разломы; *10* — кайнозойские разломы.

Олокитская структурно-металлогеническая зона, выделенная впервые П. Ч. Шобогоровым ($1971_{1,2}$), охватывает Олокитский и Правомамский синклинорий с прилегающими к ним участками древних образований, подвергшихся воздействию процессов позднепротерозойской тектономагматической активизации.

Олокитский синклинорий, к юго-восточному флангу которого приурочено Холоднинское месторождение, представляет собой внутригеосинклинальный прогиб в пределах Байкало-Витимского поднятия, ограниченный с севера Абчатским и с юго-востока Холоднинским глубинными разломами. Он имеет ширину 20—25 км, протягивается на 200 км и разделяет геоантиклинальное поднятие на Кутимский и Верхнеангарский блоки. Заложение прогиба произошло в среднем протерозое на фоне общего поднятия складчатых структур ранних карелид вдоль зоны разломов северо-восточного простирания. В дальнейшем разломы этого «байкальского» направления определили длительную эволюцию структур и эндогенных процессов региона.

Дифференцированные движения, особенно интенсивно проявившиеся в верхнем протерозое, привели к формированию специфичной межразломной троговой глубинной подвижной зоны с эвгеосинклинальным характером осадконакопления и магматизма. Процессы прогибания и вулканизма способствовали накоплению мощных толщ вулканогенно-осадочного материала. Вулканизм проявлялся неоднократно и сопровождался гидротермальной деятельностью. Отложение вулканогенно-терригенных пород низов разреза верхнего протерозоя (олокитская и ондокская свиты) сменилось накоплением известковистых осадков (итыкитская свита), после чего вновь активизировалась вулканическая деятельность (сыннырская свита), завершившаяся уже в процессе складчатости внедрением по глубинным разломам базит-гипербазитовых, иногда никеленосных, интрузий довыренского комплекса. Часть базитовых доскладчатых интрузий по структурному положению и петрохимическим характеристикам комагматична с эффузивами олокитской и ондокской свит.

Стратиграфия верхнепротерозойских отложений с использованием данных последних геологосъемочных работ рассмотрена в работах П. Ч. Шобогорова ($1971_{1,2}$), В. В. Балханова (1971) и некоторых других. По этим данным о л о к и т с к а я с в и т а, залегающая в основании разреза, представлена конгломератами, туфоконгломератами, метаэффузивами основного, среднего, реже кислого состава и их туфами общей мощностью 1800—2000 м. Породы олокитской свиты слагают в основном северо-западное крыло синклинория. Аналогом олокитской свиты в южном крыле синклинория в междуречье Тыи и Холодной являются, очевидно, метаморфизованные терригенные отложения, выделенные в последнее время в качестве авкитской свиты.

О н д о к с к а я с в и т а, вмещающая основные колчеданно-полиметаллические залежи района, залегает на олокитской согласно и имеет с ней постепенные переходы. Выделяется она по появлению в разрезе карбонатных пород (Балханов, 1971). Состав свиты преимущественно терригенно-карбонатный. Однако в составе метаморфизованных отложений свиты определенно устанавливается примесь туфогенного материала и отдельные прослои лав в виде зеленокаменно измененных андезитов и ортоамфиболитов. В низах разреза отмечается преобладание тонкого терригенного материала, количество карбонатного материала увеличивается к его верхним частям. Существенно развиты кварцитовидные песчаники и кварциты. Отдельные горизонты разреза содержат значительные количества органогенного углеродистого вещества, в различной степени метаморфизованного. Мощность свиты достигает 1200—2000 м.

Пестрый разрез терригенно-карбонатных отложений с горизонтами кварцитов и вулканогенно-осадочных пород ондокской свиты сменяется и т ы к и т с к о й с в и т о й существенно карбонатного состава, сложенной известняками, доломитами с маломощными прослоями аргиллитов и известковистых песчаников. Мощность свиты от 600 до 950 м.

Разрез отложений верхнего протерозоя Олокитского прогиба завершается вулканогенными образованиями с ы н н ы р с к о й с в и т ы. Они представлены эффузивами основного, среднего и кислого состава — миндалекаменными метадиабазами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, альбитофирами, кварцевыми порфирами и их туфами с маломощными прослоями филлитов и карбонатных пород. Преобладают эффузивы основного и среднего состава. Мощность свиты от 1000—1500 до 2000 м. Многими исследователями (Чабаненко, Балханов, 1971) отмечается несогласное залегание эффузивов сыннырской свиты на отложениях ондокской свиты. В свою очередь, эффузивы сыннырской свиты несогласно перекрываются кембрийской молассой и широко встречаются в гальке конгломератов холоднинской свиты.

Таким образом, ориентировочно можно считать, что мощность терригенных, терригенно-карбонатных, вулканогенных отложений верхнего

протерозоя в пределах олокитского внутригеосинклинального прогиба составляет 5500—7500 м. Характерна небольшая ширина трога (20—30 км) и относительно активное проявление в его пределах процессов вулканизма. Все это позволяет выделить Олокитский прогиб как специфическую межразломную глубинную подвижную зону, развивающуюся на жестком блоковом фундаменте по типу эвгеосинклиналей наподобие Успенской тектонической зоны Казахстана (Геология и металлогения..., 1967), Улугойской (Каахемской) зоны Восточной Тувы (Зайков, 1976).

Геосинклинальный этап осадконакопления в Олокитской структурно-формационной зоне завершился в верхнем протерозое внедрением интрузий основных и ультраосновных пород довыренского интрузивного комплекса и складкообразованием байкальского орогенеза с формированием гранитоидов баргузинского интрузивного комплекса.

Тектоническое строение Олокитского прогиба достаточно сложно. На нем отразились блоковый характер строения фундамента, блокированный тип складчатости, при наличии с северо-запада и юго-востока жестких глыб карелид, и многочисленные послепротерозойские тектонические деформации и магматические процессы. Верхнепротерозойские отложения смяты в узкие линейные складки, составляющие в целом крупный олокитский синклинорий, оба крыла которого осложнены складками более высоких порядков.

Метаморфизм пород верхнего протерозоя в пределах олокитского прогиба достаточно интенсивен. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения олокитской и ондокской свит претерпели изменения от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, вплоть до начала амфиболитовой фации (Мануйлова и др., 1964). Возраст метаморфизма этой толщи (олокитской серии, по М. М. Мануйловой) по данным калий-аргоновых соотношений определяется в 600—622 млн. лет. В регионе широко развиты также процессы прогрессивного метаморфизма среднепалеозойского времени (310—390 млн. лет), которые в пределах олокитского синклинория проявлены ограниченно. В холоднинской свите нижнего кембрия, перекрывающей отложения верхнего протерозоя, метаморфизм проявлен слабо в пределах фации зеленых сланцев.

Характерная черта метаморфизма пород олокитского синклинория — неравномерное его развитие в зависимости от положения их в разрезе по отношению к структурам глубинных разломов и состава пород. Типичны случаи зонального метаморфизма вблизи разломов глубокого заложения. Процессы диафтореза, отмечаемые М. М. Мануйловой и др. (1964) для прилегающих с севера территорий, в олокитском прогибе развиты не широко. Диафторез отчетливо проявляется лишь в зонах приразломного рассланцевания и милонитизации, где различные породы превращаются в хлоритовые и серицитовые сланцы.

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение

Месторождение расположено в юго-восточном крыле Олокитского синклинория. Геологическое строение его в последние годы изучалось геологами Бурятского геологического управления, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИГиГ СО АН СССР и ИГ БФ СО АН СССР. Оно освещалось в работах П. Ч. Шобогорова, Д. Ц. Цыренова, В. П. Бушуева (1971), Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина, Т. П. Кузнецовой (1973), Г. В. Ручкина, В. П. Бушуева, В. А. Варламова и др. (1975) и ряда других исследователей. К настоящему времени получены достаточно обширные материалы и решены многие дискуссионные вопросы геологического строения Холоднинского рудного поля и генезиса месторождения, хотя, естественно, в связи с большой сложностью геологической истории развития региона нерешенных вопросов остается еще много.

а) Геологическое строение месторождения

Холоднинское месторождение, если исходить из изложенных выше представлений о структуре и стратиграфии, приурочено к отложениям ондокской свиты верхнего протерозоя и залегает в структуре Холоднинской синклинали, осложняющей юго-восточное крыло Олокитского синклинория. Пространственно оно тяготеет к зоне Холоднинского глубинного разлома, представленного серией разрывных структур северо-восточного простирания и срезающих юго-восточное крыло синклинория. Общие размеры рудного поля определяются контурами распространения пород рудовмещающих отложений в структуре Холоднинской синклинали и равны 10 × 2,5 км (рис. 57). Рудное поле сложено дислоцированными и метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами преимущественно слюдисто-кварц-карбонатного состава с биотитом, мусковитом, гранатом, ставролитом, дистеном, шпинелью, альбитом, амфиболом, клиноцоизитом, эпидотом и хлоритоидом. Широко развиты горизонты и прослои пород, обогащенных графитом, кварциты и амфиболиты.

В основании разреза залегают гранатовые кварц-двуслюдяные сланцы авкитской свиты, слагающие юго-восточный фланг рудного поля и подстилающие основной рудоносный горизонт низов ондокской свиты. Отложения ондокской свиты в нижних частях разреза представлены преимущественно карбонатными и графит-кварц-карбонатными отложениями, постепенно сменяющимися пестрой пачкой частого переслаивания различных по составу пород — графитистых кварц-двуслюдяных сланцев, слюдистых кварц-плагиоклазовых сланцев, амфиболитов, амфиболсодержащих кварц-карбонатных пород, графитистых кварцитов и кварцитовидных песчаников, порфиробластических пород (скарноиды) гранат-ставролит-амфибол-биотит-кварц-карбонатного состава и согласных пластовых колчеданно-полиметаллических рудных залежей. Мощность этой пачки ондокской свиты в центральной части рудоносного интервала максимальна и доходит до 400 м, на флангах рудного поля сокращается более чем в два раза. Нижняя пачка пород ондокской свиты наиболее рудоносна и вмещает главный рудный горизонт месторождения.

Залегающие выше отложения средней пачки ондокской свиты по составу и строению более однообразны. Они начинаются горизонтом графитистых кварц-двуслюдяных сланцев и алевролитов с отдельными прослоями известковистых кварцитов, скарноидов и маломощных рудных залежей преимущественно серноколчеданного состава. Выше по разрезу преобладают графит-известковистые кварц-двуслюдяные сланцы. В центральной части рудного поля мощность этой пачки составляет 300—350 м, на флангах она уменьшается до 100—150 м.

Разрез ондокской свиты в пределах рудного поля завершается толщей графитистых гранат-двуслюдяных сланцев, кварцитов, кварцито-песчаников, гравелитов, углистых аспидных сланцев и мраморизованных известняков. В низах этой толщи отмечаются маломощные залежи сульфидных руд (зона Рыжая).

Общая мощность отложений ондокской свиты в пределах рудного поля достаточно изменчива: в центральной части Холоднинской синклинали превышает 1000 м, на ее флангах уменьшается до первых сотен метров. Некоторыми исследователями дается несколько иное в деталях расчленение верхнепротерозойских отложений рудного поля (Ручкин, Бушуев и др., 1975), но в целом схема последовательности отложений, базирующаяся на детальном разведочном материале, сохраняется.

Значительный метаморфизм пород, доходящий на южном фланге рудного поля до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой ступени (Кушев, Руденко, Руденко, 1975), затрудняет детальную расшифровку первичного состава стратифицированных отложений рудного поля. Однако четко проявленные слоистые текстуры пород и валовой состав отложений позволя-

ют достаточно однозначно прийти к выводу о первичном терригенно-карбонатном характере осадков и существенной роли в формировании отдельных горизонтов их эксгаляционно-осадочного и пирокластического вулканогенного материала. Особое внимание привлекают широко развитые седиментационные кварциты и кварцсодержащие породы и такие специфичные породы, как амфиболиты и «скарноиды». Мономинеральность отдельных разностей кварцитов, их значительные мощности, линзовидный характер залежей и пространственная ассоциация с сингенетичной сульфидной минерализацией указывают на важную роль в их формировании эксгаляционно-осадочных процессов, выноса кремнезема подводными гидротермальными системами.

По вопросу образования амфиболитов и скарноидов есть различные точки зрения. Бо́льшую часть массивных силлообразных залежей амфиболитов, отмечающихся в различных частях разреза ондокской свиты и особенно в пределах нижней рудоносной толщи и в низах верхней толщи, относят к ортоамфиболитам, образованным в результате метаморфизма эффузивов андезитобазальтового состава и их субвулканических разностей (Конников и др., 1976). Что же касается группы порфиробластических пород переменного, в основном гранат-ставролит-амфибол-биотит-кварц-карбонатного, состава, то их генезис рассматривают с разных позиций. Г. В. Ручкин, В. П. Бушуев, В. А. Варламов, В. Д. Конкин и др. (Ручкин, Бушуев и др., 1975) относят их к высокотемпературным метасоматическим образованиям, которые образуют зоны, контролируемые древними тектоническими нарушениями северо-восточного простирания, и формируются в обстановке кислотного выщелачивания. Ю. Л. Руденко и др., (Конников и др., 1976) считают, что порфиробластические породы представляют собой продукт метаморфизма алюмосиликатно-карбонатных осадков, отвечающих по среднему составу отложениям типа древних кор выветривания.

Детальные наблюдения, проведенные нами совместно с К. Р. Ковалевым и А. И. Бусленко, позволяют более склониться к выводу об образовании порфиробластических слюдисто-кварц-карбонатных пород с гранатом, ставролитом, амфиболом и некоторыми другими метаморфогенными минералами в процессе общего регионального метаморфизма за счет пород туфогенно-карбонатного состава и особенно прослоев, обогащенных алюмосиликатным пирокластическим материалом в осадочной туфогенно-карбонатной массе. Об этом говорят реликтово-слоистые текстуры пород, четкая приуроченность метаморфических минералов к определенным слойкам и горизонтам, широкое развитие метакристаллов и отсутствие следов околотрещинного метасоматоза и выщелачивания и т. д. Наиболее четко процессы перекристаллизации («скарнирования») отмечаются при пересечении благоприятных горизонтов зонами смятия и повышенного метаморфизма. Селективное образование скарноидов по туфогенно-карбонатным прослоям, представляющим по химическому составу наиболее благоприятную шихту, описывалось нами ранее для случая Назаровского месторождения в Западном Забайкалье. Широкое участие туфогенного материала в формировании пород рудного поля подтверждается и детальными исследованиями И. Л. Васильева (1974).

Интрузивные образования на месторождении представлены амфиболизированными габбро-диоритами и небольшим телом серпентинизированных ультраосновных пород довыренского комплекса верхнепротерозойского возраста. С ультраосновными породами в юго-западной части рудного поля связано проявление сульфидного медно-никелевого оруденения (Гурулёв, 1974). В. П. Бушуевым на северо-востоке рудного поля отмечались также отдельные дайки и жилообразные тела плагиогранитов и мусковитовых гранитных пегматитов мамско-оронского интрузивного комплекса и две дайки камптонитов, условно отнесенных к мезозою.

Структурно Холоднинское рудное поле приурочено к Холоднинской синклинали, осложняющей юго-восточное крыло Олокитского синклино-

рия. Холоднинская синклиналь представляет собой опрокинутую на юго-восток линейно-брахиформную структуру с крутыми падениями крыльев, осложненных складчатостью более высоких порядков. В плане она имеет форму линзы, вытянутой на 10 км по простиранию при максимальной ширине 2,5 км. Северо-западное крыло складки обрезается Тыйским разломом северо-восточного простирания, центральная часть осложнена зоной продольных дизъюнктивных дислокаций и смятия — Центральным разломом, на юго-восточном фланге рудного поля она осложнена Авкитским разломом. Эта серия продольных нарушений входит в систему Холоднинского глубинного разлома, ограничивающего с юго-востока Олокитскую структурно-формационную зону.

Породы, слагающие рудное поле, имеют преимущественно северо-западное падение под углами 50—70° и лишь в ядерной части синклинальной структуры имеют пологое залегание (до 15°) и обратное падение. Общий запрокинутый на юго-восток характер складчатости осложняет расшифровку внутренней складчатой структуры синклинали. Большинством исследователей, детально изучавших структуру рудного поля (Ручкин, Бушуев и др., 1975), предполагается наличие в пределах Холоднинской синклинали двух осложняющих синклинальных складок второго порядка и разделяющей их антиклинали. Эта идея показывается на серии разрезов (см. рис. 57). Южная — Рудная синклиналь сложена нижними, наиболее продуктивными частями разреза ондокской свиты, Северная синклиналь сложена в основном ее верхними горизонтами и обрезается Центральным и Тыйским разломами. Предполагается склонение шарнира Рудной синклинали под углом 10—15° к юго-западу и северо-востоку и замыкание ее на флангах рудного поля. Ядерная часть Центральной антиклинали, разделяющей синклинали второго порядка, по этим представлениям пространственно совпадает с зоной Центрального разлома, который срезает складчатую структуру со значительной амплитудой. Складчатые структуры второго порядка (по отношению к Холоднинской синклинали) часто бывают осложнены мелкими складками более высоких порядков, вплоть до складчатости волочения, что затрудняет расшифровку структуры.

Нужно отметить, что приведенная трактовка складчатой структуры рудного поля, к сожалению, недостаточно четко подкрепляется однозначными факторами, такими, например, как повторение маркирующих стратиграфических горизонтов в крыльях складок. По предложенной рисовке (см. рис. 57) нижние горизонты ондокской свиты в северо-западном крыле Рудной синклинали в большей части срезаются Центральным разломом. В связи с этим нам представляется вполне возможным также вариант более простого моноклинального строения юго-восточного крыла Холоднинской синклинали (без Рудной синклинали) с осложнениями лишь мелкой складчатостью небольших масштабов и разрывными нарушениями с небольшими амплитудами перемещений.

Разрывные нарушения на площади рудного поля представлены серией продольных разломов восток-северо-восточного простирания (Авкитский, Центральный, Тыйский) и поперечными структурами субмеридионального и северо-западного простираний. Разломы северо-восточного простирания представляют собой длительно развивающиеся структуры, контролируют проявления верхнепротерозойского и более молодого магматизма и зоны повышенного метаморфизма пород. Авкитский и Тыйский разломы ограничивают с юго-востока и северо-запада рудное поле. Центральный разлом осложняет ядерную часть Центральной антиклинали. К нему приурочена серия мелких интрузивных тел габбро и габбро-диоритов верхнепротерозойского возраста и широкая полоса пестрых по минералогическому составу порфиробластических пород. В зоне разлома развита сеть кварц-дистеновых и пирротин-кварц-дистеновых жил и прожилково-вкрапленное медно-свинцово-цинковое оруденение.

Разрывные структуры субмеридионального и северо-западного простирания имеют различный возраст. Многие из них имеют древнее заложение и определяют блоковое строение рудного поля. В. П. Мещеровым и Н. Е. Матюхиным (1972) по геофизическим данным в пределах рудного поля выделяются три блока (юго-западный, центральный и северо-восточный), резко отличающихся по морфологии и интенсивности аномалии силы тяжести. Одна из зон поперечных нарушений ограничивает с востока Первую рудную зону. Значительные изменения мощностей отложений рудовмещающей толщи в различных блоках месторождения указывают на возможные конседиментационные подвижки по существовавшим ранее поперечным к общему простиранию пород разрывным структурам. Отдельные пострудные нарушения смещают на несколько метров стратиформные рудные залежи.

б) Морфология рудных залежей

У основных рудных тел месторождения выдержанный субпластовый характер с отдельными раздувами и пережимами; они четко стратифицированы и сложены массивными, массивно-порфировыми, полосчатыми, гнейсовидными, микробрекчиевыми и реликтово-слоистыми и слоисто-вкрапленными рудами. Меньшее развитие имеют прожилково-вкрапленные типы руд, образующие самостоятельные рудные зоны и наложенные на различные типы стратифицированного оруденения.

По положению в структуре рудного поля на месторождении выделяются три рудные зоны, вытянутые согласно с залеганием пород и основных структур и представленные системами сближенных субпараллельных рудных залежей.

Наиболее детально изучена **Первая рудная зона,** приуроченная к юго-восточному крылу Рудной синклинали. Первая рудная зона представлена серией согласных с вмещающими породами рудных залежей, имеющих мощность от нескольких до 60 м и протягивающихся по простиранию до 2 км и более. Рудные тела залегают в разрезе многоярусно, в виде серии сближенных тел, разделенных прослоями и горизонтами слабо минерализованных пород (рис. 58). Пластообразная форма рудных тел усложнена наличием мелкой складчатости и послерудных разрывных нарушений. Общее падение рудных тел крутое северо-западное 85—70°. Морфология рудных тел нередко осложняется появлением в них нерудных прослоев.

Вторая рудная зона приурочена к зоне Центрального разлома и представлена в основном прожилковым и прожилково-вкрапленным оруденением в интенсивно перемятых и подробленных порфиробластических породах. Оруденение в пределах зоны носит прерывистый характер и прослеживается на 12—15 км. На восточном фланге месторождения в пределах Второй рудной зоны вскрыта пластовая залежь слоисто-полосчатых колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд мощностью от 10 до 35 м с падением на северо-запад под углом 60—65°. Анализируя результаты геофизических исследований, В. П. Мещеров и Н. Е. Матюхин (1972) пришли к выводу, что Первая и Вторая рудные зоны соединяются на глубине и представляют собой один и тот же продуктивный горизонт на разных уровнях эрозионного среза. Они выделяются в центральном блоке единой аномалией силы тяжести, что дает основание предполагать, что это выходы одного и того же горизонта в крыльях складчатой структуры. Наиболее интересное оруденение по Второй рудной зоне, по этим данным, ожидается на более глубоких горизонтах. Эта же точка зрения развивается и другими геологами, изучавшими структуру рудного поля (Ручкин, Бушуев и др., 1975). По этим данным геометрическая фигура Холоднинского месторождения представляется в виде сложного асимметричного корытообразного тела, вписанного в контур Рудной синклинали.

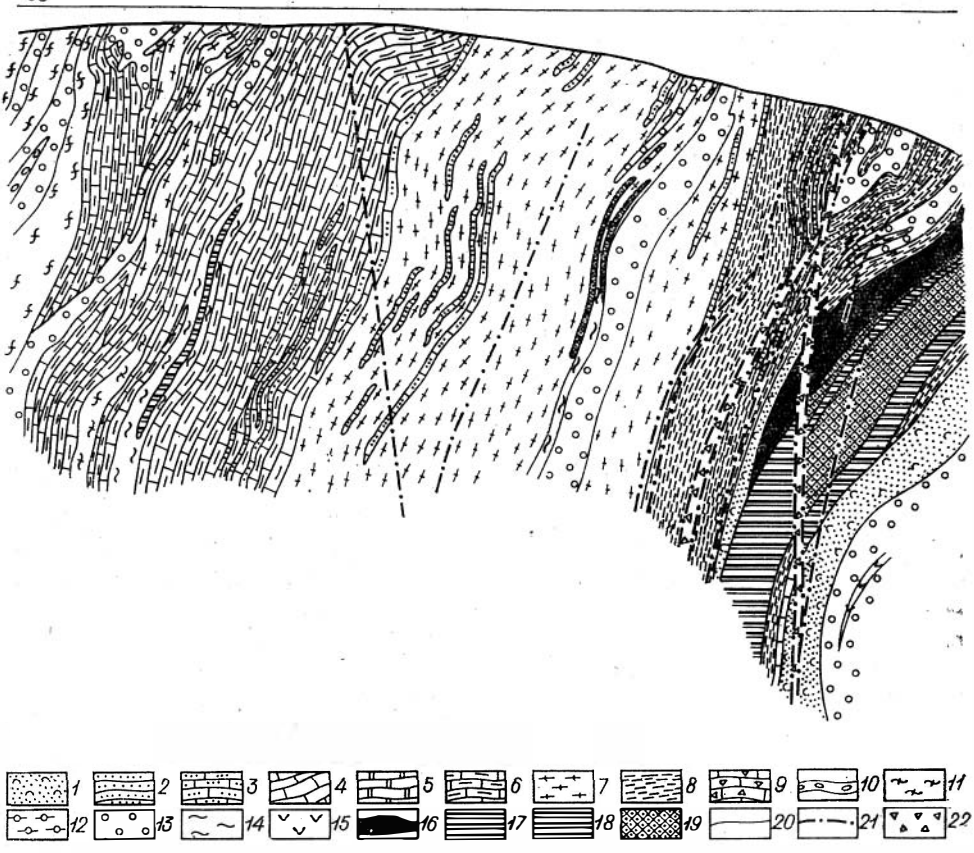


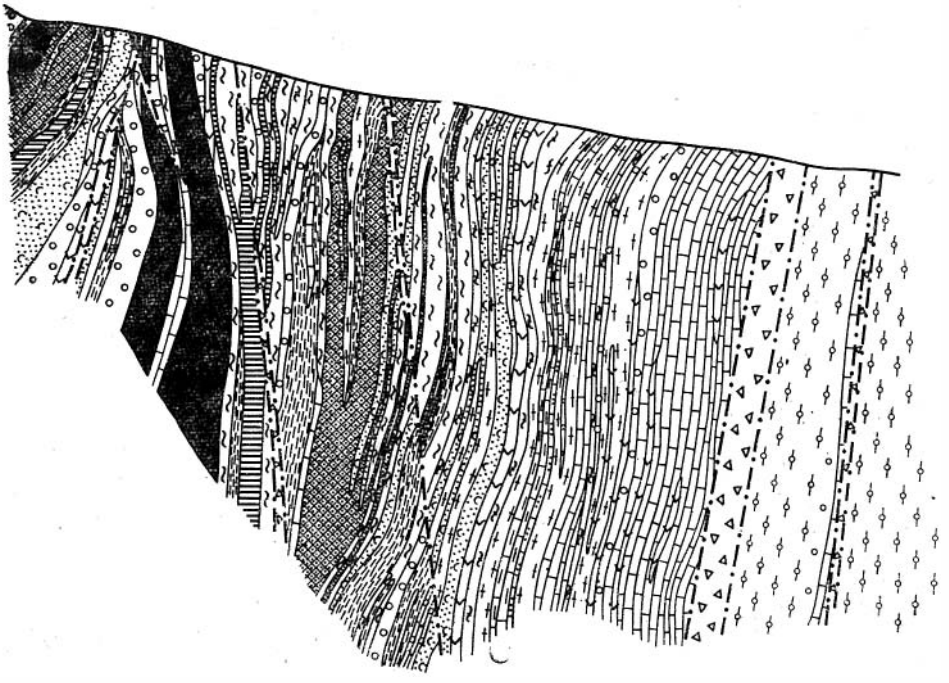
Рис. 58. Геологический разрез Первой рудной зоны Хо

1 — графитистые кварциты, кварцито-песчаники; *2* — слюдистые кварциты; *3* — известковистые песчанистые известняки; *6* — графит-известковистые кварц-двуслюдяные сланцы; *7* — графитистые цевые сланцы; *9* — известковые конгломерато-брекчии; *10* — гравелиты; *11* — слюдистые плагиобластические породы (скарноиды, метасоматиты); *14—15* — амфиболиты, гранатовые амфиболиты, руды колчеданно-полиметаллические вкрапленные и полосчато-прожилковые; *18* — руды мелно логические границы; *21* — тектонические

В варианте моноклинального залегания рудоносной толщи единая аномалия силы тяжести и наличие локальных зон проводимости и аномалий естественного электрического поля в промежутке между Первой и Второй зонами могут объясняться возможным наличием на глубине не выходящих на поверхность рудных залежей.

Помимо Первой и Второй рудных зон колчеданные и колчеданно-полиметаллические пластообразные рудные залежи, согласные с залеганием вмещающих пород, отмечаются еще на двух уровнях разреза рудовмещающей толщи. Одно из рудных тел в висячем боку Первой рудной зоны в 150—200 м выше по разрезу представлено преимущественно серноколчеданными рудами с реликтово-слоистыми и полосчатыми текстурами. Залегает оно среди графитистых кварц-двуслюдяных сланцев и подстилается горизонтами порфиробластических пород и альбит-мусковит-кварцевых пород (см. рис. 58).

Самое верхнее стратиграфическое положение в разрезе пород ондокской свиты рудного поля занимает **рудная зона Рыжая.** Она залегает среди слюдистых кварцитов, графитистых гранат-двуслюдяных сланцев с послойными телами амфиболитов верхней пачки ондокской свиты на северо-восточном фланге рудного поля. Рудное тело имеет форму пластовой лен-



лоднинского месторождения (по В. П. Бушуеву, 1974 г.).

кварциты, кварц-карбонатные породы; *4* — мраморизованные известняки; *5* — графитистые кварц-двуслюдяные сланцы и алевролиты; *8* — тонкослоистые графитистые мусковит-кварклазовые сланцы с биотитом; *12* — гранатовые кварц-двуслюдяные сланцы; *13* — порфироамфиболсодержащие породы; *16* — руды колчеданно-полиметаллические сплошные; *17* — колчеданные (пирит-пирротин-халькопиритовые); *19* — руды серноколчеданные; *20* — геонарушения; *22* — тектонические брекчии.

товидной залежи. Простирание северо-восточное 45—50°, падение 50—55°. Представлено оно вкрапленными в серицитовых кварцитах пирит-галенит-сфалеритовыми рудами с отдельными линзами сливных слоисто-полосчатых колчеданно-полиметаллических руд. Аномально широкое развитие сливных кварцитов и полосчатых тел ортоамфиболитов — характерная черта этой рудной зоны.

Если проследить вертикальный размах размещения оруденения в стратиграфическом разрезе верхнепротерозойских отложений рудного поля, можно отметить, что он составляет по крайней мере 600—700 м. Рудоносным оказывается почти весь разрез ондокской свиты, за исключением самых верхних ее горизонтов. Наиболее продуктивна нижняя карбонатно-черносланцевая толща пород с широким развитием графит-мусковитовых кварцитов, амфиболитов и порфиробластических пород пестрого состава, мощности которой увеличиваются в рудоносном интервале. Рудные залежи расположены многоярусно, чередуясь с горизонтами и прослоями безрудных или слабо минерализованных пород. В разрезе рудовмещающей толщи можно видеть по крайней мере три уровня рудной минерализации.

в) Минеральный состав и типы руд и их генетические особенности

Холоднинское месторождение по составу руд — колчеданное свинцово-цинковое. Минеральный состав его достаточно прост: главные минералы — пирит, сфалерит, галенит, кварц, мусковит, кальцит, второстепенные — пирротин, арсенопирит, халькопирит и редкие — блеклая руда, леллингит, рутил, ильменит, минералы золота и серебра. Руды месторождения имеют в основной массе мелко- и среднезернистое кристаллическое строение и представлены кварц-пиритовым, кварц-пирит-сфалеритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и галенит-сфалерит-пирротин-пиритовым минеральными типами.

Среди руд месторождения можно выделить следующие основные текстурно-генетические типы: слоистые и реликтово-слоистые руды (пиритовые, пирротиновые, пирит-галенит-сфалеритовые), массивные руды (кварц-пиритовые, кварц-пирит-сфалеритовые), прожилковые руды (пирит-галенит-сфалеритовые, пирит-пирротин-халькопиритовые), послойно-прожилковая и вкрапленная минерализация.

Основная масса рудных залежей представлена метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации сингенетичными скоплениями колчеданно-полиметаллических руд со слоистой и реликтово-слоистой (фиг. 118—121) и массивной (фиг. 122, 123) текстурами, которые сопровождаются ореолами рассеянной сульфидной минерализации в кристаллических сланцах и слюдистых кварцитах. Для рудных зон Первой и Рыжей непосредственно рудовмещающими породами преимущественно служат кварц-мусковитовые кристаллические сланцы и мусковитовые кварциты с незначительной примесью карбонатного материала. Для Второй рудной зоны рудовмещающими являются ставролит-шпинель-гранат-биотитовые кристаллические сланцы также с некоторым количеством карбонатного материала.

Руды, слагающие стратифицированные рудные залежи Первой и Рыжей рудных зон, состоят в основном из пирита, сфалерита и галенита. В них четко выделяются две генерации сульфидов и соответственно их морфологические разности — обильная тонкая сыпь мелкорозеточных и глобулярных выделений сфалерита, галенита, пирита в реликтовых обломках слюдистых кварцитов и крупнокристаллические переотложенные пирит, сфалерит, галенит и пирротин с кварцем, слагающие основную массу руд. Помимо главных сульфидных минералов для руд характерны блеклая руда, сульфосоли свинца, арсенопирит, лёллингит, ильменит, рутил, минералы золота и серебра. Характерно отсутствие в рудах барита.

I генерация — это тонкокристаллические и мелкоглобулярные метаколлоидные выделения пирита, сфалерита и галенита в агрегате мелкозернистого мусковитового кварцита или кварц-мусковитового сланца с аллотриоморфнозернистой мозаичной, торцовой либо лепидогранобластовой структурой. Тонкая сыпь глобулей размером до 0,02—0,04 мм и мелких кристалликов рассеяна относительно равномерно по всей массе слюдисто-кварцевой породы (фиг. 124). Рудные стяжения в большинстве случаев располагаются на границах зерен, нередко же встречаются и внутри отдельных зерен кварца. Чаще всего наблюдаются мономинеральные глобули пирита, реже зональные концентрические образования пирит-сфалеритового и пирит-галенитового состава, в которых галенит и сфалерит выполняют центральную часть или отдельные зоны агрегата. Нередко отмечаются также мономинеральные глобулярные образования галенита и сфалерита, хотя в большинстве случаев они образуют рассеянную тонкокристаллическую сыпь.

Участки с рассеянной тонкокристаллической и глобулярной минерализацией в мусковитовых кварцитах и кристаллических сланцах представ-

ляют собой реликтовые образования среди раскристаллизованной массы кварцево-рудного агрегата массивной, полосчатой и пятнисто-прожилковой текстур. Они имеют форму удлиненных обломков с нечеткими границами, иногда затертых в рудной массе округлых образований либо участков неправильной формы. Макроскопически в образцах эти мусковит-кварцевые образования ввиду большой насыщенности тонкозернистыми сульфидами имеют черный цвет. Интересно отметить, что в участках перекристаллизации кварца в более крупнозернистые агрегаты, которые окаймляют тонкозернистые образования либо рассекают их в виде прожилков и гнезд, наблюдается очищение кварца от тонкой глобулярной и мелкокристаллической сыпи сульфидов и мобилизация их в более крупнокристаллические прожилки и агрегаты.

II генерация сульфидных минералов слоисто-полосчатых и массивных типов руд стратиформных залежей представлена кристаллически-зернистыми разностями, слагающими основную массу руд. Это зернистые (от 0,1 до 1 мм) массы пирита, сфалерита и галенита, слагающие сливные, прожилковые и гнездово-прожилковые руды. Преобладает в рудах пирит. Он образует зернистые агрегаты сплошных руд и вкрапленность в виде отдельных кристаллов кубической формы в жильных минералах и сфалерите. Зерна пирита в значительной мере деформированы внутриминерализованными и пострудными подвижками. Особенно четко проявились внутриминерализованные трещины дробления, залеченные сфалеритом, галенитом и жильным кварцем и карбонатом.

Сфалерит, содержание которого колеблется, особенно в слоисто-полосчатых типах руд, от незначительного до преобладающего, цементирует зерна пирита, выполняет трещины и прожилки, корродируя пирит. Обычной для многих других колчеданных месторождений эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите в основной массе руд не отмечается. В отдельных участках и агрегатах сфалерита наблюдается субмикроскопическая сыпь галенита.

Галенит — более поздний по времени кристаллизации минерал по отношению к пириту и сфалериту и подчинен им структурно. В количественном отношении он также уступает первым двум минералам. Он выполняет отдельные межзерновые пространства в агрегатах пирита и сфалерита, часто образует в сфалерите тонкую сыпь и отдельные вкрапленники неправильной формы и формирует многочисленные прожилки в катаклазированных агрегатах рудных и жильных минералов.

Перечисленные выше второстепенные минералы все, за исключением рутила, встречаются крайне редко и в небольших количествах и не определяют минералого-геохимического облика руд.

Особого внимания заслуживают пирротин и халькопирит. В отдельных случаях, особенно на нижних горизонтах Первой рудной зоны в лежачем боку пластовых пирит-галенит-сфалеритовых рудных залежей, они образуют пирит-пирротин-халькопиритовые и пирротин-пирит-сфалерит-халькопиритовые руды. Халькопирит в этом случае является основным минералом гнездово-прожилковой минерализации, нередко наложенной на сливные и полосчатые сульфидные руды (фиг. 123). Для этих образований характерно повсеместное распространение эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите (структуры распада твердых растворов). Это говорит об относительно высокотемпературных условиях кристаллизации их из гидротермальных растворов с высоким содержанием меди, что не типично для основной массы руд. Пирротин в отдельных случаях тоже основной минерал бедных разностей слоистых руд и встречается в рассеянном виде в слабо минерализованных рудовмещающих породах.

Из жильных минералов пластообразных рудных залежей Первой и Рыжей рудных зон преобладает кварц, образующий основную массу руд. В реликтах вмещающих пород он слагает основную массу слюдистых кварцитов с тонкорассеянной глобулярной сульфидной минерализацией,

в более крупнокристаллических рудах — разнозернистые образования сложных структурных сочетаний, нередко перистой формы с волнистым угасанием и зубчатыми границами зерен. В тесной ассоциации с кварцем проявляется мусковит в виде отдельных пластинок и струйчатых агрегатов. Иногда наряду с мусковитом встречаются спутанно-волокнистые агрегаты серицита, в целом не типичные для руд месторождения. Кальцит встречается чаще всего в виде крупнокристаллических агрегатов в жильной массе руд в ассоциации с кварцем. Встречается он спорадически, не являясь основным минералом руд. Нередко гнездово-прожилковые скопления кальцита носят наложенный характер

Руды Первой рудной зоны, представляющие основную промышленную ценность по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям, характеру вмещающих пород и степени метаморфизма, отличаются большим однообразием. В образовании их четко фиксируются два этапа. Ранняя минеральная ассоциация, представленная тонкозернистыми метаколлоидными глобулярными, кольчатыми и зонально-фестончатыми образованиями пирита, галенита и сфалерита в мусковит-кварцевых кристаллических сланцах и слюдистых кварцитах, имеет по всем признакам седиментационное происхождение, а учитывая сложный состав минеральных агрегатов и слабую дифференцированность минералов в пространстве — гидротермально-седиментационное. Можно предполагать, что эта рудная минерализация сформировалась синхронно с вмещающими их осадками преимущественно кремнистого и в меньшей степени карбонатно-кремнистого состава в результате коагуляции и выпадения в осадок рудного вещества, выносимого в морской бассейн в процессе подводной гидротермальной деятельности. Для богатых слоистых и сплошных сульфидных руд процессы метаморфической перекристаллизации почти полностью стерли первичные структурные формы, однако реликтовые слоистые текстуры руд во многих случаях совершенно четко фиксируют их седиментационное образование при совместном отложении пирита, сфалерита и галенита.

Второй этап формирования этих руд связан с процессами метаморфизма, перекристаллизации (в том числе собирательной перекристаллизации) и частичного переотложения рудных масс. На этом этапе частично сформировалась и прожилково-вкрапленная минерализация, сопровождающая основную массу стратиформных сульфидных руд. Метаморфогенная перекристаллизация вмещающих пород сопровождалась очищением их от тонкой сыпи сингенетичных сульфидов и образованием рудных прожилков. Некоторыми исследователями (Ручкин, Конкин и др., 1975) допускается большая роль в формировании пластовых рудных тел процессов переотложения рудного вещества на значительные расстояния. Это указывается, в частности, для брекчиевидных («шариковых») сфалеритовых руд. Однако текстурные наблюдения над реликтово-слоистыми типами руд, закономерное, иногда ритмичное положение обогащенных сфалеритом прослоев в общей колонке слоистых рудных залежей не позволяют нам считать их переотложенными образованиями. Преобладающая часть пластовых залежей богатых сульфидных руд сформировалась, по нашему мнению, в результате метаморфизма первичных рудных скоплений без существенного их перемещения в пространстве.

Что касается взаимоотношений рудной минерализации и вмещающих пород, то принципиально можно говорить об отсутствии каких-либо изменений структуры и минерального состава пород, которые могли бы свидетельствовать об эпигенетическом характере рудной минерализации. При собирательной перекристаллизации рудных и жильных минералов и наложении прожилковой минерализации не образовывалось новых минеральных парагенезисов, позволяющих говорить о существенных отличиях физико-химических условий формирования руд и вмещающих их метаморфических пород. Околорудного метасоматоза в этом смысле не отмечается.

Недостаточно изученными остаются кварц-мусковитовые метасоматические образования, наложенные большей частью в виде локальных зон на основную рудную минерализацию. В отдельных случаях они могут представлять собой метаморфизованные в процессе регионального метаморфизма сингенетичные основному процессу гидротермально-осадочного рудообразования метасоматиты. Не исключена также возможность образования их в процессах диафтореза, значительная роль которым отводится в образовании руд Г. В. Ручкиным, В. Д. Конкиным и др. (Ручкин и др., 1973; Ручкин, Конкин и др., 1975).

Вторая рудная зона отличается от стратиформных рудных залежей Первой и Рыжей зон как по составу руд, так и по составу вмещающих оруденение пород. В ней преобладают руды гнездово-прожилковой текстуры сфалерит-галенит-пирротинового состава. Вмещающие породы — ставролит-шпинель-гранат-биотитовые кристаллические сланцы порфиробластической структуры. Преобладающие рудные минералы — галенит, сфалерит, пирротин, пирит; второстепенные — ильменит, рутил, халькопирит, электрум.

Галенит образует гнезда и прожилки совместно со сфалеритом и пирротином. В тонкопрожилковых выделениях совместно с галенитом кристаллизуются разноориентированные чешуйки мусковита. Сфалерит нередко количественно подчинен галениту, образуя гипидиоморфные зерна и агрегаты в полях галенита. Пирротин в этих рудах — один из главных минералов, широко развит в полях галенита, кристаллизуясь несколько позднее сфалерита. Халькопирит ассоциирует с пирротином в виде редких мелких зерен. Общее количество его незначительно. Пирит имеет подчиненное значение и образует отдельные зерна в полях развития галенита. Рутил встречается в виде мелких округлых зерен в сфалерите и других рудных и жильных минералах. Интересная отличительная особенность руд этой рудной зоны — появление ильменита, который образует отдельные пластинчатые и шестоватые кристаллы, преимущественно в ассоциации со сфалеритом и гранатом, реже с другими минералами.

Состав рудных минералов, широкое развитие пирротина в ассоциации с пиритом и присутствие таких окисных минералов титана и железа, как ильменит, говорят об относительно невысоком потенциале серы в рудоносных растворах, по крайней мере по сравнению с условиями минералообразования Первой рудной зоны.

Состав вмещающих оруденение кристаллических сланцев весьма своеобразен. В них отмечаются биотит, ставролит, гранат, шпинель, кварц, кальцит, полевой шпат и вторичные — мусковит и хлорит. Встречаются жилы кварц-дистенового состава. По минеральному составу порода соответствует эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Интересна для решения генетических вопросов оруденения шпинель (фиг. 125), относящаяся к цинксодержащей разности — ганниту. Исследования на рентгеновском микроанализаторе «КАМЕКА», проведенные К. В. Кочетковой и Ю. Г. Лаврентьевым, позволили установить в ее составе 34—36% цинка. Повышенные содержания цинка (десятые доли %) отмечаются также в гранате и ставролите. Это является прямым свидетельством дометаморфических концентраций рудных элементов в рудовмещающих отложениях.

Характерный для Второй рудной зоны преимущественно гнездово-прожилковый тип оруденения, отмеченные особенности минерального состава руд, полное соответствие парагенезисов жильных минералов руд с минеральным составом вмещающих пород, повышенные концентрации рудных компонентов (цинка) в составе породообразующих минералов рудной толщи, пространственная приуроченность ее к зоне повышенного метаморфизма (Центральный разлом) позволяют предположить существенную роль в ее формировании процессов метаморфогенной регенерации рудного вещества. Как уже отмечалось, на восточном фланге зоны вскрыта пласто-

вая залежь реликтово-слоистых колчеданно-полиметаллических руд, что указывает на наличие в пределах Второй рудной зоны сингенетичных вмещающим толщам рудных концентраций.

г) Геохимические особенности руд

По общему химическому и минеральному составу, преобладанию либо широкому развитию сульфидов железа и, в первую очередь, пирита руды Холоднинского месторождения, несомненно, типично колчеданно-полиметаллические. Однако по сравнению с колчеданно-полиметаллическими рудами многих других месторождений этого класса они обладают рядом специфических геохимических особенностей, основные из которых следующие.

1. Руды имеют преимущественно свинцово-цинковый состав. В основной массе руд содержатся крайне незначительные количества меди (сотые доли %). Исключение составляют лишь подчиненно развитые на месторождении халькопиритсодержащие типы руд, где халькопирит имеет в основном наложенно-прожилковый характер.

2. В рудах полностью отсутствует барит, столь обычный для многих колчеданно-полиметаллических месторождений.

3. Руды Холоднинского месторождения в целом обеднены элементами-примесями, спектр которых ограничен. Характерны как элементы-примеси сурьма, мышьяк, кадмий и германий. В полиметаллических рудах отмечается прямая корреляция серебра, свинца, мышьяка, сурьмы и таллия. Колчеданные руды содержат повышенные количества олова (сотые доли %). Для руд не характерны висмут, индий.

По геохимическим особенностям руды Холоднинского месторождения имеют много общего с рудами Озерного месторождения (Западное Забайкалье), но разнятся преимущественно кремнисто-сульфидным составом в отличие от карбонатно-сульфидных руд Еравнинского рудного поля.

д) Выводы о генезисе месторождения

Результаты изучения Холоднинского месторождения позволяют достаточно уверенно отнести его к группе метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений. По генетическому типу Холоднинское месторождение относится к параметаморфическим (по Добрецову, 1974; Кратцу и др., 1973) и сформировалось в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных (гидротермально-осадочных) пластообразных колчеданно-полиметаллических рудных залежей (Дистанов, Ковалев, 1974$_2$). Об этом говорят многие отмеченные выше особенности геологического строения, состава и сложения руд месторождения и в частности:

1) наличие реликтовых седиментационных метаколлоидных галенит-сфалерит-пиритовых глобулярных структур и слоистых текстур руд;

2) отсутствие стадийности минералоотложения в пределах раннего гидротермально-седиментационного и позднего метаморфического этапов рудообразования;

3) отсутствие четко выраженных околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород, явлений околорудного диафтореза;

4) полная идентичность состава жильных минералов руд и породообразующих минералов вмещающих кристаллических сланцев;

5) развитие во вмещающих кристаллических сланцах цинковой шпинели — ганита (34—36 % цинка), а также повышенные содержания цинка в гранате и ставролите, указывающие на первичные концентрации цинка в осадках;

6) пластовый стратифицированный характер рудных залежей.

История формирования месторождения была длительной, о чем свидетельствуют четко фиксируемые в рудах две генерации основных рудных

минералов, соответствующие двум этапам в формировании месторождения. Эти этапы можно выделить как ранний, гидротермально-осадочный, и поздний, метаморфический.

Первичное накопление основной массы рудного вещества произошло сингенетично с формированием вмещающих пород в геосинклинальном морском бассейне в результате подводной гидротермальной деятельности — выноса гидротермальными растворами рудного вещества в придонную часть и отложения его совместно с формирующимися осадками главным образом в коллоидной форме. О первично-седиментационном характере накопления рудного вещества во вмещающих преимущественно кремнистых и кремнисто-карбонатных осадках говорят широко развитые галенит-сфалерит-пиритовые микроглобулярные выделения, рассеянные в виде тонкой сыпи по всей массе рудовмещающих слюдисто-кварцевых метаморфических сланцев и мусковитовых кварцитов. Подобные метаколлоидные структурные формы сохранились лишь в участках преимущественно кварцевых пород с аллотриоморфнозернистой структурой и равномерным мелкозернистым строением, не затронутых существенно процессами динамометаморфизма и перекристаллизации. Наличие жесткого каркаса рудовмещающих кварцевых пород благоприятствовало частичной консервации метаколлоидных образований, наблюдаемых в реликтовых участках вмещающих пород среди более крупнокристаллических гнездово-прожилковых руд. В рудах массивного сложения ожидать сохранение первичных структур при столь высокой общей степени метаморфизма пород и руд, естественно, не приходится.

В пользу первичного гидротермально-осадочного отложения основной массы рудного вещества говорят также геохимические особенности месторождения. Изучение руд Озерного вулканогенно-осадочного колчеданно-полиметаллического месторождения показало, что именно для руд, сформировавшихся осадочным путем в процессе выноса рудного вещества гидротермальными растворами в морской бассейн с режимом карбонатного осадконакопления, характерно отсутствие меди, бария и большинства элементов-примесей вследствие их повышенной миграционной способности и рассеяния в морских водах. Для гидротермально-метасоматических же руд вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений наоборот, присутствие в рудах значительных количеств халькопирита, барита и широкой гаммы элементов-примесей почти обязательно.

Не менее существенным в формировании рудных концентраций и окончательного облика месторождения был второй этап, связанный с охватившими регион процессами глубокого регионального метаморфизма. Вмещающие породы и руды месторождения претерпели региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой ступени (ставролит-альмандиновая и дистен-альмандин-мусковитовая субформации). Наблюдения показывают, что седиментационные сульфидные руды и тонкорассеянный во вмещающих породах рудный материал в процессе метаморфизма претерпел существенное переотложение и перекристаллизацию, что отразилось на структурно-текстурном облике руд. Переотложение рудного вещества (регенерация) в отдельных ослабленных зонах могло иметь значительные размеры и привело к формированию специфичной гнездово-прожилковой рудной минерализации, имеющей промышленные масштабы (Вторая рудная зона). В пределах основной же массы пластовых рудных залежей процессы переноса и перераспределения рудного вещества носили, в большинстве случаев, локальный характер и не выходили за пределы рудной зоны. В рудах сохраняются реликтово-слоистые текстуры, а ореол метаморфогенной прожилковой минерализации укладывается обычно в общие контуры рудных залежей.

Текстурно-структурные наблюдения показывают, что наряду с воздействием общих факторов метаморфизма породы и руды в отдельных участках претерпевали дробление и воздействие гидротермальных раство-

ров. В рудах месторождения постоянно наблюдаются брекчиевые текстуры, существенно сглаженные последующей перекристаллизацией в результате наложения гнездово-прожилковой минерализации. В рудных минералах II генерации, особенно в пирите, повсеместно отмечается катаклаз зерен и агрегатов их как внутриминерализационного, так и пострудного характера. Это позволяет предположить, что на метаморфогенно-регенерационном этапе формирования месторождения строение участка было осложнено достаточно крупными разрывными структурами, по которым проходили существенные тектонические подвижки.

Гнездово-прожилковая рудная минерализация формировалась путем кристаллизации из растворов. Об этом говорят взаимоотношения рудных минералов и сохранение обычной последовательности минералоотложения. Жильные минералы — кварц, мусковит, кальцит — образуют в прожилках нормальные формы, характерные для кристаллизации из растворов. Для кварца это разнозернистые, иногда перистые образования с лапчатыми зазубренными краями зерен, для мусковита — разноориентированные агрегаты. Перекристаллизация кварца вмещающих пород вблизи прожилков захватывает лишь призальбандовые участки, постепенно затухая на небольших расстояниях. Кальцит в рудной массе имеет более крупнокристаллическое строение, чем во вмещающих породах, и равномерную аллотриоморфнозернистую структуру. Структурное травление рудных минералов показывает на отсутствие или слабое проявление ориентированных структур кристаллических рудных агрегатов, следов их динамометаморфизма.

Интересно отметить, что при наложении гнездово-прожилковой минерализации на вмещающие породы в них не чувствуется сколько-нибудь существенных околорудных изменений. Минеральные парагенезисы жильных минералов руд полностью соответствуют минеральным парагенезисам вмещающих пород. Новых парагенезисов в них при наложении рудной минерализации не возникает. Отмечается лишь собирательная перекристаллизация, укрупнение зерен и изменение структурного рисунка, что имеет обычно локальный характер. Очевидно, физико-химические условия регионального метаморфизма и процесса регенерации рудного вещества были абсолютно идентичны, а гидротермальные растворы находились в состоянии химического равновесия с вмещающими породами. Отсюда естественно предположить, что гидротермальные растворы, ставшие существенным фактором переотложения и мобилизации рудного вещества, имеют метаморфогенное происхождение. Образование гидротермальной системы за счет дегидратации минералов, поровых, трещинных и других вод, высвобождающихся в процессе регионального метаморфизма, стимулировалось развитием тектонических разрывных структур и ослабленных зон, фиксируемых в текстурном облике руд. О метаморфогенном характере наложенной гидротермальной системы говорит также отсутствие какого-либо телескопирования минеральных парагенезисов и возникновения принципиально новых минеральных видов в рудах II генерации.

Изотопные анализы свинца галенитов из различных рудных зон, выполненные в ИГиГ СО АН СССР (аналитик Л. Д. Шипилов), показывают устойчивый изотопный состав свинца из различных образований (табл. 24). Это также говорит за единый источник рудного вещества различных типов руд и отсутствие процессов наложения разнородного рудного вещества. Близкие данные по изотопному составу рудного свинца Холоднинского месторождения получены сотрудниками ЦНИГРИ и ГЕОХИ (Ручкин, Бушуев и др., 1975).

Все отмеченное выше свидетельствует о том, что на участке месторождения первичные рудные скопления, сингенетичные вмещающим стратифицированным отложениям, претерпели этап перекристаллизации и частичной регенерации в результате сложного комплекса явлений, свя-

Таблица 24

Результаты изотопного спектрального анализа свинца галенитов Холоднинского месторождения

Место взятия пробы	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Первая рудная зона, пр. 61, скв. 14, гл. 232 м	1,42	24,12	21,88	52,58
Первая рудная зона, скв. 14, гл. 101 м	1,43	24,14	22,21	52,22
Вторая рудная зона, пр. 85, пикет 42, коренное обнажение	1,43	24,35	22,17	52,05
Первая рудная зона, пр. 64, канава 274	1,45	24,12	21,70	52,73
Средний изотопный состав	1,43	24,21	21,96	52,40
Отношения к Pb^{204}		16,93	15,36	36,64

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории абсолютной геохронологии ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. Д. Шипилов. Вычисленный возраст: по Холмсу — Гаутермансу — 1000 млн. лет; по Расселу — Фаркуару — Камингу — 1100 млн. лет; по Расселу — Стантону — Фаркуару — 1050 млн. лет.

занных с процессами глубокого регионального метаморфизма в относительно тектонически подвижной зоне. Среди первичных руд, несомненно, определенную роль могут играть и гидротермально-метасоматические образования, также претерпевшие в дальнейшем метаморфические преобразования, как это имеет место в других рудных районах. Температурные условия метаморфизма и перекристаллизации руд были изучены К. Р. Ковалевым методом гомогенизации газово-жидких включений в кварце, тесно ассоциирующем с рудными минералами. Температуры гомогенизации газово-жидких включений из кварц-пиритовых, кварц-пирит-халькопиритовых и полиметаллических руд колеблются в пределах 290—520°, реже достигают 585°. Эти данные близки температурам формирования вмещающих метаморфических сланцев эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Предполагается, что дистен-мусковитовые сланцы этой фации образуются при температурах 500—650° и давлениях более 10 кбар (Добрецов и др., 1970, 1972).

Верхнепалеозойский возраст оруденения (около 1000 млн. лет) подтверждается результатами изучения изотопного состава рудных свинцов (см. табл. 24). Изложенная выше схема, безусловно, отражает лишь общую, принципиальную картину последовательности и факторов рудообразования. Представления о вулканогенно-осадочной природе руд Холоднинского месторождения и последующем их метаморфизме разделяются в настоящее время большинством исследователей рудного поля (Шобогоров, 1971_1; Ручкин и др., 1973; Ручкин, Бушуев и др., 1975).

В заключение еще раз можно подчеркнуть, что Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение формировалось длительно в результате первоначального отложения рудного вещества, сингенетичного с вмещающими толщами, гидротермально-осадочным путем и последующего метаморфизма и частичной регенерации руд. Примечательно, что, несмотря на довольно высокую степень метаморфизма вмещающих толщ, руды и рудовмещающие отложения сохраняют достаточное количество информации, позволяющей довольно однозначно судить о первичных условиях и закономерностях отложения рудных масс. Особенность месторождения состоит и в том, что отложение руд происходило в морском бассейне с общим режимом карбонатно-черносланцевого осадконакопления, гидротермальные же системы выносили в бассейн седиментации преимущественно кремнисто-сульфидный материал. Это послужило причиной формирования рудных залежей сложного карбонатно-кремнисто-сульфидного состава и отложения значительных масс кремнистых пород (кварцитов, слюдисто-графитистых кварцитов) в разрезе рудовмещающей толщи.

Вопрос связи процессов эндогенного рудообразования и магматизма решается на Холоднинском месторождении косвенно, исходя из общегео-

логических условий его образования. По времени образования месторождение синхронно отложению пород ондокской свиты и сопутствующих им процессам основного вулканизма. Долю участия пирокластического материала и лав в отложениях рудовмещающей толщи определить трудно ввиду значительного метаморфизма пород. Однако сам факт проявления основного вулканизма и субвулканических интрузий в пределах отложений ондокской свиты на рудном поле и за его границами устанавливается однозначно. Проявления глубинного базальтоидного магматизма контролировались серией разломов глубокого заложения и, в частности, структурами системы Холоднинского глубинного разлома и поперечных нарушений. Важную роль помимо разнонаправленных вертикальных блоковых движений по этим нарушениям имели сдвиговые дислокации (Наумов, 1963), что также определяло их повышенную проницаемость.

ЛИНЕЙНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Линейное месторождение — один из наиболее детально изученных объектов Рассохинского рудного узла, расположенного в западной заангарской части Енисейского кряжа и приуроченного к Сухопитско-Каменскому антиклинальному поднятию в пределах Ангаро-Тисского синклинория. По району месторождения и рудным участкам детальные исследования проводились В. И. Казаровым, Ю. А. Озерским, С. В. Горбуновым, А. Е. Березием и др. Изучение состава, строения и генетических особенностей руд Линейного месторождения выполнены в лаборатории эндогенного рудообразования ИГиГ В. Г. Пономаревым (Пономарев, 1974). Общие вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Енисейского кряжа и, в частности, Рассохинского рудного поля рассматривались в работах Т. Я. Корнева (1969, 1971, 1972), М. Л. Шермана (Шерман, 1971; Шерман и др., 1972, 1973). Э. И. Кутырев и др. (1973) его выделили в самостоятельный классификационный тип, для которого характерно залегание в терригенных и терригенно-карбонатных черносланцевых геосинклинальных толщах и отдаленные парагенетические связи с доскладчатыми вулканическими процессами.

Геологическое строение месторождения

Месторождение приурочено к карбонатно-сланцевым отложениям токминской свиты верхнего протерозоя. Колчеданная минерализация в районе встречена и в подстилающих филлитизированных глинистых сланцах шунтарской свиты тунгусикской серии, а среди карбонатных отложений отмечается также прожилково-вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация.

В Рассохинском рудном поле в разрезе пород верхнего протерозоя (рифея) преобладают филлитизированные сланцы и известняки с подчиненным количеством кремнистых отложений и песчаников и почти полностью отсутствуют вулканогенные породы.

Скважинами на Линейном участке вскрыты лишь отдельные маломощные тела спилитизированных миндалекаменных диабазовых порфиритов, кислых эффузивов дацитового состава и известковистых туффитов с кварц-полевошпатовым пирокластическим материалом. Проблематичными остаются отдельные маломощные горизонты и линзы метаморфизованных пород с повышенным содержанием серицита и хлорита. В разрезе достаточно широко развиты аспидные углеродистые сланцы. К западу же и северо-западу от описываемого района в синхронных отложениях тунгусикской и ослянской серий вулканогенные отложения известны более широко и представлены в тунгусикской серии металипарит-андезит-базальтовой, а в ослянской — субщелочной метабазальтовой формациями

(Бровков и др., 1973; Корнев, 1972, 1973). Для района характерно сложное блоковое строение, отражающееся как в морфологии складчатых структур, так и в более поздних перемещениях. По данным А. Е. Березия (1975), Сухопитско-Каменская антиклиналь отделена от расположенной к западу Бурмакинской синклинали и к востоку — Погромненско-Токминской синклинали мощными зонами смятия северо-западного направления, согласными с основными структурами Енисейского кряжа и его западного тектонического обрамления. Важную роль в блоковом строении региона играют также поперечные разрывные структуры (Долгинов, 1964; Березий, 1972). На севере Рассохинского рудного поля они выражены в форме Верхнерассохинского надвига, по которому на рудоносные толщи надвинуты отложения сосновской и потоскуйской свит. На юге в районе Горевского рудного узла прослеживается субширотный Ангарский глубинный разлом. Морфология более мелких брахиформных складчатых структур также в значительной мере определяется строением фундамента и подвижками по межблоковым зонам разломов. Основные разрывные структуры, определяющие блоковое строение, имеют древнее заложение и, по данным А. Е. Березия (1975), Т. Я. Корнева (1969) и др., определяли на протяжении всего позднего рифея условия осадконакопления, мощность и фациальный облик осадочных толщ, а также контролировали проявление кислого и основного магматизма.

Линейное месторождение приурочено к южному субширотному замыканию одной из брахиформных антиклинальных структур второго порядка — Огненской антиклинали. Вмещающие породы и залегающие с ними согласно рудные залежи имеют моноклинальное падение на север под углом 40—60°. Нижняя часть рудовмещающей толщи углеродисто-глинисто-карбонатного состава, представлена филлитовидными алевролитами, слюдисто-известковистыми, графитисто-слюдистыми и графитисто-слюдисто-известковыми сланцами и магнезиальными графитисто-кремнисто-слюдистыми известняками с конседиментационными карбонатными брекчиями. Мощность этой пачки превышает 300 м. Верхняя часть толщи имеет углеродисто-карбонатно-кремнистый состав и представлена филлитовидными графитовыми и графитизированными алевролитами и песчанистыми кварц-слюдистыми и кварц-карбонат-слюдистыми сланцами с прослоями кварц-серицитовых пород (серицитовых кварцитов). Мощность верхней пачки свыше 100 м.

Главные тела колчеданно-полиметаллических руд залегают среди пород верхней пачки, в породах же нижней части разреза отмечаются маломощные прослои, линзы и прожилки пиритовых и пирротиновых руд со сфалеритом.

Морфология рудных залежей, состав и строение руд

Рудные залежи имеют четко стратифицированный характер, пластовую и пластово-линзовидную форму и представляют собой чередование пиритовых, пирит-сфалеритовых и галенит-сфалерит-пиритовых слоев с прослоями и линзами кварц-серицитовых и графитисто-карбонатно-серицит-кварцевых сланцев. На Линейном месторождении вскрыты две рудные залежи, одна из которых прослежена по простиранию на 1,5 км и по падению до 250 м при меняющейся мощности.

Основная масса колчеданно-полиметаллических руд имеет слоистые текстуры, что подчеркивает их сингенетичный характер (фиг. 126). Наиболее типична горизонтальная неравномерная тонкополосчатая слоистость, обусловленная тонкой (от долей миллиметра до 1—3 см) перемежаемостью слойков графитсодержащих алевролитов кварц-серицитовых и серицит-кварцевых сланцев с вкрапленностью сульфидов со слойками, преимущественно сульфидного состава (фиг. 127). Широко развиты волнисто-слоистые и плойчато-слоистые текстуры, часть из которых, возмож-

но, имеет подводно-оползневый характер. В прослоях сливного пирита часто наблюдаются поперечные трещины синерезиса. Местами отмечаются следы размыва еще не метаморфизованных или слабо метаморфизованных рудных прослоев.

Минеральный состав руд довольно прост. Главные рудные минералы — пирит (60—70%), пирротин, галенит и сфалерит. Халькопирит встречается повсеместно, но в незначительных количествах. В единичных находках В. Г. Пономаревым (1974) отмечались бурнонит и арсенопирит. Нерудные представлены обычными минералами вмещающих метаморфизованных хемогенно-терригенных пород — кварцем с обломочной и гранобластовой структурой, серицитом, мусковитом, альбитом, графитом, кальцитом (в том числе магнезиальной разностью), хлоритом, рутилом, сфеном. По структурным взаимоотношениям и равномерности распределения наблюдается тесная ассоциированность отмеченных сульфидов, что говорит об одноактном, близко одновременном формировании основной рудной массы.

В зависимости от степени метаморфизма, перекристаллизации и перераспределения рудного вещества изменяется структурный облик руд. Наиболее слабо метаморфизованные разности их, встречающиеся в виде реликтов среди основной массы колчеданно-полиметаллических руд, представлены глобулярными выделениями дисульфидов железа (пирита, пирротина и марказита) и сфалерита. Сфалерит образует как самостоятельные, так и смешанные сферические агрегаты в виде скоплений неправильной формы, цементирующих пирит без признаков коррозии.

Основная масса слоистых руд представлена халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовой ассоциацией, претерпевшей существенную перекристаллизацию в процессе эпигенеза и метаморфизма и имеющей тонкозернистое строение. Сфалерит и галенит в этом типе руд образуют ксеноморфные выделения в основной массе, цементирующей кристаллы пирита, а халькопирит встречается в виде неравномерной вкрапленности в сфалерите. Характерно отсутствие среди нерудных минералов барита.

В рудных залежах отмечается некоторая зональность. От лежачего бока к висячему пиритовые руды сменяются сфалерит-пиритовыми и галенит-сфалерит-пиритовыми. Пирротин в основном приурочен к породам нижней — углисто-глинисто-карбонатной пачки.

Важная особенность строения Линейного месторождения — отсутствие в зальбандах рудных залежей и внутрирудных прослоях вмещающих пород околорудных изменений, что наряду со структурно-текстурными и морфологическими особенностями пластовых рудных залежей подчеркивает их сингенетичный характер. Исключение представляет северо-западный фланг Линейного месторождения, где выявлены зоны интенсивного дробления, в пределах которых в графитизированных сланцах развиваются кварц, альбит, серицит, хлоритоид, иногда амфибол и турмалин, а рудная пирит-пирротин-галенит-сфалеритовая минерализация имеет прожилковый и гнездово-вкрапленный характер. Здесь же отмечаются дайки измененных диабазов.

Первичные колчеданно-полиметаллические руды Рассохинского рудного поля вскрыты также и на Лимонитовом рудопроявлении к северо-востоку от Линейного месторождения. Они представлены также ритмично-слоистыми галенит-сфалерит-пиритовыми разностями с широко проявленными процессами брекчирования и наложения прожилковой минерализации.

Основные черты генезиса месторождения

Таким образом, можно отметить следующие генетические черты Линейного месторождения:

1) согласный пластовый характер рудных залежей;

2) приуроченность рудных залежей к разрезу кремнисто-углисто-карбонатно-сланцевых отложений;

3) седиментационный характер сульфидных колчеданно-полиметаллических руд с широким развитием слоистых текстур и метаколлоидных структурных форм;

4) простой минеральный состав руд;

5) общая зараженность осадочных пород рудоносной пачки рассеянной тонкодисперсной сингенетичной вкрапленностью сульфидов;

6) отсутствие в контактах основных рудных залежей и внутрирудных прослоях пород околорудных метасоматических изменений.

Все это свидетельствует в пользу сингенетичного седиментационного характера отложения основных масс рудного вещества. Относительно однообразный фациальный облик рудовмещающей толщи и массивный компактный характер рудных залежей говорят о локальном источнике рудного вещества, а метаколлоидность рудных агрегатов — о высокой концентрации рудоносных рассолов. Наиболее вероятным процессом привноса и отложения рудного вещества в данном случае можно считать подводную гидротермальную деятельность, вынос рудного вещества эндогенными гидротермальными системами в придонную часть морского бассейна и отложение его в виде коагулирующих коллоидных масс из придонных рассолов с дальнейшими элементами перемыва, дифференциации и диагенеза. Наряду с обогащением рудными компонентами в рудоносных горизонтах отмечается повышенное содержание кремнезема, магнезиальных карбонатов и углеродистого вещества.

Многими исследователями наличию углеродистого вещества придается важное поисковое значение (Шерман и др., 1972). Поскольку углеродистое вещество попадало в осадки в основном в результате отмирания микрофитопланктона, что видно из тонкодисперсного послойного распределения его в породах, естественно предположить, что в районах действия подводных гидротермальных систем условия для бурного развития и отмирания микрофитопланктона были особо благоприятными.

Степень метаморфизма вмещающих пород и руд Линейного месторождения практически не превышала зеленосланцевую ступень (Зацепина, Волобуев, 1971), что объясняет слабое развитие процессов перекристаллизации руд и регенерации рудного вещества.

Наиболее специфичен для Енисейского кряжа вопрос о связи гидротермального и, в частности, гидротермально-осадочного рудообразования с процессами магматизма. Как мы видели на примерах Западного Забайкалья и других рудных районов, стратиформные колчеданно-полиметаллические рудные залежи в эвгеосинклинальных зонах, синхронные с формированием рудовмещающих толщ, чаще всего бывают связаны с процессами поствулканической гидротермальной деятельности. Подобные же генетические связи с процессами базальтоидного вулканизма (спилит-диабазовой формацией) отмечаются Т. Я. Корневым (1969) и для большинства районов Енисейского кряжа. Однако для Рассохинского рудного поля типичен карбонатно-сланцевый разрез рудовмещающих отложений и почти полное отсутствие (не считая отдельных маломощных проявлений миндалекаменных диабазов и дацитовых порфиров) вулканогенных образований. Синхронные этапу рудообразования процессы вулканизма отмечаются достоверно на значительном удалении (на расстоянии первых десятков километров) к западу и северо-западу от описываемого района в эвгеосинклинальной зоне Енисейского кряжа.

С другой стороны, наличие в пределах рудного поля ряда длительно развивавшихся разрывных структур глубокого заложения, определивших его блоковое строение, отдельные дайки пород основного состава и некоторые проявления вулканогенных образований в пределах рудной зоны указывают на наличие благоприятных структурных условий для развития глубинных гидротермальных систем.

При слабой степени обнаженности и разведанности территории трудно конкретно судить о местах выхода гидротерм и генетических взаимоотношениях процесса магматизма и оруденения, однако имеющиеся данные позволяют говорить об удаленном характере гидротермальных систем от очагов магматизма и вулканизма и их связи с глубинными зонами повышенной проницаемости.

Время процесса рудообразования, возраст оруденения определяются в этом случае на основании прямых геологических данных по возрасту рудовмещающих толщ, который установлен М. И. Волобуевым (1964) для токминского комплекса в 1060—900 млн. лет. Это соответствует возрасту, полученному различными методами и по Горевскому свинцово-цинковому месторождению (Шерман, $1971_{1,2}$).

Линейное месторождение Енисейского кряжа можно отнести, таким образом, к типу гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических рудных залежей, приуроченных к карбонатно-сланцевым отложениям и значительно удаленных от очагов синхронного процессам рудообразования вулканизма.

Сводка материалов по остальным многочисленным колчеданным рудопроявлениям Енисейского кряжа по современному состоянию изученности дана в работах Т. Я. Корнева (1969, 1971, 1972), Т. Я. Корнева, В. М. Даценко и А. В. Бозина (1974) и некоторых других исследователей (Шерман и др., 1972).

III. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

1. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ. ОСОБЕННОСТИ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРУПП МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние годы в связи с общим успешным развитием теории рудообразования, металлогении и практики поисково-разведочных работ окончательно оформился формационный метод анализа рудных месторождений, задачей которого является выделение естественно-генетических групп месторождений сходного минерального состава и происхождения, их типизация и систематизация в целях генетических и металлогенических построений. Рудная формация в общем виде понимается как группа месторождений, близких по минеральному составу, генетическим особенностям и геологическим условиям проявления. Понятие о рудной формации отрабатывалось длительно. Оно возникло как естественный и необходимый элемент типизации рудных месторождений сначала по составу, а затем, по мере накопления знаний о физико-химических и геологических условиях формирования их, и по генетическим и геологическим особенностям. В основе формационного анализа в геологии лежит парагенетический метод на различных рангах организации минерального вещества. Первые представления о рудных формациях возникли во второй половине XIX в. после разработки Брейтгауптом понятия о парагенезисах минералов и опирались в основном на выделение устойчивых минеральных ассоциаций. Основополагающими для развития представлений о рудных формациях в их современном виде являются труды В. А. Обручева (1928), М. А. Усова (1931), С. С. Смирнова (1937, 1947), Г. Шнейдерхена (1958), А. Г. Бетехтина (1945), Ю. А. Билибина (1947, 1948), И. Г. Магакьяна (1950, 1967), Е. Е. Захарова (1953). Важное значение для развития рудноформационного метода имели работы О. Д. Левицкого (1947) и Е. А. Радкевич (1956) по геологии и систематике месторождений олова, Н. А. Хрущова (1959) по классификации месторождений молибдена, Н. В. Петровской (1955, 1960) по классификации золоторудных месторождений, Г. А. Соколова (1957) по месторождениям железных руд, а также ряд работ по региональной металлогении — Г. А. Твалчрелидзе (1961) по металлогении Грузии, П. Ф. Иванкина с соавторами (1961) по металлогении Рудного Алтая, В. А. Кузнецова и др. (1966) по металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Крупный вклад в развитие этого направления был сделан в последние годы Р. М. Константиновым (1965, 1966, 1973), рассмотревшим основные вопросы рудноформационного анализа и разработавшим наиболее полно представления о генетических рядах рудных формаций и применения логико-математических методов в формационном анализе. Фундаментальные работы в области применения формационного анализа в металлогенических исследованиях были выполнены Е. Т. Шаталовым (1964, 1972), И. Г. Магакьяном (1969, 1974), Г. А. Твалчрелидзе (1966), Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1965).

Большая заслуга в развитии формационного направления в изучении отдельных групп рудных формаций принадлежит В. А. Кузнецову. В его

трудах (Кузнецов, 1966, 1972, 1973; Кузнецов и др., 1966, 1968, 1971, $1972_{1,2}$) рассмотрены основные вопросы рудноформационного анализа, принципы и методы выделения и систематизации рудных формаций, взаимоотношений рудных формаций с геологическими, магматическими и метасоматическими формациями.

Учение о рудных формациях является важным звеном теории рудообразования и развивается в настоящее время широко и многообразно. Рудная формация — понятие собирательное, абстрактное и представляет собой обобщенный образ объективно существующих в природе однотипных месторождений, закономерно возникающих в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке. В качестве элементарного звена типизации рудных месторождений рудная формация вошла в последние годы в целый ряд генетических классификаций (Смирнов, 1968; Магакьян, 1969; Котляр, 1970) и большинство металлогенических схем. Рудноформационный анализ широко используется в практике как одна из основ металлогенических построений.

В настоящей работе нет необходимости излагать подробно общие принципы и методы выделения рудных формаций, их систематики и применения рудноформационного анализа. Эти вопросы достаточно широко обсуждались в научной печати. Нами они освещались в ряде работ совместно с В. А. Кузнецовым, А. А. Оболенским, В. И. Сотниковым, А. А. Тычинским (Кузнецов и др., 1966, 1968, 1971, $1972_{1,2}$; Кузнецов, 1973; Дистанов, Тычинский, 1966; Дистанов, 1971).

За основу нами принимается общепринятое определение рудной формации, заложенное работами С. С. Смирнова (1937): «**Рудная формация**— группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях» (Обзор геологических понятий..., 1963). В пределах одной рудной формации, по преобладанию определенных характерных парагенетических ассоциаций или по изменению количественных соотношений отдельных ведущих минералов, в случае, если эти отклонения существенно влияют на минеральный состав и общий облик месторождения, выделяются **минеральные типы**. В связи с тем, что геологические условия нахождения месторождений одной рудной формации также могут меняться в значительных пределах, что при относительном постоянстве минерального состава влияет на многие другие характеристики рудных залежей, мы считаем рациональным предложение Р. М. Константинова (1973) в отдельных случаях выделить внутри рудных формаций **геологические типы месторождений или субформации**.

Многие дискуссионные проблемы в решении конкретных задач формационного анализа рудных месторождений возникают в связи с тем, что четко не разграничиваются или просто смешиваются понятие о рудной формации, как объективно существующей и закономерно возникающей в природе группе однотипных месторождений определенного состава, с вопросами методики выделения этих групп.

Хотя одной из конечных задач формационного анализа является выяснение генезиса месторождений, выделение рудных формаций может проводиться, безусловно, только на основе учета объективных критериев, исключая возможное влияние субъективных, нередко спорных генетических представлений. В основе формационного анализа рудных месторождений, как и формационного метода в геологии вообще, лежит парагенетический принцип анализа (Херасков, 1967). Этот принцип наиболее объективен и позволяет проводить оценку геологических явлений с количественной и качественной стороны. Использование его при анализе рудных месторождений дает возможность учитывать не только минеральные парагенезисы руд, но и весь комплекс закономерно проявляющихся в ассоциации с оруденением пород, околорудных изменений, элементов тек-

тоники, магматизма и других особенностей геологической обстановки. Только подобный широкий подход в парагенетическом анализе рудных месторождений может охватить все многообразие факторов, определяющих их формирование, и выработать объективные критерии и методы формационного анализа.

Наибольшее количество информации, поддающейся объективному учету и характеризующей специфику именно данной группы месторождений, физико-химических условий ее образования, геохимии процесса и способа рудоотложения, заключают в себе, естественно, руды и околорудные метасоматиты, в связи с чем в основу изучения и выделения рудных формаций положено в первую очередь изучение вещественного состава руд, устойчивых минеральных парагенезисов, характеризующих данную формацию и те условия, которым они обязаны своим возникновением. Однако, говоря о рудных формациях как закономерно возникающих в природе группах месторождений, невозможно отрицать важной, решающей роли в их образовании геологической обстановки, совокупности магматических, тектонических и других факторов, обусловливающих образование конкретной группы месторождений. Для каждой генетической группы рудных месторождений учет геологических факторов при формационном анализе имеет свои особенности. Это достаточно полно отражено в последних классификациях рудных месторождений на формационной основе для группы магматических месторождений М. Н. Годлевским, пегматитовых месторождений В. Д. Никитиным, карбонатитовых месторождений А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном, грейзеновых месторождений Г. Н. Щербой, вулканогенных гидротермальных месторождений В. Н. Котляром (Смирнов и др., 1968) и в классификациях месторождений по отдельным металлам, отмеченным выше.

Так, учет признаков прямой генетической связи ильменит-магнетитовых, хромитовых, медно-никелевых и других магматических месторождений с интрузивными образованиями вполне оправдан, вплоть до выделения рудно-магматических формаций (Годлевский, 1968). Это же характерно для групп скарновых и грейзеновых месторождений. Для месторождений же с парагенетической формой связи с процессами магматизма решающим является анализ минеральных парагенезисов руд и околорудных метасоматитов с широким применением физико-химического анализа условий возникновения парагенезисов и количественно-минералогической оценки минерального состава руд. При формационном анализе и разработке методов прогнозирования особенно спорных в отношении генезиса групп месторождений, таких как телетермальные месторождения золотоносных конгломератов, телетермальные свинцово-цинковые месторождения, некоторые месторождения ртути и другие, обещающие результаты может дать применение методов математической статистики, теории вероятности, математической логики (Дмитриев и др., 1966; Константинов, 1969; Иванов, 1969).

Особое место в теории рудноформационного анализа занимают типы месторождений со сходным минеральным составом, но полигенные по своей природе, с широко развитыми чертами конвергенции, например колчеданно-полиметаллические, кварцево-золоторудные месторождения, возможно, месторождения ртути и некоторые другие. В этих случаях необходим более широкий подход к систематике месторождений с учетом их генетических черт и геологических условий образования, а не группировка по формально-минералогическим признакам. Выделение рудных формаций подобного типа месторождений на основании изучения минерального состава руд не всегда дает положительные результаты, поскольку именно в сходимости этих черт и проявляется их конвергентность. Объединение в одну рудную формацию месторождений сходного состава при явном различии условий их образования, связи с различными процессами магма-

тизма и тектонического развития было бы так же абсурдно, как, например, объединение в одну магматическую формацию всех гранитов или других близких по составу пород, образующих при сходстве состава резко различные в генетическом отношении группы, или формационные типы. При формационном анализе этих групп месторождений целесообразно идти по пути расчленения их на самостоятельные рудные формации, имеющие четкую генетическую характеристику, на основании более широкого и всестороннего анализа их геологического строения и условий формирования. Это позволит правильно оценить перспективы и направить поиски в конкретных рудных районах.

Объединение месторождений со сходным минеральным составом, но с принципиально различными чертами генезиса (так называемых конвергентных типов месторождений) в одну рудную формацию возможно лишь на определенном этапе исследований, когда не все основные вопросы генезиса месторождений достаточно ясны и выделение рудных формаций производится главным образом на основании изучения минеральных парагенезисов и общих геологических условий их нахождения.

Вопросы генетического расчленения полигенных групп месторождений с широко проявленными чертами конвергенции чрезвычайно сложны. Однако применение методов формационного анализа, детальное изучение совокупности геологических, минералого-геохимических черт и условий руд отложения позволяют выделить среди них совершенно четкие естественно-генетические группы или типы месторождений (рудные формации), обладающие, наряду с общностью минерального состава, близкими геологическими условиями рудообразования.

2. ОСНОВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРИ

До последнего времени не было достаточно обоснованной классификации колчеданно-полиметаллических месторождений, учитывающей различные генетические типы их и все многообразие геологических условий, в которых они встречаются. В большинстве случаев они относились к единой генетической группе или рудной формации с подразделениями по принципам модификаций минерального состава (колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические).

Идеи о полигенности колчеданных месторождений были ранее высказаны в работах Г. Шнейдерхена (1958) и особенно четко — В. И. Смирнова (1960), выделившего три группы колчеданных месторождений: осадочно-эксгаляционные, субвулканические эксгаляционно-гидротермальные, плутонические гидротермальные. В дальнейшем, однако, в связи с появлением новых крупных вулканогенных месторождений детальное развитие получили идеи вулканогенного рудообразования (Смирнов и др., 1968) и меньшее внимание уделялось группе постскладчатых плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с процессами глубинного магматизма. Первая развернутая классификация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений была дана В. И. Смирновым (1967). Среди этой обширной группы месторождений им выделяются три класса: а) метасоматические колчеданные месторождения, возникшие на путях фильтрации поствулканических гидротермальных растворов; б) вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения, сформированные из поствулканических металлоносных растворов, достигающих дна геосинклинального моря, и в) комбинированные колчедан-

ные месторождения, которые в своих нижних частях представляют метасоматические тела среди эффузивов и переходящие кверху в вулканогенно-осадочные пластовые залежи. По существу, эти типы выделяются по условиям отложения рудного вещества при единстве источников рудообразующих гидротермальных растворов, а иногда и из единых гидротермальных систем, что особенно отчетливо проявляется на месторождениях комбинированного типа. И. Г. Магакьяном (1969) в перечне типов рудных формаций СССР выделены две рудные формации колчеданных месторождений, связанных с вулканизмом — колчеданная (среднетемпературная гидротермальная малых глубин) и колчеданная эксгаляционно-осадочная. Изучение месторождений Успенской металлогенической зоны позволило выделить Г. Н. Щербе (1967) «атасуйский» тип, образование рудных залежей которого обязано подводной поствулканической гидротермальной деятельности. Г.А.Твалчрелидзе и В. И. Буадзе (1973) на основании изучения условий формирования некоторых месторождений Большого Кавказа выделили тип колчеданно-полиметаллических месторождений в сланцевых эвгеосинклиналях сложного генезиса.

Совещание по генезису рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений в августе 1975 г. также показало бесспорную полигенность обширной группы колчеданно-полиметаллических месторождений, несовершенство существующих генетических построений и необходимость их дальнейшего углубленного сравнительного изучения.

Как уже отмечалось, вопросы генетического расчленения, формационного анализа полигенных групп месторождений с широко проявленными чертами конвергенции чрезвычайно сложны. Элементы сходства валового минерального состава сильно затрудняют расчленение колчеданно-полиметаллических месторождений. В этой связи изложенные выше результаты исследований колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири, залегающих в разнообразных геологических условиях, представляют для их сравнительного изучения и типизации большой интерес.

Проведенное в последние годы детальное изучение геологического строения, минералого-геохимических и генетических особенностей месторождений Салаира, Тувы, Бурятии и других рудных районов позволило еще раз убедиться в правильности выводов А. Н. Заварицкого о ведущей роли поствулканических гидротермальных процессов в колчеданно-полиметаллическом рудообразовании. Наряду с этим, однако, появились материалы, позволяющие судить о многообразии условий рудообразования и полигенности обширной группы колчеданно-полиметаллических месторождений.

В первую очередь совершенно четко выделяется группа доскладчатых месторождений, образование которых связано с поствулканической гидротермальной деятельностью на ранних стадиях развития вулканогенных геосинклиналей. Она представлена как гидротермально-метасоматическими, так и вулканогенно-осадочными (точнее, гидротермально-осадочными) рудными залежами. Помимо этого, имеется также значительная группа месторождений, формирование которых происходило в постскладчатый период на поздней стадии развития складчатой области в тесной связи с формированием структур и магматизмом зон разломов глубокого заложения. Среди колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири нами (Дистанов, $1972_{1,2}$) выделяются две рудные формации (табл. 25): формация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (с субформациями гидротермально-метасоматических рудных залежей и стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей); формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Возможно, в дальнейшем среди сложной группы колчеданно-полиметаллических месторождений на основе уточнения генетических представлений будут выделены и некоторые новые типы или рудные формации.

ФОРМАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В формацию вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений нам представляется целесообразным объединить как гидротермально-метасоматические рудные залежи, формирующиеся в процессе поствулканической гидротермальной деятельности, так и гидротермально-осадочные, отложение которых происходит в результате подводной гидротермальной деятельности аналогичных гидротермальных систем. Выделять эти группы месторождений в самостоятельные формационные типы на данном этапе не представляется целесообразным, поскольку они отличаются, по существу, лишь механизмом отложения рудного вещества из однотипных гидротермальных систем. Нередко в пределах единых рудных полей и месторождений можно наблюдать как седиментационные, так и метасоматические рудные залежи с различной долей руд того и другого типа. Для гидротермально-осадочного типа месторождений проявления метасоматоза и метасоматического типа руд среди пластовых рудных залежей не случайность, а скорее закономерность, поскольку вынос основной массы рудного вещества происходит гидротермальным путем сквозь придонную толщу осадков. В связи с этим В. И. Смирновым (1967) в классификацию магматогенных месторождений для группы колчеданных месторождений, помимо метасоматического и вулканогенно-осадочного, введен класс «комбинированных» месторождений. Наиболее отчетливо совмещение процессов гидротермально-осадочного и метасоматического отложения руд проявилось в «атасуйском» типе колчеданно-полиметаллических месторождений Казахстана (Щерба, 1967; Рожнов и др., 1972). Это же отмечается для месторождений типа «куроко» в Японии (Tatsumi, Watanabe, 1971; Мацукума, Хорикоси, 1973) и в ряде других рудных районов. В рудных районах Сибири до последнего времени «комбинированный» тип колчеданно-полиметаллических месторождений изучен слабо, в связи с чем он нами в предлагаемой классификации пока не выделяется.

Субформация вулканогенных гидротермально-метасоматических рудных залежей

Субвулканические залежи метасоматических колчеданно-полиметаллических руд представляют собой наиболее изученную и наиболее «типичную» группу колчеданно-полиметаллических месторождений. Они детально изучены и описаны в большинстве рудных районов и, в первую очередь, на Урале. Генетические особенности их рассмотрены в работах А. Н. Заварицкого, В. И. Смирнова, С. Н. Иванова, Г. Ф. Яковлева, М. Б. Бородаевской и др. В Южно-Сибирской полиметаллической провинции наиболее типичные представители этой группы — месторождения Восточно-Тувинского нагорья: Кызыл-Таштыг, Дальнее, Кызыл-Таш.

Характерной чертой этих месторождений является то, что они расположены среди дифференцированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных субвулканических образований базальт-андезит-дацитовой формации. Контрастность дифференциации (от базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов до риолит-дацитовых порфиров) возрастает к конечным стадиям вулканической активности. Широко развиты в пределах рудных полей субвулканические образования — диабазы и диабазовые порфириты, дацитовые порфиры, риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации, кварцевые диабазы и габбро-диабазы и, наконец, эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов, насыщенные обломками вмещающих пород. Особенно четко эксплозивные брекчии проявляются на месторождении Дальнем. Интересно отметить, что наличие рвущих тел эксплозивных брекчий с явными признаками пересыщения магмы водой и близости их образования к собственно рудному гидротер-

мальному процессу (наличие рассеянной вкрапленной минерализации в цементе и миндалинах, рудных обломков и оруденелых пород и др.), как и на Южном Урале (Бородаев и др., 1965), в Центральном Казахстане (Дегтярева и др., 1969), характерно для данной рудной формации. Субформации гидротермально-метасоматических вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений свойственны линзовидные и трубообразные залежи массивных руд с ореолами вкрапленной и прожилковой минерализации в зонах синвулканических разрывных структур глубокого заложения.

В региональном плане размещение месторождений контролируется крупными разрывными структурами зон глубинных разломов; к некоторым из них и местам их сочленения приурочены участки повышенной вулканической активности, кустового многоэтапного проявления субвулканического интрузивного магматизма и поствулканической гидротермальной деятельности.

В формировании рудоконтролирующих тектонических структур этой группы месторождений большое значение имели блоковые движения, синхронные с процессами эвгеосинклинального вулканизма, приводившие к широкому проявлению брахиформных складчатых структур, интенсивному смятию пород в приразломных участках и формированию секущих и экранированных структур, благоприятных для локализации оруденения. Основные структурные факторы контроля оруденения следующие:

а) наличие длительно живущих синвулканических разрывных структур, контролирующих процессы субвулканического магматизма и гидротермальной деятельности;

б) места сопряжения разрывных структур различных направлений как участки повышенной проницаемости для гидротермальных растворов; оперяющие структуры крупных разрывных нарушений;

в) участки тектонических срывов в контактах субвулканических интрузивных и жерловых тел;

г) структуры экранирования на путях движения гидротермальных растворов.

Для замещения разности пород наиболее благоприятны грубообломочные эффузивно-пирокластические породы кислого состава, так называемые «пестрые пачки» частого чередования кислых и основных разностей вулканогенных пород с горизонтами углисто-глинистых сланцев (месторождение Кызыл-Таштыг), зоны эруптивных и эксплозивных брекчий (месторождение Дальнее).

Экранами для колчеданно-полиметаллической минерализации в большинстве случаев являются пелитовые и алевропелитовые разности осадочных и вулканогенно-осадочных пород (глинистые и углисто-глинистые сланцы, яшмоиды, туффиты). Реже в роли экранов выступают пластовые, жилловые и дайковые тела плотных тонкокристаллических магматических образований (диабазы, габбро-диабазы и др.). Вопросы экранирования гидротермальных растворов для данной группы месторождений, образующихся в обстановке благоприятного переслаивания вулканогенных и осадочных пород, заслуживают особого внимания. Поскольку большинство месторождений описываемой формации образуется в период общего затухания вулканической деятельности и накопления песчано-глинистых, туффитовых и карбонатных отложений, перекрывающих собственно вулканогенные толщи, можно сказать, что роль экранов в формировании синвулканических рудолокализующих структур имеет для данного типа месторождений общее значение.

Среди экранирующих структур выделяются региональные экраны, представляющие собой выдержанные на значительные расстояния в пределах рудного района стратиграфические горизонты (контакты), и локальные экраны — невыдержанные горизонты и прослои экранирующих алев-

ропелитовых пород, контакты интрузивных тел, участки интенсивного развития тектонической глинки в дорудных разрывных структурах и т. д., играющие рудолокализующую роль в ограниченных пределах. Пример регионального экрана в Улугойской рудной зоне Восточной Тувы — контакт нижнекембрийских вулканогенно-осадочных образований тапсинской свиты, перекрывающих рудовмещающие вулканогенные отложения туматтайгинской свиты. Учет экранирующих структур крайне важен для поисков «слепых» рудных залежей.

Для субвулканических гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических рудных залежей отмечается довольно-таки однотипный минеральный состав. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, в небольшом количестве блеклые руды, магнетит, арсенопирит; жильные — кварц, барит, хлорит, альбит, серицит, тальк, кальцит, доломит. Характерна многостадийность рудного процесса.

В этой группе месторождений широко развиты околорудные изменения в виде предрудной их пропилитизации, серицитизации и окварцевания, наряду с которыми нередко интенсивно проявляется магнезиальный метасоматоз в форме отальковання, хлоритизации и доломитизации вмещающих пород висячего и лежачего боков рудных залежей (Дистанов, Ковалев, 1968).

Отдельными исследователями формирование ранних пиритовых залежей выделяется в самостоятельный этап минерализации, значительно оторванный во времени от последующего рудообразующего процесса (Берман, Агентов, 1965). Поскольку ранняя кварц-пиритовая ассоциация имеется абсолютно на всех колчеданно-полиметаллических месторождениях этой группы, возможность пространственного совмещения в пределах рудных залежей продуктов двух значительно разорванных во времени этапов минерализации представляет скорее исключение, чем правило. Оно возможно лишь при длительном унаследованном развитии синвулканических структур и зон повышенной проницаемости, что не исключено для данного типа месторождений.

Изучение гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений в палеовулканических областях, и в частности в Алтае-Саянской складчатой области и Западном Забайкалье, показало, что они представляют собой образования относительно небольших глубин. На процессы отложения руд месторождений вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации большое влияние имели температура гидротерм и давление (глубина по отношению к поверхности в период рудообразования). Широкое развитие в рудах ранних наиболее высокотемпературных стадий минерализации колломорфных структур указывает на резкое изменение физико-химических условий, приводивших к пересыщению растворов и массовому отложению рудного вещества. На ряде месторождений отмечаются четкие горизонтальные уровни формирования рудных залежей.

Решающее значение в вопросе глубины рудообразования имел, очевидно, фактор давления (Смирнов, 1968; Иванов, 1966). Если исходить из того, что температура основных стадий рудного процесса на гидротермальных колчеданно-полиметаллических месторождениях по данным многочисленных замеров колеблется в пределах 250—375°, то при открытом характере системы, в расчете на гидростатическое давление, вскипание гидротермальных растворов с обильным отделением газовой фазы, смещением химических равновесий, распадом отдельных комплексных соединений и массовым выпадением рудного вещества теоретически должно происходить в интервале глубин от 300 до 2250 м в зависимости от конкретных температур рудообразования.

Данные изучения современных гидротермальных систем (Аверьев, 1966; рис. 59) также указывают на резкое изменение температурного гра-

диента в приповерхностных условиях при достижении зоны малых давлений, определяющих вскипание высоконагретых растворов. При подводном рудообразовании должна вводиться соответствующая поправка на дополнительное давление столба морской воды. В конкретных гидротермальных системах структурные условия способствуют созданию частично закрытых систем, о чем свидетельствуют временное приостановление движения гидротерм, образование взрывных брекчий и т. д. В связи с этим подобные расчеты носят прикидочный характер, говоря о нижнем уровне глубин. Нужно учитывать также, что отделение газовой фазы, в частности углекислого газа, при высоком парциальном давлении газов может происходить раньше, до общего перехода воды в парообразное состояние, что также существенно влияет на смещение химических равновесий. В целом учет этих данных может быть полезен при изучении закономерностей формирования «зон разгрузки» гидротерм или горизонтальных уровней отложения богатых рудных залежей.

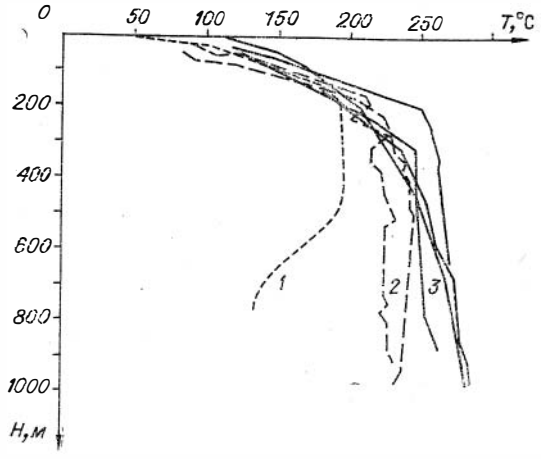


Рис. 59. Температуры в некоторых гидротермальных системах вулканических областей (по В. В. Аверьеву, 1966).

1 — Паужетка (Камчатка); *2* — Вайракей (Новая Зеландия); *3* — Вайотапу (Новая Зеландия).

Как показали наблюдения С. И. Набоко на современных гидротермальных системах Курило-Камчатской вулканической дуги (Набоко, 1969), вскипание высоконагретых гидротерм при приближении к поверхности с удалением газовой фазы сопровождается резким ощелачиванием растворов. Отмечаемое же на изученных нами месторождениях повышение активности сильных щелочей в период рудоотложения сопровождается выносом из зоны отложения руд слабых оснований, в частности кремнезема, являющегося одним из главных породообразующих компонентов замещаемых рудой алюмосиликатных вулканогенных отложений. Многочисленные экспериментальные исследования показывают, что растворимость кремнезема повышается с увеличением щелочности растворов (Okamoto e. a., 1957). Особенно резко переход кремнезема в растворы возрастает при $pH > 9{,}0$. Массовый вынос кремнекислоты способствует отложению большого объема компактных сульфидных руд и широкому проявлению на колчеданно-полиметаллических месторождениях так называемого гелевого метасоматоза. Явления гелевого метасоматоза, таким образом, можно объяснить одновременным разрушением каркаса вмещающих пород с выносом большей части породообразующих компонентов и выпадением в освободившемся объеме рудного геля из пересыщенных рудоносных растворов. Вмещающие карбонатные отложения в этих условиях, как правило, остаются инертными по отношению к рудоносным гидротермам.

С другой стороны, вынос огромной массы кремнезема служит причиной интенсивного околорудного окварцевания вмещающих пород в зальбандах и по периферии рудных залежей, вплоть до формирования сливных серицитовых микрокварцитов. Для отложения кремнезема благоприятны понижение температуры, давления, pH кремнесодержащих растворов и уменьшение активности щелочных металлов (Рехарский, 1973).

Существенная роль в отложении рудного вещества на определенном интервале глубин может принадлежать смешению рудоносных растворов

с вадозными водами. Высоконагретые пары воды, газа и часть рудных компонентов в виде летучих соединений, освобождающиеся в зоне вскипания, при смешении с вадозными водами могут формировать вторичные гидротермальные системы, имеющие больший смысл как индикаторы наличия оруденения на глубине, чем как самостоятельные рудообразующие системы. При относительно низких температурах первичных гидротерм или значительных давлениях столба морской воды в субмаринных условиях основным фактором рудоотложения может быть непосредственное смешение их с вадозными или морскими водами с отложением гидротермально-метасоматических либо вулканогенно осадочных рудных залежей.

Общая теория формирования гидротермально-метасоматической группы вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений достаточно подробно рассмотрена в работах В. И. Смирнова (Смирнов и др., 1968).

Субформация стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей

В последние годы получила широкое признание важная роль в рудообразовании процессов подводной поствулканической гидротермальной деятельности. Тип гидротермально-осадочных месторождений, формирование которых происходит преимущественно путем седиментации рудного вещества в процессе подводной поствулканической гидротермальной деятельности, был теоретически обоснован работами многих геологов в результате исследований колчеданных месторождений Урала, Кипра, Японии, ФРГ, Турции, Швеции и ряда других районов мира и введен в классификацию месторождений Г. Шнейдерхеном (1958), выделившим группу эксгаляционно-осадочных месторождений как переходную форму между морскими эксгаляционными и осадочными формациями. Применительно к «кератофировым железным рудам» типа Лан-Диль Г. Шнейдерхен (1957) использует термин эксгаляционно-гидротермально-осадочные. В литературе подобные месторождения сложного генезиса относятся часто к группам эксгаляционно-осадочных месторождений (Oftedahl, 1958; и др.), подводно-гидротермальных (Schulz, 1964; Реслер и др., 1971) либо включаются большинством исследователей в широкую группу вулканогенно-осадочных месторождений. Ввиду сложного комбинированного характера процесса рудообразования, в котором сочетается гидротермальный эндогенный вынос рудного вещества и преимущественно осадочный способ отложения основной рудной массы в бассейне седиментации, очевидно, наиболее правильно этот генетический тип месторождений именовать гидротермально-осадочным (Иванов, 1968).

Проблема гидротермально-осадочного рудообразования в последние годы получила наиболе детальную разработку в трудах советских геологов и в первую очередь в работах В. И. Смирнова (1960, 1964, 1965, 1970, 1971; Смирнов и др., 1968), Н. С. Скрипченко (1966, 1968, 1972), С. Н. Иванова (1964, 1966; Ivanov, 1971), Г. Н. Щербы (1966, 1967; Щерба и др., 1967), Г. С. Дзоценидзе (1969), Л. Н. Формозовой (1963, 1968), А. С. Калугина (1964, 1970), Д. Г. Сапожникова (1964) на примерах колчеданно-полиметаллических, железорудных и марганцевых месторождений. Много новых фактов для решения вопросов генезиса гидротермально-осадочных месторождений дало изучение действующих поствулканических гидротермальных систем и подводной гидротермальной деятельности в зонах современных рифтов (Бутузова, 1969; Батурин и др., 1969; Дзоценидзе, 1972; Бишофф, 1974; Лебедев, 1975).

На примерах других рудных провинций мира вопросы генезиса стратиформных залежей массивных сульфидных руд широко освещались в последнее время в работах крупнейших геологов-рудников — Т. Ватана-

бе (1973), А. Кинкеля (Kinkel, 1962, 1966), Г. К. Амштутца (Amstutz, 1959), К. Андерсона (Anderson, 1969), К. Офтедаля (Oftedahl, 1958), Д. Вильямса (Williams, 1960, 1962), Д. Уайта (White, 1968), Р. Стантона (Stanton, 1960) и других. Обсуждению их был посвящен симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (IAGOD), состоявшийся в 1971 г. в Токио.

Чтобы оценить важность проблемы условий образования и закономерностей локализации гидротермально-осадочных месторождений свинца, цинка и меди, достаточно отметить, что к ним относятся такие месторождения, как Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, Мёгген и Раммельсберг в Западной Германии; Санто-Люсия на Кубе и многие другие месторождения колчеданноносных рудных провинций мира. Сравнительный анализ показывает, что месторождения этого типа являются крупнейшими по масштабам и заключают в себе существенную часть мировых запасов свинца и цинка.

Однозначное решение многих вопросов гидротермально-осадочного рудообразования стало возможным в последнее время благодаря открытию слабо метаморфизованных месторождений этого генетического типа. Вопросы механизма формирования седиментационных слоистых руд и преобразования их в процессах диагенеза, эпигенеза, контактового и дислокационного метаморфизма частично освещены в работах Н. С. Скрипченко (1972), П. И. Шнейдера (Schneider, 1964), О. Шульца (Schulz, 1964), Г. К. Амштутца, П. Рамдора, Ф. Е. База и В. К. Парка (Amstutz e.a., 1964). В одной из последних работ Г. К. Амштутца и Л. Бубеничека (1971) дан широкий обзор представлений о роли диагенеза в процессе образования месторождений осадочного и эксгаляционно-осадочного происхождения. Интересный обзор исследований гидротермально-осадочного рудообразования и метаморфических преобразований сульфидных залежей сделан в работе Ф. М. Вокеса (Vokes, 1969). Типоморфные особенности руд этой группы месторождений в значительной мере позволили осветить детальное изучение Озерного месторождения в Западном Забайкалье (Дистанов, Ковалев, 1975). Многие хорошо изученные месторождения не относились ранее к этому типу ввиду сильного проявления процессов метаморфизма, которые полностью или в значительной мере стерли первичные черты строения рудных залежей.

В пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции, благодаря открытиям последнего десятилетия, тип гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений завоевал ведущую роль как один из важных промышленно-генетических типов. В настоящее время к нему относятся группа месторождений Еравнинского рудного района Западного Забайкалья (Озерное, Ульдзуйтуй, Звездное, Назаровское), Холоднинское месторождение в Северном Прибайкалье, месторождения Зангода в Курбинском рудном районе Бурятии, ряд месторождений Енисейского кряжа (Линейное и др.), Маинское месторождение в Западном Саяне и ряд других.

По генетической позиции среди них выделяются два типа колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с подводной гидротермальной деятельностью: месторождения, залегающие в эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах, и месторождения, залегающие среди терригенных и терригенно-карбонатных отложений. Первые встречаются в областях широкого развития раннегеосинклинального вулканизма (зонах краевых глубинных разломов и приразломных трогов, внутригеосинклинальных поднятиях). Это месторождения Еравнинского рудного района (Озерное и др.), Северного Прибайкалья (Холоднинское), Западного Саяна (Маинское) и другие. Вторые характерны для зон сопряжения складчатых областей с жесткими блоками платформ и срединных массивов с ограниченным проявлением синхронных рудообразованию процессов вулканизма и глубинной магматической деятельности. К ним относятся

месторождения Енисейского кряжа. Подобная позиция для ряда месторождений мира отмечалась ранее Рёсслером и др. (1971).

По минеральному составу руд среди гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений достаточно четко выделяются две группы — месторождения сульфидно-силикатно-окисные и сульфидно-кремнисто-карбонатные. По преобладанию тех или иных рудных компонентов можно выделять более частные минеральные типы: медно-свинцово-цинковые, серноколчеданные и др.

Для сульфидно-силикатно-окисных месторождений обычно отмечается вулканогенно-терригенно-кремнистый состав вмещающих толщ, значительное количество кремнезема в составе руд и появление на флангах рудных залежей и в ритмике с сульфидами магнетита и гематита. По составу основных рудных компонентов это колчеданные месторождения со значительными содержаниями меди (Маинское).

Для сульфидно-кремнисто-карбонатных месторождений, залегающих в разрезе вулканогенно- и терригенно-карбонатных отложений (Озерное месторождение и др.), типично широкое развитие в составе руд и на флангах рудных залежей карбонатов с высоким содержанием железа, магния и иногда марганца. Среди слоистых полиметаллических руд отмечаются пирит-сидеритовые ритмиты. Характерно почти полное отсутствие меди в седиментационных типах руд (сотые доли %).

Как показывает анализ фактического материала, состав руд гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений находится в определенной корреляции с составом вмещающих пород. При отсутствии в разрезе карбонатных отложений и широком развитии кремнистых пород эксгаляционно-осадочного генезиса (кварциты, кремнисто-углеродистые осадки и яшмоиды) сульфиды меди встречаются в составе руд наряду с другими главными минералами. В обстановке же карбонатного осадконакопления создаются условия, благоприятные для миграции соединений меди в морской воде, и в рудах она практически отсутствует. В седиментационных сульфидных рудах также практически нет барита и не концентрируются многие элементы-примеси, в частности золото.

О высокой миграционной способности меди в растворах, содержащих NaCl при наличии в системе повышенного давления углекислоты, что соответствует условиям субмаринного рудоотложения в бассейнах с режимом карбонатного осадконакопления, говорят экспериментальные исследования Д. С. Шляпникова и Э. К. Штерна (1973).

Гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения относятся к группе так называемых «стратиформных» месторождений в связи с тем, что основные рудные залежи их имеют пластовый характер и залегают согласно с вмещающими породами. Однако, как сейчас уже достаточно ясно, в эту группу по некоторым формальным признакам объединяются генетически разнотипные образования. Гидротермально-осадочные месторождения по генетическим связям, источникам рудного вещества и формам переноса его в места отложения рудной массы относятся к эндогенным образованиям, чем существенно отличаются от других типов стратифицированных рудных залежей, возникших осадочным путем, либо стратиформных «диплогенетических» (Lovering, 1963) месторождений, в образовании которых существенную роль играют процессы мобилизации и переотложения рудного вещества, рассеянного во вмещающих породах. Колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного генезиса характеризуются целым рядом специфических черт, отличающих их от других типов стратиформных месторождений.

Для этого типа месторождений характерны следующие черты:

1) согласный пластовый характер рудных залежей;
2) многоярусное расположение рудных тел в разрезе;

3) относительно простой минеральный состав руд;

4) высокая степень концентрации рудного вещества, существенная роль сплошных сульфидных руд;

5) широкое развитие в слабо метаморфизованных разностях первичных слоистых и брекчиевых седиментационных текстур. Наличие структур метаколлоидной кристаллизации основных рудных масс;

6) общие низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей;

7) практическое отсутствие околорудных изменений вмещающих пород;

8) общая насыщенность разреза рудовмещающих осадочных пород тонкодисперсным рудным материалом при достаточно четких контактах рудных залежей.

Одна из главных отличительных особенностей гидротермально-осадочных руд — широкое распространение седиментационных текстур и структур, которые на ряде метаморфизованных месторождений, к сожалению, сохраняются как реликтовые. Наиболее полно признаки седиментационного строения колчеданно-полиметаллических руд были описаны нами на Озерном месторождении (Дистанов, Ковалев, 1975).

Во внутреннем строении слабо метаморфизованных разностей руд отмечается широкое развитие колломорфных образований от микроглобулярных фрамбоидальных структур сульфидов до различного рода сферических, концентрически-зональных и радиально-лучистых образований, возникших при диагенетической раскристаллизации и расслоении рудных гелей. Реликты первичных тонкодисперсных глобулярных форм сульфидов железа, цинка, свинца и меди в кремнистых прослоях сохраняются даже в рудах, претерпевших метаморфические преобразования эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, в отдельных слабо метаморфизованных блоках руд (месторождения Холоднинское, Заигода).

Минеральный состав рудных залежей простой. Преобладают пирит, сфалерит, галенит, реже халькопирит, пирротин и в сульфидно-окисных рудах — магнетит, гематит. Из нерудных минералов содержится сидерит, доломит, родохрозит, анкерит, кварц. Типично отсутствие в осадочных сульфидных рудах скоплений барита, характерного минерала метасоматических колчеданно-полиметаллических руд. Ореолы рассеяния бария на Озерном месторождении отмечаются на флангах и в висячем боку рудных залежей (Рипп, 1969). Обособление пластов обогащенных баритом и сульфатами кальция в висячем боку сульфидных рудных залежей отмечается также на месторождениях Западной Европы — Мегген и Раммельсберг (Ramdohr, 1953$_2$; Kraume e. a., 1965; Zimmermann, 1970). Общие черты седиментационного типа руд — относительно низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей, низкие содержания золота, а для сульфидно-кремнисто-карбонатного типа месторождений — практическое отсутствие меди.

Околорудный метасоматоз на месторождениях этого типа в контактах с согласными рудными телами практически нигде не отмечается. Для вулканических районов многими исследователями описывается как типичное явление широкое развитие околорудных изменений в лежачем боку пластовых залежей колчеданно-полиметаллических руд и их отсутствие в породах висячего бока. Изучение месторождений Западного Забайкалья и Енисейского кряжа показало, что на них эти закономерности широко не проявлены.

Гидротермально-осадочные месторождения отличаются преимущественно согласным залеганием рудных тел и многоярусным расположением их в разрезе рудовмещающей толщи. Рудные тела пластообразной линзовидной, иногда удлиненной ленточной формы, чередуясь с нерудными или слабо насыщенными рудным веществом отложениями, образуют рудные пачки или горизонты. На месторождении Озерном в 1500-метровом разре-

зе рудоносной толщи олдындинской свиты нижнего кембрия выделяется 3 рудоносных горизонта, причем в верхнем из них расположено 11 согласных рудных тел (Тарасова и др., 1972). На месторождении Холоднинском — 2 рудоносных горизонта, нижний из которых вмещает 3 основных рудных залежи; на Маинском месторождении — 2 рудоносных горизонта (Белоус, Новожилов, 1964) и т. д. Несмотря на общую насыщенность разреза рудовмещающих отложений рассеянными рудными минералами, в основном сульфидами железа, цинка и свинца, контакты рудных залежей довольно четкие, особенно для их висячих боков.

Как уже отмечалось, на гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождениях преобладают богатые сплошные разности сульфидных руд. В иностранной литературе они часто фигурируют под названием стратиформных месторождений «массивных сульфидных руд». Эта особенность, безусловно, отражает определенные характерные для этой группы месторождений условия рудоотложения. Слабая степень разбавления рудного вещества терригенным материалом, значительные мощности рудных залежей, метаколлоидный характер сульфидных выделений говорят о значительных объемах выноса рудного вещества гидротермальными растворами, их высокой концентрации и больших скоростях накопления рудных осадков. Отдельные пластовые залежи сульфидных руд с маломощными прослоями осадочного материала достигают мощности до 40 м, при значительном распространении их по латерали, что указывает на гигантские масштабы привноса рудного вещества.

Анализ пространственного расположения и морфологии рудных залежей, имеющих, несмотря на согласное залегание, в целом линзовидную форму и достаточно четкие ограничения, позволяет считать, что локализация их происходит в депрессионных структурах морского дна вблизи выходов гидротерм в придонную часть морского бассейна. Это подтверждается палеофациальными и палеотектоническими построениями и изучением распределения концентраций металлов и мощностей рудных залежей. Существенный перенос и перемыв рудного вещества непременно вызвал бы увеличение в составе руд доли терригенного материала и их разубоживание.

На преимущественно хемогенный характер процессов седиментации рудного вещества и ритмический, пульсационный характер его поступления указывают широко проявленные в текстурах руд ритмиты хемогенной седиментации с чередованием слоев различного минерального состава. Особенно типичны пирит-сидеритовые ритмиты с участием сфалерита и галенита (Озерное месторождение), кремнисто-сульфидные (месторождения Холоднинское, Зангода), кремнисто-пирит-гематитовые (месторождения Ульдзуйтуй, Майна) и сульфидно-сидерит-гематит-магнетитовые (месторождение Звездное) ритмиты. Наблюдается фациальность в распределении сульфидов, окислов и карбонатов с увеличением количества последних на флангах рудных залежей.

Высокая степень концентрации рудного вещества, хемогенный характер отложения основной массы его при широком участии коллоидных растворов, закономерные изменения во времени и пространстве физико-химических параметров среды рудообразования позволяют предполагать, что отложение руд происходило из зоны высококонцентрированных придонных рассолов (Скрипченко, 1972). Создание в депрессионных структурах морского дна солевого и газового режимов за счет компонентов, выносимых гидротермальными источниками, объясняет многие своеобразные черты седиментогенеза, в частности наличие на флангах рудных залежей ореола сидеритизации, доломитизации, повышенные содержания рассеянных сульфидов в породах рудовмещающей толщи. В отдельных случаях в рудовмещающих породах отмечается повышенное количество углеродистого вещества. Это указывает на аномально благоприятное развитие микрофитопланктона на участках подводной гидротермальной деятельно-

сти и наличие периодов его массового отмирания. Отдельные горизонты, обогащенные углеродистым веществом, являются в пределах рудных полей маркирующими.

Специального рассмотрения требует вопрос соотношения собственно колчеданной (пиритовой и полиметаллической (сфалерит-галенит-халькопиритовой) минерализации в составе единых колчеданно-полиметаллических рудных залежей. Дело в том, что в последнее время в связи с развитием идей о полигенности и полихронности образования колчеданно-полиметаллических месторождений утвердилось мнение о том, что собственно полиметаллическая сфалерит-галенит-халькопиритовая минерализация накладывается на статиформные залежи серного колчедана эпигенетически со значительным отрывом во времени, в большинстве случаев после этапа складчатых дислокаций (Смирнов и др., 1968; Твалчрелидзе, Буадзе, 1973).

Для изученных нами колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири есть все основания считать, что формирование колчеданной составляющей и большей части остальных сульфидов свинца, цинка и меди происходило одновременно, в течение одного этапа гидротермальной деятельности из единых гидротермальных растворов. Наиболее четко это видно на примерах слабо метаморфизованных месторождений, поскольку в процессе метаморфизма происходит существенная перестройка первичных текстурных и структурных черт руд и дифференцированное перераспределение в пределах рудных залежей рудного вещества, создающего впечатление наложенного характера галенит-сфалеритовой и халькопиритовой минерализации. Основные доводы в пользу такого утверждения:

1) тесное пространственное совмещение серноколчеданной и сульфидно-полиметаллической минерализации в контурах единых рудных залежей;

2) широкое развитие текстурных и структурных признаков совместного отложения пирита, галенита, сфалерита и халькопирита из сложных сульфидных гелей, наличие ритмичных текстур хемогенной седиментации смешанных минеральных агрегатов, зональных полиминеральных глобулярных образований и т. д. Это убедительно иллюстрируется примерами слабо метаморфизованных руд (Озерное месторождение — Дистанов, Ковалев, 1975; Линейное месторождение — Пономарев, 1974) и в меньших масштабах в реликтовой форме отмечается на существенно метаморфизованных объектах (Холоднинское месторождение и др.);

3) проявление латеральной фациальности в размещения минеральных ассоциаций, особенно в ряду сульфиды — карбонаты — окислы. Закономерное проявление концентрического типа зональности в распределении основных рудных компонентов;

4) высокая степень корреляции содержаний основных рудных компонентов (свинца, цинка) в рудах слабо метаморфизованных месторождений и увеличение их дисперсии в метаморфизованных типах;

5) отсутствие в пределах рудных залежей и во вмещающих породах существенных проявлений около рудных гидротермальных изменений, свидетельствующих о широком наложении гидротермально-метасоматических процессов;

6) геологические данные указывают на то, что отложение основной массы рудного вещества происходило одновременно с формированием вмещающих их толщ. Вме последующие процессы проеобразования руд по характеру, интенсивности и формам проявления соответствуют степени проявления их во вмещающих породах. В ксенолитах руд, захваченных доскладчатыми субвулканическими интрузиями диабазовых порфиритов. отмечаются основные типы слоистых полиметаллических руд, богатых галенитом, сфалеритом и другими компонентами.

Подобные примеры совместного отложения основной массы пирита и сульфидов цветных металлов детально изучены и в других рудных райо-

нах (Скрипченко, 1966; Щерба и др., 1967). Совершенно очевидно, что факты совместного отложения в седиментационных типах руд сульфидов цветных металлов и основной массы пирита не отрицают возможности последующего наложения на эти руды гидротермально-метасоматических процессов, в том числе и с привносом дополнительных порций рудного вещества.

Будучи составной частью разреза стратифицированных образований, гидротермально-осадочные рудные залежи подвержены процессам дислокаций и метаморфизма аналогично вмещающим их отложениям. Все интрузивные образования, включая субвулканические, по отношению к ним являются послерудными. В контактах с интрузивными телами наблюдаются четкие проявления контактового метаморфизма, а иногда и ксенолиты слоистых руд (Дистанов, Ковалев, 1975). Для месторождений в экзоконтактах гранитных интрузий (Ульдзуйтуй, Майна, Назаровское) характерно широкое развитие процессов перекристаллизации сульфидных минералов и их частичное перераспределение, наложение процессов скарнирования, не совпадающих с общими контурами рудных залежей.

В случае метаморфизованных месторождений парагенезисы нерудных минералов пород рудовмещающей толщи отвечают в целом парагенетическим ассоциациям их в рудах и зависят лишь от общего химического состава отложений. Первичная обогащенность рудовмещающих толщ рудными компонентами подчеркивается в этих случаях развитием таких метаморфогенных минералов, как цинковая шпинель (ганит), цинксодержащий ставролит, эллахерит, барийсодержащий мусковит, цельзиан и др.

Изучение метаморфизованных месторождений сингенетичных колчеданно-полиметаллических руд показало, что в процессе метаморфизма в пределах ранее сформированных колчеданно-полиметаллических рудных залежей происходит перекристаллизация и перераспределение рудного вещества с образованием различного рода прожилковых, гнездовых и другого типа «жильных» и «метасоматических» текстур. Наиболее подвижными оказываются халькопирит и галенит. Легко подвергается перекристаллизации, но без существенного переноса, сфалерит. Наименее подвижен и дольше сохраняет свои первичные структурные формы пирит. При наложении на рудные залежи зон трещиноватости и тектонического брекчирования происходит более глубокая перекристаллизация и перераспределение рудного вещества, что нередко полностью затушевывает их первичные структурно-текстурные черты. В связи с тем, что сульфиды цветных металлов — халькопирит, галенит, сфалерит в процессе метаморфизма значительно более подвижны, чем сульфиды железа и легко образуют «наложенный» текстурный рисунок на фоне пластовых серноколчеданных залежей, создается впечатление многоэтапности рудного процесса. Поскольку же процессы метаморфизма совпадают с основными этапами складчатости или происходят после складкообразования, текстурные новообразования в рудах создают видимость эпигенетичности полиметаллического оруденения по отношению к серноколчеданному.

Существует определенная корреляция степени метаморфизма пород и руд со степенью перекристаллизации и переотложения рудного вещества. Переотложение галенита и халькопирита отмечается уже на стадии раннего эпигенеза и широко развито в рудах, претерпевших изменения зеленокаменной стадии. Существенное перераспределение сфалерита отмечается на эпидот-амфиболитовой ступени. Пирит же даже на высоких ступенях метаморфизма претерпевает лишь перекристаллизацию практически без существенного переотложения и изменения морфологии рудных залежей. Для процессов метаморфизма характерна частичная перекристаллизация пирита в пирротин, а в случае высокотемпературного контактового метаморфизма — и в магнетит. Формы проявления контактово-

го метаморфизма многообразны и мало чем отличаются от метаморфизма руд любых других типов. Образующиеся контактовые ассоциации минералов и структуры перекристаллизации руд нередко смущают исследователей в решении вопросов их первичного генезиса. Так было в истории с Маинским месторождением в контакте с Енисейским плутоном плагиогранитов, Назаровским месторождением в Еравнинском рудном поле и месторождением Зангода в Курбинском рудном районе Бурятии.

По своему положению в истории геологического развития рудных районов и их тектонической структуре рассматриваемые гидротермально-осадочные месторождения колчеданно-полиметаллических руд сформировались на ранней геосинклинальной стадии развития складчатых областей, обрамляющих с юга Сибирскую платформу. По возрасту выделяются две группы месторождений. Среди отложений верхнего протерозоя залегают месторождения Северного Прибайкалья (Холоднинское) и Енисейского кряжа (Линейное, Крутое и др.), среди нижнекембрийских отложений — месторождения Западного Забайкалья (Озерное, Звездное, Назаровское, Ульдзуйтуй, Зангода), Западного Саяна (Маинское), рудопроявления Тувы (Эдыгейское и др.). Большинство из них так или иначе тяготеет к областям проявления раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма, хотя в ряде районов (Енисейский кряж) колчеданно-полиметаллические месторождения залегают среди осадочных, преимущественно сланцевых отложений. Этот момент имеет существенное значение для решения многих вопросов рудообразования и прогнозирования, в связи с чем Г. А. Твалчрелидзе и В. И. Буадзе (1973) колчеданно-полиметаллические месторождения в так называемых «флишевых эвгеосинклиналях» выделяли в самостоятельный тип.

Для группы стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей в вулканогенно-осадочных отложениях характерна их приуроченность к завершающим этапам развития вулканической деятельности. В сложном двухъярусном разрезе раннегеосинклинальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, где собственно вулканические породы преобладают в нижних частях и перекрываются вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа располагаются преимущественно среди пород верхнего структурного яруса. По времени образования к ним близки поздние субвулканические интрузии диабазовых порфиритов, дацитовых порфиритов, габбро-диабазов и различных автомагматических брекчий. Для рудовмещающей толщи наиболее характерны осадочные и туфогенно-осадочные породы с различной долей участия карбонатных отложений и кремнистых образований типа кварцитов и яшмоидов. В ряде случаев отмечается некоторая синхронизация между этапами тектонической активности, вулканической деятельности и рудными процессами. Это выражается в ритмичном строении рудовмещающей толщи и закономерном положении отдельных рудных залежей в верхах седиментационных ритмов (Озерное месторождение — Тарасова и др., 1972).

На месторождениях, залегающих среди терригенно-карбонатных отложений, удаленных от очагов вулканизма, таких как Линейное месторождение Енисейского кряжа, среди монотонного карбонатно-черносланцевого разреза рудовмещающих пород лишь незначительно проявлены вулканогенные породы в виде маломощных прослоев лав. Синхронный процессам рудообразования вулканизм в более широких масштабах имеется обычно в смежных районах на удалении нескольких десятков километров.

Как показывает анализ размещения месторождений и структур рудных полей, в региональном плане месторождения контролируются зонами разломов глубокого заложения и сопутствующими им структурами. Причем в общей структуре складчатых областей рудоконтролирующие разломы имеют различное положение:

1) краевые глубинные разломы геосинклинальных трогов. К этому типу можно отнести Саяно-Минусинский разлом, контролирующий Маинское месторождение; Саяно-Тувинский разлом (Эдыгейское рудопроявление), Холоднинский разлом, ограничивающий Олокитскую структурно-формационную зону Северного Прибайкалья (Холоднинское месторождение). Зоны разломов имеют региональный характер, длительное развитие и контролируют проявление глубинного базальтоидного и ультраосновного магматизма и гидротермальной деятельности;

2) зоны разломов, ограничивающие внутригеосинклинальные поднятия. Пример этого типа разломов, контролирующих интенсивные проявления базальт-андезит-дацитовой вулканической деятельности и рудоносные гидротермальные системы,— Удино-Витимская зона разломов, ограничивающая с юга Курба-Витимское внутригеосинклинальное поднятие (Чернов, 1959). К этой зоне разломов и сопряженным с ней структурам приурочены месторождения Еравнинского рудного поля Западного Забайкалья;

3) системы разломов второго порядка, сопряженных с краевыми тектоническими швами складчатых областей, обусловливающие их сложное складчато-блоковое строение. Подобное положение занимает Рассохинский рудный узел в западной заангарской части Енисейского кряжа. Он приурочен к Сухопитско-Каменскому антиклинальному поднятию в пределах Ангаро-Тисского синклинория, ограниченному мощными зонами смятия северо-западного направления, согласными с западным тектоническим обрамлением Енисейского кряжа. Важную роль в контроле оруденения играют системы поперечных разломов.

Локальными структурами, благоприятными для проникновения гидротерм, являются зоны сопряжения разломов различных направлений, рассекающих структуры фундамента и обусловливающих его блоковое строение. Решающее условие для формирования пластовых седиментационных рудных залежей — расчлененность рельефа дна морского бассейна, наличие депрессионных структур и большие скорости конседиментационного прогибания блоков, благоприятствующие накоплению и захоронению рудных осадков. В отдельных случаях скорости конседиментационных прогибаний отдельных блоков чрезвычайно велики. На Озерном месторождении за период деятельности рудоносной гидротермальной системы произошло отложение толщи осадков мощностью до 1500 м; причем в балансе вещества существенную роль играет пирокластический материал и значительные массы рудных и нерудных компонентов, выносимых гидротермами. Наряду с сульфидами отлагались в большом объеме кремнезем, карбонатное и окисное железо, магний, марганец и, возможно, другие компоненты, входящие в осадочную толщу пород.

Вопросы связи магматизма и рудообразования решаются по-разному. Для группы месторождений, залегающих непосредственно в вулканогенно-осадочных отложениях (месторождения Озерное, Маинское и др.), детальными исследованиями довольно четко доказывается синхронность и парагенетическая связь процессов вулканизма и рудообразования. Для месторождений же, залегающих в терригенных и карбонатно-сланцевых толщах на удалении от очагов активного вулканизма, подобные связи установить бывает трудно. Так, для Рассохинского рудного поля Енисейского кряжа типичен карбонатно-черносланцевый разрез рудовмещающих отложений и почти полное отсутствие вулканогенных образований, не считая отдельных маломощных проявлений миндалекаменных диабазов и дацитовых порфиров. Синхронные этапу рудообразования процессы вулканизма отмечаются достоверно на значительном удалении, на расстоянии первых десятков километров к западу и северо-западу в эвгеосинклинальной зоне Енисейского кряжа. С другой стороны, наличие в пределах рудного поля длительно развивающихся разрывных структур глубокого заложения, определивших его блоковое строение, отдельные

дайки пород основного состава и некоторые проявления вулканических образований в пределах рудной зоны указывают на наличие благоприятных структурных условий для развития глубинных гидротермальных систем. Это позволяет говорить об удаленном характере гидротермальных систем от очагов магматизма и вулканизма и их связи с глубинными зонами повышенной проницаемости.

Время процесса рудообразования, возраст оруденения определяются в большинстве случаев на основании прямых геологических данных по возрасту рудовмещающих толщ.

Для рассмотренных месторождений совершенно четко проявлены парагенетические связи рудообразующих гидротермальных систем с глубокими подкоровыми рудогенерирующими очагами, в большинстве своем фиксируемыми проявлениями глубинного базальтоидного магматизма. Важно специфическое региональное распространение этого типа гидротермально-осадочных месторождений среди байкалид и каледонид складчатого обрамления Сибирской платформы (Кормилицын, 1968). Промышленная значимость гидротермально-осадочных месторождений цветных металлов чрезвычайно велика, что требует при прогнозировании и разведке детального учета особенностей их формирования и размещения и пересмотра ряда устоявшихся и привычных представлений.

ФОРМАЦИЯ ПЛУТОНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений представлена послескладчатыми гидротермально-метасоматическими рудными залежами, образование которых связано с процессами базальтоидного магматизма в зонах глубинных разломов, обычно проявленного в форме комплексов самостоятельных малых интрузий. Представители этой формации — месторождения барит-сульфидного полиметаллического, колчеданно-полиметаллического, медноколчеданного и серноколчеданного минеральных типов на северо-востоке Салаирского кряжа, в Горной Шории (Тургеневское месторождение) и, очевидно, некоторые полиметаллические месторождения в зонах смятия Рудного Алтая. В большинстве случаев — это линзовидные метасоматические залежи массивных руд с ореолами вкрапленной минерализации в зонах интенсивной трещиноватости и рассланцевания пород. Вмещающие вулканогенные породы обычно превращены в порфироиды и метаморфические сланцы (кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые).

Эта группа месторождений имеет следующие отличительные особенности, позволяющие выделить ее в самостоятельный формационный тип.

1. Наложенный, постскладчатый характер рудной минерализации по отношению к вмещающим их преимущественно вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям.

2. Контроль рудной минерализации структурами зон разломов глубокого заложения (зонами «смятия», интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород).

3. Более сложный, чем на месторождениях вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации, минеральный состав руд, широкое развитие сложных сульфидов, теллуридов золота и серебра. Значительные вариации минерального состава отдельных рудных залежей в пределах рудных полей и зон, большее разнообразие минеральных типов месторождений.

4. Широкое развитие в алюмосиликатных отложениях процессов околорудного метасоматоза, четкое проявление зональности околорудных метасоматитов. Инертное поведение карбонатных пород по отношению к рудоносным растворам.

5. Относительно слабый метаморфизм руд при интенсивном динамометаморфизме вмещающих толщ, превращенных вблизи рудоконтролирующих структур в порфироиды и метаморфические сланцы.

6. Парагенетическая связь оруденения с проявлениями глубинного базальтоидного магматизма поздних этапов развития геосинклинальных структур в виде комплексов самостоятельных малых интрузий основного и кислого состава.

В морфологическом отношении месторождения этой группы достаточно однотипны и представлены метасоматическими рудными залежами, имеющими в большинстве случаев линзовидную форму с широкими ореолами вкрапленной минерализации и околорудных изменений вмещающих пород. Несколько более сложной морфологией характеризуются отдельные барито-полиметаллические тела собственно Салаирского рудного поля (месторождения Кварцитовая сопка, Третий рудник).

Месторождения описываемой рудной формации представляют собой достаточно сложные по минеральному составу многостадийные образования. Среди месторождений Северо-Восточного Салаира, залегающих среди вулканогенных пород печеркинской свиты нижне-среднекембрийского возраста, по вещественному составу выделяются минеральные типы: барит-сульфидный полиметаллический (Салаирское рудное поле, Буймовское), колчеданно-полиметаллический (Урское рудное поле), медноколчеданный (Ускандинское, Каменушинское). Минеральный состав этой группы месторождений по сравнению с субвулканическими гидротермально-метасоматическими рудными залежами более разнообразен. Среди рудных минералов преобладают пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, в небольшом количестве находится арсенопирит, магнетит, гематит, рутил, самородное серебро, золото, алтаит, калаверит, аргентит; жильные — барит, кварц, карбонаты, альбит, серицит, хлорит, реже флюорит. В рудах преобладают массивные, массивно-полосчатые, вкрапленно-полосчатые и вкрапленные текстуры. Структуры — преимущественно первично-кристаллических срастаний, метаколлоидные, реже метаморфогенные. Полосчатые текстуры в большинстве случаев унаследованно-метасоматические и сформировались в результате замещения рассланцованных пород и только в отдельных случаях имеют метаморфогенный характер. Широко развиты процессы межстадийного дробления и метаморфизма руд (Дистанов, Ковалев, 1964). В процессе рудообразования наиболее четко проявляются ранняя кварц-пиритовая стадия, продуктивная барит-сульфидная полиметаллическая и поздняя прожилковая кварц-карбонатная стадии минерализации.

Околорудный метасоматоз проявлен чрезвычайно широко в виде серицитизации, хлоритизации, окварцевания и пиритизации вмещающих пород. Окварцевание наиболее интенсивно проявляется на ранней серноколчеданной стадии минерализации за счет выноса кремнекислоты из зоны рудообразования в периферийные участки и зальбанды рудных залежей (кварциты горы Копны на Урском рудном поле, Кварцевые ворота Каменушинского месторождения и др.).

В локализации послескладчатых гидротермально-метасоматических рудных залежей формации плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений решающее значение имеют структурные элементы зон глубинных разломов и в первую очередь так называемые «зоны смятия» или зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород. Возникшие как структурные элементы разломов глубокого заложения, зоны интенсивного рассланцевания для данного типа месторождений играют решающую роль в качестве рудоподводящих и рудовмещающих структур. Зоны интенсивного рассланцевания — результат полупластических деформаций в условиях сжатия — формируются по типу сколовых структур, что определяет их морфологические особенности. Они претерпели, как правило, длительное развитие и имеют сложноветвистое, кулисооб-

разное и эшелонированное внутреннее строение. Заложившись в виде ослабленных зон в период складкообразования, а нередко, как это имело место (по данным Д. Г. Ажгирея, 1969) в Северо-Восточной зоне смятия, в период конседиментационных блоковых подвижек, свой сложный морфологический облик зоны интенсивного рассланцевания приобретали позднее, на орогенном этапе развития складчатых областей. Важную роль в формировании их на предрудном этапе имели движения с существенной сдвиговой составляющей (Ажгирей, Иванкин, 1952; Дистанов, 1962, 1963). Сдвиги способствовали созданию крутопадающих каналов повышенной проницаемости для гидротермальных растворов в местах изгибов в плане зон интенсивного рассланцевания, тектонических срывов вдоль контактов пород с резко отличными механическими свойствами, на участках сочленения отдельных ветвей зон рассланцевания и т. д. Они в значительной мере определили глубинность этих структур как рудоподводящих и важное самостоятельное рудоконтролирующее их значение. Локальный контроль и морфологические особенности рудных залежей обусловливаются как внутренней морфологией зон интенсивного рассланцевания, так и сочетанием их с другими структурными элементами.

Наиболее благоприятны для локализации оруденения структурными элементами в пределах зон интенсивного рассланцевания а) участки частого переслаивания вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород различного состава, резко анизотропные в механическом и химическом отношении; б) места ветвления зон интенсивного рассланцевания, отщепления оперяющих зон и резких перегибов направления сланцеватости пород, особенно в случаях, когда подобные структурные осложнения проявляются в плане в результате существенно сдвиговых движений; в) контакты пород с резко различными механическими свойствами, благоприятные для образования тектонических срывов, особенно контакты интрузивных образований; г) места резких осложнений первичной складчатости поперечными складками более высоких порядков.

В отдельных случаях для данного типа месторождений роль рудоконтролирующих структур играют и одиночные разрывные нарушения, особенно в комбинации с литологическими экранами. Значение экранов для месторождений, сформированных в толще интенсивно дислоцированных отложений, значительно меньшее по сравнению с субвулканическими гидротермально-метасоматическими образованиями, которые возникают в обстановке брахиформных структур, однако в отдельных случаях оно и для данной группы месторождений существенно.

В последнее время А. К. Григонисом и Н. А. Гладковым на Салаире и Д. Г. Ажгиреем на Рудном Алтае особо подчеркивается важная роль в размещении постскладчатого колчеданно-полиметаллического оруденения участков пересечения зон смятия с более древними поперечными тектоническими нарушениями, создающими блоковый характер рудных зон. Влияние их особо сказывается в размещении рудных полей и месторождений, поскольку речь идет в данном случае о региональных структурах первого порядка.

Постскладчатые плутогенные колчеданно-полиметаллические месторождения представляют собой многостадийные образования, причем основная продуктивная стадия минерализации проявляется после отложения ранних серноколчеданных залежей. В связи с этим на формирование рудных столбов отдельных металлов решающее влияние имеет характер проявления внутриминерализационной тектоники. Для месторождений с хорошо проявленной ранней серноколчеданной стадией минерализации, в процессе которой сформировались сложные преимущественно пиритовые залежи, для отложения богатых руд наиболее благоприятны участки зальбандов этих тел, их внешних зон, вдоль которых происходят тектонические срывы. Примерами подобного стадиального струевого отложе-

ния богатых руд могут быть месторождения Урского рудного поля. Детально вопросы зональности рудных залежей этих месторождений рассмотрены в работах А. С. Лапухова (1972$_{1,2}$, 1975; Лапухов, Галкин, 1972).

Плутоногенные колчеданно-полиметаллические месторождения, как и месторождения вулканогенной рудной формации, представляют собой образования относительно небольших глубин, хотя вертикальный диапазон оруденения для них в связи с большей глубинностью рудогенерирующих очагов и спецификой фильтрации и температурного градиента гидротермальных растворов в зонах интенсивного рассланцевания пород может быть несколько более растянут. На процессы отложения колчеданно-полиметаллических руд большое влияние имела глубина по отношению к поверхности в период рудообразования. Широко развитые в рудах ранних, наиболее высокотемпературных стадий минерализации колломорфные структуры указывают на случаи резкого изменения физико-химических условий, приводящего к пересыщению растворов и массовому отложению рудного вещества. Рудные залежи отдельных месторождений в секущих вмещающие породы структурах располагаются строго в пределах определенного вертикального интервала, фиксируя тем самым «зону разгрузки» рудного вещества, не находящую удовлетворительного объяснения в структурно-морфологических и литологических факторах контроля оруденения (Салаирское рудное поле и др.).

Как видно из приведенной характеристики, месторождения данной рудной формации, несмотря на многие черты сходства с субвулканическими гидротермально-метасоматическими залежами формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, имеют ряд принципиальных отличий и, в первую очередь, явно постскладчатый наложенный характер по отношению к вмещающим их вулканогенным толщам. Это четко проявляется в контроле оруденения постскладчатыми зонами интенсивного рассланцевания пород — структурными элементами длительно развивающихся глубинных разломов, в отсутствии регионального метаморфизма руд при общем интенсивном динамометаморфизме вмещающих пород и в наложении оруденения на молодые постскладчатые интрузивные образования (Лабазин, 1953; Дистанов, 1963, 1965).

Для рудных полей этой формации, помимо широкого развития порфировых субвулканических интрузий и пород жерловой фации комагматов вулканогенных отложений вмещающих оруденение, характерен более молодой дайковый магматизм диабазовых порфиритов, кварцевых диабазов и, в небольшой степени, кислых дифференциатов базальтоидной магмы. Как и для вмещающих вулканогенных толщ, в них преобладает натровая специализация. Эти дайки слагают протяженные постскладчатые пояса, которые контролируются структурными элементами зон глубинных разломов, аналогично гидротермальным образованиям. Большинство их в пределах рудных полей — явно дорудные образования; по данным некоторых исследователей (Лапухов, 1964), они могут быть внутриминерализационными. Таким образом, намечается парагенетическая связь описываемой группы месторождений с комплексами самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава, внедрившихся на поздних, орогенных этапах складчатых областей. Возраст подобного комплекса самостоятельных малых интрузий, с которым нами парагенетически связывается колчеданно-полиметаллическое оруденение Салаирского кряжа, по последним данным, полученным нами (Дистанов и др., 1970),— пермский, и по калий-аргоновой датировке колеблется в пределах 280—235 млн. лет. Подобного рода связи были установлены ранее Ф. К. Шипулиным (1958), П. Ф. Иванкиным и др. (1961) для колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах Иртышской и Северо-Восточной зон смятия Рудного Алтая. Парагенетическая связь месторождений этой рудной формации с комплексами гипабиссальных дайковых образований

и определила отнесение их к классу плутоногенных гидротермальных месторождений.

Наиболее сложным в выяснении генезиса плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений является вопрос, почему они проявляются также преимущественно в полях развития вулканогенных отложений геосинклиналей, нередко в одних рудных провинциях с вулканогенными месторождениями, как это имеет место на Рудном Алтае. Как показали исследования Г. А. Твалчрелидзе (1962), Ф. К. Шипулина (1965) и В. С. Кузебного (1975), поздние проявления глубинного базальтоидного магматизма — это закономерное звено общего развития магматизма эвгеосинклинальных зон. По петрохимическим же особенностям и металлогенической специализации они близки вулканогенным образованиям ранних этапов развития геосинклиналей. Наиболее отчетливо поздний базальтоидный магматизм формаций самостоятельных малых интрузий проявляется в пределах геосинклинальных зон, развивающихся на древнем складчатом фундаменте со сложным блоковым строением, как это имеет место на Рудном Алтае и Салаире и менее типичен для геосинклинальных зон, развивающихся на коре океанического типа. Магмоконтролирующие зоны глубинных разломов часто развиваются длительно и унаследованно, что может объяснить проявляющиеся иногда совмещения древних и более молодых рудных поясов, а в отдельных случаях и полигенность и полихронность образования рудных месторождений.

О ЗНАЧЕНИИ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И УЧЕТЕ ИХ В РУДНО-ФОРМАЦИОННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Из характеристики отдельных месторождений различных рудных районов Сибири видно, что в формировании их современного облика, а иногда и минерального состава руд существенное значение имеют многообразные процессы динамо-, контактового и регионального метаморфизма. Вопросы метаморфизма колчеданно-полиметаллических руд детально рассмотрены в работах А. Н. Заварицкого ($1943_{1,2}$, 1950), Т. Н. Шадлун (1950; Schadlun, 1971), В. С. Домарева ($1956_{1,2}$), П. Я. Ярошa (1969, 1973), П. Рамдора (Ramdohr, $1953_{1,2}$), Дж. А. Макдональда (McDonald, 1967), Ф. М. Вокеса (Vokes, 1969) и ряде других. Месторождения Сибири, краткая характеристика которых приведена выше, дают обширный материал для решения многих теоретических вопросов метаморфизма сульфидных руд в самых разнообразных геологических и термодинамических условиях. В отдельных случаях процессы метаморфизма настолько сильно влияют на изменение текстурно-структурных особенностей и минерального состава руд и вмещающих пород, что это значительно затрудняет решение вопросов генезиса, геологического строения и практических задач прогнозирования и геологической разведки. Особенно это касается древних докембрийских месторождений и месторождений, захваченных широкими процессами контактового метаморфизма. К регионально метаморфизованным месторождениям относятся месторождения Северного Прибайкалья и Енисейского кряжа. Интенсивный контактовый метаморфизм проявлен на Маинском месторождении в Западном Саяне и ряде месторождений Еравнинского рудного поля (Назаровское, Ульдзуйтуй). Интенсивному динамометаморфизму подвергалось Ускандинское месторождение в зоне краевого надвига Салаира.

Проведенные исследования руд метаморфизованных месторождений показывают, что в подавляющем большинстве случаев удается установить достаточно достоверные критерии для определения первичных минералогических и текстурно-структурных особенностей руд и степени их ме-

таморфических преобразований. К таким критериям относятся текстурно-структурные особенности руд, типоморфизм отдельных минералов и минеральных ассоциаций и геохимические особенности руд и вмещающих пород. Для большинства метаморфизованных гидротермально-осадочных месторождений отмечается, хотя бы в небольшой степени, сохранность реликтовых текстур первично-седиментационных руд. Сингенетичность рудных образований с вмещающими стратифицированными отложениями выражается в том, что парагенезисы нерудных минералов глубокометаморфизованных месторождений (Холоднинское и др.) отвечают в целом парагенетическим ассоциациям их в рудах и зависят лишь от общего химического состава отложений. Интересны в этом отношении указания Т. Ватанабе (1973) о том, что под влиянием метаморфизма происходит также преобразование первичных минеральных ассоциаций гидротермально измененных пород. На метаморфизованных месторождениях типа Куроко (Хитати и др.) встречаются кордиерит-антофиллитовые породы, возникшие в процессе метаморфизма на месте гидротермально измененных пород, обогащенных магнезиальным хлоритом. Типоморфным минералом метаморфизованных сингенетичных рудных залежей является цинковая шпинель — ганит. Она отмечается на Холоднинском месторождении и многих подобных месторождениях мира (Vokes, 1969; Suffel, Ridler, Hutchinson, 1971). Как типоморфные минералы метаморфизованных руд отмечаются также цинксодержащий ставролит, хлоритоид, барийсодержащий мусковит, эллахерит, цельзиан и др. (Дистанов, Ковалев, 1975; Ковалев, 1975; Кочеткова, 1975). Типично появление в метаморфизованных и регенерированных типах руд пирротина, взамен первичного пирита, и окислов — магнетита и ильменита.

Вопрос о роли метаморфических преобразований как фактора регенерации и концентрации рудного вещества колчеданно-полиметаллических месторождений и степени участия этих процессов в формировании минеральных новообразований и рудных залежей широко обсуждается в литературе. Некоторые исследователи придают этим процессам в образовании рудных концентраций большое значение (Демин и др., 1971, 1972; Ручкин, Бушуев и др., 1975). Наши наблюдения показывают, что при процессах регионального метаморфизма до амфиболитовой ступени влияние их ограничивается изменением структурно-текстурных особенностей, минерального состава руд и частичным перераспределением рудного вещества в основном в пределах первичных контуров рудных залежей. Исключение составляют лишь зоны тектонических нарушений, контролирующие деятельность метаморфогенных гидротермальных систем. Для случаев контактового метаморфизма эти процессы более сложны и многообразны и, как видно на примерах Маинского и Назаровского месторождений (Бусленко, Ковалев, 1975; Белоус, Новожилов, 1964), могут приводить к существенному изменению морфологии рудных залежей и перераспределению рудного вещества. Даже в случаях наиболее интенсивного проявления метаморфических процессов на рассмотренных месторождениях (Холоднинское месторождение) их можно достаточно уверенно отнести к классу параметаморфических и установить их первичную формационную принадлежность. Безусловно, это часто не простая задача, которая требует глубокого и детального изучения месторождения с применением широкого комплекса методов минералого-петрографических, минераграфических и геохимических исследований. Однако для правильного решения вопросов перспектив месторождения, прогнозирования и более широких металлогенических построений установление первичных условий концентрации руд является главной задачей.

В связи с тем, что обычные для древних толщ процессы метаморфизма накладывают на рудные залежи существенный отпечаток, стирая в первую очередь первичные структурно-текстурные особенности руд при их перекристаллизации, нередко при систематизации полиметаллических ме-

сторождений древние метаморфизованные залежи массивных колчеданно-полиметаллических руд выделяются в самостоятельные промышленно-генетические типы (Горжевский, 1973; Горжевский, Иванкин, 1974). Это, по нашему мнению, снижает значение генетических исследований на древних метаморфизованных месторождениях и не способствует выработке правильных прогнозно-поисковых критериев. Установление первичных генетических особенностей и формационной принадлежности для метаморфизованных рудных залежей так же важно и необходимо, как и для их слабо метаморфизованных аналогов. Степень же метаморфизма и регенерации руд, амплитуда которых чрезвычайно широка, требует специального изучения и отражения при характеристике месторождений. Нужно отметить, что степень метаморфизма руд, как и вмещающих их пород, не всегда коррелируется с их возрастом. Это видно на примере Озерного месторождения, которое имеет нижнекембрийский возраст, но прекрасно сохранило первичные черты строения руд. То же можно сказать и об относительно слабо метаморфизованных рудах Енисейского кряжа, возраст которых определяется как верхний протерозой.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наряду с достаточно четкими различиями в условиях формирования колчеданно-полиметаллических месторождений выделенных рудных формаций существует ряд общих факторов их образования, определяющих сходство геохимического профиля рудообразующих процессов, характерные черты минерального состава семейства колчеданных месторождений и некоторую общность региональных закономерностей их размещения. Анализ обширных материалов по колчеданоносным рудным провинциям показывает, что общая черта их геологической позиции — приуроченность к областям развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований геосинклинальных областей и пространственная связь со структурами зон глубинных разломов.

Формирование выделенных рудных формаций колчеданно-полиметаллических месторождений тесно связано с историей базальтоидного магматизма зон глубинных разломов, особенно четко проявляющегося на ранней геосинклинальной и поздней, орогенной стадиях развития складчатых областей. Базальтоидный магматизм ранних стадий приводил к накоплению мощных толщ вулканогенных отложений в эвгеосинклинальных зонах и формированию комагматичных им комплексов субвулканических интрузий, получивших наибольшее развитие на завершающих этапах раннегеосинклинального магматизма. Базальтоидный магматизм поздних этапов выражался в формировании комплексов самостоятельных интрузий преимущественно основного состава в виде дайковых поясов в структурах зон глубинных разломов, рассекающих консолидированную складчатую область. Связь постмагматических гидротермальных процессов, приводящих к образованию различных формационных типов колчеданных месторождений, с однотипными в петрохимическом и металлогеническом отношении проявлениями глубинного базальтоидного магматизма и обусловила сходство многих черт геохимии процесса минералообразования, минерального состава руд и околорудных метасоматитов этих месторождений.

Для вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений устанавливается тесная пространственная и временная связь с процессами подкорового сугубо натрового андезито-базальтового вулканизма в эвгеосинклинальных прогибах. Наиболее часто рудные залежи приурочены к дифференцированным сериям вулканогенных пород, как в виде

контрастно дифференцированных базальт-дацитовых формаций, так и последовательно дифференцированных андезит-базальт-риолит-дацитовых формаций. По тектоническому положению образование дифференцированных серий раннегеосинклинальных вулканитов и проявление сопутствующих им гидротермальных процессов наиболее широко отмечаются в пределах внутригеосинклинальных поднятий (Еравнинский рудный район Западного Забайкалья) и в участках сложных сопряжений глубинных разломов и блоковых структур межразломных геосинклинальных трогов (Улугойская рудная зона Восточной Тувы, Олокитская рудная зона Северного Прибайкалья). В некоторых зонах краевых разломов эвгеосинклиналей (Саяно-Тувинский, Саяно-Минусинский разломы) кислые дифференциаты среди рудовмещающих вулканогенно-осадочных отложений проявлены слабо.

Образование промышленных руд формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений происходило в большинстве случаев на завершающих стадиях раннегеосинклинального вулканизма в тесной генетической связи с субвулканическими интрузиями дифференцированных продуктов андезито-базальтовой магмы. Для месторождений гидротермально-осадочного генезиса в терригенных и терригенно-карбонатных толщах, удаленных от очагов активного вулканизма, четко выраженных связей с процессами магматизма не наблюдается. По времени же образования они синхронизируются с процессами основного геосинклинального вулканизма в смежных структурно-формационных зонах, как это отмечается на Енисейском кряже.

Плутоногенные колчеданно-полиметаллические месторождения, как показывают исследования Салаира и Рудного Алтая (Горжевский и др., 1975), образуются на поздних этапах развития складчатых областей. Намечается парагенетическая связь этой группы месторождений с комплексами самостоятельных малых интрузий основного и кислого состава — продуктами базальтоидного магматизма зон глубинных разломов. Проявляются они в рудных зонах в виде постскладчатых дайковых поясов и цепочек штокообразных тел порфировых интрузий. Рудоконтролирующая роль их впервые была отмечена Ф. К. Шипулиным (1958), а затем П. Ф. Иванкиным (Иванкин и др., 1961) для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Нами это показано на примере месторождений Салаирского кряжа.

Вопросы связи вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений с раннегеосинклинальным базальтоидным магматизмом в настоящее время изучены с большой детальностью и широко освещены в печати на примерах наших и зарубежных рудных провинций. Им посвящены труды А. Н. Заварицкого (1936, $1943_{1,2}$), С. Н. Иванова (1966; Ivanov, 1971), Т. И. Фроловой (1970), М. Б. Бородаевской и др. (1969, 1973), В. И. Смирнова и др. (1968), Г. А. Твалчрелидзе (1962, 1966), Андерсона (Anderson, 1969), Ватанабе (1973), Кинкеля (Kinkel, 1966) и многих других геологов, занимающихся изучением колчеданных месторождений. Сторонников генетической связи колчеданно-полиметаллических месторождений с гранитоидным магматизмом по мере накопления нового фактического материала становится все меньше и меньше. Что же касается группы плутоногенных месторождений и их связи с проявлением базальтоидного магматизма на поздних, постскладчатых стадиях развития геосинклинальных областей в зонах глубинных разломов, то эти представления формировались в более сложной дискуссионной обстановке и не всеми еще признаются до последнего времени. Это связано, во-первых, со сложностью петрологических аспектов обоснования самостоятельности комплексов постскладчатых малых интрузий. Во-вторых, постоянное присутствие в рудных полях месторождений вулканогенных образований и конвергентность главных внешних признаков месторождений естественно наводят на мысль о генетическом единстве их с детально изучен-

ными и более широко распространенными месторождениями вулканогенной группы. Решающую роль в установлении большого металлогенического значения формаций самостоятельных малых интрузий, производных глубинного базальтоидного магматизма сыграли работы Ф. К. Шипулина (1965, 1965, 1969, 1971, 1973), П. Ф. Иванкина и др. (1962), В. С. Кузебного (1975), М. А. Осипова (1962), Г. А. Твалчрелидзе (1961). В исследованиях Ф. К. Шипулина рассмотрены многие аспекты металлоносности и рудогенерирующей роли подкорового базальтоидного магматизма для широкой группы халькофильных элементов — свинца, цинка, меди, олова, ртути, сурьмы, мышьяка и др. (Шипулин, 1969, 1971, 1973), Г. А. Твалчрелидзе (1962) и Ф. К. Шипулиным (1965) отмечается петрохимическая близость пород самостоятельных малых интрузий формации порфиритов — порфиров конечных этапов развития подвижных зон с основными породами раннегеосинклинальных вулканитов, обычная принадлежность их к щелочноземельному ряду и четко выраженная натровая специализация щелочей. На глубинность магматических очагов, генерирующих рудоносные гидротермальные системы, существуют различные точки зрения. Изучение современных гидротермальных систем позволило В. В. Аверьеву (1966) и С. И. Набоко (1963) высказать мнение о глубинном подкоровом характере гидротермальных систем, развивающихся на завершающем этапе вулканической активности. Многими же другими исследователями отдельных рудных районов отмечается тесная пространственная связь гидротермальных систем с конкретными вулканическими аппаратами.

Очень большое значение роль в металлогенической специализации основного магматизма придается процессам ассимиляции корового материала (Шипулин, 1965; Кузебный, 1975). Изложенные выше геологические материалы не позволяют однозначно решить этот вопрос. Для высокотемпературных вулканогенных месторождений Восточной Тувы отмечается тесная структурная и пространственная связь гидротермального оруденения с ареалами многостадийного субвулканического интрузивного магматизма, представленного породами кислого и основного состава, производными промежуточных магматических очагов. Гидротермальные же системы, сформировавшие гидротермально-осадочные месторождения Еравнинского рудного поля в Бурятии, по длительности функционирования (вертикальный стратиграфический размах оруденения более 1300 м) соизмеримы с этапами собственно вулканической деятельности. Структурно они значительно отстоят от центров вулканической активности. Что касается гидротермальных систем, сформировавших стратиформные гидротермально-осадочные рудные залежи в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях «сланцевых геосинклиналей», примером которых являются месторождения Рассохинского рудного поля Енисейского кряжа, то они имеют явно подкоровый характер и очаги их генерации фиксируются только отдельными дайками основных пород.

Глубинность гидротермальных систем и преимущественно подкоровый характер источников их основных рудных компонентов подтверждаются также анализом имеющихся данных по изотопному составу свинца и серы колчеданно-полиметаллических месторождений различных генетических групп (Смирнов, 1970, 1971, 1973).

Таким образом, устойчивость основных минералого-геохимических черт полигенного семейства колчеданных месторождений, несмотря на существенные различия в геологических условиях их образования, можно объяснить генетической связью их с различными формами проявления глубинного базальтоидного магматизма близкой петрохимической специализации. Подкоровым характером родоначальных магм и главных источников рудного вещества хорошо объясняется длительное и устойчивое проявление формаций колчеданно-полиметаллических месторождений в истории развития земной коры от протерозоя до наших дней.

Поясовое расположение колчеданно-полиметаллических месторождений обеих рудных формаций, приуроченность их к областям развития вулканогенных пород и многие другие черты геологического строения в значительной мере обусловливаются пространственной и генетической связью их с линейными зонами внутригеосинклинальных глубинных разломов, длительно контролировавших процессы глубинного базальтоидного магматизма и связанного с ними гидротермального рудообразования. Особенно четко это проявилось в связи с полицикличностью развития складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Месторождения Салаирского кряжа контролируются зонами интенсивного рассланцевания и смятия вдоль сочленения структурных блоков Салаира и Кузбасса. В Западном Саяне и Туве рудоконтролирующими являются структуры Саяно-Минусинского и Саяно-Тувинского разломов и оперяющие последний разломы Каахемской (Улугойской) металлогенической зоны. В Западном Забайкалье оруденение контролируется Курба-Витимской системой глубинных разломов, в Северном Прибайкалье — системой Холоднинского глубинного разлома и сопряженных с ним нарушений, на Енисейском кряже — структурами ограничения крупных блоков фундамента, ведущими из которых являются структуры, параллельные краевому шву Енисейского кряжа, и поперечные субширотные нарушения. Как видно, по своему характеру и масштабам это довольно разнотипные структуры.

По тектонической позиции и морфологическим особенностям среди рудоконтролирующих глубинных разломов колчеданных провинций можно выделить следующие главные типы:

1) краевые глубинные разломы геосинклинальных прогибов (Саяно-Минусинский и Саяно-Тувинский разломы);

2) глубинные разломы, ограничивающие узкие троговые геосинклинальные прогибы в пределах внутригеосинклинальных поднятий и жестких массивов (Каахемский разлом Улугойской металлогенической зоны, Холоднинский разлом, ограничивающий Олокитскую структурно-формационную зону);

3) разломы, ограничивающие внутригеосинклинальные поднятия (Удино-Витимская зона разломов);

4) скрытые глубинные разломы фундамента, отражающиеся в формировании конседиментационных поднятий и прогибов, штамповой складчатости и зон трещиноватости и смятия в верхних структурных ярусах (структуры, контролирующие оруденение Рассохинского рудного узла Енисейского кряжа);

5) так называемые «зоны смятия» — постскладчатые зоны глубинных разломов, выраженные в породах верхних структурных ярусов в виде зон интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород (рудоконтролирующие структуры Северо-Восточного Салаира, Северо-Восточная зона смятия Рудного Алтая).

В связи с развитием в последнее время идей «новой глобальной тектоники» или «тектоники плит» многими исследователями существенное значение в формировании колчеданных месторождений придается зонам Беньофа, зонам субдукции на стыке континентальных и океанических плит (Ковалев А. А., 1972; Иванов, 1973; Смирнов, 1974; Зоненшайн и др., 1974). Причем колчеданно-полиметаллические месторождения считаются наиболее типичными представителями металлогенического комплекса структур этого типа. Анализ положения колчеданно-полиметаллических месторождений в региональных структурах Сибири не позволяет нам высказаться в пользу универсальности применения этих идей для рассматриваемого региона. Наиболее вероятной рудоконтролирующей структурой типа зоны Беньофа на территории Сибири может быть Приенисейская зона. По данным Д. И. Мусатова (Мусатов, 1973; Мусатов, Мальцев, 1973), по Приенисейской зоне субдукция в течение рифея и

раннего палеозоя имело место погружение Западно-Сибирской океанической плиты под Тунгусскую континентальную мегаплиту. Взаимоотношения Тунгусской и Западно-Сибирской мегаплит послужили причиной формирования Енисейско-Туруханского складчатого пояса. Зона поперечных приангарских нарушений, имеющих важное рудоконтролирующее значение, в этой трактовке рассматривается как Ангарский трансформный разлом с амплитудой перемещений по нему не менее 30—50 км.

В этом плане могут также рассматриваться отдельные глубинные разломы, ограничивающие геосинклинальные прогибы. Но, как видно из характеристики этих структур, они являются относительно мелкомасштабными, протяженностью в несколько сотен километров, в большинстве случаев с крутым падением сместителей и не могут трактоваться как структуры типа зон Беньофа в современном представлении. Что же касается глубинных разломов в пределах жестких массивов и внутригеосинклинальных поднятий, то, как показано выше, они имеют не менее важное металлогеническое значение и контролируют целый ряд месторождений колчеданно-полиметаллических руд (Кызыл-Таштыг, Озерное, Холоднинское и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В вопросах генезиса большого и важного в промышленном отношении класса колчеданно-полиметаллических месторождений до последнего времени существует много дискуссионного, что затрудняет разработку методов прогнозирования их, особенно в новых рудных районах. Научной основой прогнозирования этой сложной группы месторождений с четко проявленными чертами конвергенции, по нашему мнению, в первую очередь должны быть успешно развиваемые в последние годы методы формационного анализа рудных месторождений.

Изучение колчеданно-полиметаллических месторождений в рудных районах юга Сибири (Салаирский кряж, Тува, Западное Забайкалье и др.) показало, что эта обширная группа месторождений полигенна и объединяет в себе рудные залежи, нередко существенно отличающиеся по условиям локализации, связи с процессами магматизма и времени проявления процессов рудообразования в истории развития складчатых областей. Несмотря на многие элементы общего сходства, выделяются отдельные типы месторождений, которые обладают достаточно характерными специфичными минералого-геохимическими, текстурно-структурными и морфологическими чертами и принципиально отличны по геологическим условиям образования, что позволяет классифицировать их как вполне самостоятельные формационные типы. Изучение колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири позволяет выделить в группе колчеданно-полиметаллических месторождений две самостоятельные рудные формации: формацию вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений с субформациями гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных рудных залежей и формацию плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений, представленную постскладчатыми гидротермально-метасоматическими рудными телами в зонах разломов глубокого заложения.

К формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, объединяющей большинство месторождений Тувы, Западного Забайкалья, Западного Саяна, Северного Прибайкалья и рудопроявления Енисейского кряжа, относятся, с одной стороны, гидротермально-метасоматические образования, парагенетически тесно связанные с субвулканическим магматизмом раннего, собственно геосинклинального этапа развития складчатых областей, с другой — субмаринные гидротермально-осадочные рудные залежи, образовавшиеся в близких геологических условиях в результате выноса рудного вещества гидротермальными растворами в геосинклинальный морской бассейн. Эти две группы месторождений, выделенные как субформации, резко отличные по условиям отложения рудного вещества, родственны по источникам поступления рудоносных растворов, характеру связей с магматическими процессами и региональными рудоконтролирующими тектоническими структурами. Нередко они проявляются в одном рудном районе, как продукты единого рудооб-

разующего процесса, как это имеет место, в частности, в Еравнинском рудном районе Бурятии. Промышленные руды формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений образуются в большинстве случаев на завершающей стадии раннегеосинклинального вулканизма в парагенетической связи с субвулканическими интрузиями контрастно дифференцированных продуктов андезито-базальтовой магмы из остаточных магматических очагов.

Общие региональные факторы контроля гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных рудных залежей, образование которых связано с процессами поствулканической гидротермальной деятельности, достаточно близки. Поскольку механизм отложения рудного вещества из гидротермальных растворов различен, конкретные условия локализации рудных залежей и соответственно критерии поисков их, как общегеологические, так и геохимические, резко отличны. Гидротермально-метасоматические месторождения обычно формируются на некоторой глубине (до 2 км) среди алюмосиликатных вулканогенных образований путем их замещения, с широким ореолом околорудных изменений, в то время как вулканогенно-осадочные залежи отлагаются, как правило, в толще вулканогенно-осадочных и осадочных пород (туффитов, туфогенных песчаников, яшмоидов и карбонатных отложений), непосредственно перекрывающих мощные горизонты вулканогенных образований. Если в первом случае факторы температур, глубинности, химизма вмещающей среды и структурной проработки вмещающих толщ имеют решающее значение в рудоотложении, то для образования крупных вулканогенно-осадочных залежей колчеданно-полиметаллических руд бóльшее значение имеют характер бассейна седиментации, конседиментационных тектонических движений и динамика водной среды. Принципиально отличны также факторы миграции рудных компонентов и условия формирования первичных ореолов рассеяния рудного вещества и сопутствующих элементов. Все это определяет выработку прогнозно-поисковых критериев для отмеченных типов месторождений.

При общей возможности образования в пределах одних рудных полей и месторождений как гидротермально-метасоматических, так и вулканогенно-осадочных рудных залежей пространственно они редко могут быть тесно совмещены. Условия рудоотложения при формировании их настолько различны, что, как правило, на месторождении преобладает один из отмеченных выше промышленных типов. Осадочные толщи, вмещающие вулканогенно-осадочные рудные залежи, обычно крайне неблагоприятны для процессов замещения и экранируют гидротермальные растворы и соответственно метасоматические рудные залежи.

Формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений представлена послескладчатыми гидротермально-метасоматическими рудными телами, наложенными на более ранние вулканогенные толщи. Образование их связано с процессами позднего глубинного базальтоидного магматизма, проявляющегося в форме комплексов самостоятельных малых интрузий в зонах глубинных разломов на поздних этапах развития складчатых областей. К ним относятся барито-полиметаллические, колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные месторождения в кембрийских вулканогенных отложениях северо-восточного склона Салаирского кряжа и, очевидно, часть полиметаллических месторождений в зонах смятия Рудного Алтая (Горжевский и др., 1975; Кузебный, 1975). В большинстве случаев это линзовидные метасоматические залежи массивных и прожилково-вкрапленных руд с ореолами вкрапленной минерализации и околорудного метасоматоза в зонах интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород. Вмещающие вулканогенные породы обычно превращены в порфироиды, порфиритоиды и метаморфические сланцы. Решающую роль в локализации месторождений данной формации играют зоны интенсивного рассланцевания, возникшие как структурные

элементы разломов глубокого заложения. Рудолокализующая роль их обычно проявляется в комбинации с другими структурными и литологическими элементами строения рудных полей.

Обладая многими чертами сходства с субвулканическими гидротермально-метасоматическими залежами, месторождения данной рудной формации имеют ряд принципиальных отличий и, в первую очередь, явно постскладчатый, наложенный характер по отношению к вмещающим толщам. Это четко проявляется в контроле оруденения постскладчатыми зонами интенсивного рассланцевания, отсутствии регионального метаморфизма руд при общем интенсивном динамометаморфизме вмещающих пород и в наложении оруденения на молодые постскладчатые интрузивные образования.

Основная причина полигенеза колчеданно-полиметаллических месторождений, большого сходства минерального состава и геохимических особенностей месторождений выделенных рудных формаций, по нашему мнению,— общий глубинный подкоровый характер очагов рудоносного базальтоидного магматизма в зонах глубинных разломов на ранних и поздних этапах развития складчатых областей и петрохимическая близость его продуктов. Двукратное проявление глубинного базальтоидного магматизма в металлогенической истории развития эвгеосинклинальных складчатых областей для них характерно (Твалчрелидзе, 1962; Смирнов, 1963) и особенно типично для складчатых областей с полицикличным развитием, формирующихся на жестком глыбовом фундаменте.

Проведенное расчленение сложной полигенной группы колчеданных месторождений юга Сибири на отдельные формационные типы, существенно отличающиеся по геологическим условиям рудообразования и времени проявления рудного процесса в истории развития тектоники и магматизма складчатых областей, требует дифференцированного подхода к выработке основных критериев их прогнозирования. Для каждого из отмеченных типов колчеданно-полиметаллических месторождений должны учитываться специфичные факторы регионального и локального контроля оруденения. К региональным элементам прогнозирования, определяющим общую потенциальную рудоносность отдельных площадей, относятся тип структурно-формационных зон складчатых областей, формы проявления рудоносных магматических формаций, характер рудоконтролирующих структурных элементов первого порядка. Локальный прогноз рудных полей, зон и месторождений определяется наличием благоприятных сочетаний структурных, литологических, палеотектонических и других факторов, благоприятствующих процессам отложения рудного вещества.

Формационное расчленение полигенных групп рудных месторождений близкого минерального состава и дифференцированный подход к выработке прогнозно-поисковых критериев для отдельных их типов представляют собой основу их научного прогнозирования, позволяющую значительно повысить эффективность прогнозно-поисковых работ.

Сравнительное изучение колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири и сопоставление их с месторождениями Курильских островов, Урала, Рудного Алтая, Кавказа дают основание считать, что выделение среди обширной группы этих месторождений формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (с субформациями субвулканических гидротермальных и стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей) и формации плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений с характерными для каждой из них чертами магматического и структурно-литологического контроля справедливо и для большинства других рудных провинций.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, с. 118—128.

Агентов В. Б. О нижнекембрийском эффузивном вулканизме Восточной Тувы и о связи с ним колчеданного оруденения.— «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1962, т. 37, вып. 4, с. 135.

Агентов В. Б. Нижнекембрийская сиенито-кератофировая формация Восточной Тувы. Автореф. канд. дис. М., 1965. 15 с.

Агентов В. Б., Кудрявцев Г. А. О генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийской спилито-кератофировой формацией.— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М., «Недра», 1964, с. 103—105. (Труды СНИИГГИМС, вып. 35).

Ажгирей Д. Г. Тектоно-магматический и металлогенический анализ глубинного разлома области сопряжения Рудного и Горного Алтая. Автореф. канд. дис. М., 1969. 17 с.

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия.— «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 3, с. 27—47.

Алкалаев Б. К., Ветров Д. В., Кодачигов В. Н. Поисково-оценочные работы на Назаровском цинковом месторождении (Бурятская АССР) методом заряженного тела.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 4, с. 57—60.

Амштутц Г. К., Бубеничек Л. Диагенез (и катагенез) в осадочных рудных месторождениях.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 378—425.

Андреев В. В. Генетические особенности одного колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья.— В кн.: Тезисы конф. «Научно-техническая молодежь Восточной Сибири». Иркутск, 1969, с. 109—111.

Анфилогов В. Н., Удодов Ю. Н., Чернышев П. В. Проверка геотермометра Г. Куллеруда методом гидротермального синтеза железистого сфалерита.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 1000—1001.

Арапов А. А. Новые данные о возрасте гранитоидных интрузий Северного Салаира.— В кн.: Некоторые итоги геологического изучения Салаирского кряжа. Новосибирск, изд. НТО Горное, 1960, с. 5—7.

Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской области.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 257—277.

Асташкин В. А. О стратиграфическом положении печеркинской свиты в разрезе кембрия Салаира.— В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с. 66—75. (Труды СНИИГГИМС, вып. 29).

Баженов И. К. Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения Минусинского уезда.— «Изв. Сиб. отд. Геол. комитета», Томск, 1924, т. IV, вып. 1. 54 с.

Балханов В. В. К стратиграфии докембрия центральной части Северного Прибайкалья.— «Материалы по геологии и полезным ископ. Бурятской АССР», Улан-Удэ, 1971, вып. 14, с. 10—21.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Е. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море.— «Океанология», 1969, т. IX, вып. 3, с. 442—451.

Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962. 168 с. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 8).

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969. 207 с.

Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С. Некоторые данные по распределению элементов в первичных ореолах рассеяния колчеданно-полиметаллических месторождений Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967, с. 386—391.

Белоус Н. Х., Новожилов В. И. Парагенез эксгаляционно-осадочных железных и колчеданных руд Маинского месторождения.— В кн.: Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М., «Недра», 1964, с. 101—111. (Труды СНИИГГИМС, вып. 35).

Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., 1969. 283 с. (Труды ИГИГ, вып. 22).

Березий А. Е. Основные черты металлогении Иркинеевского выступа и зоны Ангарских складок.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 4, с. 65—69.

Березий А. Е. Геолого-структурные особенности локализации полиметаллического оруденения на юго-западе Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 5, с. 41—47.

Берман Б. И. Геология Кызыл-Таштыгского месторождения.— В кн.: Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960, с. 137—147.

Берман Б. И. Геология и генезис колчеданно-полиметаллических месторождений Кызыл-Таштыгского рудного поля (Восточная Тува). Автореф. канд. дис. М., 1966. 19 с.

Берман Б. И., Агентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом.— «Геохимия», 1965, № 3, с. 314—324.

Берман Б. И., Котляр В. Н. Роль вулканических процессов в образовании железо-марганцевых и цинково-свинцово-баритовых месторождений Восточного Казахстана.— «Труды Ин-та палеовулканологии», Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 337—338.

Берман Б. И., Прохоров В. Г., Хайретдинов И. А. К вопросу о температурах образования колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы.— «Геол. рудных месторожд.», 1965, № 4, с. 63—75.

Бетехтин А. Г. О минераграфии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1945, № 6, с. 3—18.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Гос. науч.-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1958. 435 с.

Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 5, с. 95—112.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 4, с. 51—66.

Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис).— В кн.: Современное гидротермальное рудообразование. М., «Мир», 1974, с. 157—194.

Богацкий В. В., Курцерайте Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений Западного Саяна. М., «Недра», 1966. 175 с.

Болгов Г. П. К методике поисков полиметаллических руд Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста», 1933, № 5, с. 13—20.

Болгов Г. П. Минералогические исследования полиметаллических руд Салаирских месторождений.— В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Вып. 15. Изд-во Томск. ун-та, 1934, с. 3—43.

Болгов Г. П. Сульфиды Салаира. Урская группа полиметаллических месторождений. «Изв. Томск. индустр. ин-та», 1937, т. 58, вып. 3.

Болгов Г. П., Вейц Б. И., Петровская Н. М., Покровская И. В., Розибакиева Н. А., Тащинина М. В. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957. 424 с.

Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал).— «Геол. рудных месторожд.», 1965, № 6, с. 49—63.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Маренина Т. Ю., Саглo В. В., Ширай Е. П., Агеева С. Т., Штейнберг А. Д. Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданных подвижных поясов (на примере Магнитогорского мегасинклинория).—В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 38—52.

Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Сагалов В. В., Требухин В. С. Условия локализации колчеданных месторождений, их типы, главные геологические предпосылки для поисков и оценки.— В кн.: Критерии поисков медноколчеданных месторождений. М., 1969.

Бровков Г. Н., Корнев Т. Я., Пилипенко В. Н. Некоторые особенности вулканогенно-осадочных формаций позднего докембрия и раннего палеозоя восточных районов Алтае-Саянской области и Енисейского кряжа.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 41—43.

Булынников А. Я. Особенности рудоносности диоритовой каледонской интрузии Салаирского кряжа.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления», Новосибирск, 1938, № 4, с. 1—15.

Булынников А. Я. Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа и связанное с ними оруденение.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. (Труды II Всесоюз. петрограф. совещания). М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 720—723.

Булынников А. Я., Смирнова Н. Н. Диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского кряжа.— «Труды Томского ун-та. Сер. Геология», 1939, т. 96, с. 27—66.

Бусленко А. И. Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. (Материалы конференции молодых ученых и аспирантов). Вып. 2. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1970, с. 74—77.

Бусленко А. И. Главные типы и текстурно-структурные особенности руд Назаровского колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 10, с. 73—82.

Бусленко А. И., Ковалев К. Р. Геологические особенности и метаморфизм руд Наваровского колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1975, № 10, с. 73—83.

Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., «Наука», 1969. 114 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 194).

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, «Наука», 1973. 138 с.

Бухаров Н. С. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в нижнекембрийских эффузивах Улугойской зоны.— В кн.: Материалы по геол. Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, 1969, с. 48—54.

Варламов В. А., Донец А. И. Блоковая тектоника и закономерности размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Еравнинском рудном районе (Бурятия).— В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников ЦНИГРИ. Ч. 1. М., 1970, с. 84—86.

Васильев И. Л. Геолого-фациальные и палеогеографические условия нижнекембрийского осадконакопления и колчеданно-полиметаллического рудообразования в Еравнинском рудном поле (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974. 35 с.

Ватанабе Т. Вулканизм и рудообразование.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 9—16.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 227 с. (Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 17).

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968. 154 с.

Викман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. Г. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.— В кн.: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск, 1964, с. 34—49. (Труды СНИИГГИМС, вып. 29).

Викман М. К., Гинцингер А. Б., Поспелов А. Г., Полетаева О. К., Егорова М. И., Романенко М. Ф., Федянина Е. С., Асташкин В. А., Чернышева В. В., Романенко Е. В., Аксарина Н. А., Бояринов А. С., Надлер Ю. С., Брелов Г. Ф. Схема стратиграфии нижнекембрийских и нижней части среднекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. М. «Госгеолтехиздат», 1962, с. 23—34. (Труды СНИИГГИМС, вып. 24).

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана.— «Геохимия», 1957, № 1, с. 3—22.

Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 7, с. 3—16.

Волобуев М. И., Зыкова С. И., Мусатов Д. И., Ступников Н. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 3—58.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1962. 211 с.

Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969. 324 с.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 3. Алма-Ата, «Наука», 1967. 259 с.

Геология СССР. Т. XIV. Западная Сибирь. М., «Недра», 1967. 664 с.

Гладков Н. А. Геофизические и геохимические методы исследований при поисках

и разведке полиметаллических рудных полей Салаира. Автореф. канд. дис. Томск, 1970. 22 с.

Гладков Н. А., Ивасько Ю. И., Розенфарб И. А., Шупиков В. Г. Геофизические методы при прогнозировании и поисках рудных полей полиметаллических месторождений Салаирского кряжа.— В кн.: Вопросы рудной геофизики Сибири. Новосибирск, 1969, с. 95—103. (Труды СНИИГГИМС, вып. 92).

Годлевский М. Н. Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—84.

Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 1, с. 190—194.

Голошейкин Б. В. О возрасте Улантовского массива гранодиоритов в Северо-Западном Салаире.— В кн.: Новые данные по геол. и полезным ископ. Новосибирской области. Изд. НТО Горное, 1965, с. 31—33.

Горжевский Д. И. Геологические перспективы выявления новых свинцово-цинковых месторождений различных промышленно-генетических типов на территории Сибири и Дальнего Востока и прогнозная оценка этих территорий.— В кн.: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений СССР, их промышленное значение и методы поисков. (Тезисы докладов). М., изд. Цент. правл. НТОГориое, 1973, с. 1—3.

Горжевский Д. И., Иванкин Т. Ф. Типы свинцово-цинковых провинций.— «Сов. геология», 1974, № 2, с. 28—35.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970. 232 с.

Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф., Демин Ю. И., Крейтер И. В. Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1975, № 9, с. 3—18.

Гурулев С. А., Трунева М. Ф. Медно-никелевое сульфидное оруденение в структуре Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения. Улан-Удэ, 1974, с. 83—89. (Труды Геологич. ин-та Бурятского филиала СО АН СССР, вып. 5(13)).

Дегтярева А. Н., Митряева Н. М., Рожнов А. А. Эксплозивные брекчии Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан) и их связь с оруденением.— «Геол. рудных месторожд.», 1969, № 6, с. 27—34.

Демидов В. В. Вещественный состав и условия формирования Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 3 (5). Чита, 1968, с. 100—102.

Демидов В. В. Основные черты осадконакопления рудовмещающей толщи колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 6. Ч. 1. Чита, 1969, с. 203—206.

Демин Ю. И., Брызгалова Г. С., Золотарев В. Г. О зональности регенерированного полиметаллического оруденения в пределах северо-восточного крыла Белоубинско-Маймырского синклинория (Рудный Алтай).— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972, с. 150—152.

Демин Ю. И., Ловчук В. В. Температурный режим формирования Белоубинского гранитоидного массива и вопросы генезиса полиметаллической минерализации Старковского рудного поля (Рудный Алтай).— «Геол. рудных месторожд.», 1971, № 4, с. 41—49.

Дербиков И. В. Ново-Урское месторождение и его перспективы.— В кн.: Салаир. Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, с. 22—29.

Дербиков И. В. Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира.— «Материалы по геол. Зап.-Сиб. края», 1937, вып. 42. 58 с.

Дербиков И. В. Сульфидные руды Салаира и пути их промышленного освоения.— В кн.: Труды научн. конф. по изучению производит. сил Сибири. Т. II. Изд-во Томск. ун-та, 1940, с. 135—138.

Дербиков И. В. Еще об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 7, с. 136—139.

Дербиков И. В. К вопросу о динамометаморфизме вмещающих пород и полиметаллических руд Салаира.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 3—43. (Труды СНИИГГИМС, вып. 6).

Дербиков И. В. О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае.— В кн.: Вопросы геологии, генезиса и методики изучения месторождений полезных ископаемых Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 119—140. (Труды СНИИГГИМС, вып. 25).

Дербиков И. В., Нуварьева Ю. А. Паравулканическая зональность в вулканогенно-осадочных месторождениях.—«Сов. геология», 1967_1, № 9, с. 33—48.

Дербиков И. В., Нуварьева Ю. А. К проблеме паравулканической зональности в вулканогенно-осадочных рудных месторождениях (Урала, Рудного Алтая, Салаира и других районов).— «Докл. АН СССР», 1967_2, т. 176, № 6, с. 1367—1369.

Дергачев В. Б. Верхнепалеозойские гранитоиды Салаира.— В кн.: Новые данные по геол. и полезным ископ. Новосибирской области. Новосибирск, изд. НТОГорное, 1965, с. 33—34.

Дергачев В. Б. О магматизме Северо-Западного Салаира.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Новосибирской обл. Новосибирск, изд. НТО Горное, 1968, с. 21—28.

Дергачев В. Б. Малые интрузии Северо-Западного Салаира.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 160—169. (Труды СНИИГГИМС, вып. 70).

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 344 с.

Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенного рудогенеза.— «Геол. рудных месторожд.», 1972, т. 14, № 5, с. 3—21.

Дистанов Э. Г. О роли сдвиговых движений в формировании северо-восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 52—65.

Дистанов Э. Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 8, с. 38—54.

Дистанов Э. Г. Причины формирования локальных концентраций руд на колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 75—79.

Дистанов Э. Г. Возможные глубины колчеданно-полиметаллического рудообразования в областях активного вулканизма.— В кн.: Современные минералообразующие растворы (тезисы докладов симпозиума). Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 59—60.

Дистанов Э. Г. Применение формационного анализа в прогнозировании колчеданно-полиметаллических месторождений.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 285—287.

Дистанов Э. Г. Особенности структурных факторов локализации богатых руд на колчеданно-полиметаллических месторождениях различных формационных типов (на примерах юга Сибири).— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972_1, с. 211—215.

Дистанов Э. Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972_2, с. 65—79.

Дистанов Э. Г. Типы колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири и их связь с процессами магматизма. IV Симпозиум международной ассоциации по генезису рудных месторождений. София, 1974. 10 с.

Дистанов Э. Г., Кляровский В. М., Ковалев К. Р., Перцева А. П. О возрасте полиметаллического оруденения Салаирского рудного поля.— «Геол. рудных месторожд.», 1964, № 5, с. 94—97.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О метаморфизме руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 3, с. 21—36.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Магнезиальный метасоматоз на колчеданно-полиметаллическом месторождении Восточной Тувы.— В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1966, с. 136—137.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О магнезиальном метасоматозе на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Восточной Тувы). — «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 6, с. 37—48.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск. «Наука», 1974. 175 с.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Условия образования и метаморфизм верхнепротерозойских колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье).— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 164—166.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Особенности проявления и роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 94—102.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Лапин Б. Н. Положение гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного колчеданно-полиметаллического оруденения в процессе развития вулкано-тектонических структур.— В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 135—138.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Лапин Б. Н. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Алтае-Саянской области и Западного Забайкалья и их генетические особенности.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 268—270.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— «Геол. рудных месторожд.», 1972, № 2, с. 3—22.

Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н. Колчеданно-полиметаллические рудные формации юга Сибири и их связь с процессами базальтоидного магматизма ранних и поздних

этапов развития складчатых областей.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969, с. 133—136.

Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н. Интрузивные комплексы полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири (вопросы формационного анализа). М., «Наука», 1972, с. 203—219. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 143).

Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н., Фирсов Л. В. Новые данные о возрасте интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира.— В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Ч. 2. Новосибирск, изд. НТО Горное, 1970, с. 44—47. (Известия Алтайского отдела, вып. 14).

Дистанов Э. Г., Тычинский А. А. Рудные формации свинцово-цинковых (полиметаллических) месторождений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 169—182.

Дмитриев А. Н., Журавлев Е. Н., Кренделев Ф. П. О математических принципах классификации предметов и явлений.— В кн.: Дискретный анализ. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1966, с. 3—16. (Труды Ин-та математики, СО АН СССР, вып. 7).

Добрецов Н. Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 8, с. 43—59.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 431 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 283 с.

Долгинов Е. А. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М., Изд-во Моск. ун-та, 1964, с. 53—63.

Домарев В. С. Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1956_1, ч. 85, вып. 4, с. 498—508.

Домарев В. С. Формация метасоматических сульфидных и сульфидно-ба итовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и положение ее в ходе развития подвижных зон.— «Информационный сборник ВСЕГЕИ», М., Госгеолтехиздат, 1956_2, № 4, с. 89—95.

Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. М., Госгеолтехиздат, 1956_3, с. 7—41. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 8, ч. 1).

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще.— «Труды Геол. ин-та АН СССР», М., 1936, вып. 5. с. 29—65.

Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай Учалы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943_1, № 1, с. 3—13.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943_2, № 3, с. 3—17.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях.—В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Заири Н. М., Стрижев В. П. Изотопный состав серы сульфидов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. (Тезисы докладов). М., 1974, с. 120—121.

Зайков В. В. О нижнекембрийских субвулканических интрузиях левобережья р. Хемчик (Западная Тува).— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971_1, с. 38—50.

Зайков В. В. Раннекаледонские вулкано-тектонические структуры и колчеданное оруденение (на примере Тувы).— В кн.: Металлогеническая специализация вулканических поясов и вулкано-тектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971_2, с. 142—144. (Труды VI Всесоюз. металлогенического совещания).

Зайков В. В. Фации нижнекембрийского вулканического комплекса Улугойской структурно-фациальной зоны Восточной Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 9—21.

Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск, «Наука», 1976. 160 с.

Зайков В. В., Зайкова Е. В. О перспективах выявления колчеданно-полиметаллических месторождений в зоне Саяно-Тувинского разлома.—В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 38—43.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Сер. Геол.», 1953, № 5, с. 50—81.

Зацепина Е. Ф., Волобуев М. И. Метасоматические фации и серии докембрия Енисейского кряжа (к карте метаморфических фаций СССР).— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 3, с. 155—156.

Зеркалов В. И. К вопросу генезиса Ускандинской группы месторождений Салаирского кряжа.— В кн.: Доклады VII научной конференции. Вып. 4. Изд-во Томск. ун-та, 1957, с. 68—75.

Зеркалов В. И. Минералогия и генезис руд Ускандинской группы месторождений Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. управлений», Томск, 1959_1, вып. 3, с. 68—75.

Зеркалов В. И. Новые минералы в рудах Урских месторождений Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. управлений», Томск, 1959_2, вып. 4, с. 57—59.

Зеркалов В. И. К вопросу о стадийности оруденений в медно-цинковых месторождениях Северо-Восточного Салаира.— В кн.: Некоторые итоги геологического изучения Салаирского кряжа. Новосибирск, изд. НТО Горное, 1960, с. 12—15.

Зеркалов В. И. Вмещающие породы колчеданных месторождений Северо-Восточного Салаира и их роль в распределении оруденения.— «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. управлений», Томск, 1960, вып. 3, с. 28—35.

Зеркалов В. И. Минералогия и геология колчеданных медно-свинцово-цинковых месторождений Северо-Восточного Салаира. Автореф. канд. дис. Томск, 1962. 20 с.

Зеркалов В. И. Особенности внутреннего строения зерен пирита из колчеданных месторождений Салаира.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая сер.», 1964, ч. 93, вып. 3, с. 360—364.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Салаира. М., Госгеолтехиздат, 1962. 112 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — «Геол. рудных месторожд.», 1974, № 4, с. 3—17.

Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 247 с.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. 286 с.

Иванов О. П. Формационный анализ оловорудных месторождений Яно-Борулахского района.— В кн.: Магматизм и связь с ним рудообразования. Якутск, 1969, с. 67—70.

Иванов С. Н. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 1, с. 20—25.

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1952, с. 7—77. (Труды Горно-Геологического ин-та УФ АН СССР, вып. 48).

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959, с. 7—78.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Междунар. геол. конгресс. XXII сесия. М., «Недра», 1964, с. 118—127.

Иванов С. Н. Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Недра», 1966, с. 182—196.

Иванов С. Н. О гидротермально-осадочном рудообразовании (рецензия на книгу Н. С. Скрипченко).— «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 1, с. 128—132.

Иванов С. Н. Металлогения на новой геотектонической основе.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 11—15.

Иванова Г. М. Дайковая интрузия северной части Колывань-Томской складчатой области и связанные с ней рудопроявления.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 152—154. (Труды СНИИГГИМС, вып. 70).

Иконников В. Н. О рассеянных элементах II Салаирского полиметаллического месторождения.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления», 1940, № 2, с. 21—27.

Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Пробл. рудных месторождений. М., ИЛ, 1958, с. 309—374.

Иликсон М. И., Красный Л. И. Тектоническая систематика и металлогения областей тектоно-магматической активизации на примере Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 24—26.

Казаков И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна.— В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1961, с. 61—105. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 58).

Казаков П. Е. Магматические комплексы Салаира.— В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, изд. НТО Горное, 1969, с. 112—115.

Казаков П. Е. Ультраосновные и основные магматические формации Салаира и северной части Горного Алтая.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, изд. НТО Горное, 1971, с. 33—36.

Калугин А. С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. М., «Недра», 1964, с. 154—167.

Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных руд Алтая. Л., «Недра», 1970. 176 с.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 213—369.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970. 143 с.

Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1972. 257 с.

Кляровский В. М., Тычинский А. А., Шишлов Л. Д. Изотопный состав рудных свинцов и особенности формирования эндогенного оруденения Алтае-Саянской рудной провинции.— «Геохимия», 1967, № 5, с. 621—632.

Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа.— «Геол. рудных месторожд.», 1972, № 5, с. 90—97.

Ковалев К. Р. Особенности формирования и метаморфизм руд колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира и Тувы.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 9, с. 44—54.

Ковалев К. Р. Магнезиальный метасоматоз на колчеданно-полиметаллическом месторождении в Восточной Туве.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 142—154.

Ковалев К. Р. Особенности формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира и Восточной Тувы. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969. 32 с.

Ковалев К. Р. Особенности формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира и Восточной Тувы. Канд. дис. Новосибирск, 1969. 283 с.

Ковалев К. Р. Генетические особенности сфалеритов колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира и Тувы.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 7. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 20—29.

Ковалев К. Р. Контактовый метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении.— В кн.: Локальный метаморфизм руд. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 58—70.

Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Кочеткова К. В., Бусленко А. И. Процессы гидротермально-осадочного отложения рудного вещества, диагенеза и метаморфизм руд Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения Бурятии.— «Зап. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР», 1971, вып. 53, с. 88—91.

Колчеданные месторождения Урала. Под ред. А. Н. Заварицкого. М., Изд-во АН СССР, 1950. 328 с.

Конников Э. Г., Руденко Ю. Л., Изупова В. Н. Возрастное положение ортоамфиболитов и природа «скарноидов» Холоднинского рудного поля.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 5, с. 41—47.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 7—118.

Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья).— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 19—30.

Константинов Р. М. Рудные формации, металлогенические и кибернетические методы их изучения.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 134—149.

Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1973. 215 с.

Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2, Свердловск, 1963, с. 19—25.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 7—15.

Кормилицын В. С. О новой колчеданной провинции в Западном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 878—882.

Кормилицын В. С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Восточной Сибири.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., «Недра», 1968, с. 210—221. (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 155).

Корнев Т. Я. О медноколчеданном и колчеданно-полиметаллическом оруденении в Енисейском кряже.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сиб. платформы. Красноярск, 1969, с. 61—72. (Труды СНИИГГИМС, вып. 61).

Корнев Т. Я. Новый тип вулканогенно-осадочных железных руд Енисейского кряжа и их связь с колчеданным оруденением.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 83—89. (Труды СНИИГГИМС, вып. 114).

Корнев Т. Я. Колчеданные месторождения Енисейского кряжа.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 2, с. 421—424.

Корнев Т. Я. Магматические формации Енисейского кряжа.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 6, с. 1417—1420.

Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., «Недра», 1974. 132 с.

Корнев Т. Я., Михеев В. А. Геологические критерии прогнозной оценки колчеданного оруденения в Енисейском кряже.— В кн.: Проблемы и перспективы полезных ископ. Красноярского края и Тувинской АССР (тезисы докладов). Красноярск,1972.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 464 с.

Кочеткова К. В. Новые минералы Озерного колчеданного свинцово-цинкового месторождения (Западное Забайкалье).—«Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 143—147.

Кратц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Дагелайский В. Б., Салье М. Е., Турченко С. И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР.— «Геол. рудных месторожд.», 1973, № 6, с. 3—16.

Крупский А. А., Матюхин Н. Е. Перспективы поисков полиметаллических месторождений в Курбино-Еравнинском районе.— «Материалы по геологии и полезным ископ. Бурятск. АССР», Улан-Удэ, 1967, вып. XI, с. 46—51.

Кудрявцев В. Е., Мамин Ю. А. Зоны глубинных разломов Тувы и их роль в локализации эндогенных рудных образований.— «Бюл. ВСЕГЕИ», М., Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2, с. 32—39.

Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Восточной Туве.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископ. Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 8—92. (Труды СНИИГГИМС, вып. 6).

Кузебный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, «Наука», 1975. 342 с.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 275—303.

Кузнецов В. А. Рудные формации.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 5—15.

Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 309—317.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений, как основа научного прогнозирования.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 7—9.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений, как основа научного прогнозирования.— «Геол. и геофиз.», 1972_1, № 5, с. 3—11.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972_2, с. 3—21.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И. Эндогенные рудные формации, принципы их выделения и их систематика.— В кн.: Материалы к совещанию 21—24 мая 1968 г. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 131—134.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966. 155 с.

Кузнецов Е. А. К вопросу о петротектонике щелочных пород восточного склона Урала.— «Труды ИГН АН СССР. Петрограф. сер.», М., 1953, вып. 147, с. 142—184.

Кузнецов Е. А. Вопросы методики петротектонического анализа.— В кн.: Исследование минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 134—140.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна.— «Изв. Сиб. отд. Геол. комитета», 1928, т. VII, вып. 2. 48 с.

Кутырев Э. И., Марков К. А., Кормилицын В. С., Иогансон А. К. Месторождения свинца и цинка.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 102—108.

Кушев В. Т., Руденко В. Е., Руденко Ю. Л. Метасоматические процессы в колчеданном рудообразовании и их отношение к региональному метаморфизму.— В кн.: Всесоюзный симпозиум «Метасоматизм и колчеданное оруденение». Ереван, 1975, с. 64—67. (Материалы ИГН АН Арм. ССР).

Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— «Цветные металлы», 1940_1, № 3, с. 14—20; № 4, с. 7—15.

Лабазин Г. С. О роли геологических представлений при поисках и разведках рудных месторождений.— «Цветные металлы», 1940_2, № 9.

Лапин Б. Н. Нижнепалеозойский вулканизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение в Северо-Восточной Туве.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968_1, с. 341—362.

Лапин Б. Н. Девонский субщелочной вулкано-плутонический комплекс на востоке Тувы.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1968_2, с. 66—69. (Труды СНИИГГИМС, вып. 70).

Лапин Б. Н. Петрохимические особенности нижнекембрийских эффузивов Тувы.— В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970, с. 85—112. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 123).

Лапухов А. С. Особенности структуры, динамометаморфизма пород и руд Салаирского рудного поля.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 12, с. 56—74.

Лапухов А. С. Дифрактометрический метод исследования статистической ориентировки кристаллов горных пород и руд.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 11, с. 103—105.

Лапухов А. С. О форме связи барит-полиметаллического оруденения с магматизмом на Салаирском рудном поле.— «Геол. рудных месторожд.», 1966, № 6, с. 80—91.

Лапухов А. С. Температурные условия образования и зональность оруденения на Салаирском рудном поле.—«Сов. геология», 1968, № 7, с. 68—74.

Лапухов А. С. Практическое значение ритмической вертикальной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений.— В кн.: Прогнозпрование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., изд. ИГЕМ АН СССР, 1972_1, с. 162—168.

Лапухов А. С. Ранние стадии заложения и развития в порфировых интрузиях рудообразующих флюидных динамических систем (на примере Салаирского рудного поля).— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука», 1972_2, с. 145—157. (Труды ИГиГ, вып. 114).

Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Отв. ред. Г. Л. Поспелов. Новосибирск, «Наука», 1975. 264 с.

Лапухов А. С., Галкин Б. А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 2, с. 20—28.

Лапухов А. С., Рылов Г. М. Дифрактометрический метод исследования статистической ориентировки кристаллов горных пород и руд.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 11, с. 103—106.

Лапухов А. С., Шарапов В. Н. О взаимоотношении даек и оруденения на Салаирском рудном поле.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 143—149.

Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. М., «Недра», 1975. 261 с.

Ли Л. В., Корнев Т. Я. О золотоносности колчеданных руд в Енисейском кряже.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 72—75. (Труды СНИИГГИМС, вып. 114).

Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов (Западное Забайкалье).— В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972, с. 58—72.

Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н., Летягин В. С. О вулкано-плутонической природе каледонских гранитоидов юга Витимского плоскогорья.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 3, с. 57—63.

Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1950, ч. 79, вып. 4, с. 241—267.

Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, № 5, с. 35—43.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 224 с.

Магакьян И. Г. Металлогения (главнейшие рудные пояса). М., «Недра», 1974. 304 с.

Малаев А. А., Ветров Д. В., Хрянина Л. П., Бабкин И. Н., Златогурская И. П. Геологическое строение колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье.— В кн.: Тезисы докладов Второй научной конференции геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1965, с. 10—13.

Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л., «Наука», 1964. 226 с.

Матюхин А. Е. К вопросу о структурно-тектоническом положении Озерного (колчеданно-полиметаллического) месторождения.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР», Улан-Удэ, 1970, вып. 13, с. 3—10.

Матюхин Н. Е., Мещеров В. П. Новое (колчеданно-) полиметаллическое оруденение в Северном Прибайкалье.— «Материалы по геологии и полезным ископ. Бурятской АССР», Улан-Удэ, 1970, вып. 13, с. 114—118.

Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 129—151.

Мещеров В. П., Матюхин Н. Е. Некоторые особенности физических полей и геологического строения Холоднинского месторождения.— «Материалы по геологии и полезным ископ. Бурятской АССР», Улан-Удэ, 1972, вып. 15, с. 105—112.

Миркина С. Л., Жидков А. Я., Токсубаев А. И., Чухонин А. П., Неймарк Л. А. Изотопный состав свинца и серы руд и пород Холоднинского месторождения.— В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. (Тезисы докладов).

Ч .1. М., 1974, с. 116—117. (Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского).

Мусатов Д. И. Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 89—92.

Мусатов Д. И., Мальцев Ю. М. Геологическое развитие и основные черты металлогении складчатой области Южной Сибири в свете теории тектоники плит.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 85—89.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Набоко С. И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Курило-Камчатской вулканической дуги.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969, с. 3—8.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1968. 339 с.

Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф. Раннеордовикские вулканические ассоциации Салаирского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 5, с. 72—78.

Наумов В. А. О сдвиговых дислокациях по краевому шву Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 4, с. 128—137.

Наумов В. Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 37—42.

Незабытовский И. П. Формирование методики разведочных работ на Салаирских полиметаллических месторождениях в связи с изучением их структуры.— В кн.: Тезисы и рефераты докладов IV конференции молодых ученых Новосиб. обл. (22—24 апреля 1944 г.). Томск, 1944.

Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Ч. 1. М., Изд-во Моск. Гор. акад., 1928. 143 с.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. О датировании рудных месторождений.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1974, с. 18—27.

Овчинников Л. Н., Меттих Л. И. О химическом и минералогическом составе серицитовых пород колчеданных месторождений.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 347. (Труды Первого уральского петрографического совещания).

Онтоев Д. О. Генетические типы полиметаллических месторождений Тувы и некоторые поисковые критерии.— В кн.: Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960, с. 125—137.

Осипов М. А. Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае. М., Изд-во АН СССР, 1962. 185 с.

Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, «Наука», 1974. 138 с.

Петровская Н. В. К вопросу о минералогической классификации типов первичных золоторудных руд СССР.— «Труды НИГРИзолото», 1955, вып. 20.

Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 145—159.

Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961. 118 с.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 134 с. (Труды Тувинской комплексной экспедиции СОПС АН СССР, вып. 2).

Пономарев В. Г. Стратиформные сингенетичные колчеданно-полиметаллические месторождения в протерозойских отложениях Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 11, с. 59—66.

Пономарев Е. А. Основные черты стратиграфии и тектоники древних толщ Салаирского кряжа.— «Изв. Алтайского отдела Географ. о-ва СССР», Барнаул, 1966, вып. 7, с. 99—102.

Пономарев Е. А. Основные черты интрузивного магматизма Салаирского кряжа.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 160—165. (Труды СНИИГГИМС, вып. 70).

Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканогенных комплексов Западной Сибири.— В кн.: Труды I Всесоюз. петрограф. совещания «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 345—371.

Поспелов Г. Л. О явлениях магматического замещения в субэффузивной фации и субэффузивных стадиях развития сложных магматических комплексов Западной Сибири.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. (Проблема 14). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 140—153.

Поспелов Г. Л., Лапухов А. С. Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 8—55.

Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения. М., «Недра», 1972. 256 с.

Птицын А. Б. Экспериментальное изучение системы Zn — Fe — S в гидротермальных условиях.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VII. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 5—14.

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 6, с. 58—69.

Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования палеозойских гранитоидов хребта Улан-Бургасы (Восточное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Улан-Удэ, 1973. 30 с.

Реслер Г. И., Бауман Л., Фандрих К., Шеффлер Х. Геосинклинальный магматизм и подводно-гидротермальные рудные месторождения.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 98—106.

Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., «Недра», 1973. 267 с.

Рипп Г. С. Минералого-геохимические особенности и критерии оценки сульфидно-полиметаллической минерализации в Курбинском и Еравнинском рудных районах Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969. 20 с.

Рожнов А. А., Бузмаков Е. И., Вигалиев М., Середа В. Я. Жайремское месторождение.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 4, с. 4—11.

Ростовцев С. А. Закономерность в размещении месторождений и рудопроявлений цветных металлов на Салаире.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969. с. 90—96. (Труды СНИИГГИМС, вып. 90).

Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П., Пирижняк Н. А. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Геол. рудных месторожд.», 1973, № 5, с. 3—17.

Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье).— «Геол. рудных месторожд.», 1973, № 6, с. 69—78.

Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П., Пирижняк Н. А., Сергеева Н. Е. Региональный метаморфизм сульфидных залежей месторождений колчеданного класса.— В кн.: Металлогения докембрия. Тезисы докладов I Всесоюзного совещания по металлогении докембрия (25—28 февраля 1975 г.). Л., 1975, с. 39—40.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., «Недра», 1967. 690 с.

Сапожников Д. Г. Новый тип эффузивно-осадочного железо-марганцевого месторождения.— В кн.: Проблема генезиса руд. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. М., «Недра», 1964, с. 139—153.

Семенов Г. Г. Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна.— «Материалы по геологии и полезным ископ. Красноярского края», 1961, вып. 1, с. 3—14.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966. 291 с.

Скрипченко Н. С. Типы рудогенеза в согласных медноколчеданных месторождениях.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. М., «Наука», 1968, с. 197—211.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 211 с.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— «Вестн. МГУ. Сер. IV. Геология», 1960, № 2, с. 19—26.

Смирнов В. И. О металлогении каледонид Западного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 2, с. 13—18.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. М., «Недра», 1964, с. 111—117.

Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 30—34.

Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений.— «Вест. МГУ. Геология», 1967, № 5, с. 28—35.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.—«Геол. рудных месторожд.», 1970, № 6, с. 3—15.

Смирнов В. И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 245—254.

Смирнов В. И. Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрепитации и вариациям изотопов серы слагающих их сульфидов.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 3—10. (Труды Ин-та геологии и геофизики УНЦ АН СССР, вып. 102).

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— «Геол. рудных месторожд.», № 1, с. 3—17.

Смирнов В. И., Годлевский М. Н., Никитин В. Д. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 718 с.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2. с. 3—15.

Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 5, с. 853—862.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолиздат, 1944. 89 с.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая сер.»,1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—35.

Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. 1947 г.— В кн.: Академик С. С. Смирнов. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 144—160.

Смышляев В. Н. Плагиогранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 92—106. (Труды ИГиГ, вып. 33).

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд.— В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 34—53.

Сперанский Б. Ф., Усов М. А. Гурьевский район Салаирского кряжа. Сибирская экскурсия (Зап. Сибирь).— В кн.: Международный XVII геологический конгресс. Л.—М., ОНТИ, 1937, с. 16—25.

Тарасова Р. С., Близнюк Н. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинково-колчеданного месторождения.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 79—97. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 143).

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 344 с.

Твалчрелидзе Г. А. О металлогенической эволюции земной коры.— В кн.: Геологический сборник. № 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 5—43. (Кавказский институт минерального сырья).

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., «Недра», 1966. 176 с.

Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И. Медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения сланцевых геосинклиналей.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, с. 27—28.

Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И. Геологические особенности и условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений свинцовых эвгеосинклиналей.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 25—43. (Труды Ин-та геологии и геофизики УНЦ АН СССР, вып. 102).

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, Издатком втузов. 1931. 158 с.

Усов М. А. Проблема Рудного Салаира.— «Вест. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста», 1933_1, вып. 4, с. 1—20.

Усов М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста», 1933_2, вып. 6, с. 1—26.

Усов М. А. Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста», Томск, 1935, вып. 5, с. 3—16.

Усов М. А. Салаирская база цинково-колчеданных руд.— «Разведка недр», 1936_1, № 12, с. 3—8.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936_2. 209 с.

Усов М. А. Общий очерк геологической истории и полезных ископаемых Салаирского кряжа.— В кн.: Салаир. Новосибирск, изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936_3, с. 14—21.

Учамейшвили Н. Е., Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Растворимость барита в концентрированных растворах хлоридов некоторых металлов при повышенных температурах (в связи с вопросами генезиса баритовых месторождений).— «Геохимия», 1966, № 10, с. 1193—1205.

Ферберн Х. Структурная петрология деформированных горных пород. М., ИЛ, 1949. 266 с.

Филько А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С. Озерное свинцово-цинковое месторождение.— «Разведка и охрана недр», 1967, № 3, с. 18—21.

Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира. М., Госгеолтехиздат, 1961. 218 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 63).

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лань-Диль и геологическая обстановка их образования.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., «Наука», 1963, с. 161—208. (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).

Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., «Наука», 1968, с. 7—153. (Труды ГИН АН СССР, вып. 196).

Фролова Т. И. Геосинклинальный вулканизм, некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. М., 1970. 36 с.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избр. труды. М., «Наука», 1967. 404 с.

Хисамутдинов М. Г. Этапы изменения вмещающих пород Зыряновского месторождения.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. М., Госгеолтехиздат, 1956, с. 45—57. (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер., вып. 19).

Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 5—39.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 277—316.

Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена.— «Геол. рудных месторожд.», 1959, № 6, с. 52—67.

Хрянина Л. П. Автомагматические брекчии Северной Бурятии.— В кн.: Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. М., «Недра», 1967, с. 204—211. Труды ЦНИГРИ, вып. 67).

Хрянина Л. П. Возрастные соотношения колчеданно-полиметаллического оруденения с интрузивными образованиями на Озерном месторождении (Северная Бурятия).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 8, с. 61—71.

Черепнин В. К. О зональности роста зерен пирита в Урских месторождениях Салаира.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1957, ч. 86, № 6, с. 729—731.

Черепнин В. К. К вопросу о составе и генезисе руд Урских месторождений Салаира.— «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1959, № 90, с. 56—58.

Чернов Ю. А. Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959, с. 85—97. (Труды Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Сер. геол., вып. 2).

Чернов Ю. А. К истории геологического развития Удино-Витимского района в нижнем палеозое (Западное Забайкалье).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 6, с. 43—57.

Чернов Ю. А. Об Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской геосинклинали Байкальской горной области.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 5, с. 115—116.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—147.

Шадлун Т. Н. Изменение структуры агрегатов и внутреннего строения зерен халькопирита под влиянием динамических воздействий.— «Минерал. сб. Львовского геол. о-ва», 1953, № 7, с. 75—80.

Шадлун Т. Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 2, с. 93—103.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Яблоков К. В., Дюков А. И., Томсон И. Н. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., «Недра», 1964. 194 с.

Шаталов Е. Т., Орлова А. В., Томсон И. Н., Константинов Р. М. Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М., «Недра», 1972. 296 с.

Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961. 178 с.

Шерман М. Л. Критерии поисков метасоматических свинцово-цинковых месторождений в Енисейском кряже.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 19—23.

Шерман М. Л. О парагенетической связи руд Горевского полиметаллического месторождения с комплексом малых интрузий основного состава и их возрасте.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 79—81. (Труды СНИИГГИМС, вып. 114).

Шерман М. Л., Аладышкин А. С., Ивашкин П. Ф., Корнев Т. Я. Перспективы расширения сырьевой базы полиметаллических руд в Енисейском кряже.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 5, с. 7—12.

Шерман М. Л., Брозков Г. Н., Охапкин Н. А., Озерский Ю. А. Перспективная оценка свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа и методы поисков месторождений.— В кн.: Генетические типы свинцово-цинковых месторождений СССР,

их промышленное значение и методы поисков (тезисы докладов). М., ЦНИГРИ, 1973, с. 10—12.

Шипилов Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А. Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 114—127.

Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 146—177.

Шипулин Ф. К. Соотношение интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— «Докл. АН СССР», 1958, № 4.

Шипулин Ф. К. Об источниках вещества при эндогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 32—66.

Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями.— «Геол. рудных месторожд.», 1963, № 2, с. 3—27.

Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 152—266.

Шипулин Ф. К. О связи некоторых типов гидротермального оруденения с глубинными магматическими очагами.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 254—262.

Шипулин Ф. К. О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой.— В кн.: Петрология и металлогения базальтов. М., «Наука», 1973, с. 30—37.

Шляпников Д. С., Штерн Э. К. Влияние давления углекислоты на растворимость меди в системах $NaHCO_3$—H_2O—CO_2, $KHCO_3$—H_2O—CO_2 и $NaCl$—H_2O—CO_2. — В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 195—199. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 102).

Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. — В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., ИЛ, 1957, с. 11—63.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958. 501 с.

Шобогоров П. Ч. О Северо-Байкальской колчеданно-полиметаллической провинции.— «Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья», Улан-Удэ, 1971_1, вып. 3, с. 3—10.

Шобогоров П. Ч. Геология и металлогения Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дис. Новосибирск — Улан-Удэ, 1971_2, 20 с.

Шобогоров П. Ч., Тарасов В. Н., Жбанов Э. Ф. и др. Практические результаты литохимических поисков на территории Бурятской АССР.— «Разведка и охрана недр», 1970, № 10, с. 14—16.

Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции в Северо-Байкальском нагорье.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 15—16.

Шугурова Н. А. Состав газовой фазы включений в минералах. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967. 29 с.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966. 278 с.

Щерба Г. Н. Геология Ленногорского рудного поля.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 8—87.

Щерба Г. Н. Руды, связанные с палеовулканизмом и некоторые их особенности.— «Геол. рудных месторожд.», 1966, № 5, с. 77—87.

Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, № 5, с. 106—115.

Щерба Г. Н. О так называемых контактово-метасоматических месторождениях в восточной части Успенского рудного пояса.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 2, с. 159—163.

Щерба Г. Н. и др. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 3. Алма-Ата, «Наука», 1967. 254 с.

Ярош П. Я. Метаморфизм руд колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала.— В кн.: Труды II Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск, 1969, с. 381—390.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., «Наука», 1973. 239 с.

Amstutz G. C. Syngenese und Epigenese in Petrographie und Lagerstättenkunde.— «Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.», 1959, № 39, s. 1—84.

Amstutz G. C., Ramdohr P., Baz F. E., Park W. C. Diagenetic behaviour of sulphides.— In: Sedimentology and ore genesis. Amsterdam, «Elsevier», 1964, p. 65—90.

Anderson C. A. Massive sulphide deposits and volkanism.— «Econ. Geol.», 1969, v. 64, № 2, p. 129—146.

Fawcett I. I., Joder H. S. Phase relationships of chlorites in sistem $MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$.— «Amer. Miner.», 1966, v. 51, № 3, 4.

Ivanov S. N. Sheet-like deposits of pyrite ores of eugeosynklinal regions.— «Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue», Tokio, 1971, № 3, p. 193—197. (Proc. IMA-IAGOD Meetings' 70, IAGOD vol.).

Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volkanism.— «Econ. geol.», 1962, v. 57, № 7, p. 1071—1080.

Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volkanism, and possible methods of emplasement.— «Econ. geol.», 1966, v. 61, № 4, p. 673—694.

Kraume E., Dahlgrün F., Ramdohr P., Wilke A. Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar.— «Geol. Jahrbuch», 1955, Bd. 70, H. 18, 394 S.

Kuznetsov V. A., Distanov E. G., Obolenskij A. A. Formation analisis of ore deposits as a basis for scientific prediction.— «Int. Geol. Rev.», 1973, v. 15, № 10, p. 1206—1211.

Lovering T. S. Epigenetic, diplogenetic and lithogene deposits.— «Econ. Geol.», 1963, v. 58, № 3, p. 315—331.

McDonald J. A. Metamorphism and its effect on sulphide assembladgess.— «Miner Depos.», 1967, v. 2, № 3, p. 200—220.

Metz P. W., Winkler H. G. F. Experimentalle Gesteinmetamorphose. VII. Die Bildung von Talk aus kieseliegen Dolomit.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1963, v. 27, № 5, p. 431—458.

Oftedahl G. A theory of exhalative — sedimentary ores.— «Geol. Fören. Stokholm Förh.», 1958, № 492, Bd. 80, H. 1, S. 1—19.

Okamoto G., Ocura T., Coto K. Properties of silica in wather.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1957, v. 12, № 1/2.

Ramdohr P. Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung.— «Geol. Rundschau», 1953_1, Bd. 42, S. 11—19.

Ramdohr P. Mineralbestand Strukturen und Genesis der Rammelsberg—Lagerstätte.— «Geol. Jahrbuch», 1953_2, Bd. 67, p. 367—494.

Schneider H. J. Facies differentiations and controlling factors for the depositional lead-zink concentration in the Ladinian geosincline of the Eastern Alps.— In: Sedimentology and ore genesis. Amsterdam, «Elsevier», 1964, p. 29—46.

Schulz O. Lead-zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine hydrotermal formation of mineral deposits.— In: Sedimentology and ore genesis. Amsterdam, «Elsevier», 1964, p. 47—52.

Shadlun T. N. Metamorphic textures and structures of sulphide ores.—«Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue», Tokio, 1971, № 3, p. 241—251. (Proc. IMA-IAGOD Meetings' 70, IAGOD vol.).

Stanton R. L. General features of the conformable pyritic ore bodies. — «Canadian Inst. Min. Trans.», 1960, v. 53 (573), p. 24—29, v. 53 (574), p. 66—74.

Suffel G. G., Ridler R. H., Hutchinson E. W. Metamorphism of massive sulphides at Manitouwadge, Ontario, Canada.— «Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue», Tokio, 1971, № 3, p. 235—241. (Proc. IMA-IAGOD Meetings'70, IAGOD vol.).

Tatsumi T., Watanabe T. Geologikal environment of formation of the Kurokotipe deposits.— «Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue», Tokio, 1971, № 3, p. 216—221. IMA-IAGOD Meetings'70, (IAGOD vol.).

Vokes F. M. A review of the metamorphism of sulphide deposits.— «Earth Sci. Rev.», 1969, v. 5, № 2, p. 99—143.

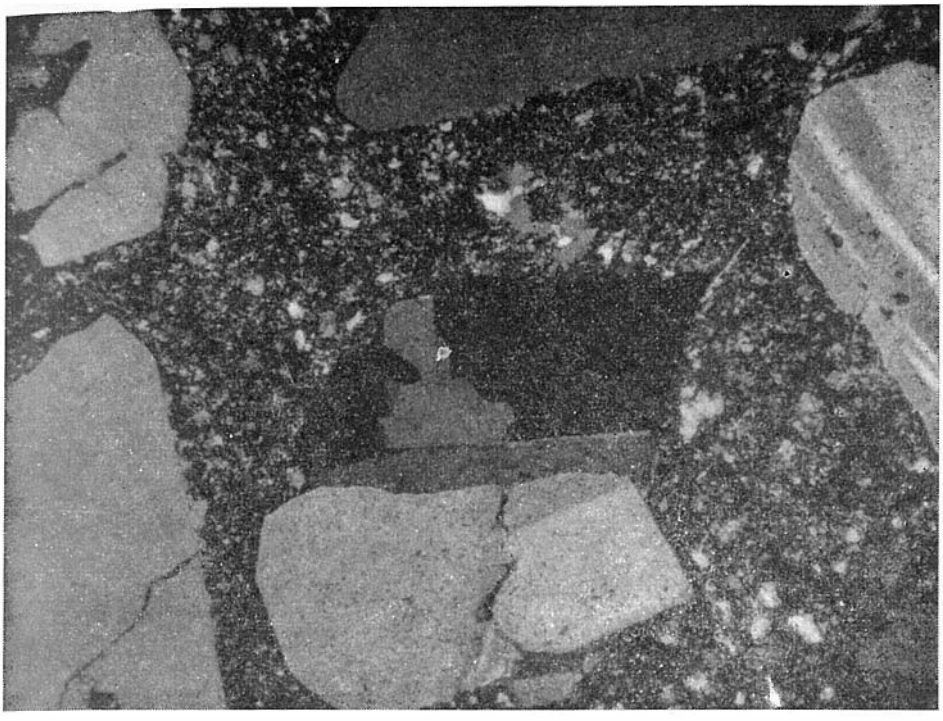
White D. Environments of generation of some base-metal ore deposits.— «Econ. Geol.», 1968, v. 63, № 4, p. 301—335.

Williams D. Genesis of sulphide ores.— «Geol. Assoc.», London, Proc., 1960, v. 71, p. 245—284.

Williams D. Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain.— «Bull. Inst. Met.», 1962, № 663.

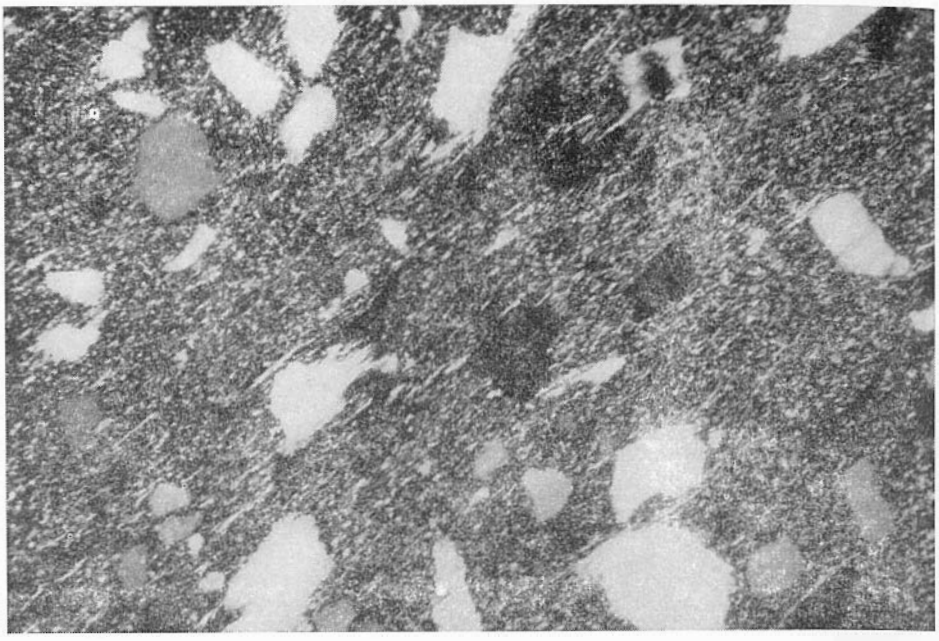
Zimmermann R. A. Sedimentary features in the Meggen barite — pyrite —sphalerite deposites and a comparison with the Arkansas barite deposits.— «Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen», Stuttgart, 1970, Bd. 113, H. 2, S. 179—214.

ФОТОТАБЛИЦЫ
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

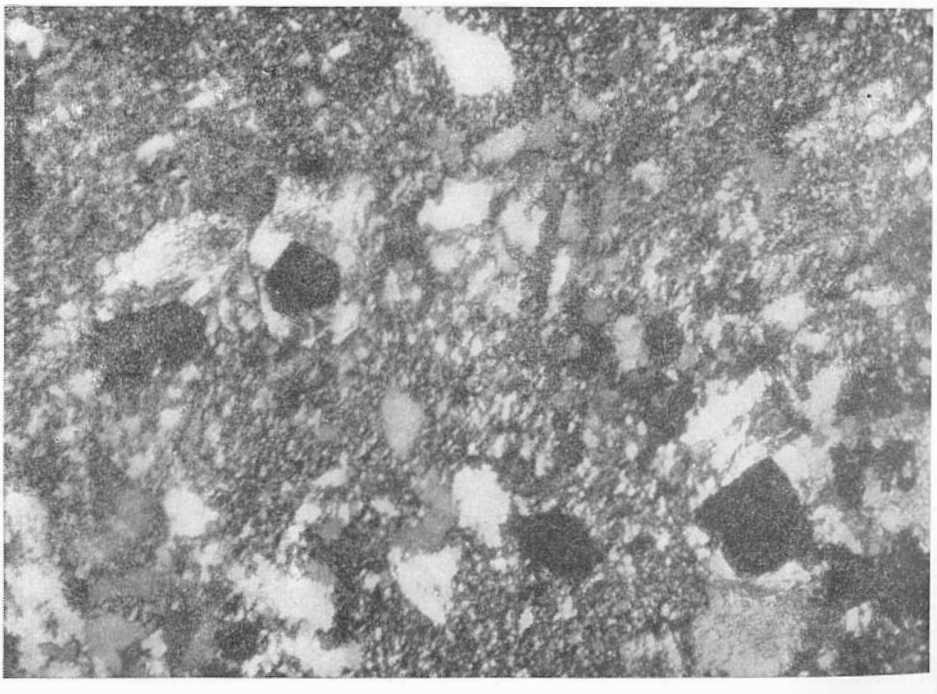


Фиг. 1. Риолит-дацитовый кварц-плагиоклазовый порфир. Интрузия у пос. Рассвет. Шлиф. Ув. 40, николи+.

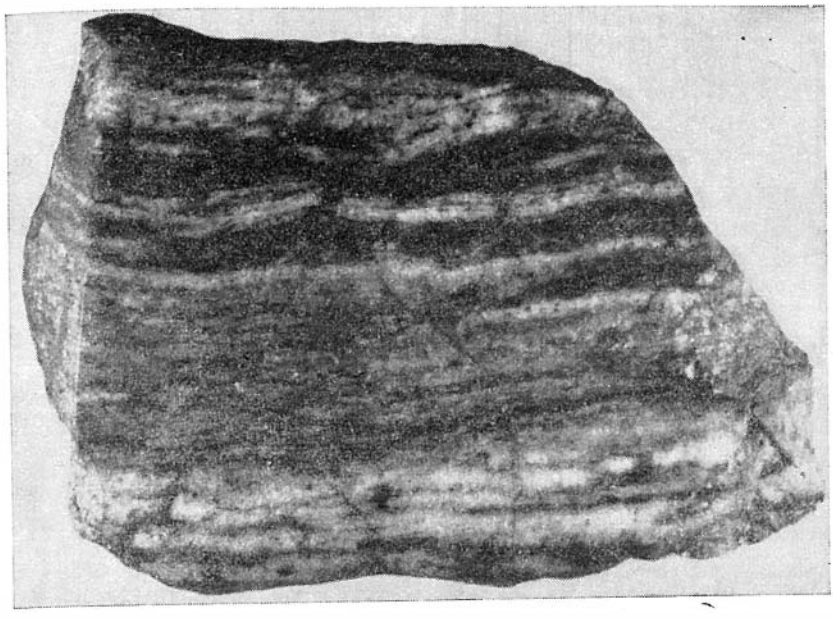
Фиг. 2. Альбитизированный кварцевый порфир риолит-дацитового состава. Месторождение Кварцитовая сопка. Шлиф. Ув. 50, николи +.



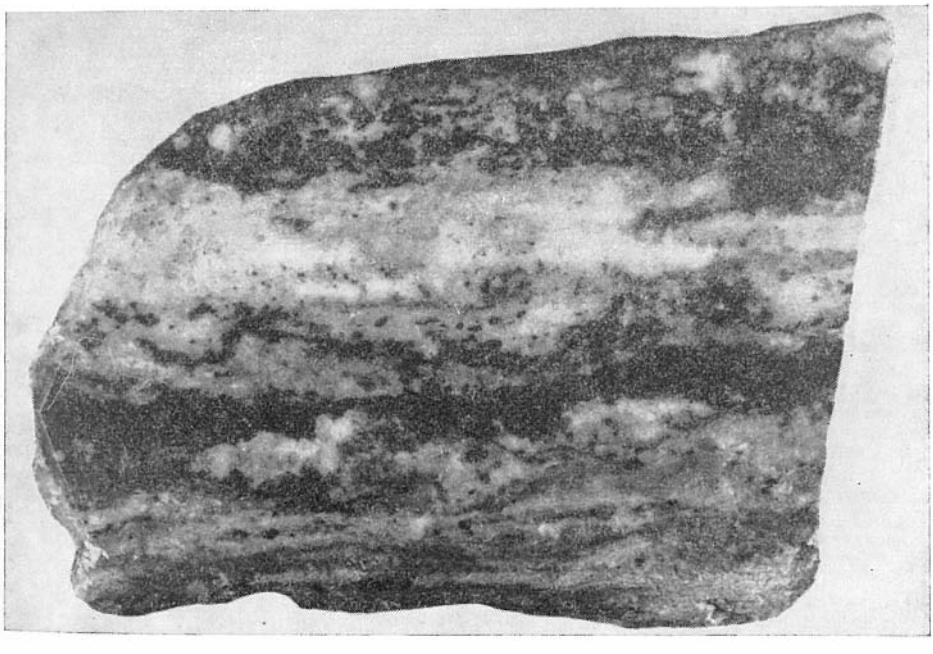
Фиг. 3. Серицитизированный рассланцованный туф кислого состава. Месторождение Кварцитовая сопка, гор. 250 м, диагональный квершлаг. Шлиф. Ув. 35, николи +.



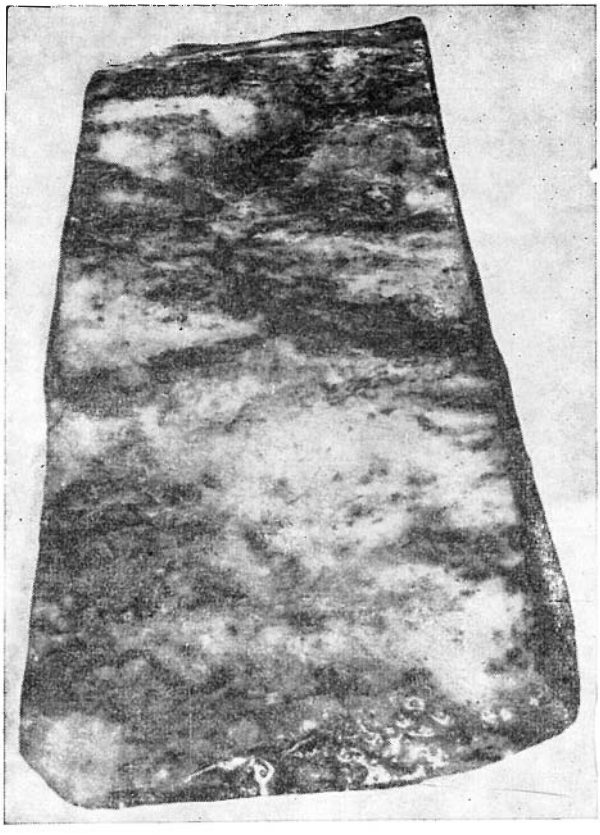
Фиг. 4. Окварцованный и карбонатизированный туф кислого состава с вкрапленной рудной минерализацией. Первомайское месторождение, гор. 280 м, лежачий бок рудного тела. Шлиф. Ув. 50, николи +.



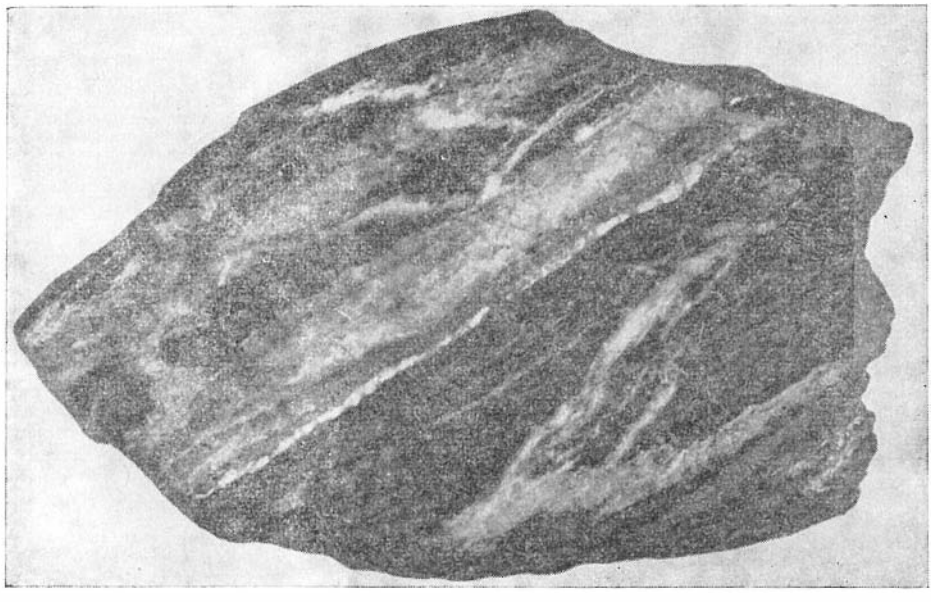
Фиг. 5. Кварц-сульфидная полиметаллическая руда реликтово-полосчатой текстуры. Месторождение Кварцитовая сопка, гор. 177 м. Штуф. 2/3 нат. величины.



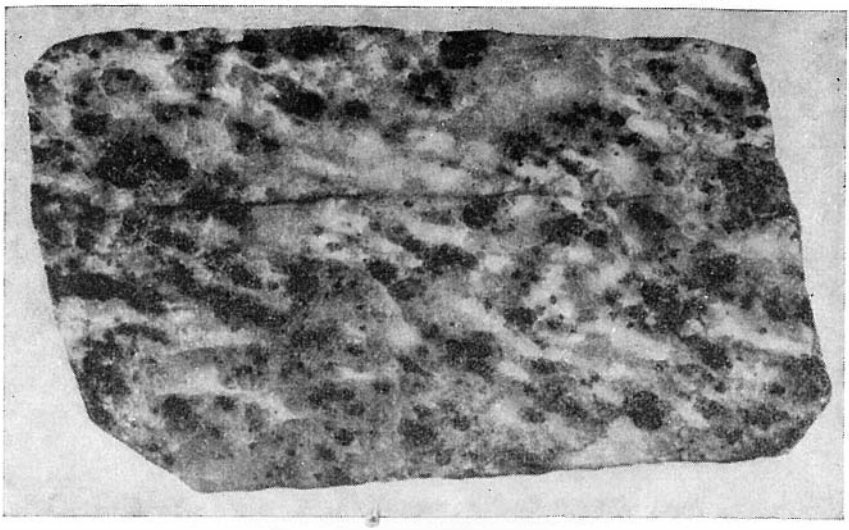
Фиг. 6. Метасоматическая полосчатость в кварц-сфалеритовой руде. Месторождение Кварцитовая сопка. Штуф. Нат. величина.



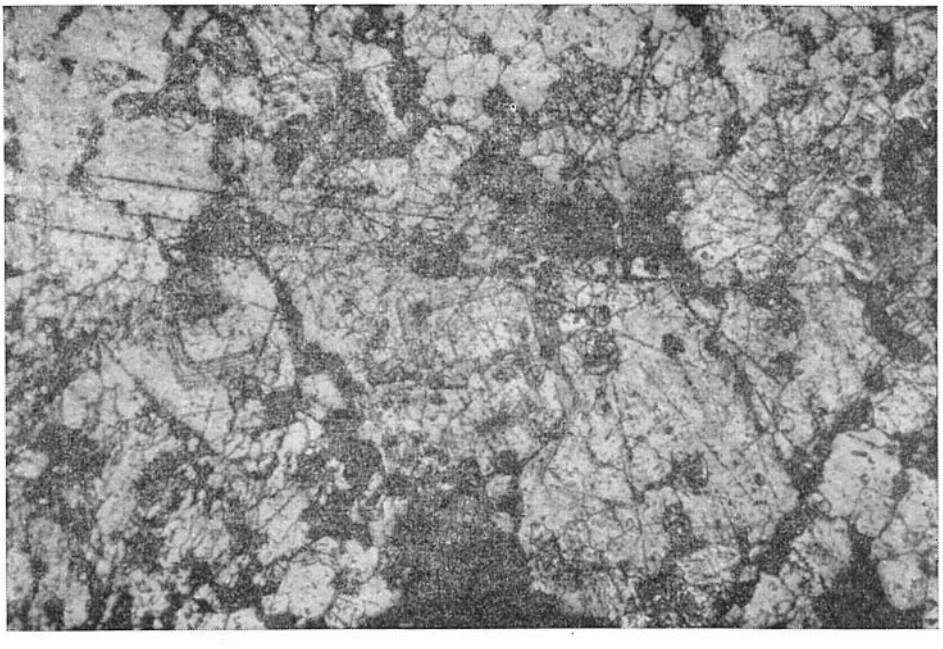
Фиг. 7. Метасоматическая кварц-барит-сульфидная полиметаллическая руда сложной гнездово-прожилковой текстуры. Месторождение Первомайское. Штуф. 2/3 нат. величины.



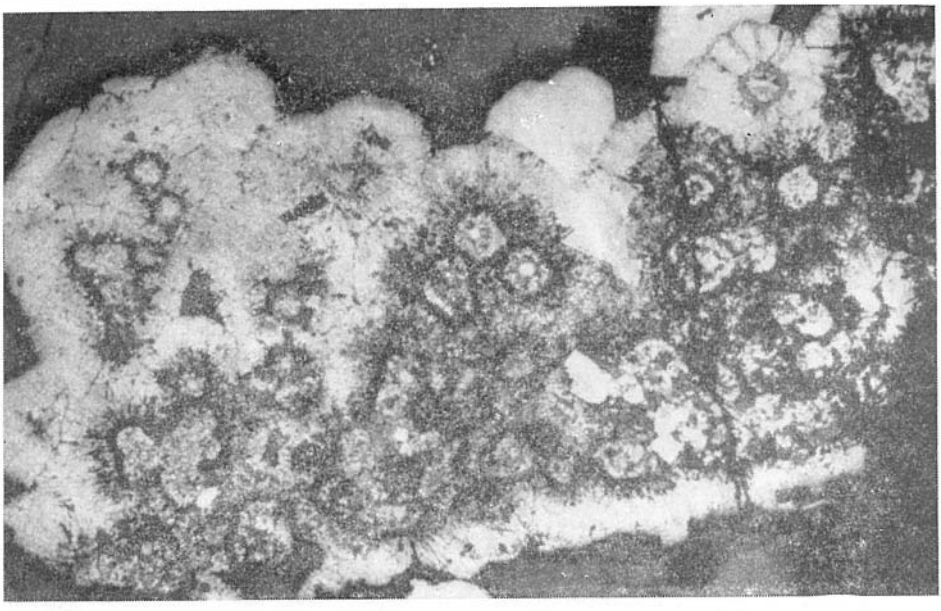
Фиг. 8. Прожилковая кварц-сульфидная минерализация в хлоритизированных кварцевых порфирах. Месторождение Кварцитовая сопка. Штуф. 1/3 нат. величины.



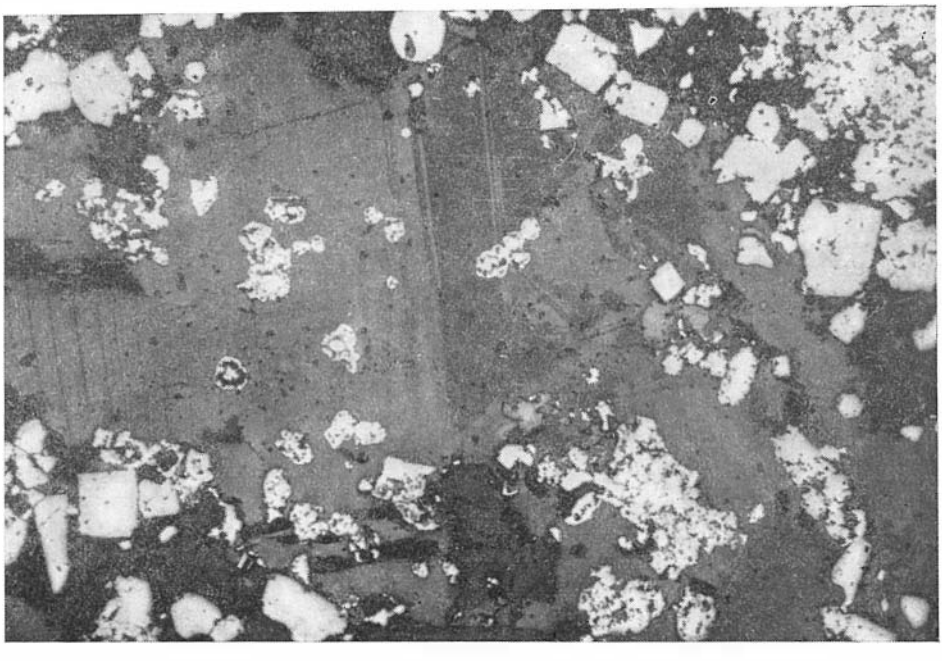
Фиг. 9. Вкрапленники колломорфно-почечного пирита в окварцованных кварцевых порфирах. Месторождение Первомайское. Штуф. Нат. величина.



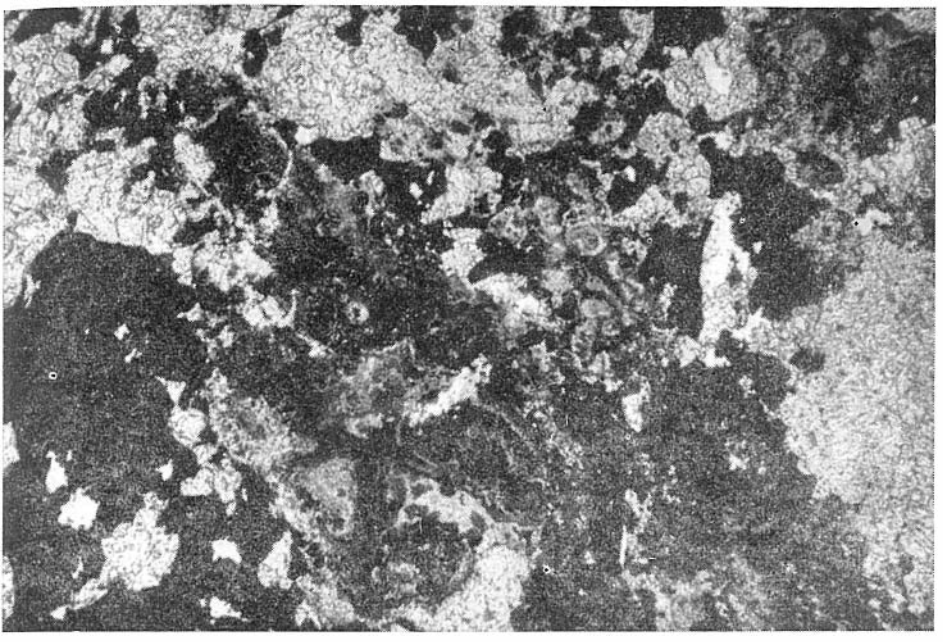
Фиг. 10. Зональные кристаллы пирита в массивной колчеданной руде. Пиритовая линза Первомайского месторождения, гор. 290 м. Аншлиф. Протравлено, ув. 80.



Фиг. 11. Розеточное строение метаколлоидного пирита в барите. Центральная часть розеток замещается блеклой рудой. Месторождение Спорное. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.

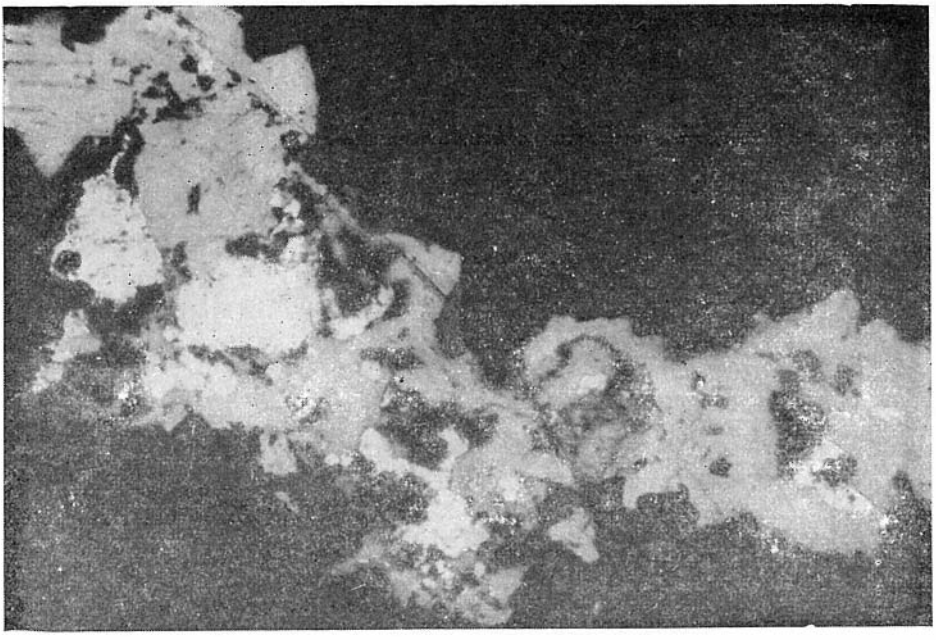


Фиг. 12. Метаколлоидные концентрически-зональные почечные выделения пирита в сфалерите. Барит-полиметаллическая руда. Месторождение Спорное. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.



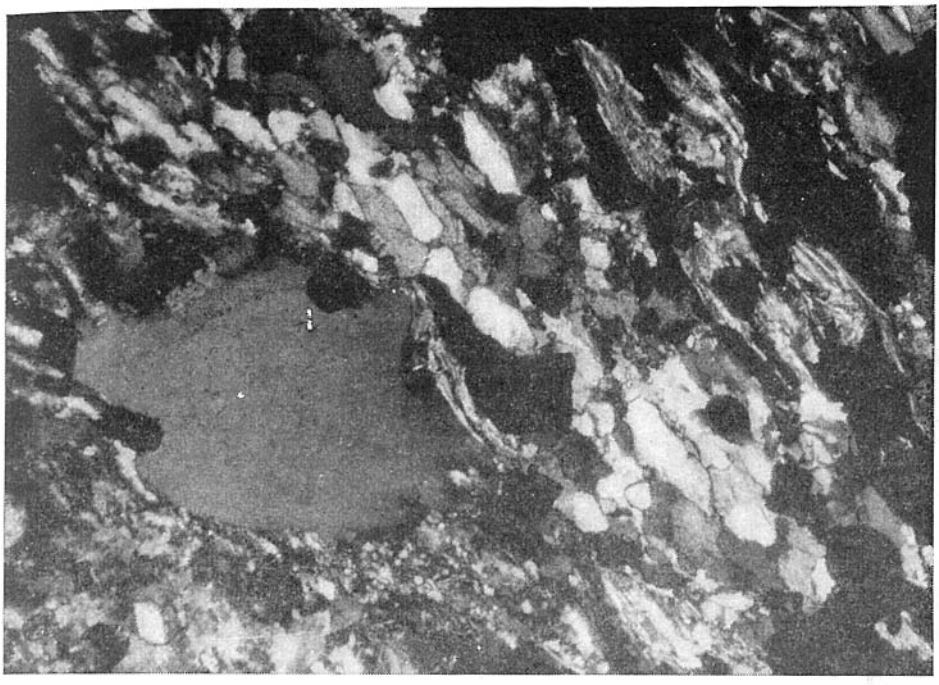
Фиг. 13. Колломорфное строение сфалеритового агрегата в барит-полиметаллической руде. Месторождение Первомайское. Шлиф. Ув. 110. Снято при одном николе.

Фиг. 14. Сфалерит зонарного строения с локальными участками тонкозернистой перекристаллизации. Месторождение Слепое. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.

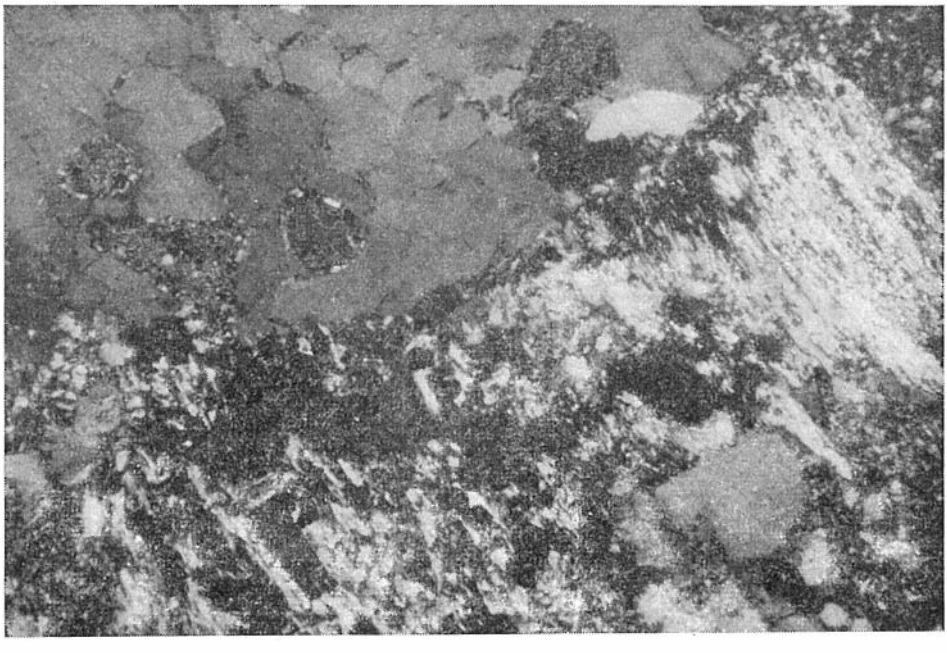


Фиг. 15. Электрум (белое) в агрегате блеклой руды и халькопирита среди карбонатной жильной массы. Месторождение Спорное. Аншлиф. Ув. 200.

Фиг. 16. Кристаллы барита в кальцитовой основной массе. Сливная кварц-карбонат-баритовая полиметаллическая руда. Северная линза Первомайского месторождения, гор. 270 м. Шлиф. Ув. 100, николи +.

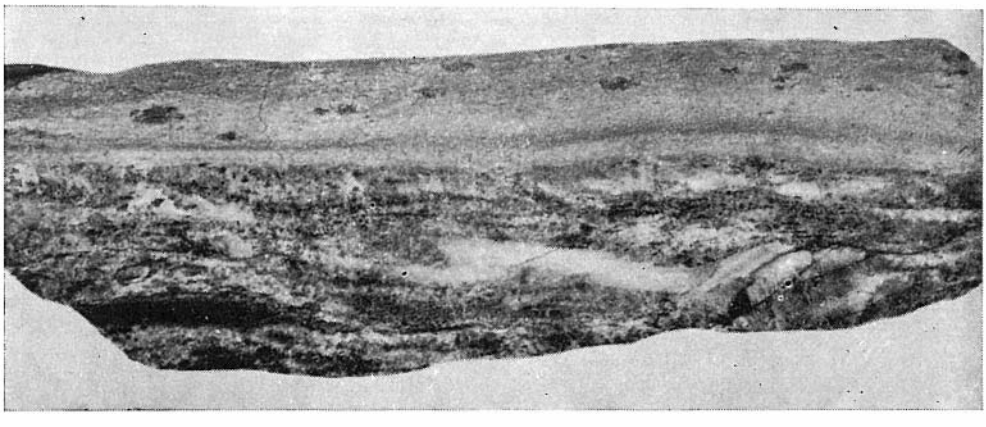


Фиг. 17. Серицит-карбонат-барит-кварцевая сульфидно-полиметаллическая руда. В центре — реликтовый фенокрист кварца замещенных кварцевых порфиров. Месторождение Кварцитовая сопка, гор. 210 м. Висячий бок рудного тела. Шлиф. Ув. 50, николи +.

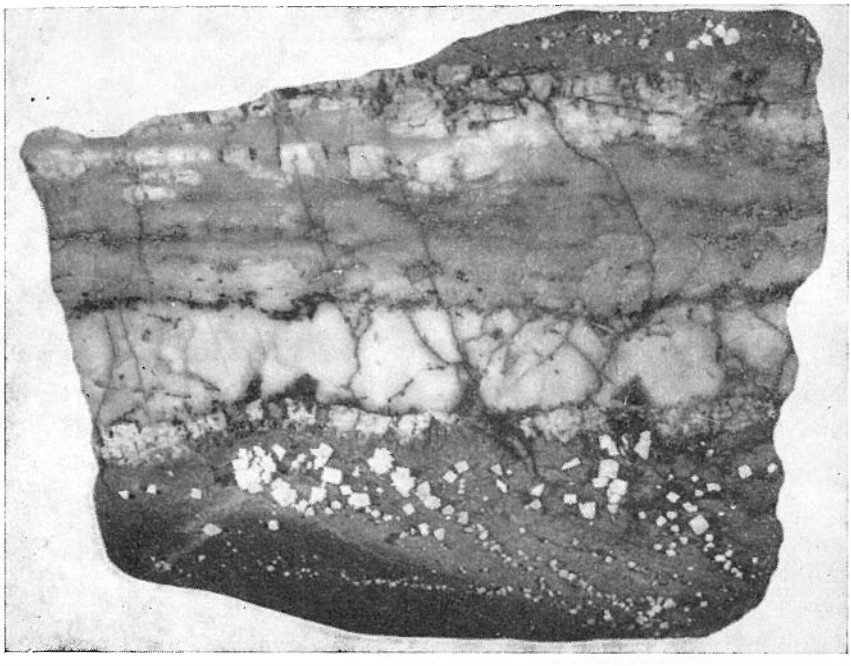


Фиг. 18. Интенсивно оруденелый, серицитизированный кварцевый порфир. Фенокрист кварца деформирован, мозаичной структуры. Месторождение Кварцитовая сопка. Шлиф. Ув. 50, николи +.

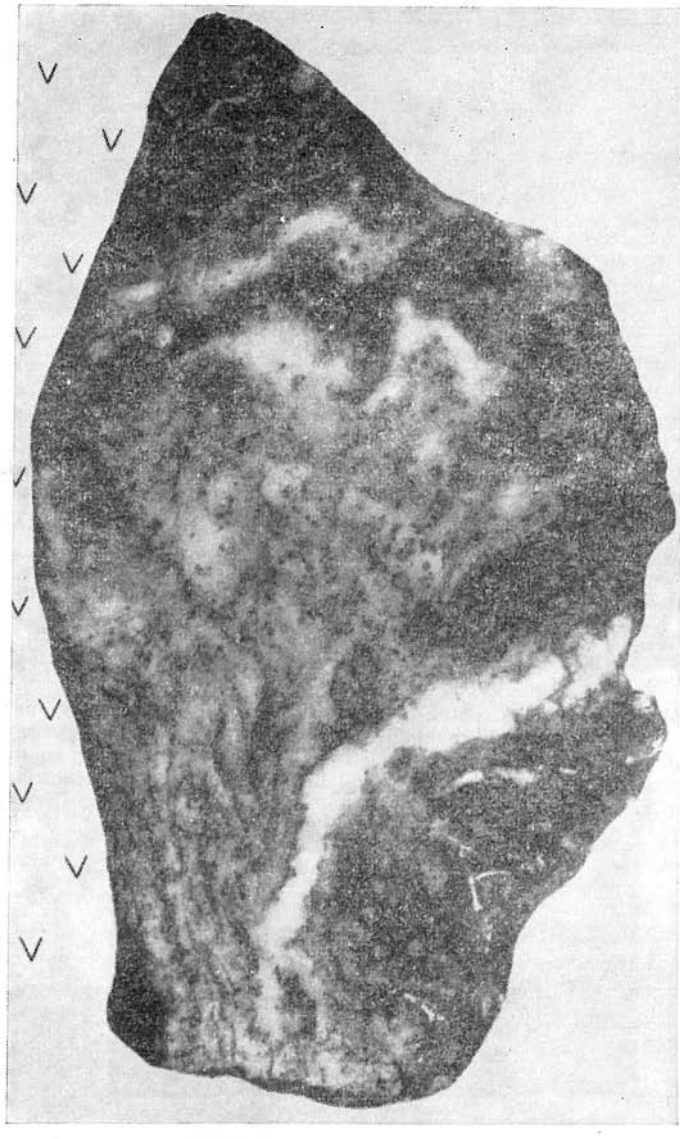
Фиг. 19. Крупночешуйчатый агрегат хлорита (алюмомагнезиальных разностей) в барит-полиметаллической руде. Месторождение Кварцитовая сопка. Шлиф. Ув. 70, николи +.



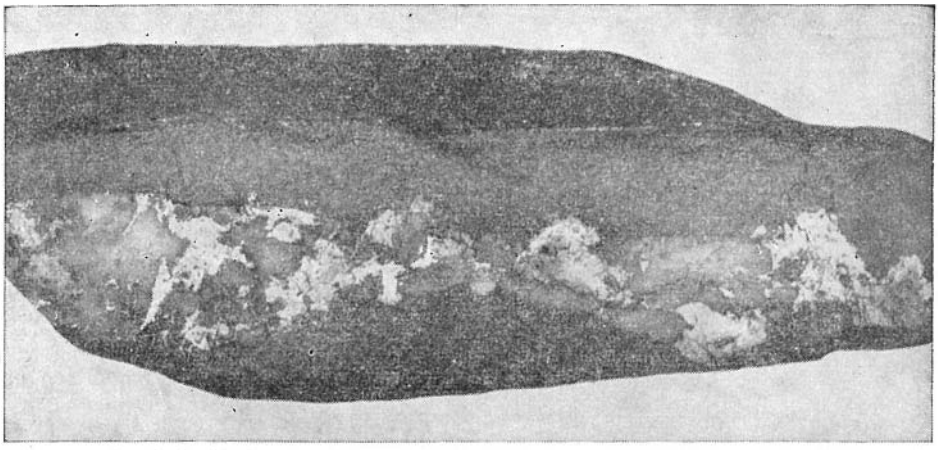
Фиг. 20. Контакт гидротермально-измененной осветленной дайки диабазового порфирита с барит-полиметаллической рудой. Месторождение Слепое, гор. 185 м. Штуф. Нат. величина.



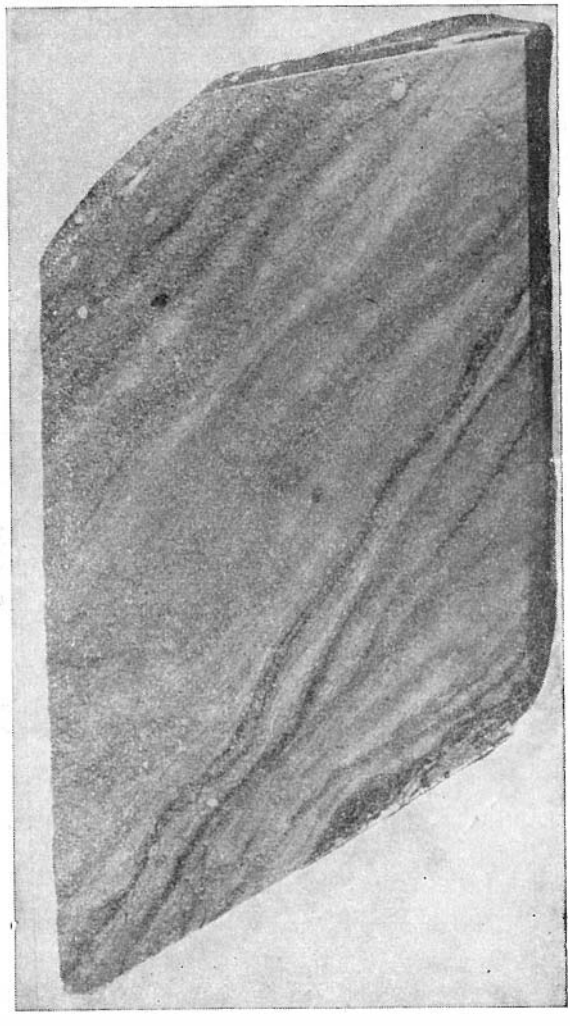
Фиг. 21. Многостадийная жила в дайке диабаза. На раннюю кварц-баритсульфидную ассоциацию минералов (кварц — барит — марматит — халькопирит) вдоль зальбандов жилы наложена кварц-карбонатная минерализация с халькопиритом и клейофаном. Приконтактовые зоны дайки осветлены и пиритизированы. Месторождение Кварцитовая сопка, гор. 172 м. Штуф. 1/2 нат. величины.



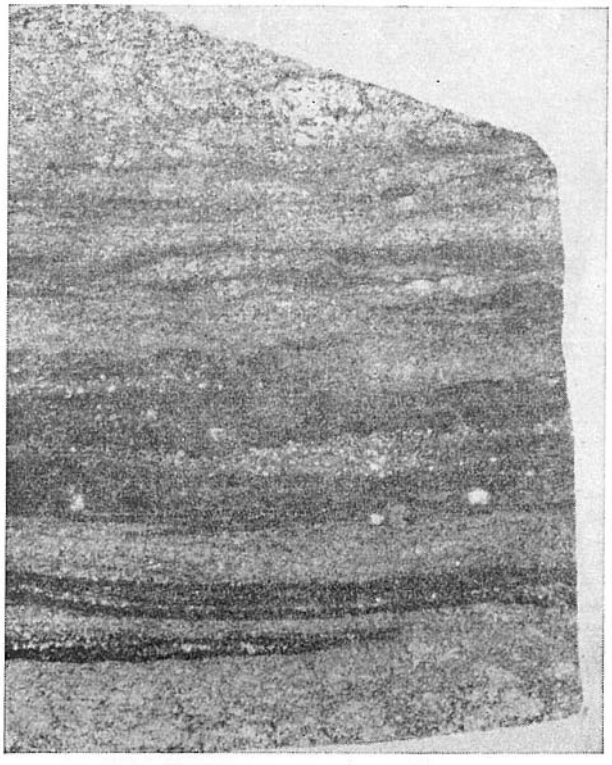
Фиг. 22. Оруденелый хлоритизированный кварцевый порфир в контакте с дайкой диабазового порфирита. Месторождение Кварцитовая сопка, гор. 250 м. Штуф. Нат. величина.



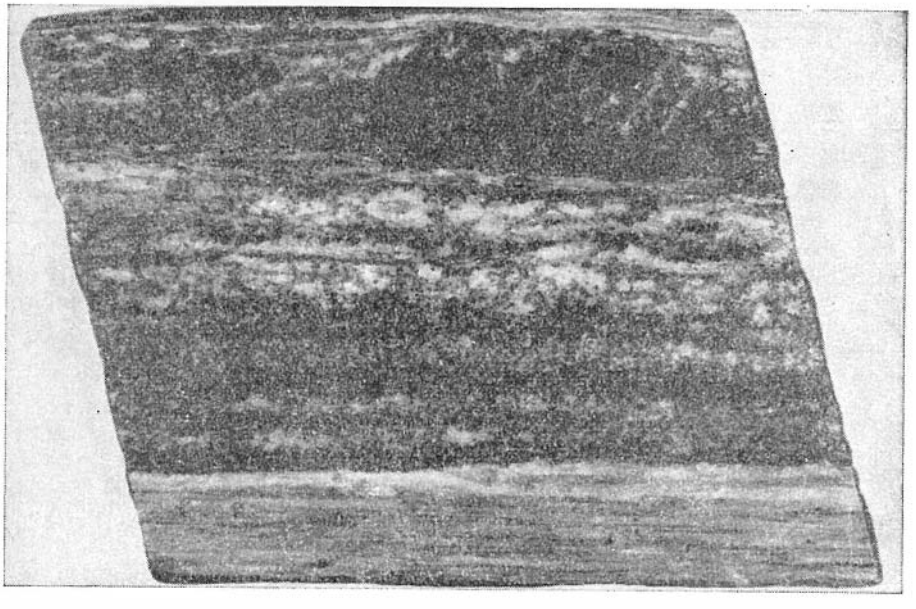
Фиг. 23. Прожилок кварц-карбонат-сульфидного (сфалерит, галенит, халькопирит) состава в дайке диабазового порфирита. Месторождение Кварцитовая сопка, гор. 172 м. Штуф. Нат. величина.



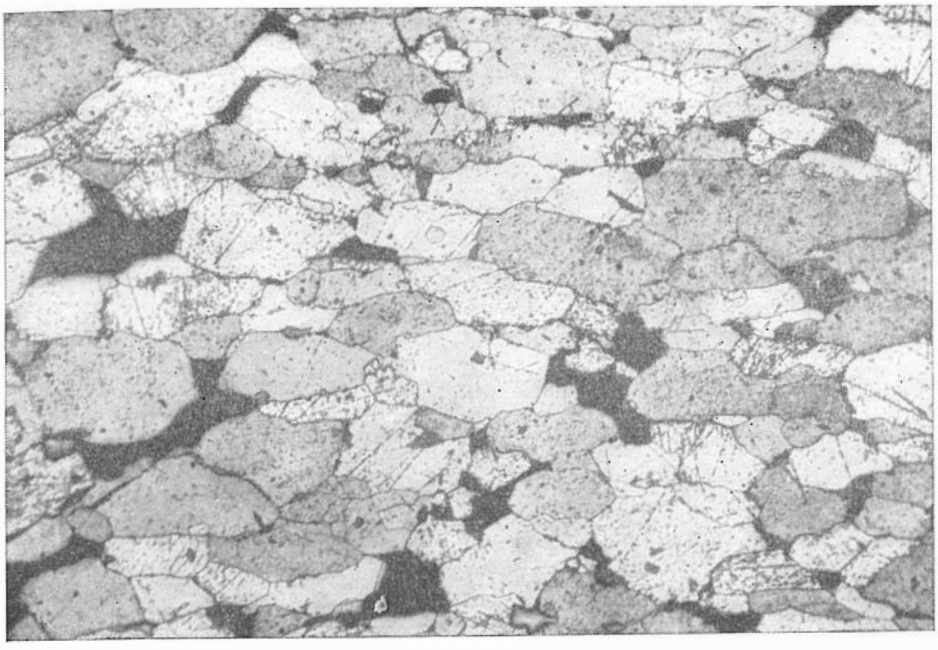
Фиг. 24. Массивно-полосчатая текстура колчеданно-полиметаллической руды. Месторождение Ново-Урское. Полированный штуф. Нат. величина.



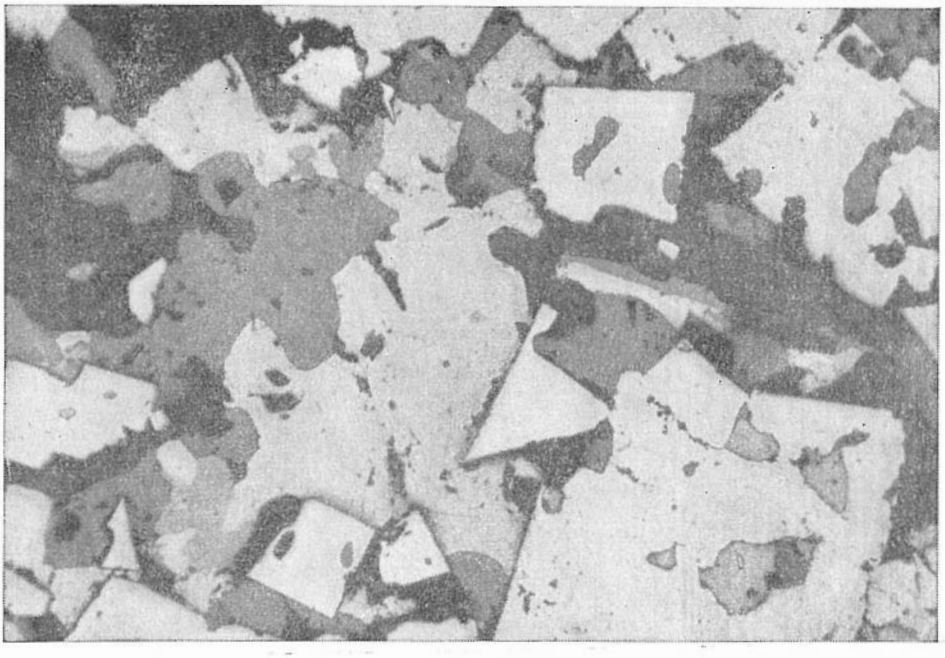
Фиг. 25. Слитная полосчатая колчеданная руда с наложенной полиметаллической минерализацией. В существенно сфалеритовых полосах отмечаются выделения геокронита, галенита, блеклой руды. Месторождение Белоключевское. Штуф. Нат. величина.



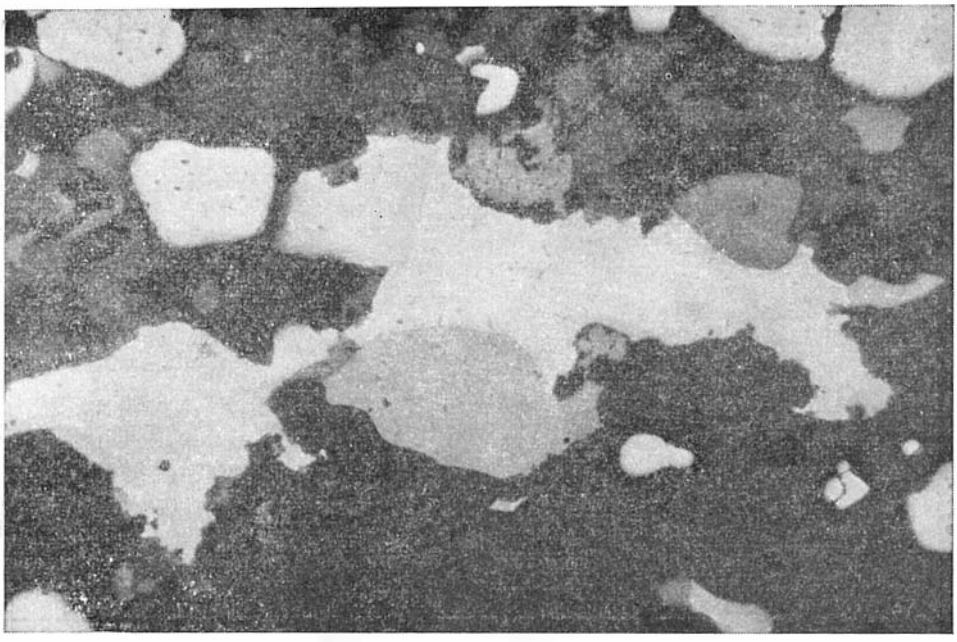
Фиг. 26. Кварц-барит-сульфидная минерализация, наложенная на рассланцованный серицитизированный кварцевый порфир. Месторождение Белоключевское. Полированный штуф. Нат. величина.



Фиг. 27. Гранобластическая структура перекристаллизованной разности пирита в сливной колчеданной руде. Месторождение Ново-Урское. Аншлиф. Протравлено. Ув. 80.



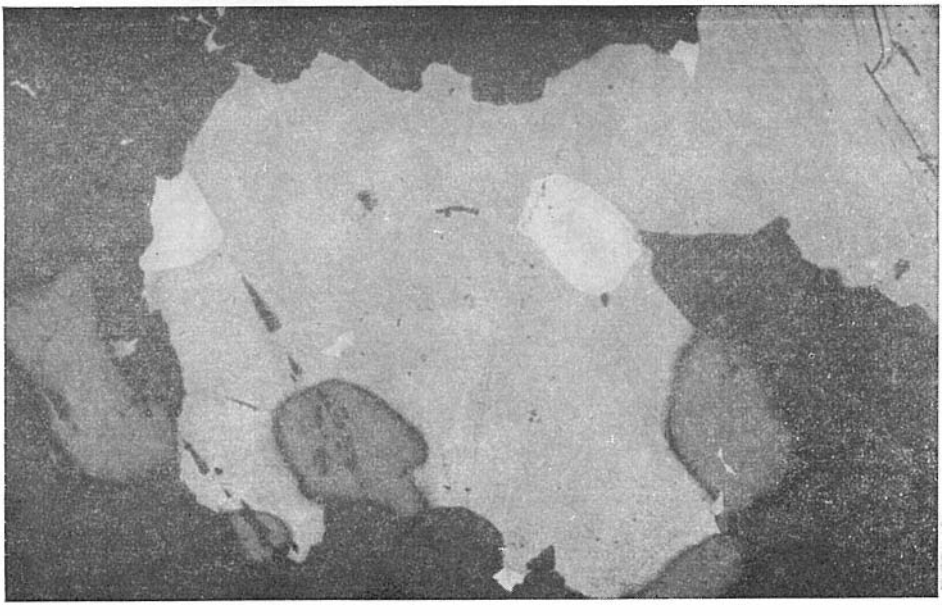
Фиг. 28. Гипидноморфнозернистые выделения пирита II генерации в наложенной на колчеданные руды сульфидной полиметаллической ассоциации минералов. Светло-серое — блеклая руда, серое — сфалерит. Месторождение Ново-Урское. Аншлиф. Ув. 120.



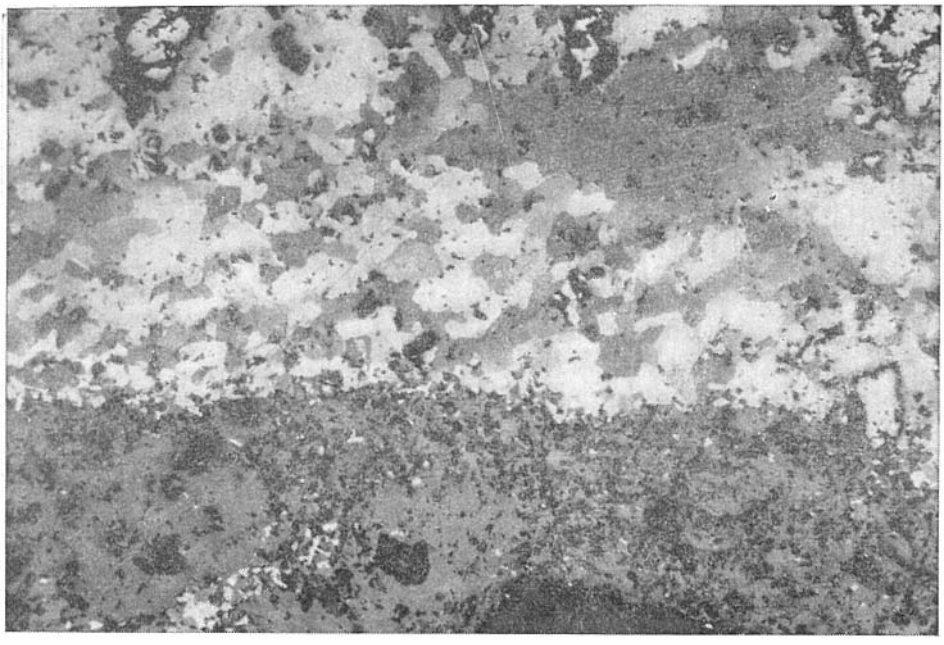
Фиг. 29. Аллотриоморфные зерна борнита (светло-серое в центре) в ассоциации с галенитом (белое) и блеклой рудой (темно-серое). Колчеданно-полиметаллическая руда. Месторождение Ново-Урское. Аншлиф. Ув. 200.

Фиг. 30. Шестоватые кристаллы турмалина (темные) и зернистые выделения рутила (серое) в разнозернистой колчеданной руде. Месторождение Ново-Урское. Аншлиф. Ув. 80.

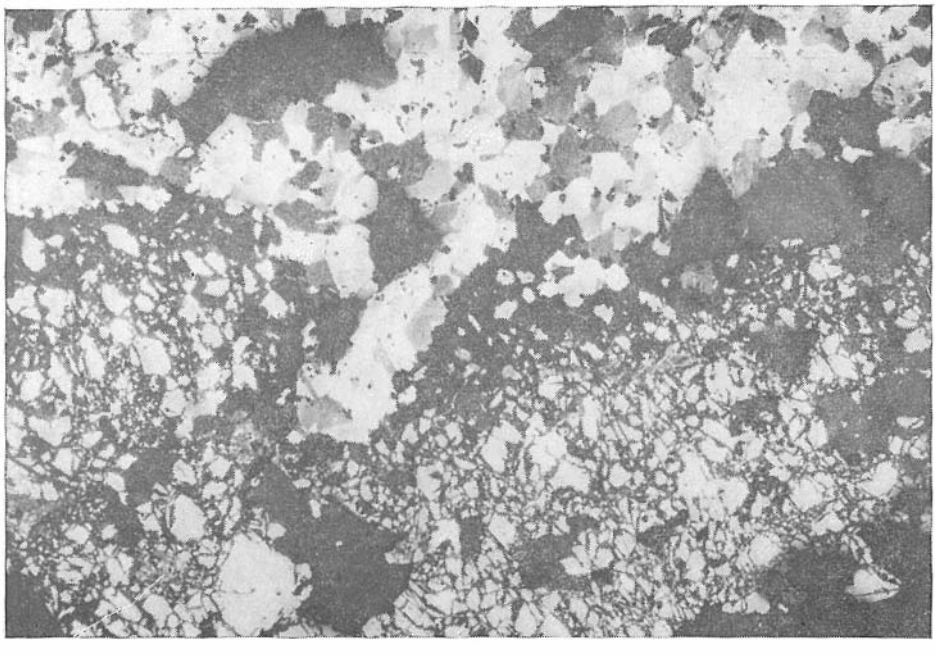
Фиг. 31. Полисинтетически сдвойникованные зерна геокронита. Колчеданно-полиметаллическая руда. Месторождение Белоключевское. Аншлиф. Ув. 200, николи +.



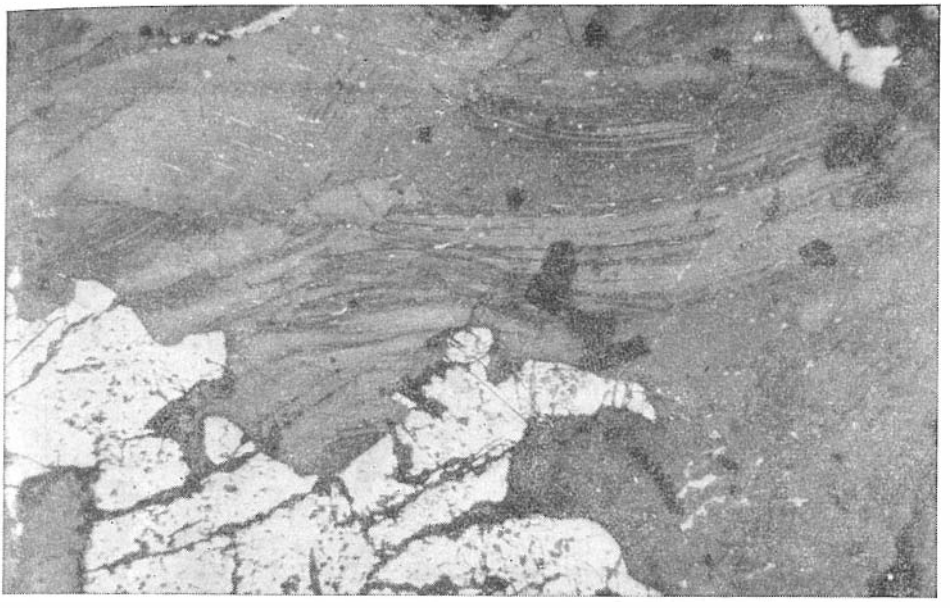
Фиг. 32. Выделение алтаита в галените. Темно-серое — сфалерит, черное — кальцит. Карбонатно-сульфидная полиметаллическая руда. Месторождение Самойловское. Аншлиф. Ув. 120.



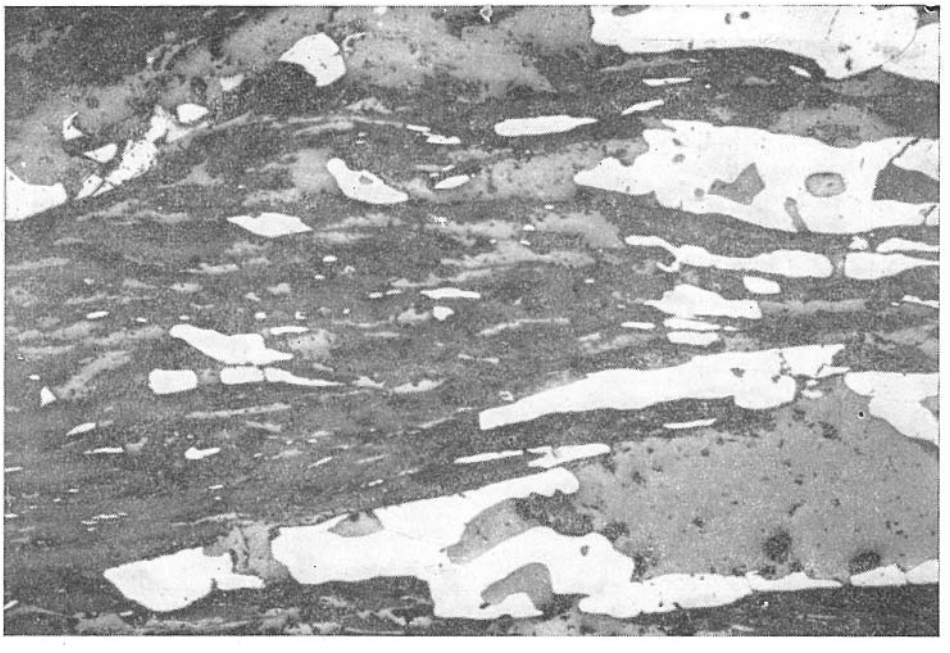
Фиг. 33. Перекристаллизованные агрегаты сфалерита и халькопирита в колчеданно-полиметаллической руде Ускандинского месторождения. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.



Фиг. 34. Динамометаморфизованная медноколчеданная руда Ускандинского месторождения. Раскрощенные зерна блеклой руды и перекристаллизованный агрегат халькопирита в кварц-карбонатном цементе. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.

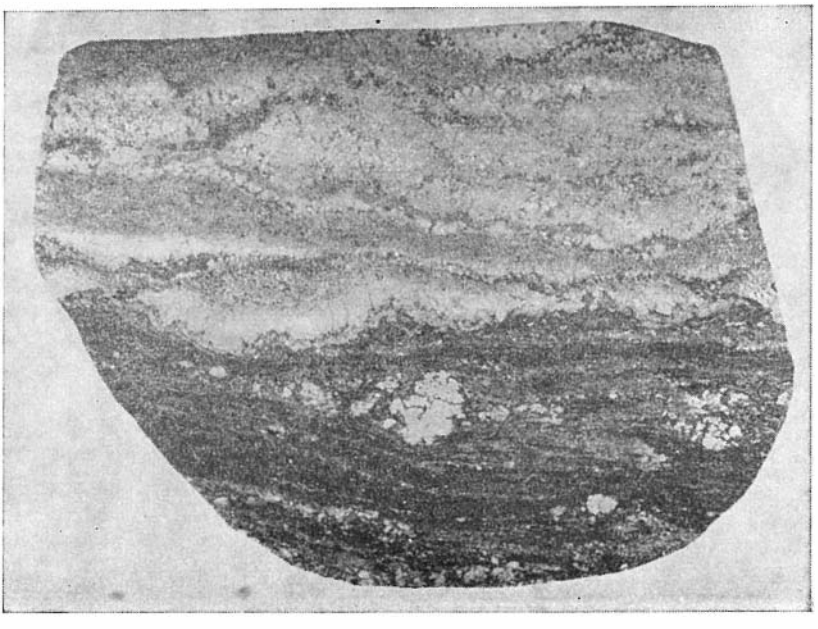


Фиг. 35. Деформированный пирит-сфалеритовый агрегат. Отмечаются двойники давления сфалерита и перераспределение эмульсионной вкрапленности халькопирита. Колчеданно-полиметаллическая руда. Самойловское месторождение. Аншлиф. Протравлено. Ув. 200.

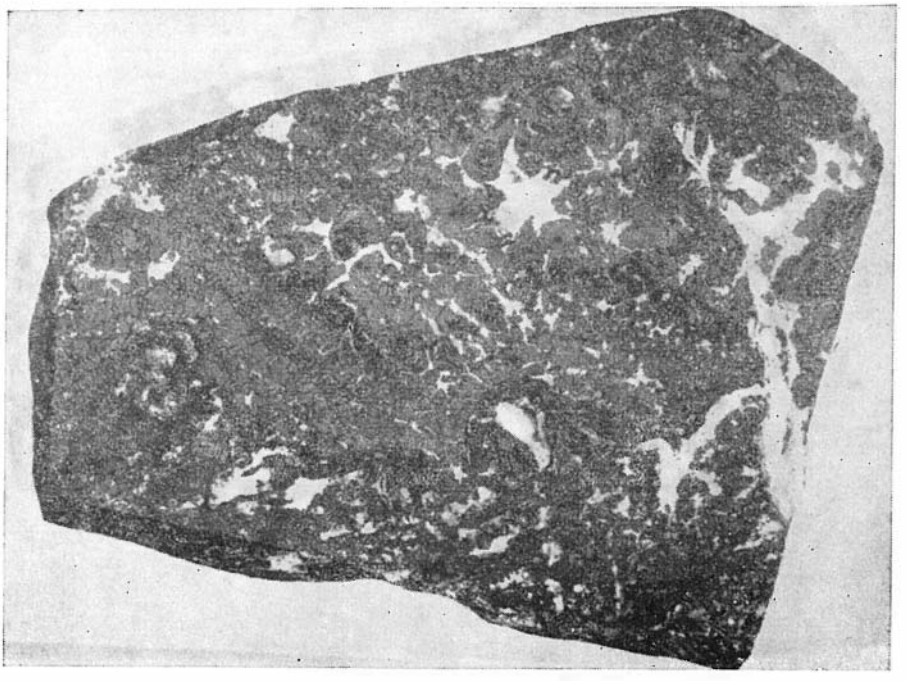


Фиг. 36. Рассланцованная пирит-сфалеритовая прожилково-вкрапленная минерализация в кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Месторождение Самойловское. Висячий бок рудного тела. Аншлиф. Ув. 75.

Фиг. 37. Колчеданно-полиметаллическая руда колломорфной текстуры. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.



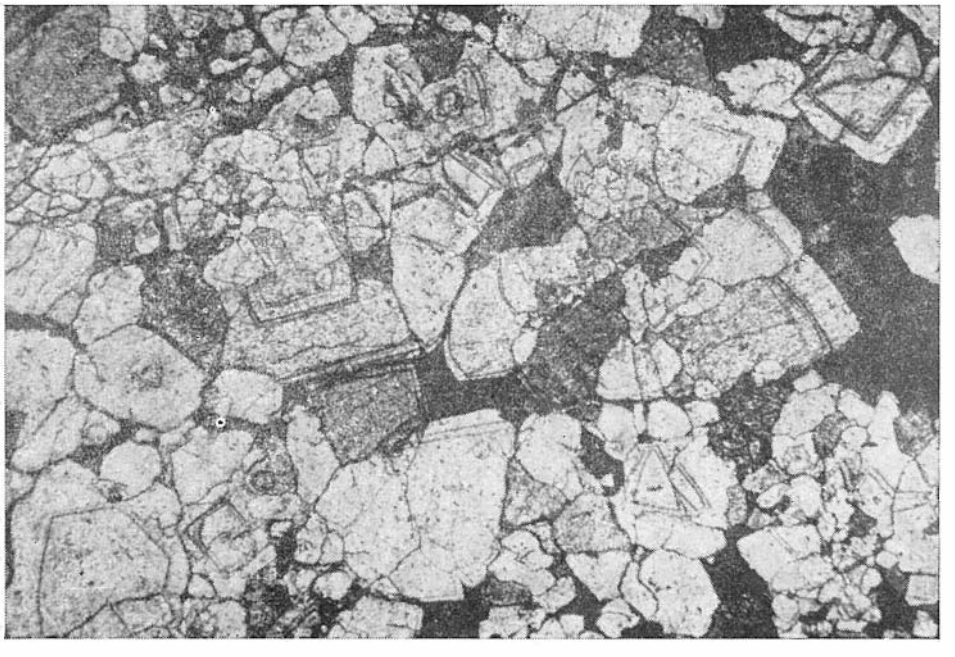
Фиг. 38. Метаколлоидная колчеданно-полиметаллическая руда полосчатой текстуры. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.



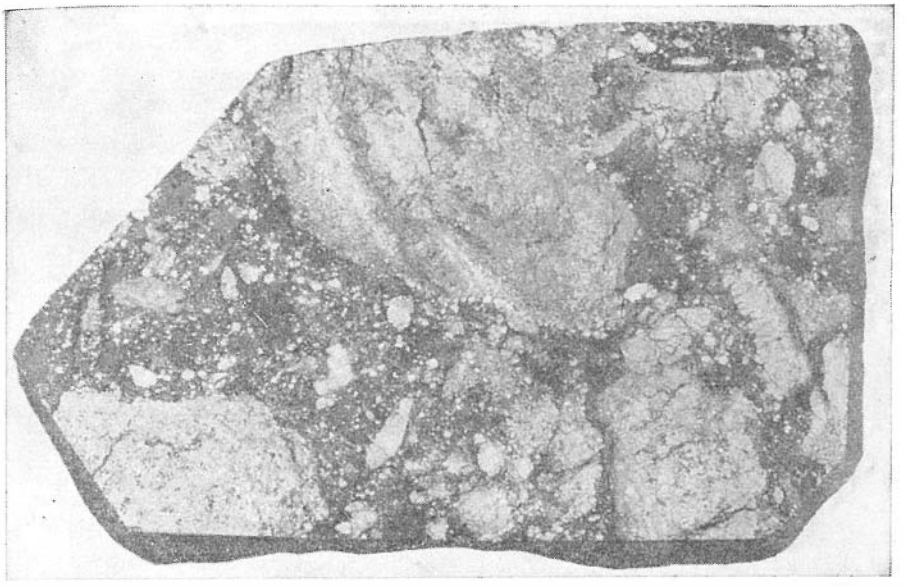
Фиг. 39. Крустификационно-фестончатое строение метаколлоидных агрегатов пирита. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.

Фиг. 40. Концентрически-зональные почечные агрегаты пирита в колчеданно-полиметаллической руде. Месторождение Кызыл-Таштыг. Аншлиф. Протравлено. Ув. 20.

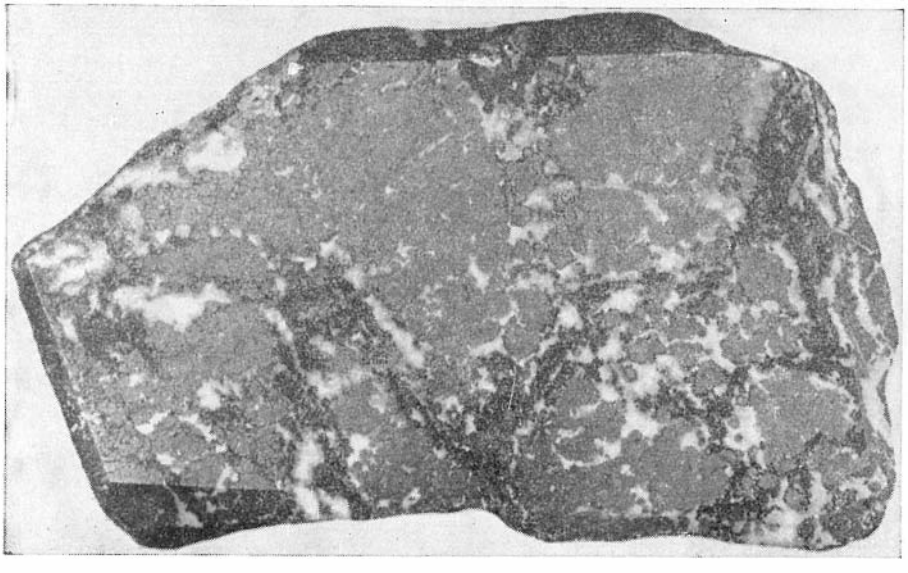
Фиг. 41. Дендритовое внутреннее строение зерен пирита, проявленное при структурном травлении. Месторождение Кызыл-Таштыг. Аншлиф. Ув. 100.



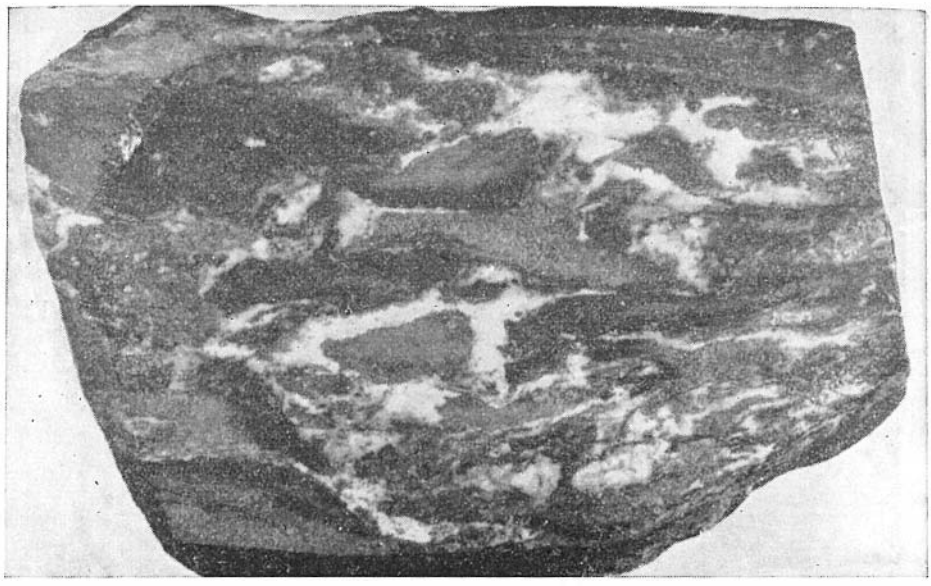
Фиг. 42. Зональное строение кристаллически-зернистых агрегатов пирита колчеданной руды. Месторождение Кызыл-Таштыг. Аншлиф. Протравлено. Ув. 75.



Фиг. 43. Колчеданно-полиметаллическая руда брекчиевой текстуры. Обломки серного колчедана цементируются галенит-халькопирит-сфалеритовой рудной массой. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.

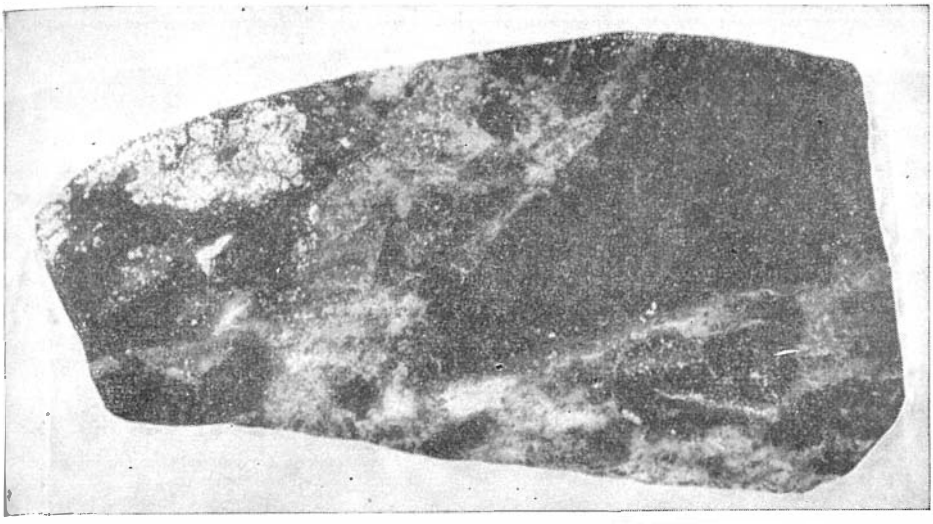


Фиг. 44. Интерминерализационная брекчия колчеданной руды. Обломки пирита цементируются прожилками доломита со сфалеритом. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.

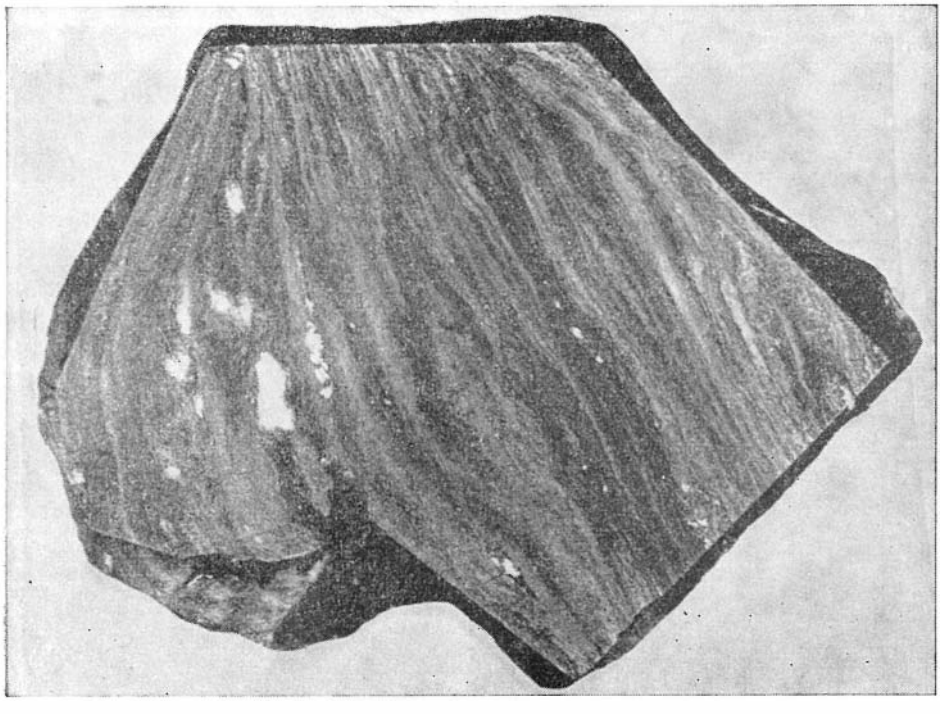


Фиг. 45. Интерминерализационная рудная брекчия. Ориентированные перемятые обломки полиметаллической руды цементируются доломитом. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.

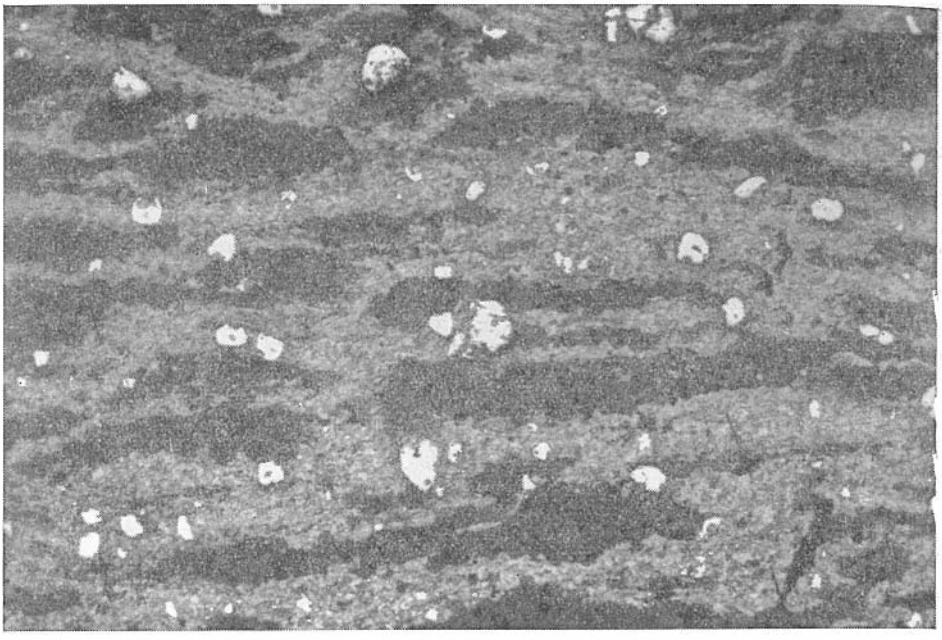
Фиг. 46. Гетеробластовый агрегат сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Участки перекристаллизации лишены эмульсионной вкрапленности, сопровождаются новообразованиями пирита. Месторождение Кызыл-Таштыг. Аншлиф. Протравлено. Ув. 160.



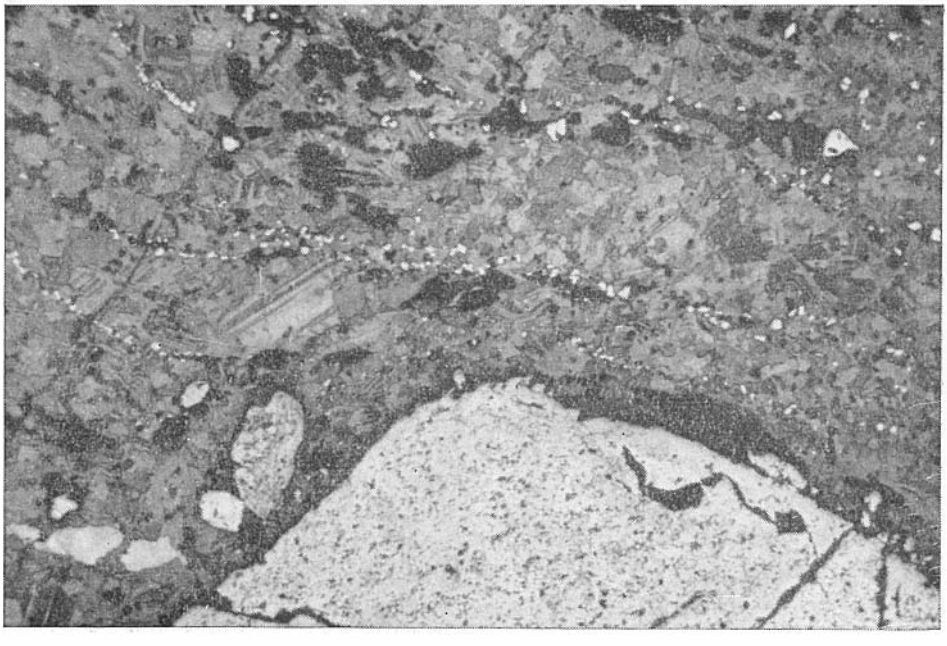
Фиг. 47 . Обломки хлоритизированных вмещающих пород цементируются медноколчеданной рудой. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.



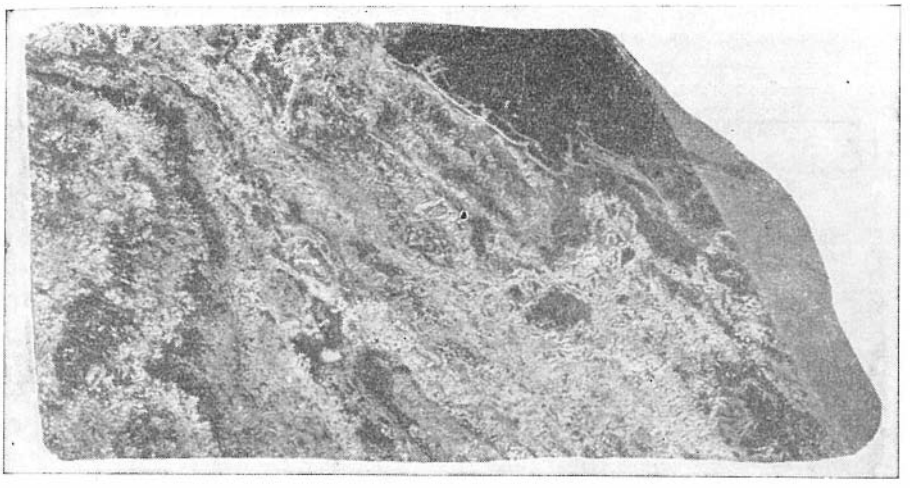
Фиг. 48. Полиметаллическая руда полосчатой текстуры из зоны перемятых и рассланцованных руд. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.



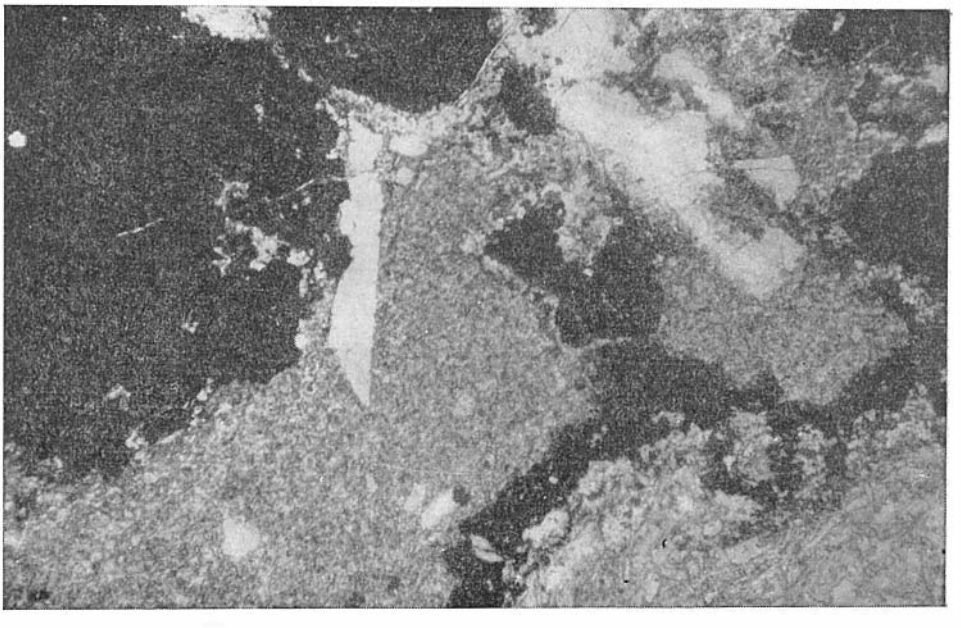
Фиг. 49. Развальцованный гнейсовидный кварц-карбонат-сфалеритовый агрегат. Месторождение Кызыл-Таштыг. Висячий бок рудного тела. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.



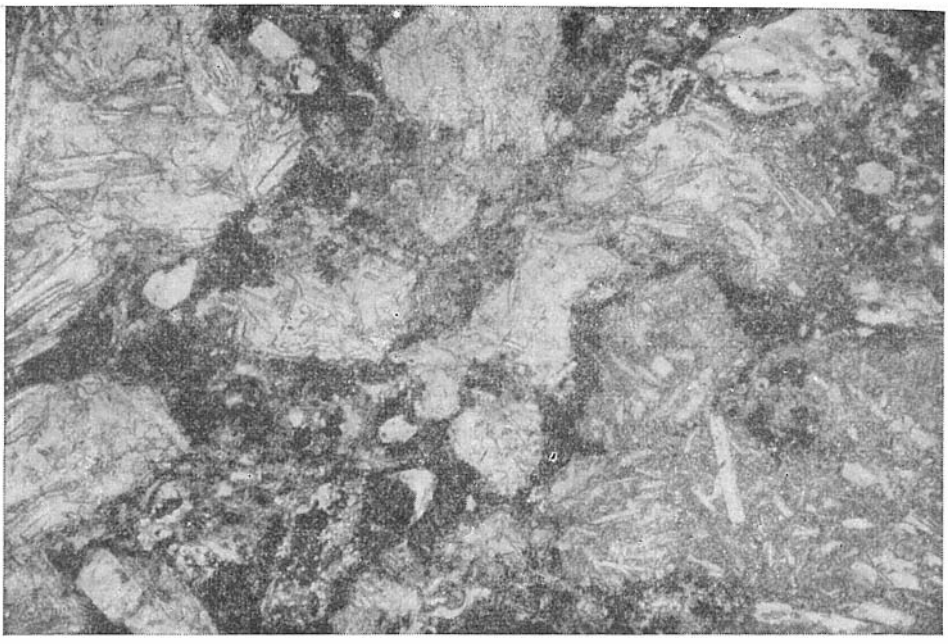
Фиг. 50. Сфалерит гранобластовой структуры с цепочечными новообразованиями пирита. Полиметаллическая руда из зоны тектонического разлинзования. Месторождение Кызыл-Таштыг. Аншлиф. Протравлено. Ув. 100.



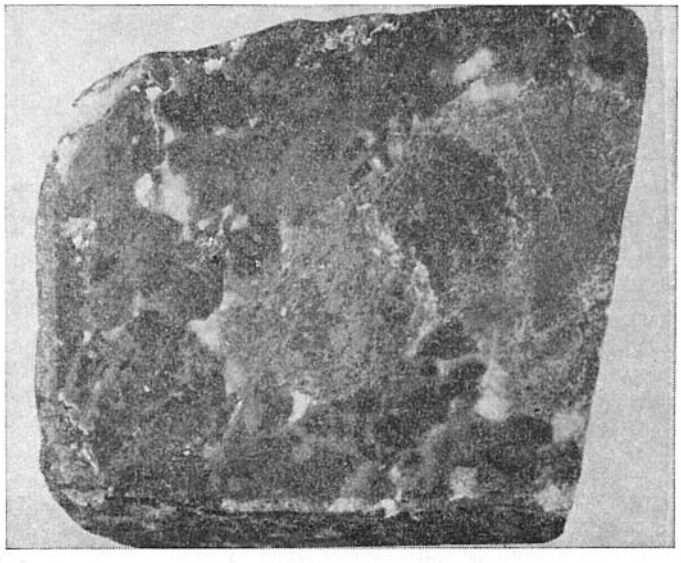
Фиг. 51. Неравномерно-полосчатая колломорфная текстура пирит-сфалеритовой руды. Месторождение Дальнее. Полированный штуф. Нат. величина.



Фиг. 52. Гнездовые выделения и прожилки барит-пирит-сфалеритового состава в карбонатизированном цементе эксплозивной брекчии базальтового порфирита. Месторождение Дальнее. Прозрачный шлиф. Ув. 45. Снято при одном николе.

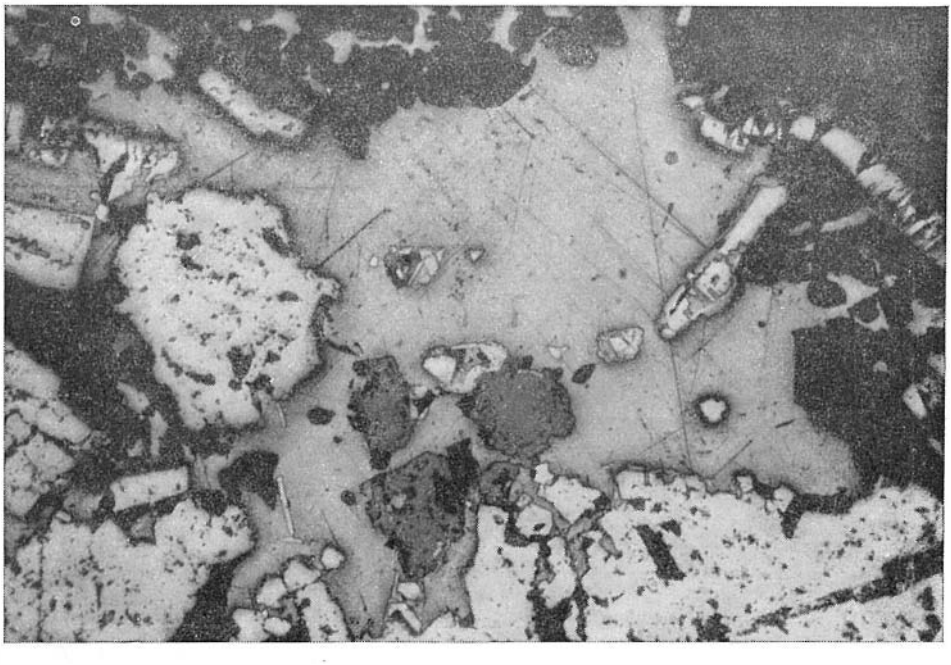


Фиг. 53. Эксплозивная брекчия. Обломки базальтового порфирита цементируются стекловатой массой гиалопилитовой структуры, по которой метасоматически развивается сульфидная минерализация. Месторождение Дальнее. Прозрачный шлиф. Ув. 45. Снято при одном николе.

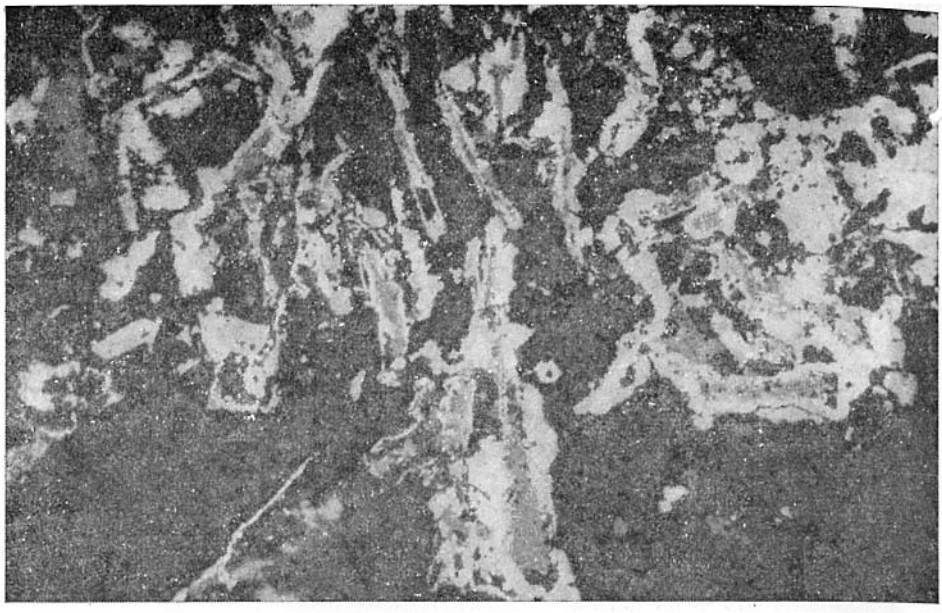


Фиг. 54. Обломковидное выделение барит-сфалеритового (с пиритом и халькопиритом) агрегата в карбонатизированной эксплозивной брекчии базальтового порфирита. Месторождение Дальнее. Полированный штуф. Нат. величина.

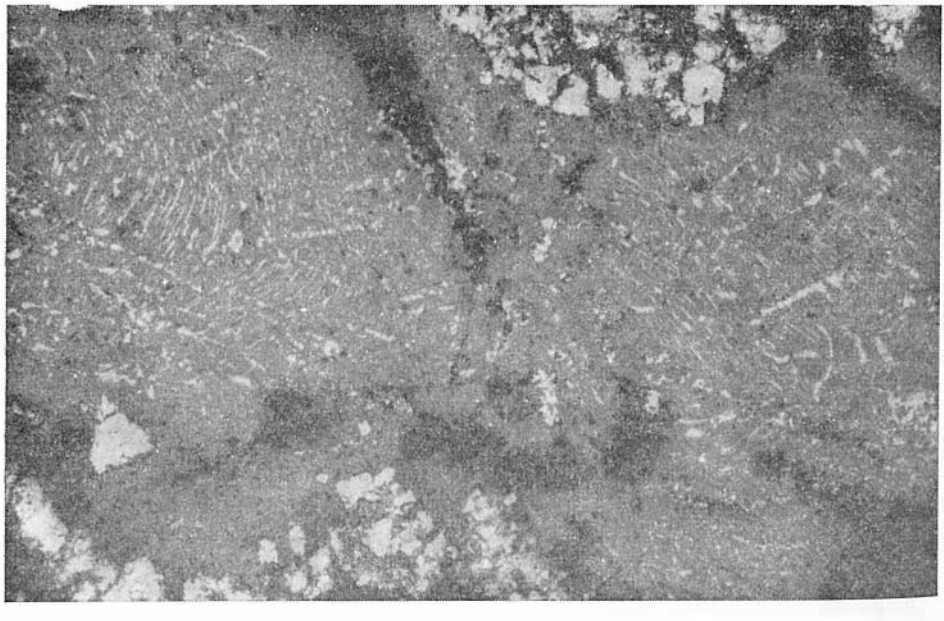
Фиг. 55. Рудный обломок кварц-барит-халькопирит-сфалеритового состава (внизу слева) в карбонатизированной эксплозивной брекчии базальтового порфирита. Месторождение Дальнее. Полированный штуф. Нат. величина.



Фиг. 56. Метакристаллы арсенопирита (игольчатые) и магнетита (темные изометричные) в галените, корродирующем пирит. Месторождение Дальнее. Аншлиф. Ув. 105.

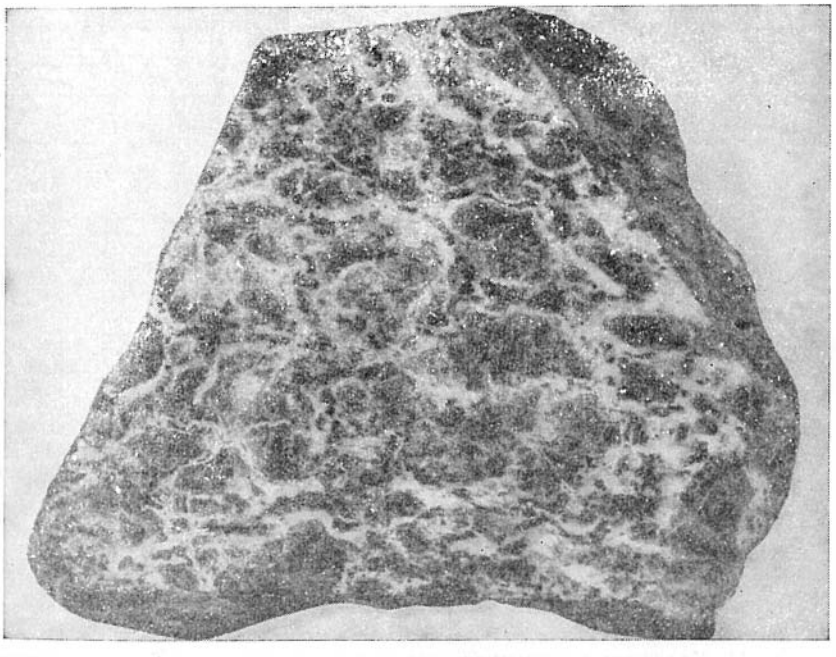


Фиг. 57. Совместные гелевые выделения пирита (белое) и сфалерита (серое) в барите. Месторождение Дальнее. Аншлиф. Ув. 100.

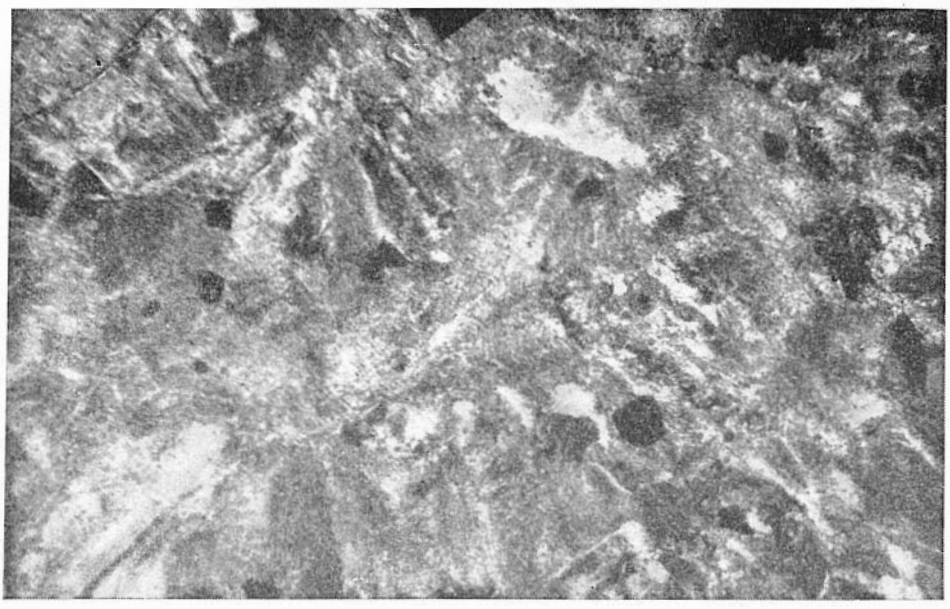


Фиг. 58. Структура распада твердого раствора халькопирита в сфалерите. Месторождение Дальнее. Аншлиф. Ув. 60.

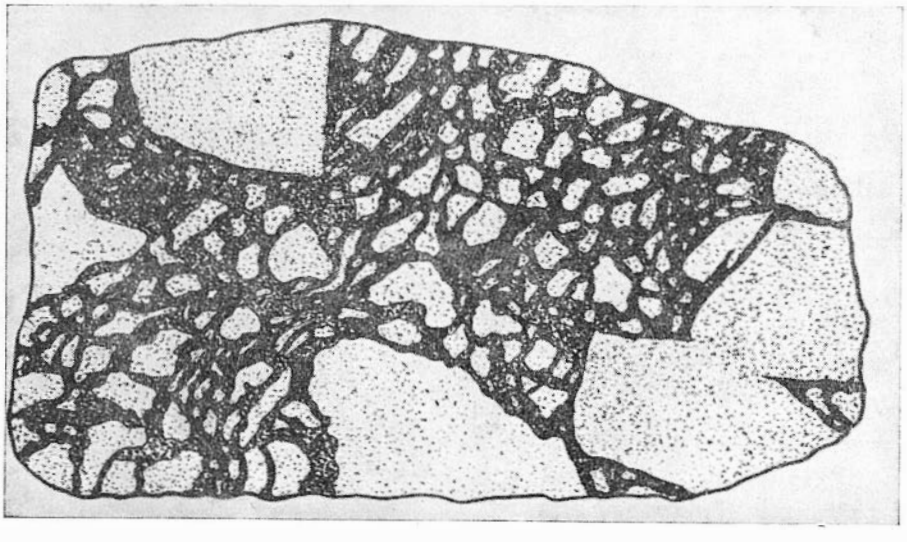
Фиг. 59. Доломитизированный и пиритизированный хлоритолит с розеточными выделениями халцедоновидного кварца. Месторождение Кызыл-Таштыг. Прозрачный шлиф. Ув. 100, николи +.



Фиг. 60. Карбонатизированный талькит брекчиевой текстуры. Белое — доломит, кальцит; черные цепочечные агрегаты — выделения сульфидов. Обломки темной окраски — агрегаты талька с реликтами хлорита. Месторождение Кызыл-Таштыг. Полированный штуф. Нат. величина.

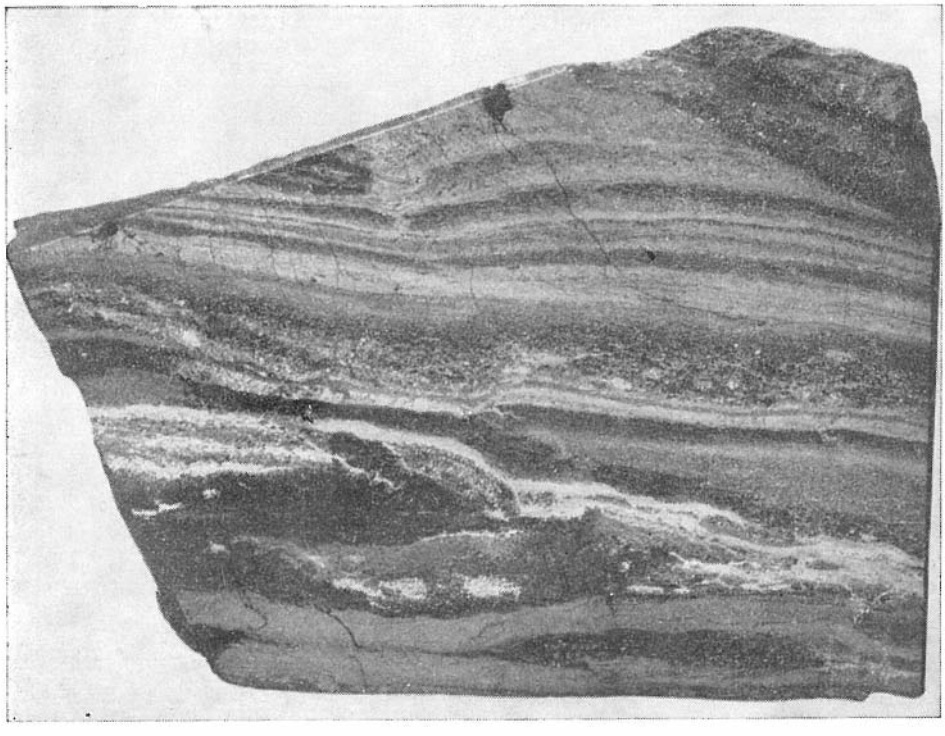


Фиг. 61. Тальковый метасоматит плотного тонкочешуйчатого строения с вкрапленностью пирита. Месторождение Кызыл-Таштыг. Прозрачный шлиф. Ув. 100, николи+.



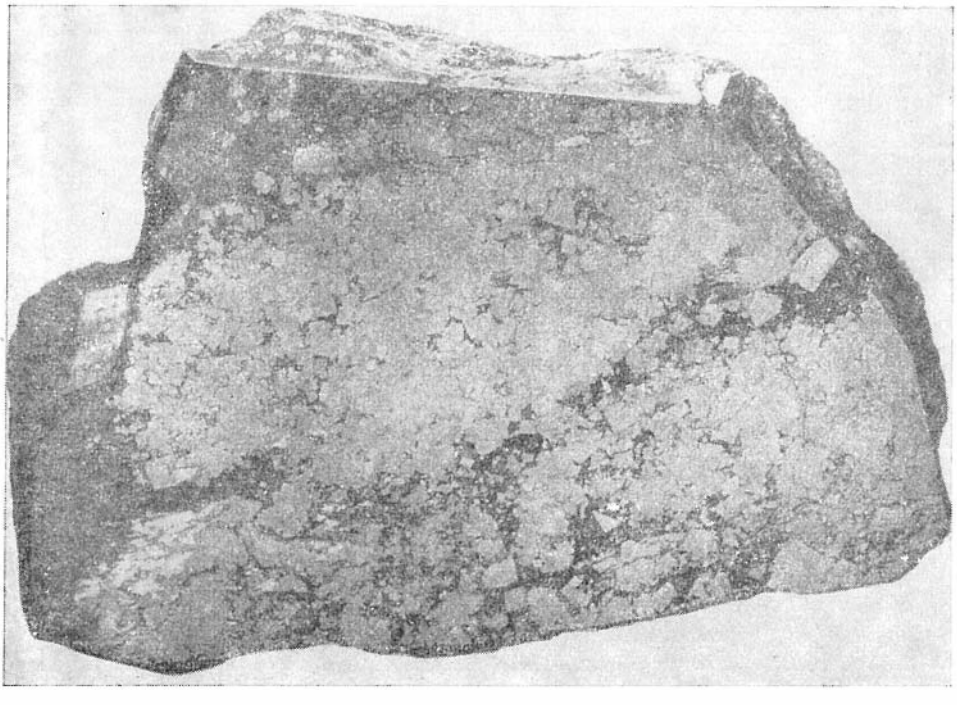
Фиг. 62. Характер обломочного строения эксплозивной брекчии базальтовых порфиритов. Светлое — обломки базальтового порфирита, темное — цементирующая стекловатая масса гиалопилитовой структуры. Отмечается потоковая ориентировка обломочного материала. Месторождение Дальнее. Рисунок со штуфа. Нат. величина.

Фиг. 63. Слоисто-брекчиевая текстура пирит-пирротиновой руды. Светлая цементирующая масса — пирротин II генерации. В обломках микроглобулярные руды слоистой текстуры. Эдыгейское месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.

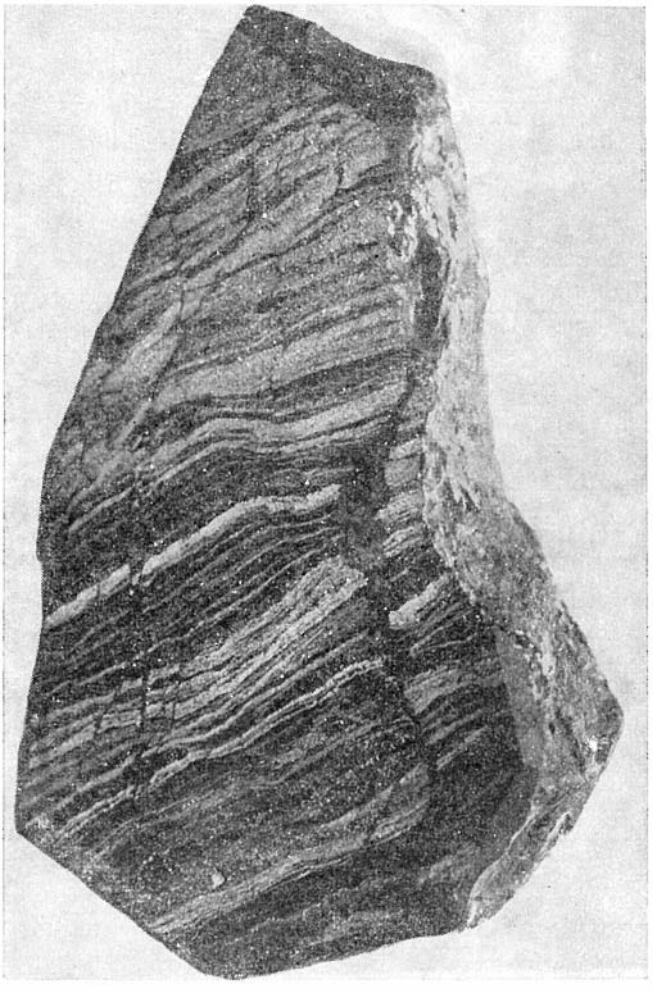


Фиг. 64. Ритмично-слоистая пирит-магнетитовая руда. Халькопирит образует струйчатые гнездово-прожилковые выделения (в нижней части образца). Маинское месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.

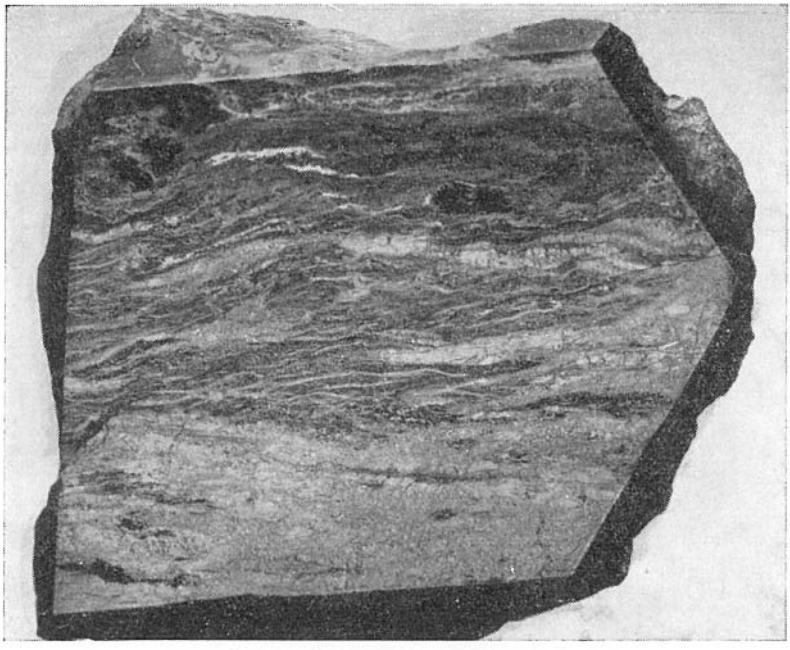
Фиг. 65. Ритмично-слоистая пирит-магнетитовая руда (черные полосы — рудные) с карбонатно-кварцевой основной массой. В рудных зонах примесь хлорита. Маинское месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 10. Снято при одном николе.



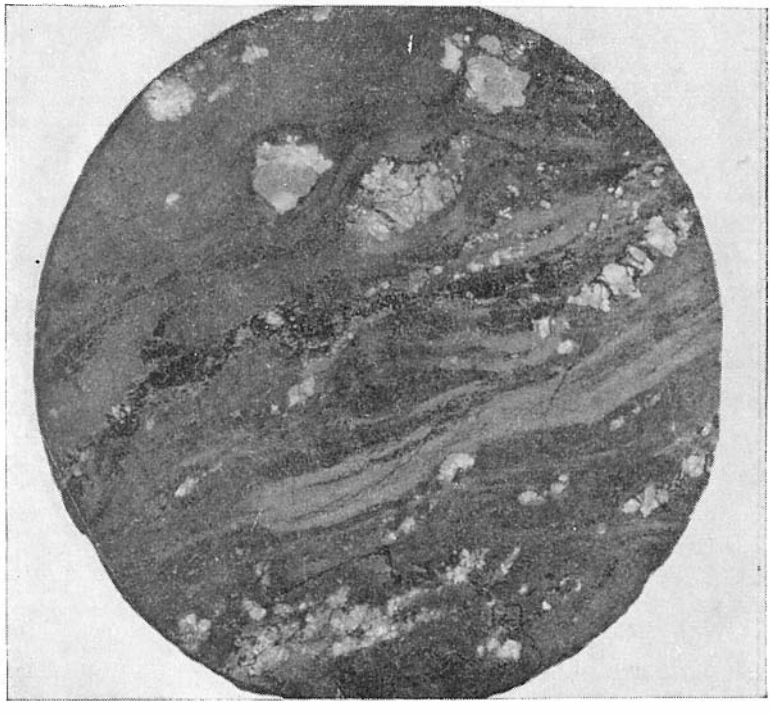
Фиг. 66. Перекристаллизованная массивная халькопирит-пирит-магнетитовая руда. Маинское месторождение. Полированный штуф. 1/2 нат. величины.



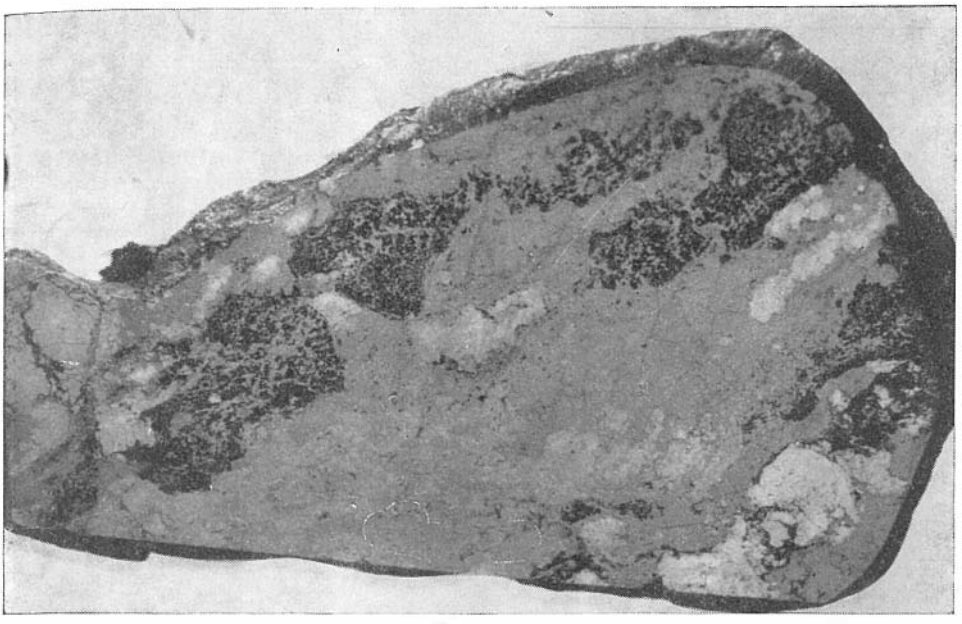
Фиг. 67. Ритмично-слоистая пирит-гематитовая руда. В нижней части образца слоистые пиритовые руды, в верхней — чередование пиритовых и кремнисто-гематитовых прослоев. Маинское месторождение. Полированный штуф. 2/3 нат. величины.



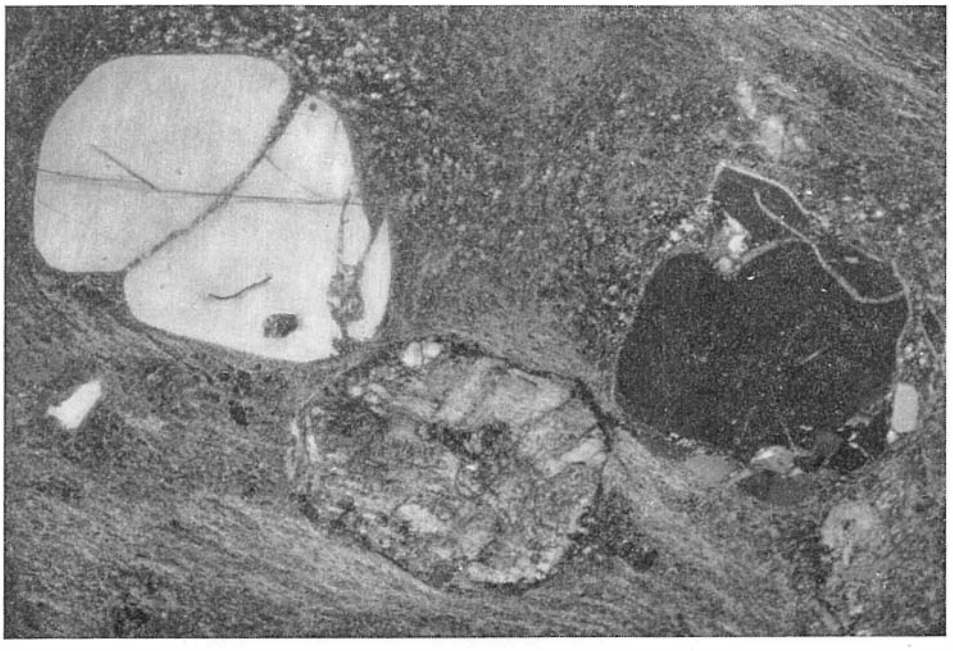
Фиг. 68. Неравномерно-слоистая (полосчатая) текстура халькопирит-магнетит-пиритовой руды. Маинское месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



Фиг. 69. Бластопорфировая струйчатая текстура халькопирит-пирротиновой руды. В порфиробластах — агрегаты пирита. Маинское месторождение. Штуф. Нат. величина.



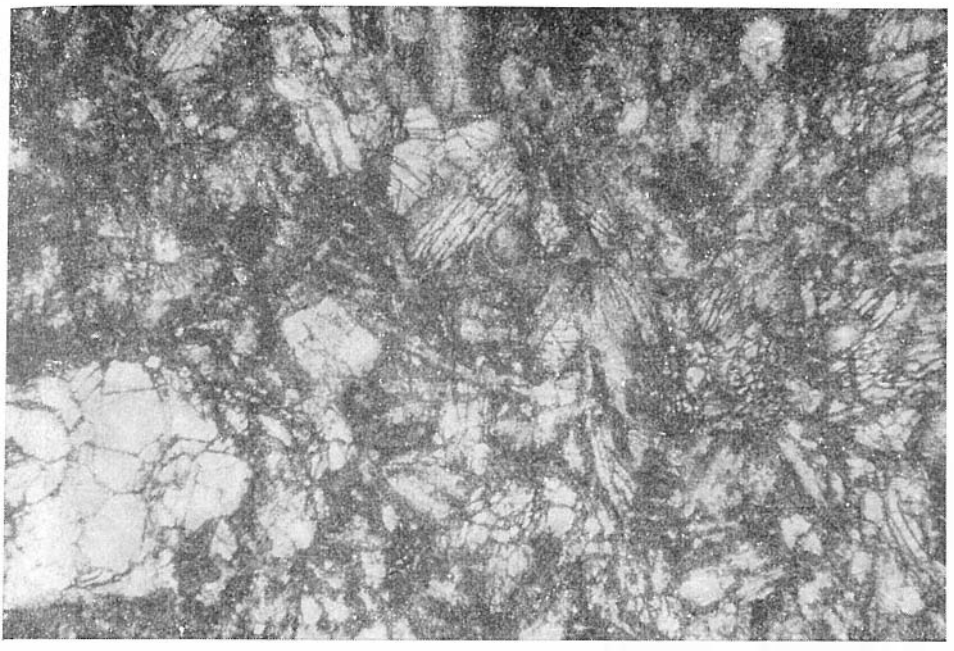
Фиг. 70. Динамометаморфизованная пирит-пирротиновая руда брекчиевидной текстуры. В обломках реликты хлоритовых сланцев, пронизанные прожилками пирротина. Маинское месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



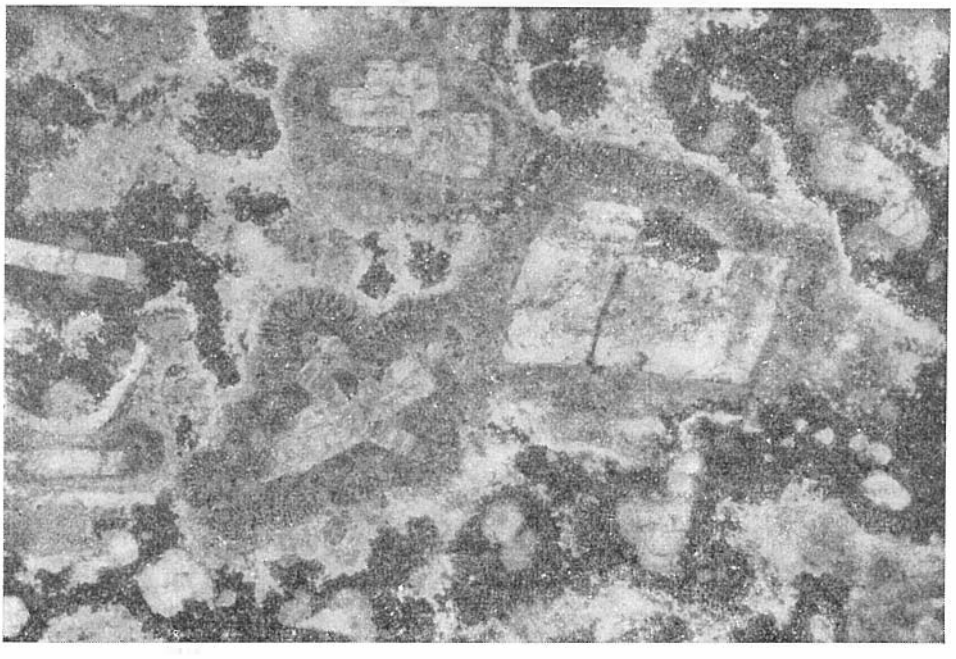
Фиг. 71. Автомагматическая брекчия риолит-дацитового порфира. Порфиробласты кварца растресканы, частично резорбированы и обтекаются фельзитовидной серицитизированной основной массой. По вкрапленнику плагиоклаза развивается серицит и альбит. Озерное месторождение. Шлиф. Ув. 21, николи +.

Фиг. 72. Автомагматическая брекчия дацитового порфира с осколками плагиоклаза, кварца, роговой обманки и обломками андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Озерное месторождение. Шлиф. Ув. 25, николи +.

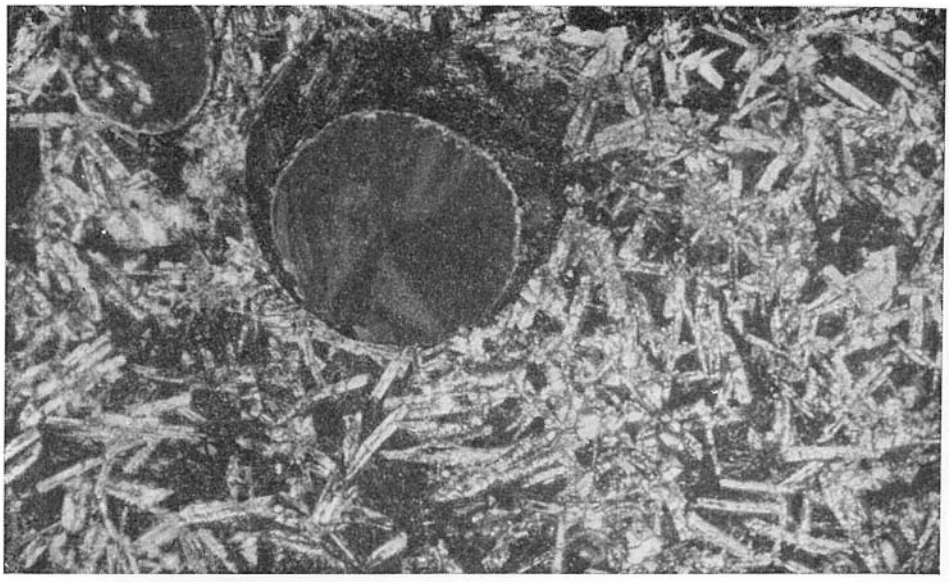
Фиг. 73. Пластическая деформация ксенолитов слабо литифицированных тонкослоистых известняков с примесью туфового материала, захваченных при внедрении автомагматических брекчий риолит-дацитовых порфиров. Озерное месторождение. Керн. Ум. 2.



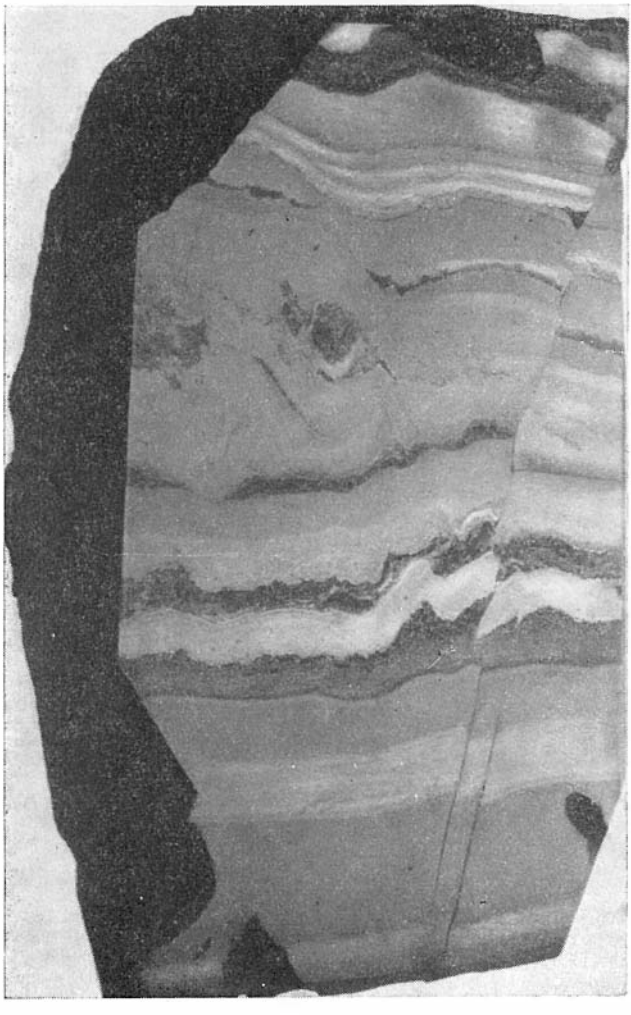
Фиг. 74. Спилитизированный диабазовый порфирит. Озерное месторождение. Шлиф. Ув. 33, николи +.



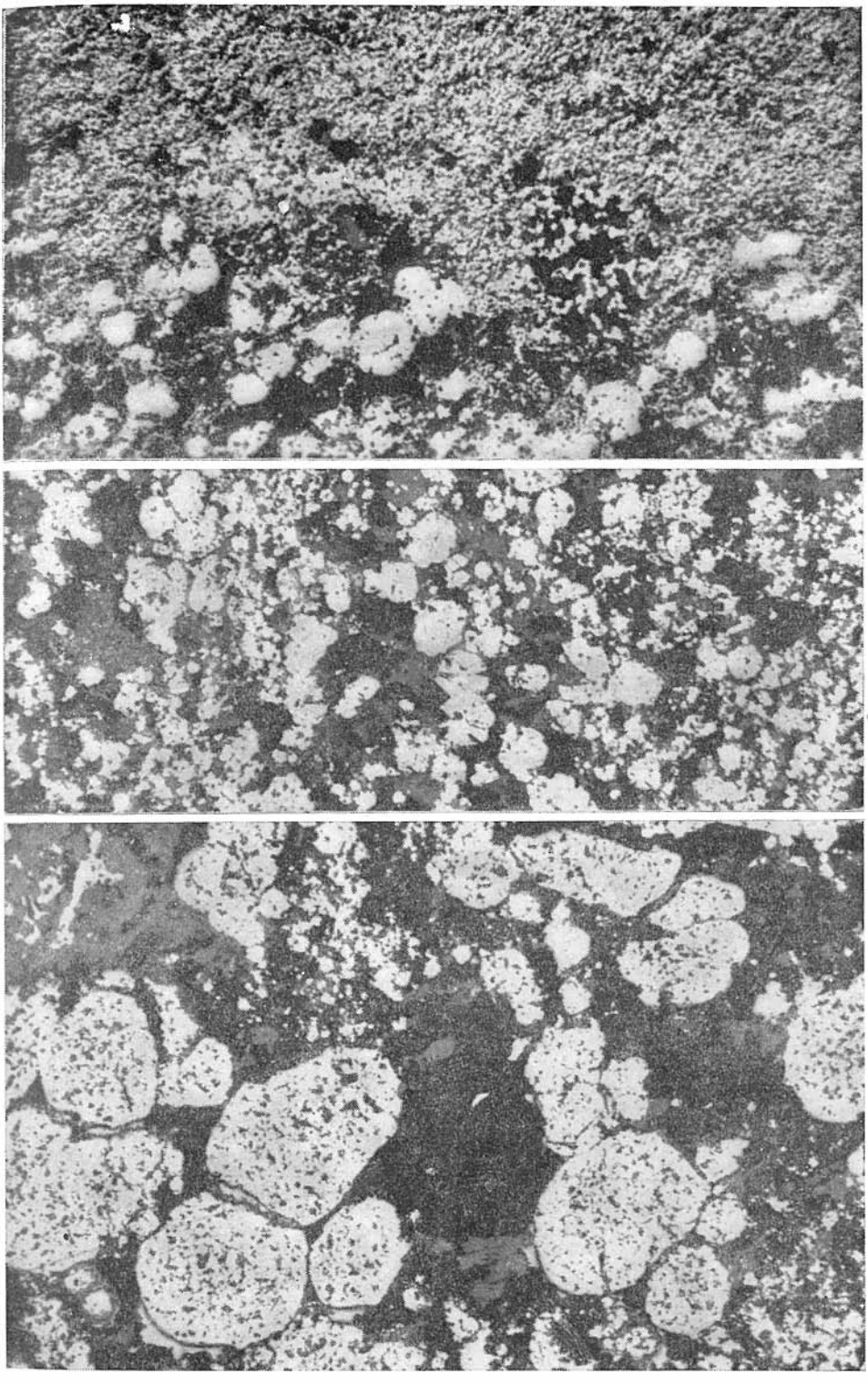
Фиг. 75. Трахидацитовый порфир. Порфиробласты калиевого полевого шпата окружены псевдосферолитовыми кварц-полевошпатовыми оторочками. Основная масса кварц-альбитовая с пятнами эпидота (темное) и овальными стяжениями кварца микрогранобластовой структуры. Озерное месторождение. Шлиф из дайки. Ув. 22, николи +.



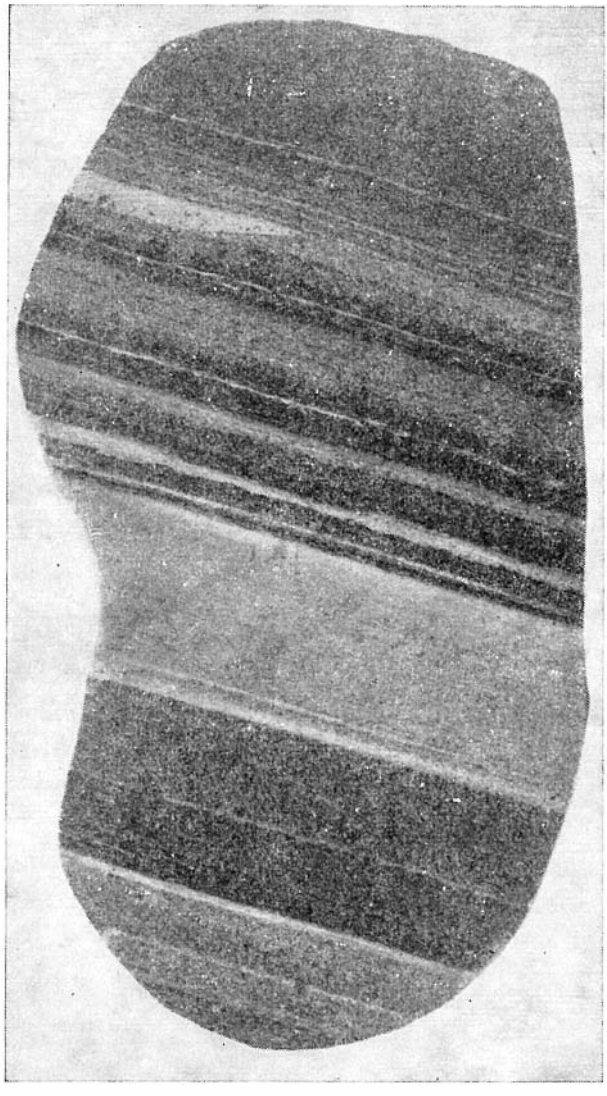
Фиг. 76. Миндалекаменный долерит. Озерное месторождение, дайка. Шлиф. Ув. 22, николи +.



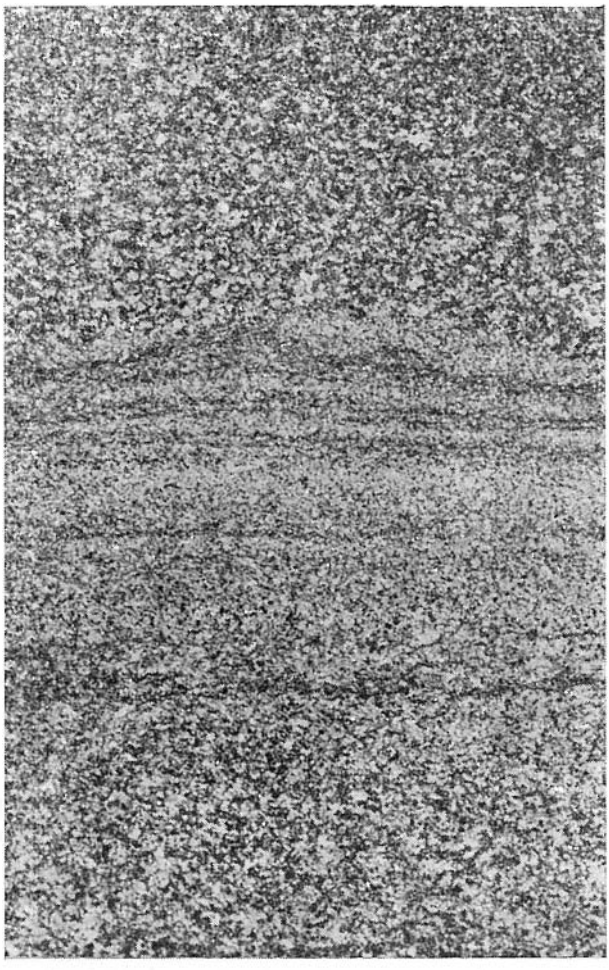
Фиг. 77. Слоистая колчеданно-полиметаллическая руда. Светлое — существенно пиритовые прослои, темное — сфалеритовые прослои. В нижней части штуфа значительная примесь туфогенно-пелитового материала. На фоне ленточной слоистости видны следы конседиментационных деформаций. Озерное месторождение, штольня, рудное тело № 8. Полированный образец. Ум. 1,5.



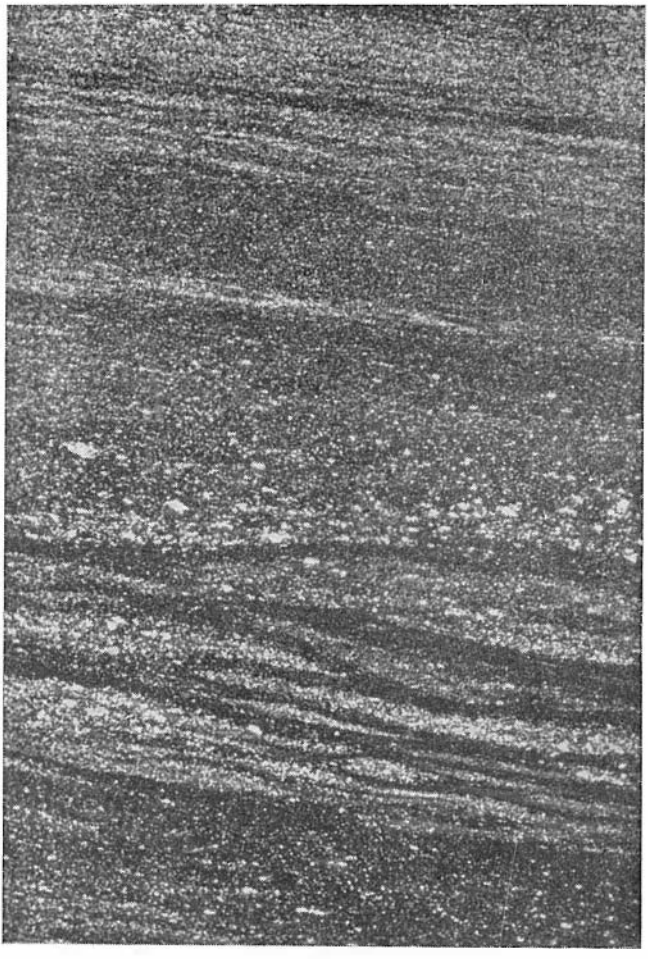
Фиг. 78. Фрагмент пропластка сливной слоистой руды с градационной сортировкой сульфидных выделений. Белое — пирит, цементирующая масса кварц-карбонат-сфалеритовая с галенитом. Озерное месторождение. Аншлиф. Ув. 100.



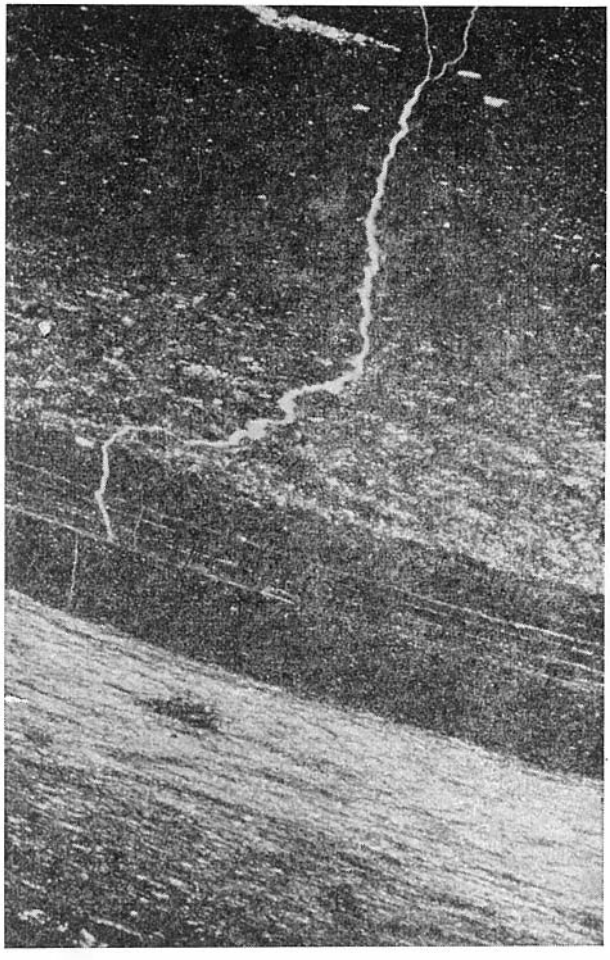
Фиг. 79. Горизонтально-слоистая текстура карбонатно-сульфидной руды. Рудные минералы представлены тонкоглобулярным пиритом и сфалеритом. Основная масса — известняки с примесью туфогенного алевропелитового материала. Озерное месторождение, гл. 1348 м (скв. 32). Прозрачный шлиф. Ув. 1,5.



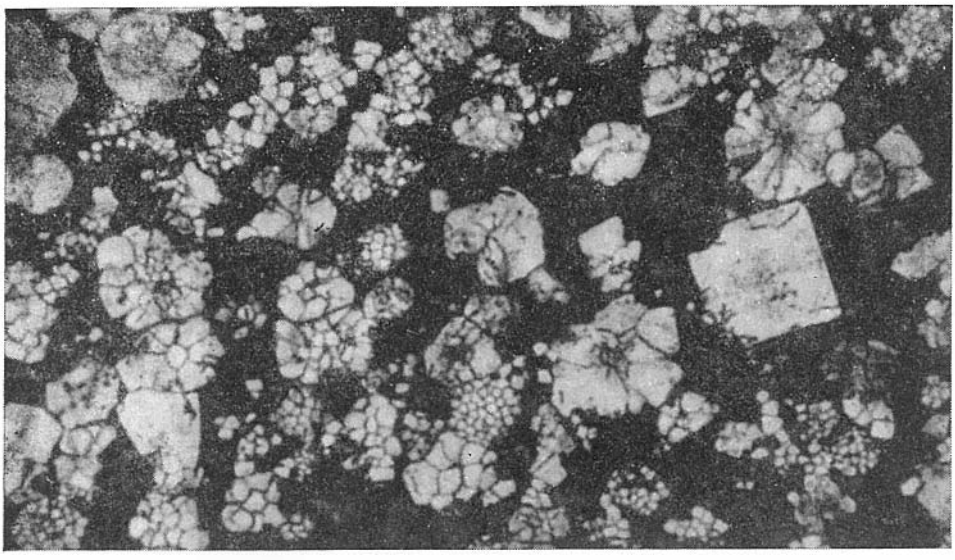
Фиг. 80. Ритмично-слоистая сульфидно-карбонатная руда. Темное — тонкорассеянные выделения пирита и сфалерита. Нерудная масса представлена карбонатно-туфогенным материалом. Основания микроритмов — крупнообломочная часть, обогащены сфалеритом. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 3.



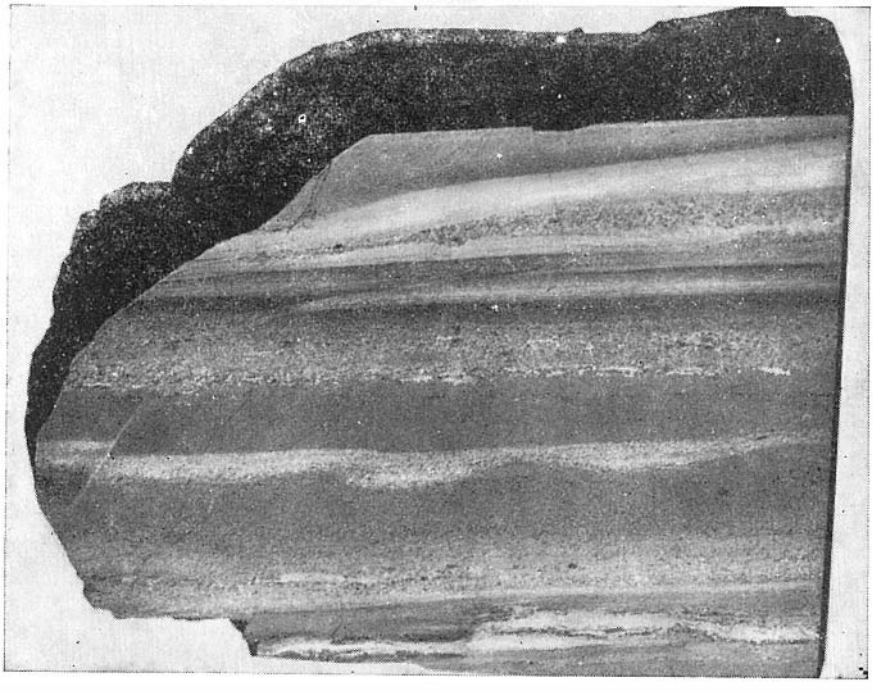
Фиг. 81. Существенно сульфидная сфалерит-пиритовая слоистая руда. Нерудная часть — кварц-карбонатные тонкозернистые агрегаты и чешуйки мусковита. Видны элементы косой слоистости. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 3.



Фиг. 82. Ритмично-слоистая сфалерит-пиритовая руда. В основаниях седиментационных микроритмов наблюдается увеличение размеров зерен и количества пирита. Нерудная часть представлена хлоритизированной и серицитизированной карбонатно-туфогенной массой. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 3.



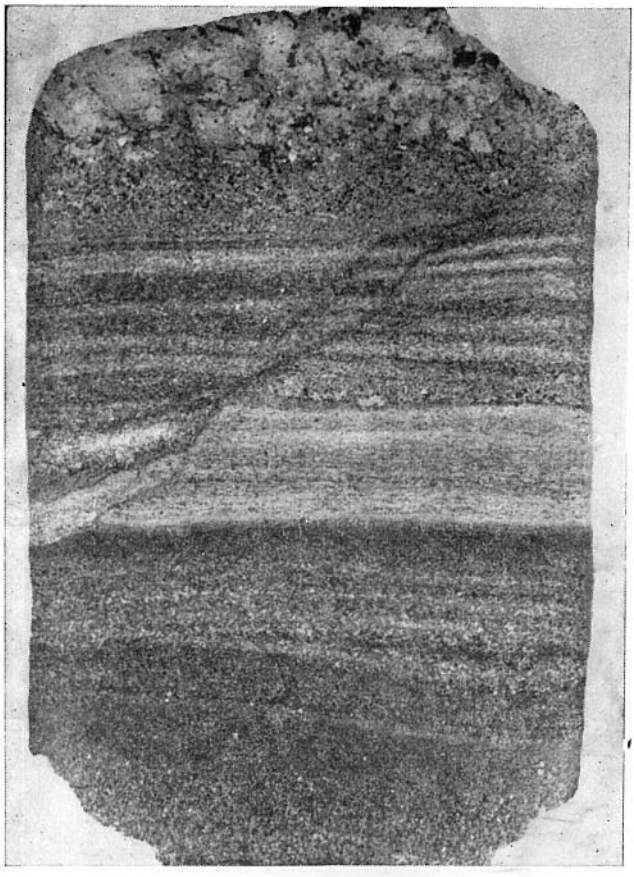
Фиг. 83. Формы внутреннего строения глобулитов и сфероидов и сложных глобулярно-кристаллических образований пирита в массивной колчеданной руде. Озерное месторождение. Аншлиф. Ув. 200. Снято с иммерсией.



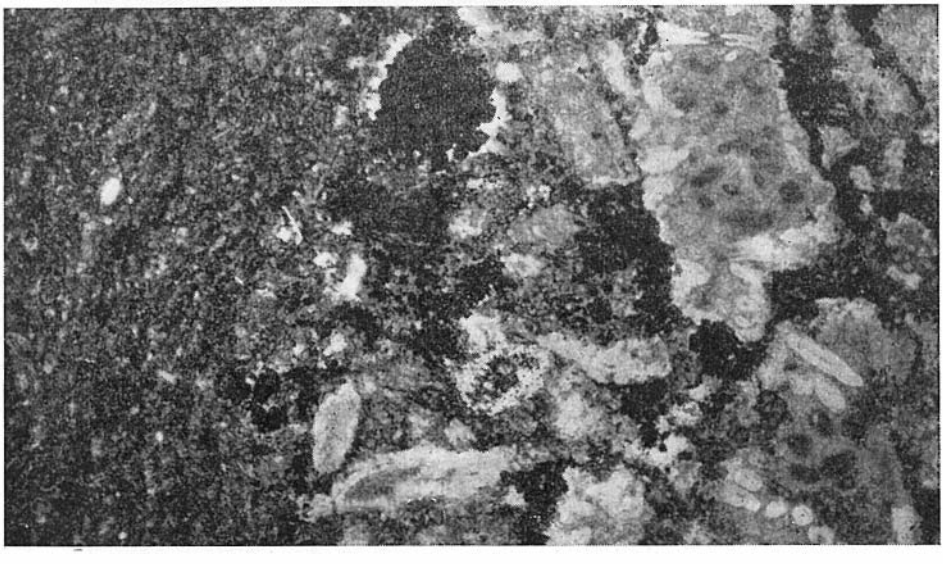
Фиг. 84. Ритмично-слоистая карбонатно-туфогенная сульфидная руда. Отмечается градационная сортировка сульфидных выделений, волнистая поверхность напластования и микродислокации в слойках. Озерное месторождение. Полированный образец. Нат. величина.

Фиг. 85. Слоистая колчеданно-полиметаллическая руда. Нижняя часть образца сложена сульфидно-туфогенно-карбонатной рудой, верхняя — тонкослоистой сливной колчеданно-полиметаллической рудной массой. Озерное месторождение, гл. 1351 м (скв. 32). Полированный образец. Нат. величина.

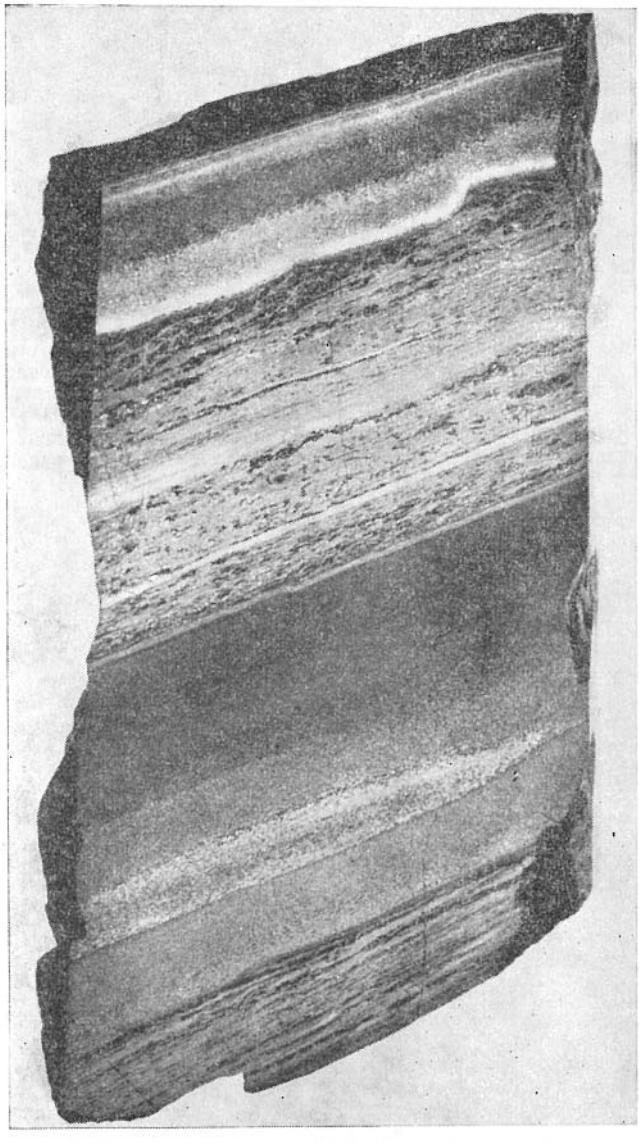
Фиг. 86. Ритмично-слоистая сульфидная руда с карбонатно-туфогенной нерудной массой. В основаниях ритмов присутствуют обломки карбонатных и туфогенных пород и сульфидных руд. Верхи ритмов сложены тонкослоистыми сульфидными рудами. Озерное месторождение. Полированный образец. Ум. 1,5.



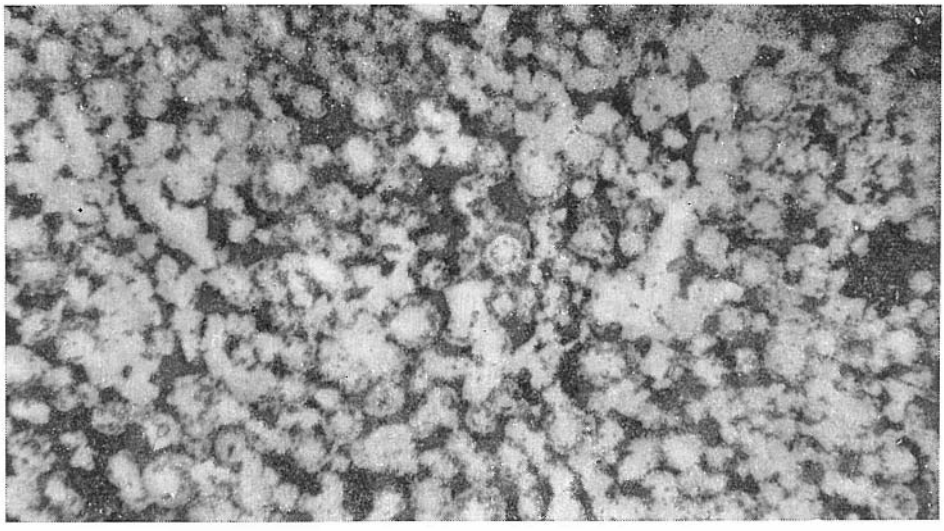
Фиг. 87. Ритмично-слоистая сульфидно-карбонатная руда. Темное —сульфиды, светлое— известковистая масса с примесью туфогенного материала. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 2.



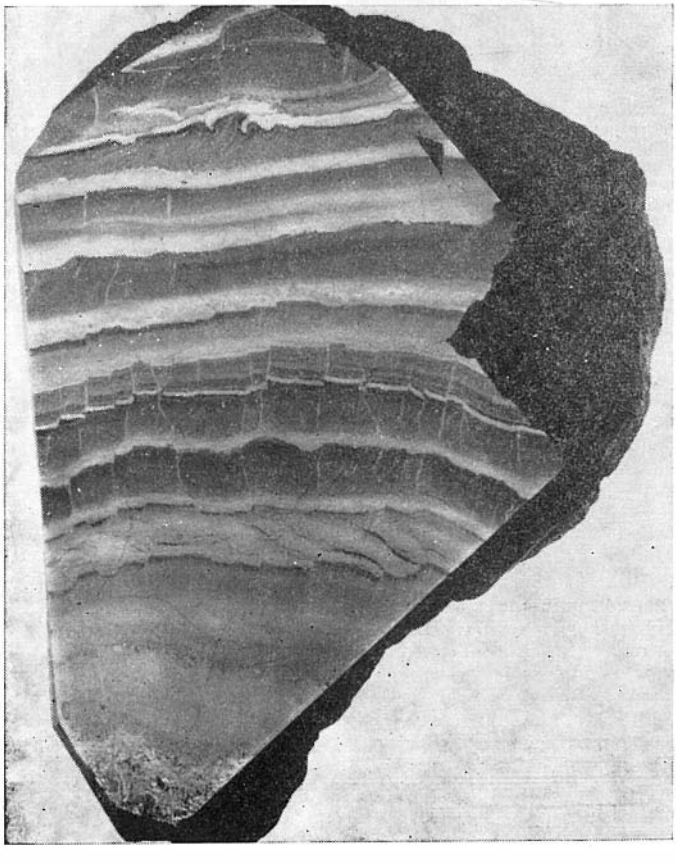
Фиг. 88. Обломки органогенного водорослевого известняка в рудном карбонатно-сульфидном цементе. Ритмично-слоистые сульфидные руды. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 20.



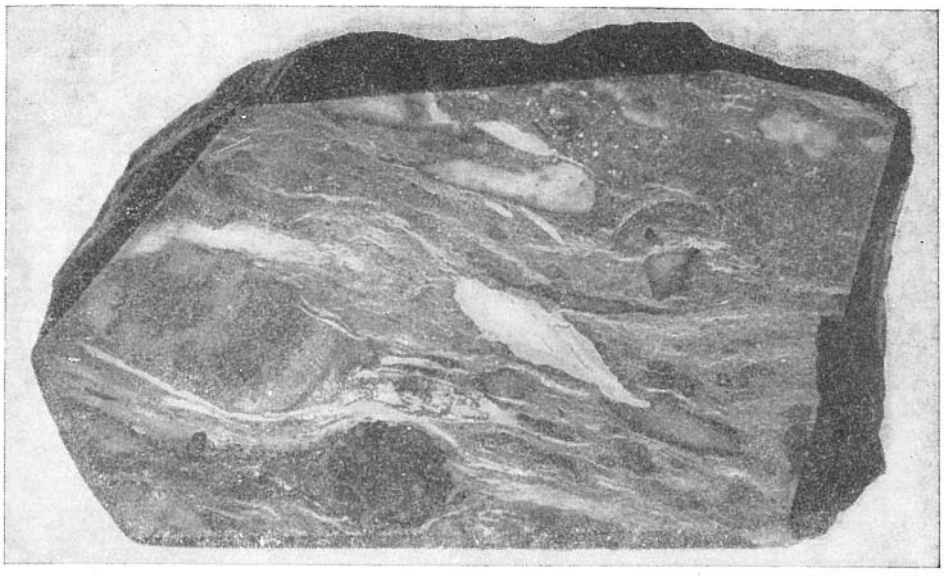
Фиг. 89. Неравномерно-слоистая пирит-галенит-сфалеритовая руда. В нижней части образца — прослой сфалерита с мелкокристаллическим полосчатым внутренним строением. Выше — прослой бедной пирит-сфалеритовой руды в карбонатно-туффитовой осадочной массе. Верхняя часть образца сложена сфалеритовыми рудами с пиритом и галенитом. Озерное месторождение. Полированный образец. Нат. величина.



Фиг. 90. Кристаллически-глобулярное строение метаколлоидных пирит-сфалеритовых агрегатов из ритмично-слоистой пирит-сфалеритовой руды. Отмечается зональное строение сферических образований. Светлое — пирит, серое — сфалерит, темное — карбонат. Озерное месторождение. Полированный шлиф. Ув. 170.

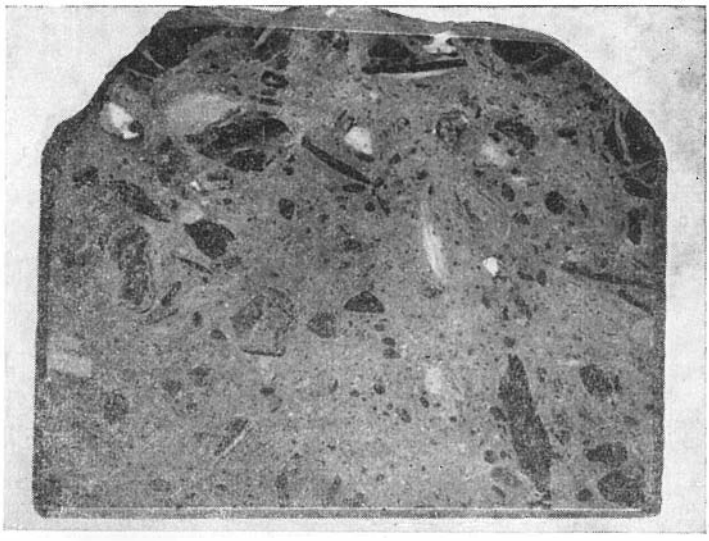


Фиг. 91. Ритмично-слоистая сфалерит-пирит-сидеритовая руда. Типичный ритмит хемогенной седиментации. Основания ритмов сложены пиритом и сфалеритом. В верхних частях ритмов преобладает сидерит с равномерной вкрапленностью сфалерита. Прослои разбиты многочисленными трещинами синерезиса с микроблоковыми смещениями. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.

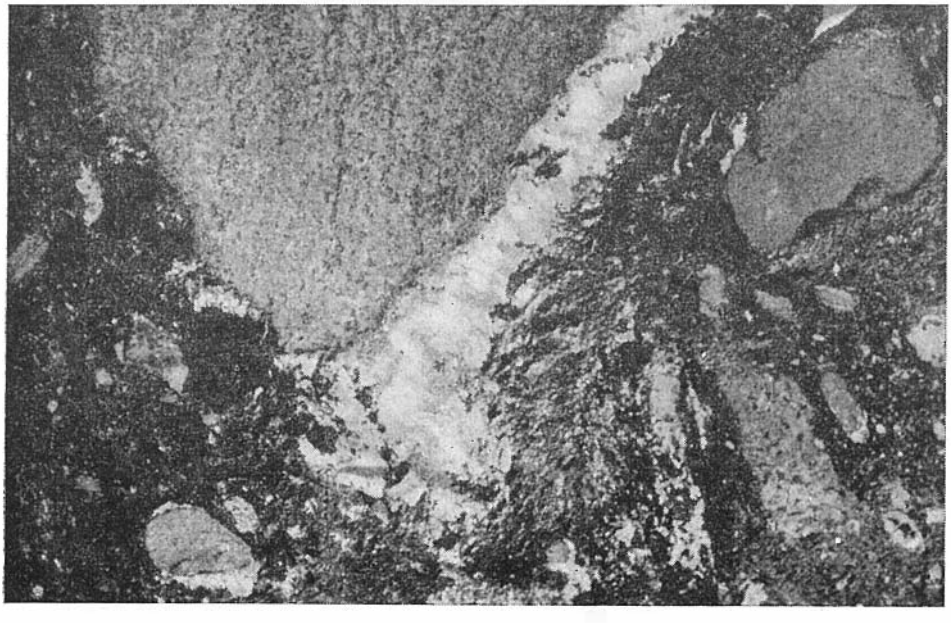


Фиг. 92. Брекчиевый тип колчеданно-полиметаллической руды. В обломках слоистая пирит-сфалеритовая руда, существенно пиритовая колчеданная руда, известняк, дацитовый порфир. Цемент брекчии существенно сульфидный пирит-сфалеритовый с галенитом с примесью карбонатного и туфогенного материала. Озерное месторождение. Полированный штуф. Ум. 1,5.

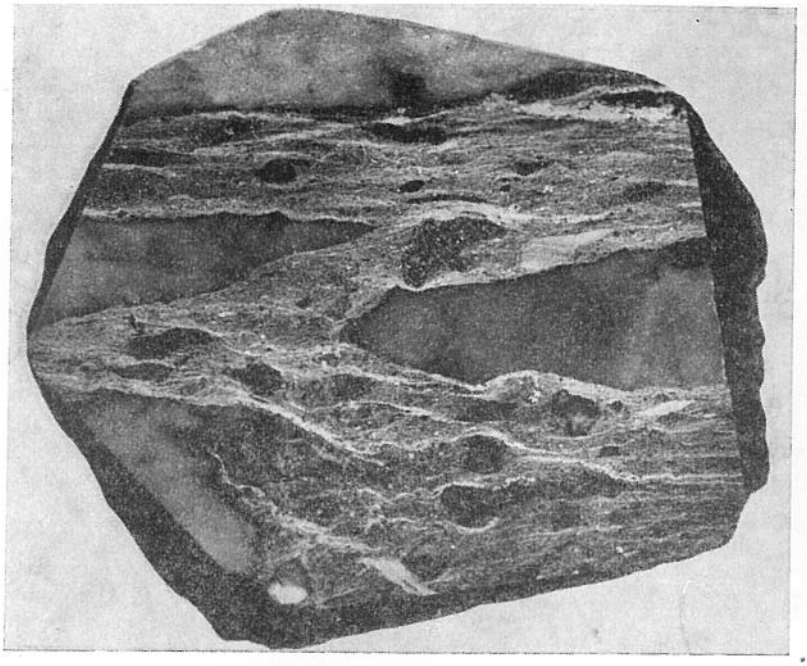
Фиг. 93. Крупноглыбовая разнообломочная седиментационная рудная брекчия. Обломки представлены преимущественно известняком, сидеритом, известковистым туффитом, колчеданной рудой. Цемент карбонатно-туфогенный с примесью сульфидного материала. Озерное месторождение. Штуф. Ум. 2.



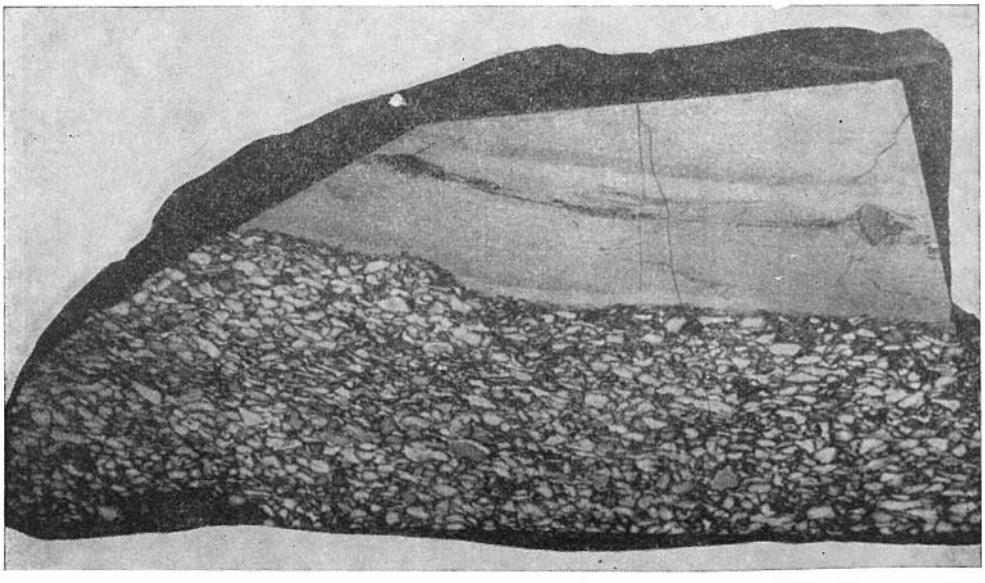
Фиг. 94. Мелкообломочная седиментационная рудная брекчия. Обломки представлены преимущественно слоистыми сульфидными и сульфидно-карбонатными рудами и известняком. Цемент сложен глобулярно-кристаллическим агрегатом пирита со сфалеритом. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



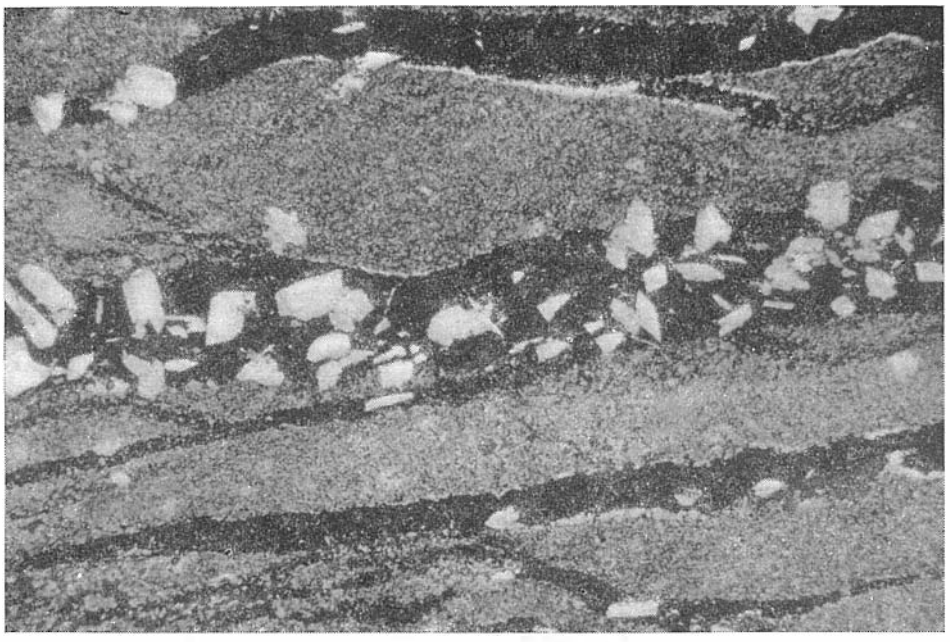
Фиг. 95. Микроскопическое строение седиментационной брекчиевой руды. Темное — сульфиды, серое — обломки карбонатных и сульфидно-карбонатных пород, белое — агрегаты крупнокристаллического стебельчатого карбоната. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 4. Снято при одном николе.



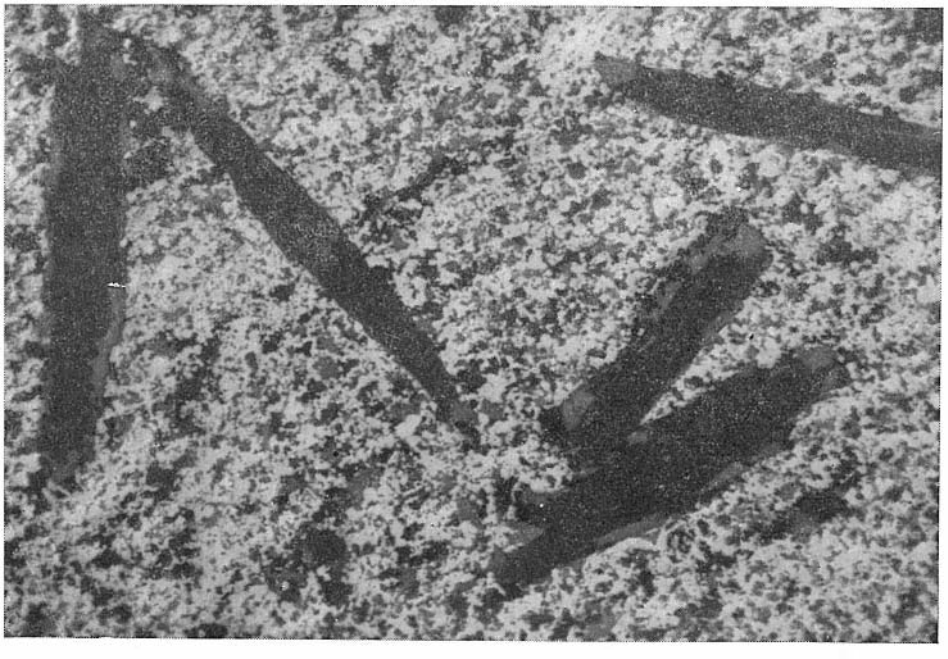
Фиг. 96. Брекчиевая колчеданно-полиметаллическая руда. Обломки известняка без следов реакционных воздействий цементируются сульфидной пирит-сфалеритовой с галенитом основной массой, встречаются отдельные обломки слоистых сульфидных руд. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



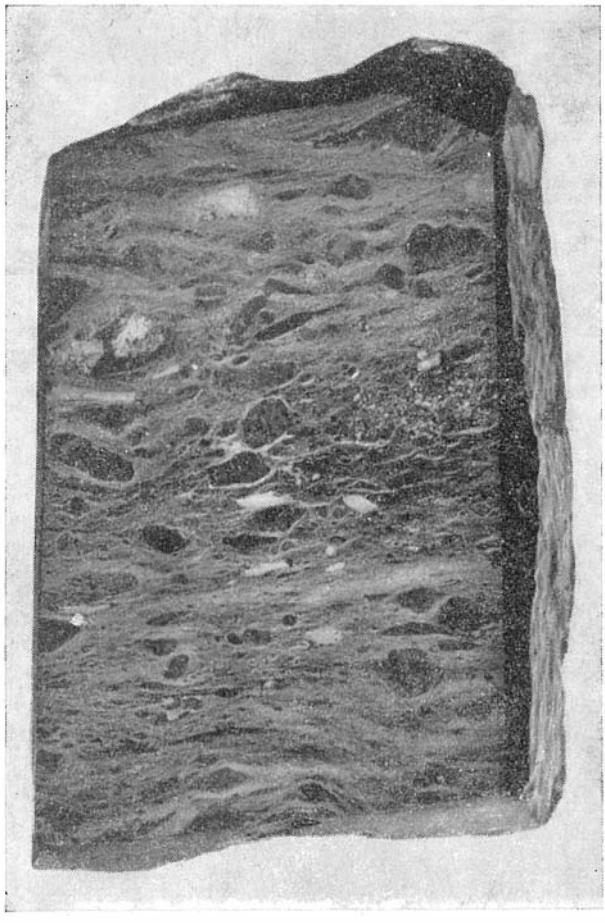
Фиг. 97. Известковистый гравелит с сульфидным цементом перекрывается массивной слоистой колчеданно-полиметаллической рудой. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



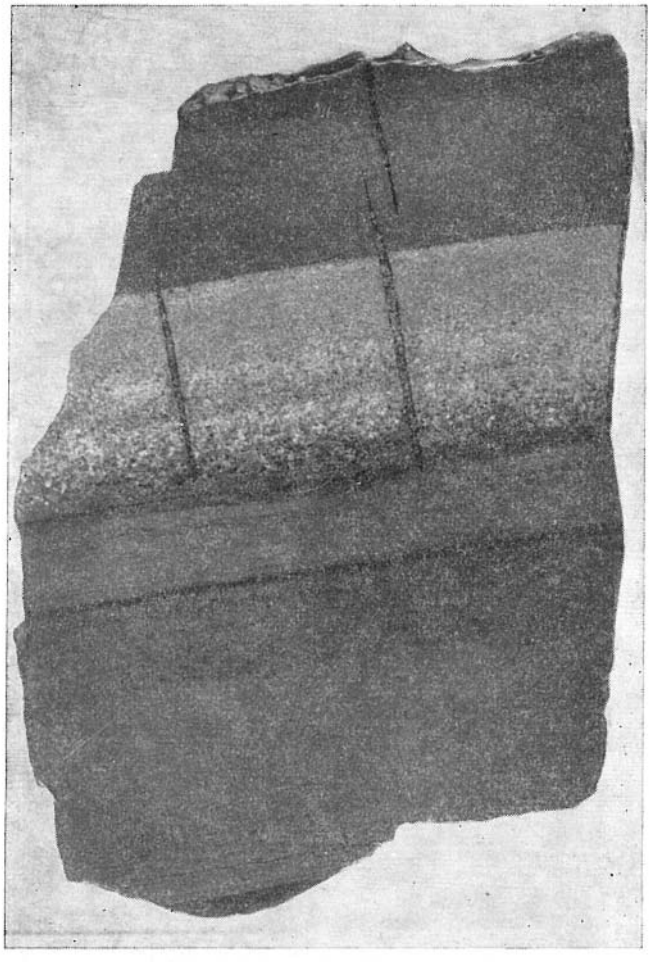
Фиг. 98. Метакристаллы цельзиана в сульфидных сфалерит-пиритовых прожилках в сульфидно-карбонатном цементе брекчиевых руд. Озерное месторождение. Прозрачный шлиф. Ув. 25. Снято при одном николе.



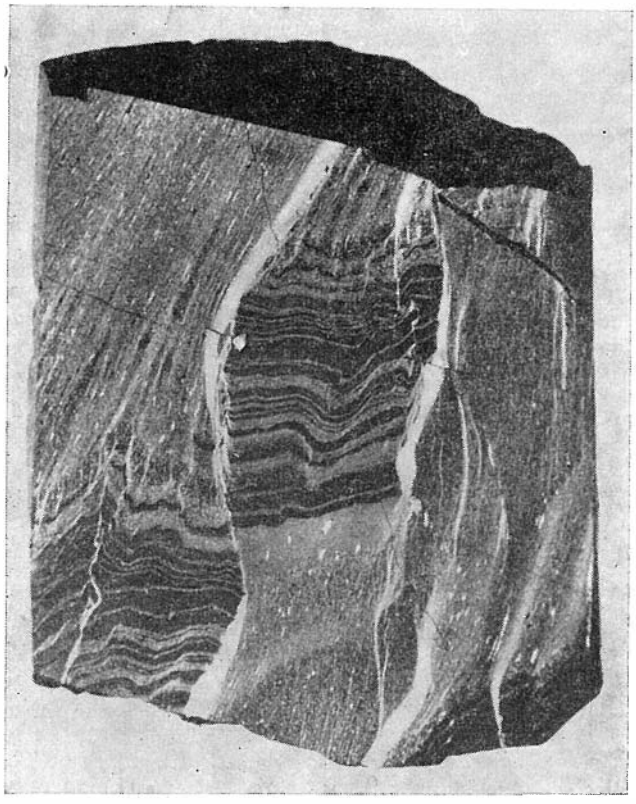
Фиг. 99. Чешуйки хлоритоида (темное) с оторочками сфалерита (серое) в пирит-сфалеритовой руде. Основная масса руды представлена глобулярными агрегатами пирита и сфалерита. Озерное месторождение. Аншлиф. Ув. 70.



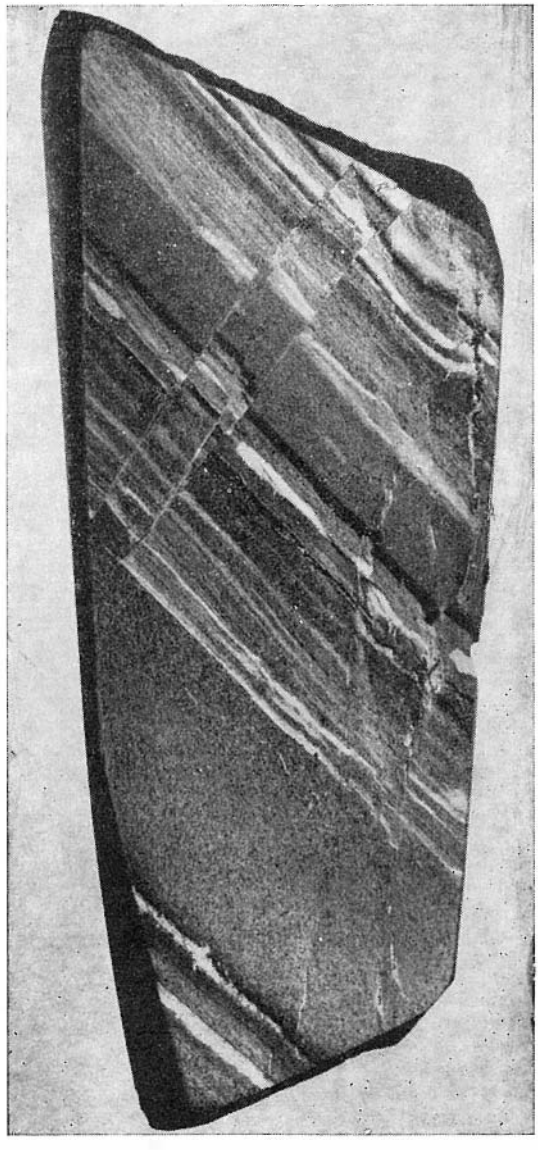
Фиг. 100. Обломочная седиментационная колчеданно-полиметаллическая руда. Цементирующая масса представлена тонкозернистым агрегатом пирита и сфалерита с примесью туфогенно-карбонатного материала. В обломках известняк и сидерит с вкрапленностью сульфидов, пиритовые и пирит-сфалеритовые руды. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



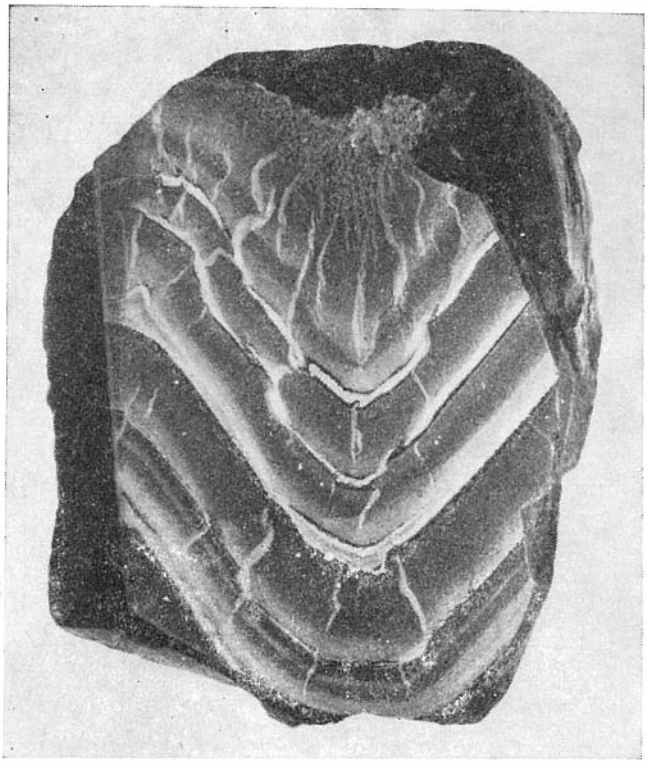
Фиг. 101. Трещинки отрыва в горизонтально-слоистой сфалерит-пиритовой руде, выполненные галенитом, сфалеритом и халькопиритом с кварцем и карбонатом. Серое — сплошная слоистая колчеданная руда. Светлый прослой сложен известковистым песчаником с примесью сульфидов. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



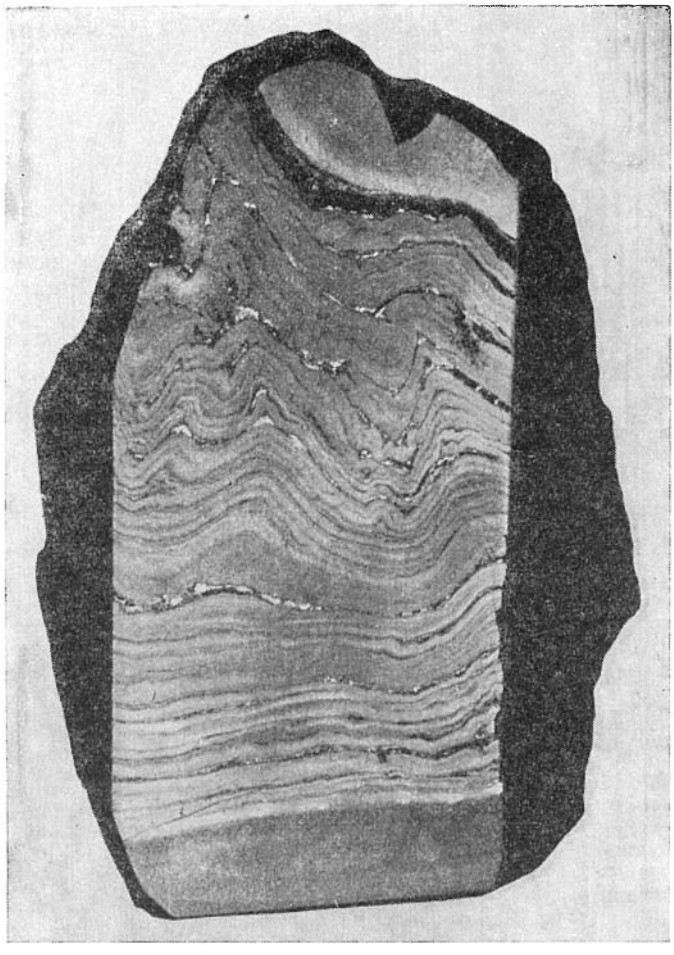
Фиг. 102. Микроблоковые смещения сульфидно-карбонатных слоев в пирит-сфалерит-карбонатной руде. Видны следы пластического течения основной рудной массы и ориентированное перераспределение сульфидных минералов. Озерное месторождение, гл. 876 м. Полированный штуф. Нат. величина.



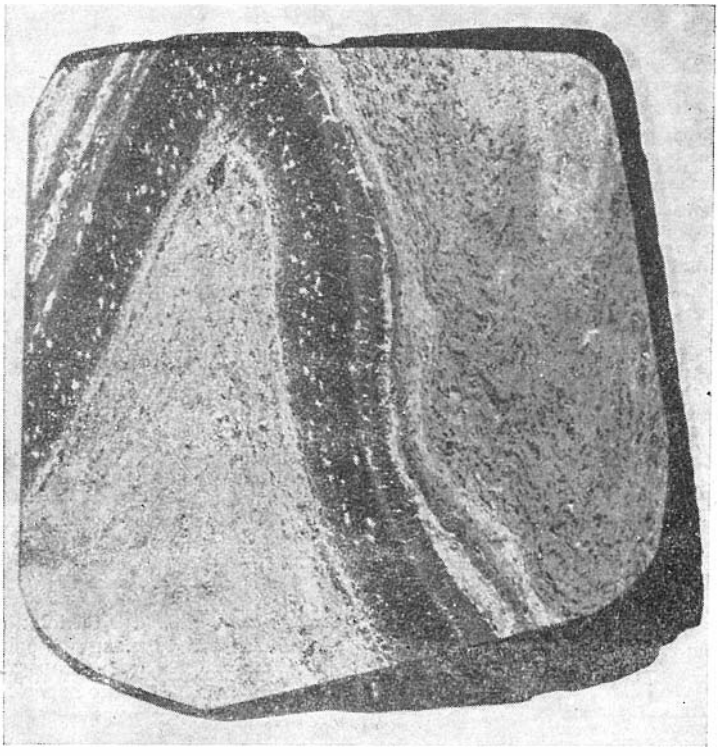
Фиг. 103. Микроблоковые смещения в сливной пирит-пирротиновой слоистой руде. Озерное месторождение, гл. 1354 м (скв. 32). Полированный штуф. Нат. величина.



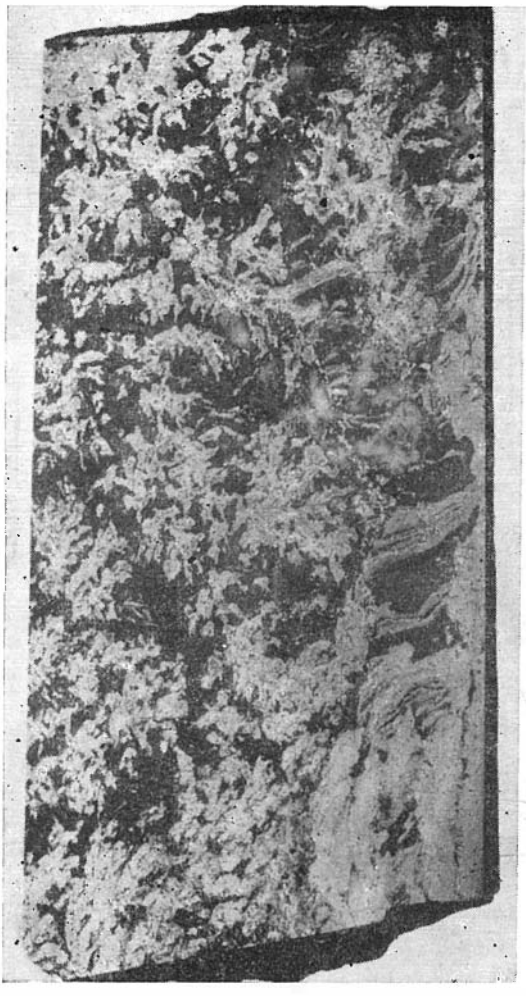
Фиг. 104. Складка в ритмично-слоистой сфалеритпиритовой руде. Пирит (светлое) к верхам ритмов закономерно сменяется сидеритом (серое). Сфалерит рассеян по всей рудной массе. Шарнирная часть складки разбита поперечными трещинами отрыва, выполненными сфалеритом, галенитом и пиритом. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



Фиг. 105. Плойчатость в тонкослоистой колчеданно-полиметаллической руде с послойно-прожилковыми образованиями карбонат-кварц-сфалеритового состава в полостях отложения. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.

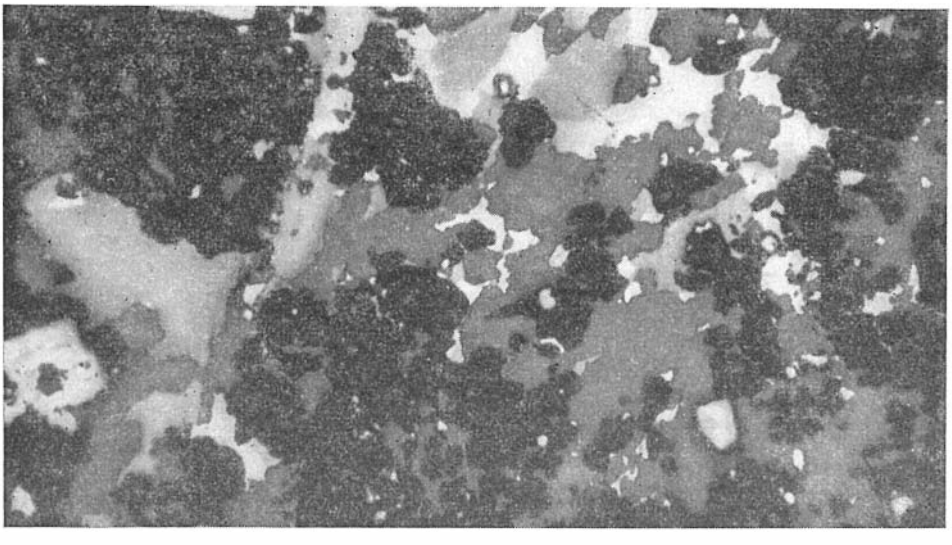


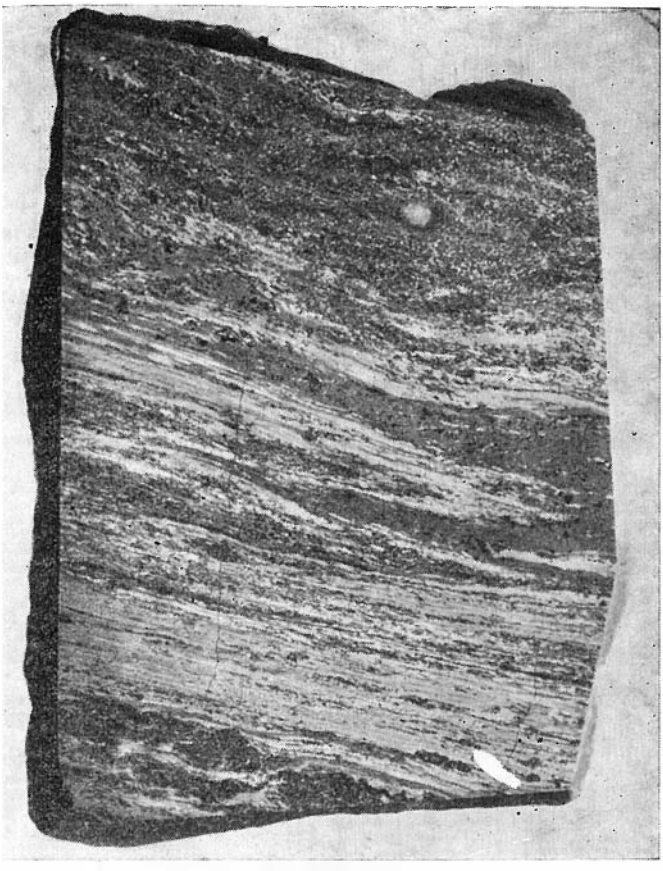
Фиг. 106. Микроскладчатость в пирит-сфалерит-сидеритовой руде. Темное — существенно сидеритовый прослой, серое — пирит-сфалеритовый агрегат, сложно смятый и сгофрированный. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



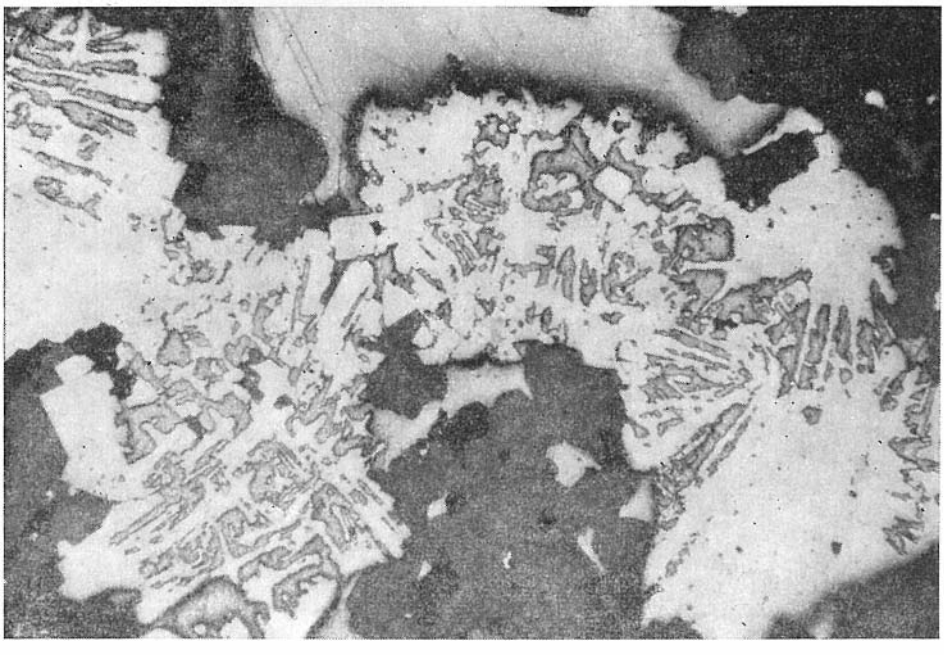
Фиг. 107. Дендритовая текстура пирита в метасоматической халькопирит-сидеритовой руде с отдельными гнездами крупнокристаллического кальцита и барита. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.

Фиг. 108. Сложнокристаллическое строение метасоматической барит-полиметаллической руды. Темно-серое — барит, серое — сфалерит, светло-серое — блеклая руда, белое — галенит. Озерное месторождение. Аншлиф. Ув. 90.

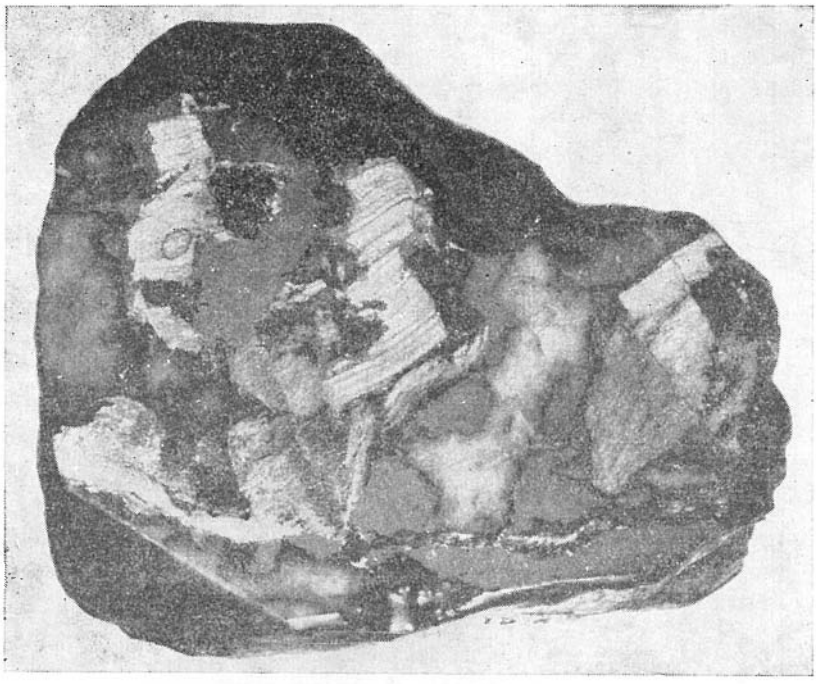




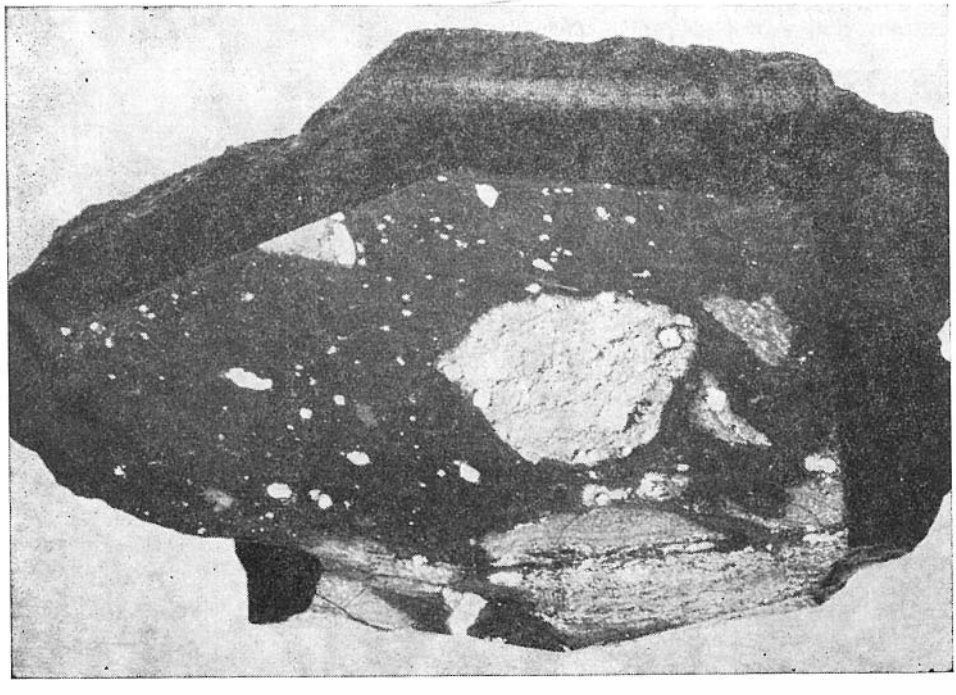
Фиг. 109. Реликтово-полосчатая текстура сливной барит-полиметаллической руды, образованная в результате метасоматоза и перекристаллизации слоистых колчеданных руд. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



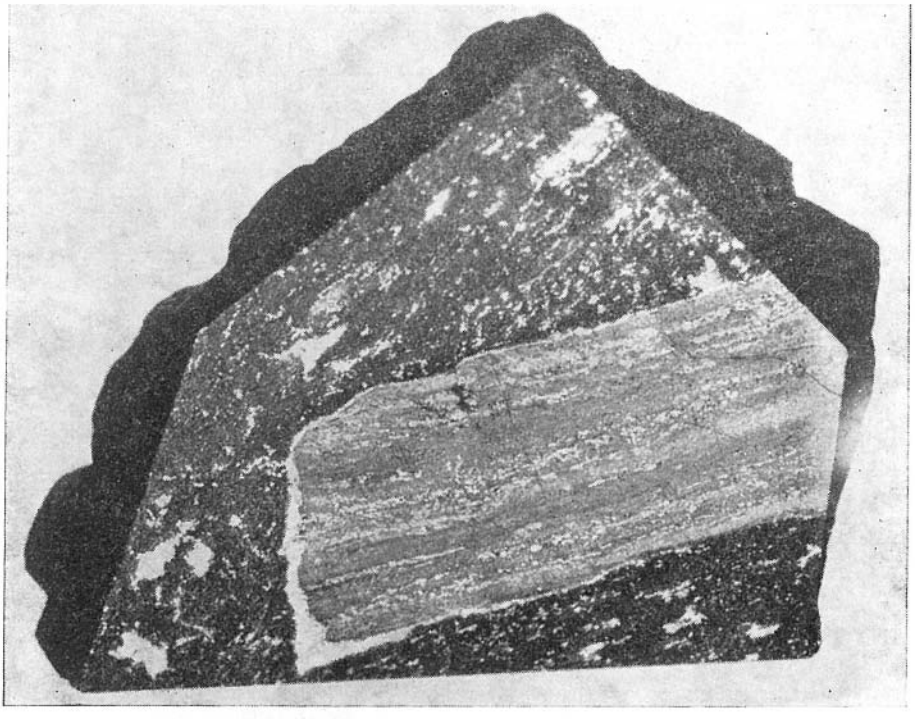
Фиг. 110. Структура субграфических прорастаний пирита галенитом в метасоматической пирит-галенит-сфалерит-карбонатной руде. Озерное месторождение. Аншлиф. Ув. 100.



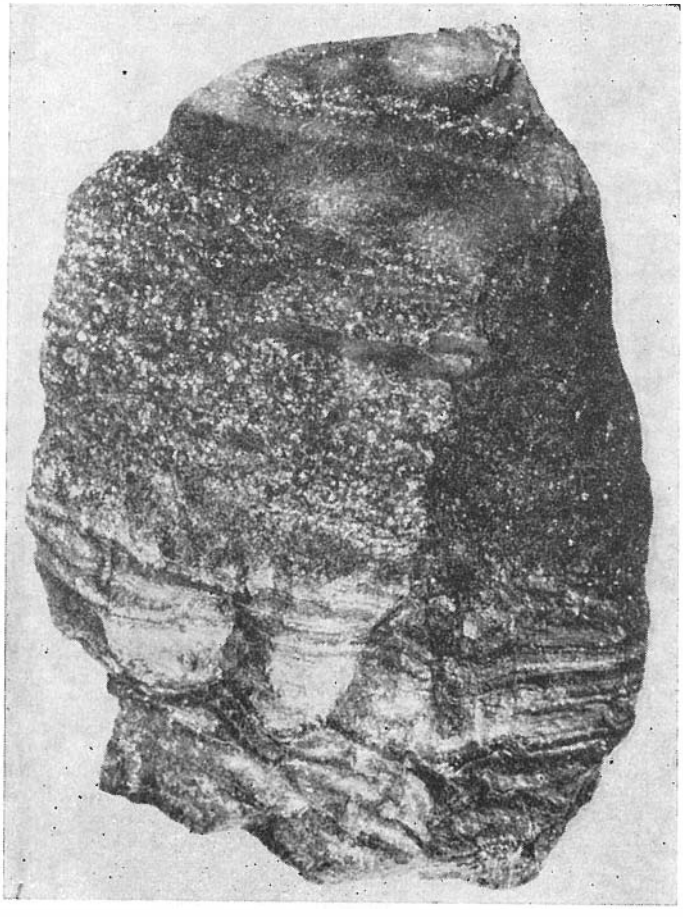
Фиг. 111. Обломки слоистой колчеданно-полиметаллической руды, сцементированные жильным и крупнокристаллическим сфалеритом. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



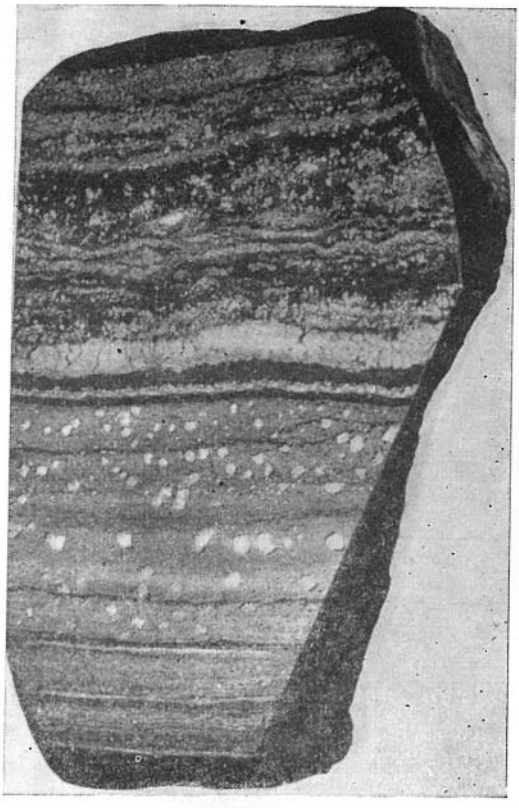
Фиг. 112. Обломки колчеданно-полиметаллической галенит-сфалерит-пиритовой и галенит-пирит-сфалеритовой полосчатой руды в дайке нижнекембрийского субвулканического диабазового порфирита. Озерное месторождение, штольня. Полированный штуф. Нат. величина.



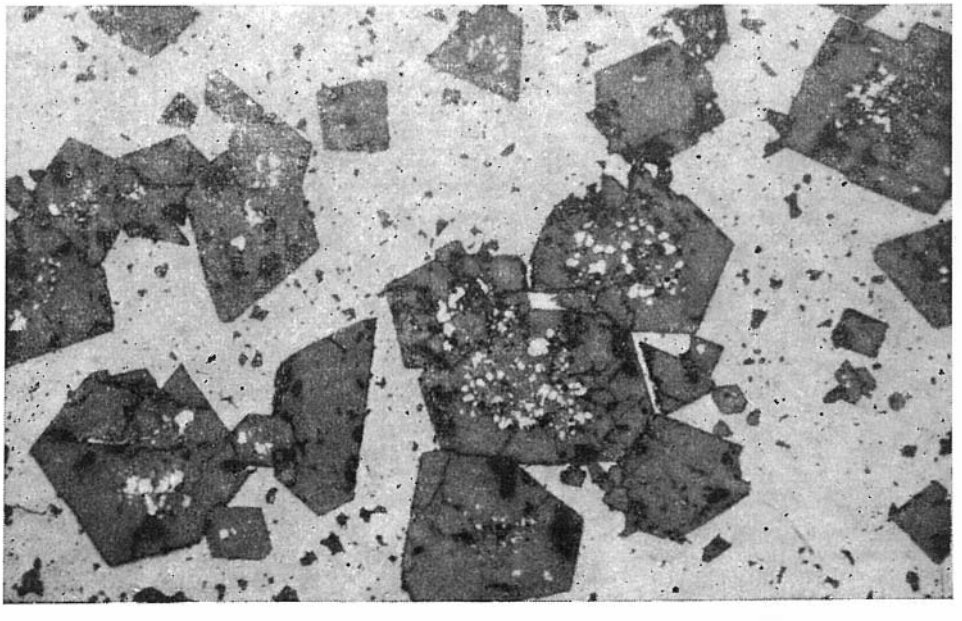
Фиг. 113. Ксенолит полосчатой галенит-сфалеритовой руды в дайке диабазового порфирита. Основная масса диабазового порфирита насыщена неравномерной вкрапленностью галенита, пирита и сфалерита. Озерное месторождение, штольня. Полированный штуф. Нат. величина.



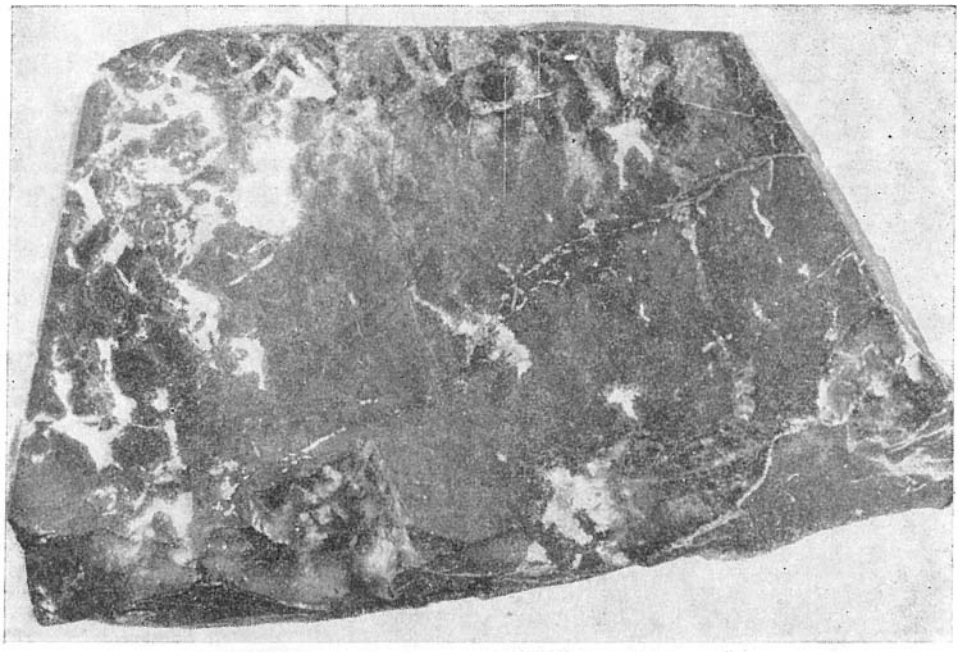
Фиг. 114. Магнетитизированная реликтово-полосчатая колчеданно-полиметаллическая руда из зоны контакта с телом субвулканического диабазового порфирита. По магнетиту развиваются крупнокристаллические выделения пирита II генерации. Полосчатая руда нижней части образца обогащена сфалеритом и галенитом. Озерное месторождение, штольня. Ум. 2.



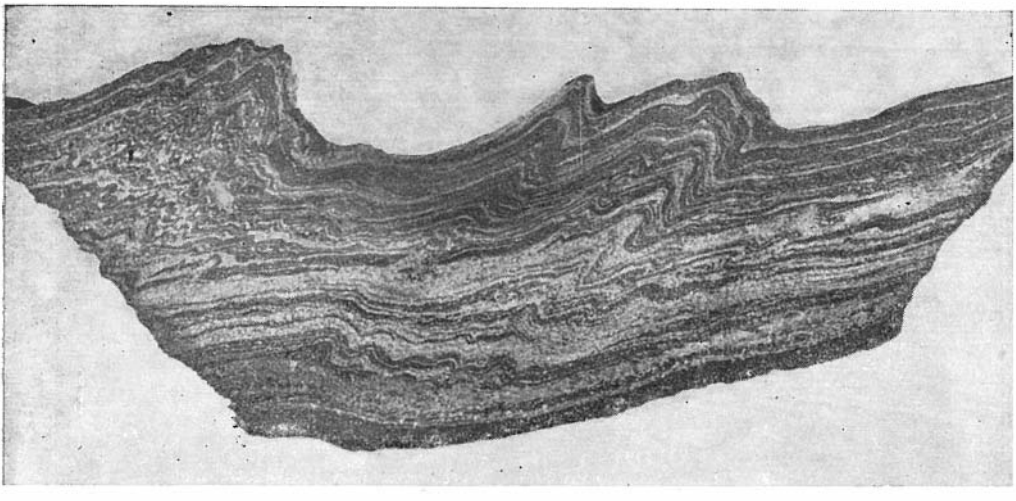
Фиг. 115. Порфирово-полосчатая текстура перекристаллизованной пирит-галенит-сфалеритовой руды из зоны контакта с диабазовым порфиритом. Магнетит образует редкую вкрапленность в основной сфалеритовой массе. Пирит, помимо тонкокристаллической основной массы, образует порфировые выделения с захватом зерен сфалерита и субграфическими срастаниями с галенитом. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



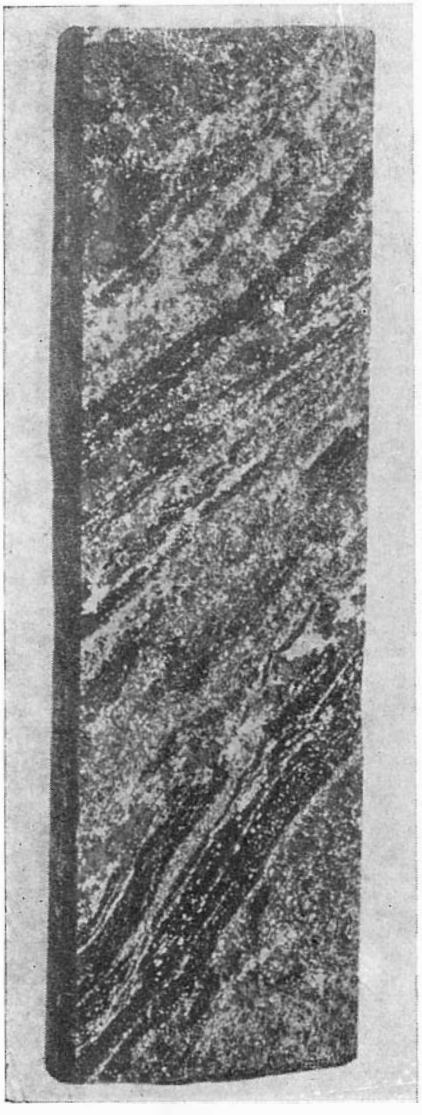
Фиг. 116. Метакристаллы магнетита по пириту в халькопирит-пирит-сидеритовой руде в зоне контакта с автомагматическими брекчиями риолит-дацитовых порфиров. Озерное месторождение. Полированный шлиф. Ув. 130.



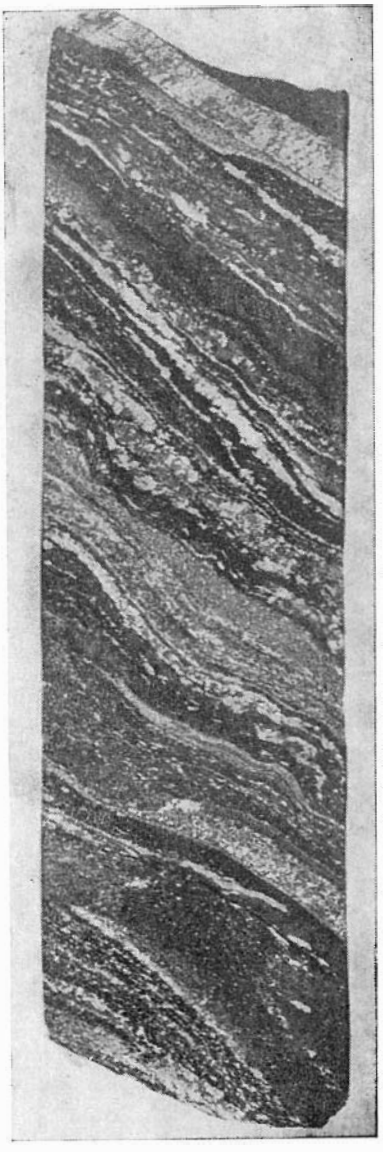
Фиг. 117. Магнетитизированная сидеритовая руда в контакте сидеритов с дайкой долерита. Магнетит образует по сидериту тонкую равномерную сыпь. Белые гнезда и прожилки сложены кальцитом. Озерное месторождение. Полированный штуф. Нат. величина.



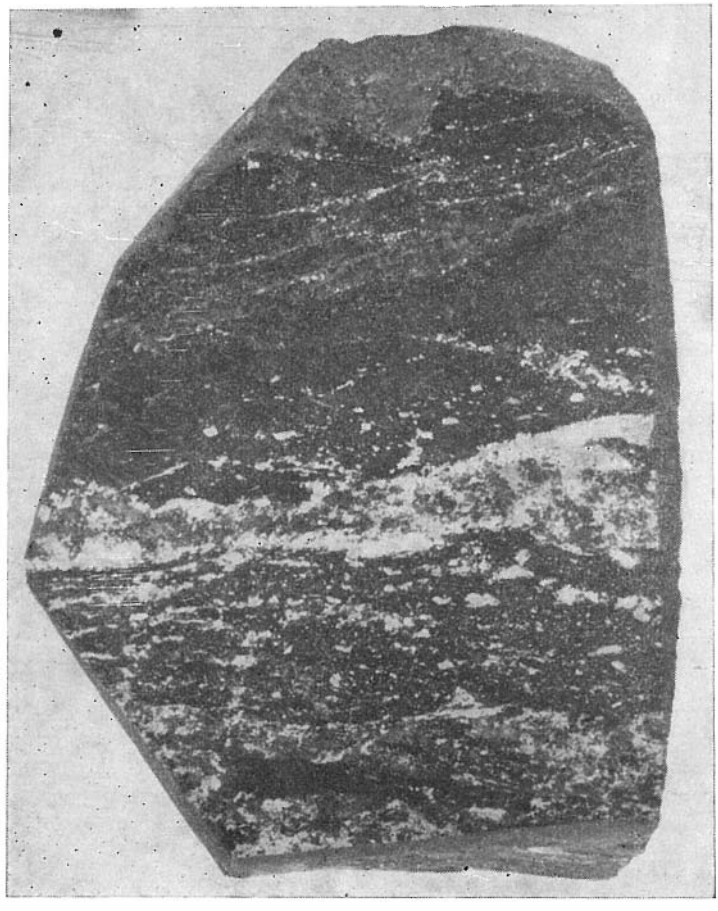
Фиг. 118. Сложнодислоцированная тонкослоистая кремнисто-пиритовая руда с отдельными существенно сфалеритовыми прослоями. Холоднинское месторождение. Первая рудная зона. Полированный образец. Ум. 2.



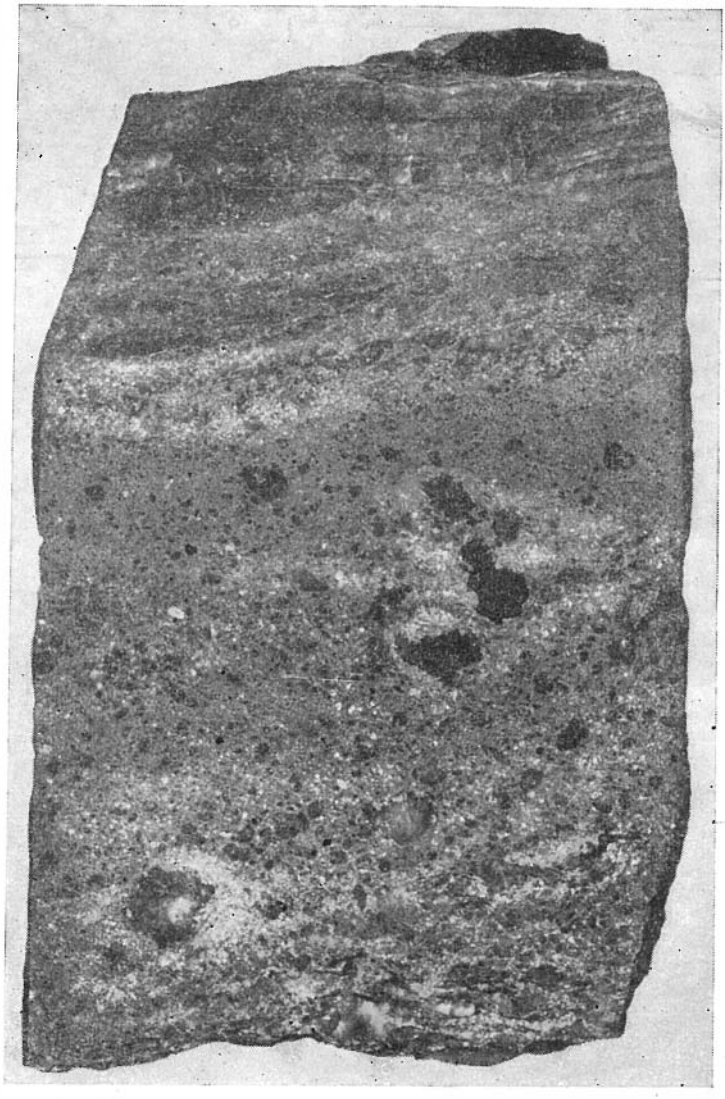
Фиг. 119. Реликтово-слоистая колчеданно-полиметаллическая руда. Черное — реликтовые прослои графитистых кварцитов с тонкорассеянной сульфидной минерализацией. Холоднинское месторождение. Первая рудная зона. Полированный образец. Ум. 1,5.



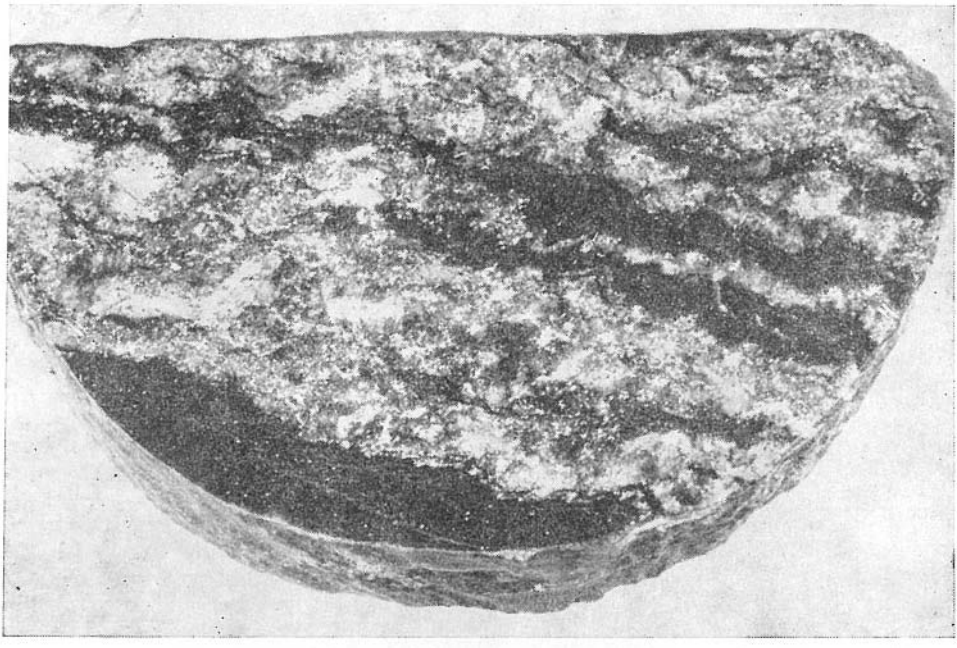
Фиг. 120. Слоистая галенит-сфалеритовая руда. Холоднинское месторождение. Первая рудная зона. Полированный образец. Ум. 1,5.



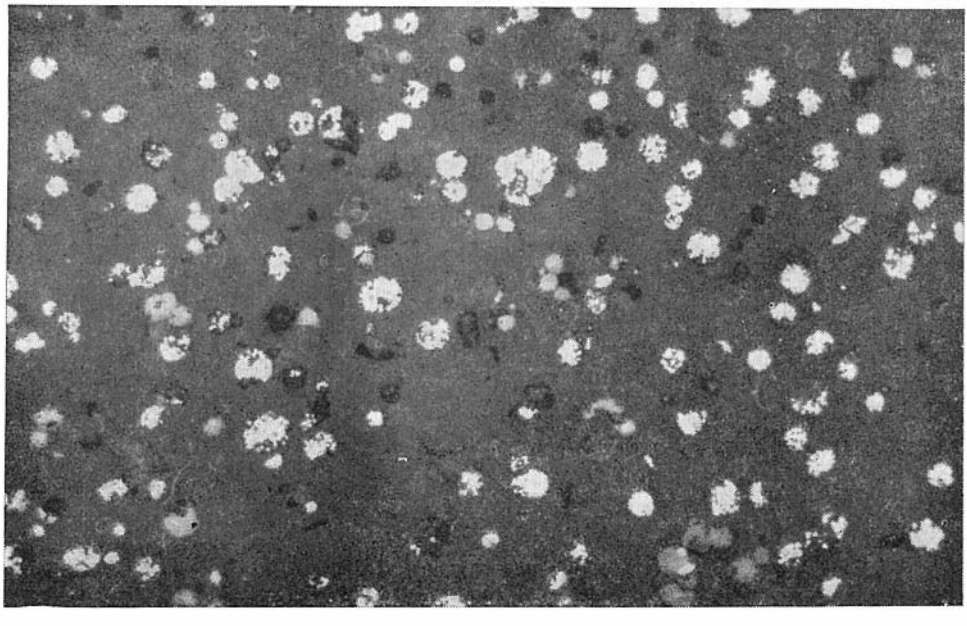
Фиг. 121. Послойно-прожилковая галенит-сфалерит-пиритовая руда. В основной массе графит-слюдистые кварциты с микроглобулярными выделениями сульфидов. Холоднинское месторождение. Первая рудная зона. Полированный образец. Нат. величина.



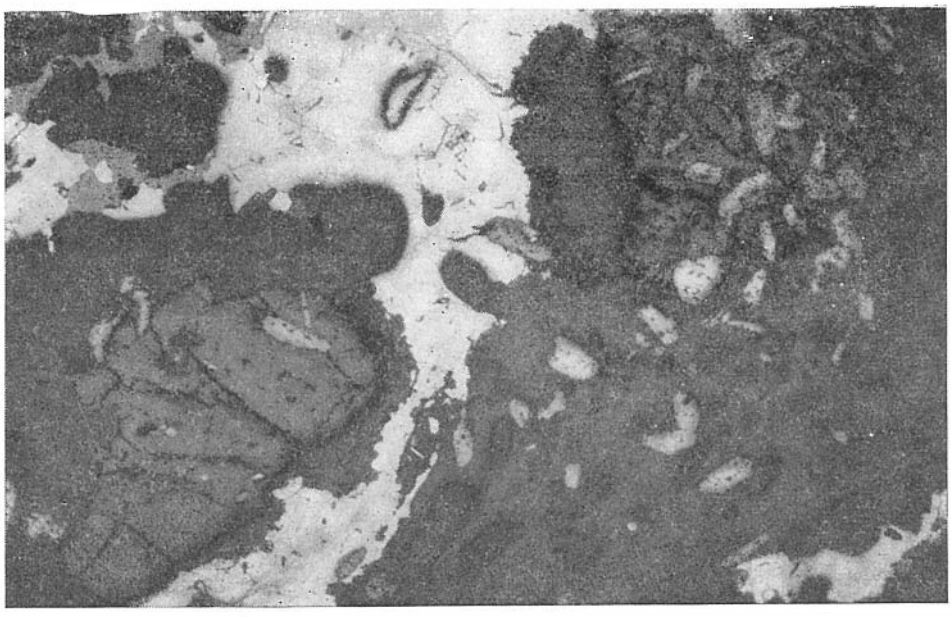
Фиг. 122. Слоистая пирит-галенит-сфалеритовая руда брекчиевидной текстуры. Обломковидные образования сложены кварцем. Холоднинское месторождение. Первая рудная зона. Полированный образец. Нат. величина.



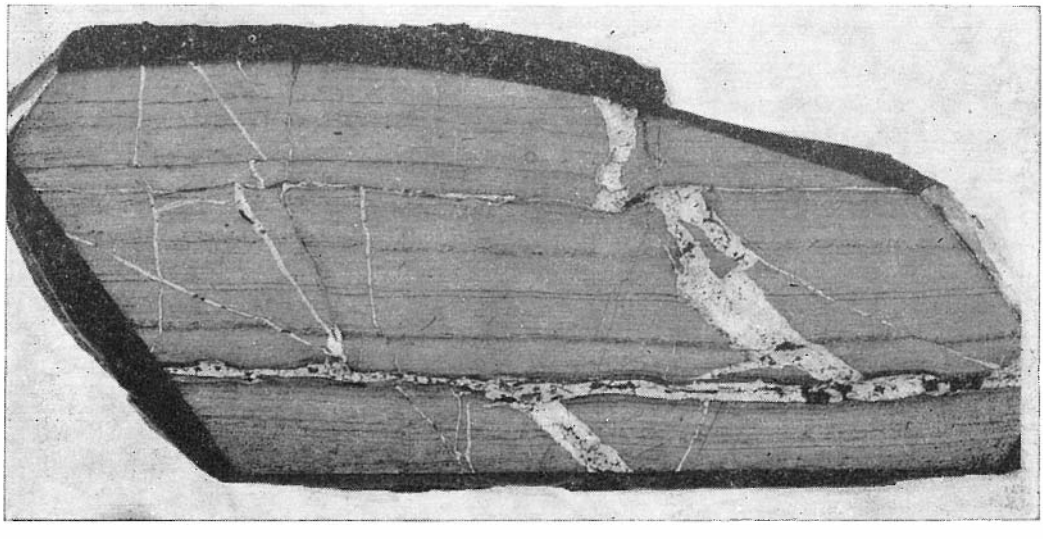
Фиг. 123. Кварц-пиритовая руда массивно-полосчатой текстуры. Темное — прослои слюдисто-графитистых кварцитов. Месторождение Холоднинское. Первая рудная зона. Полированный образец. Нат. величина.



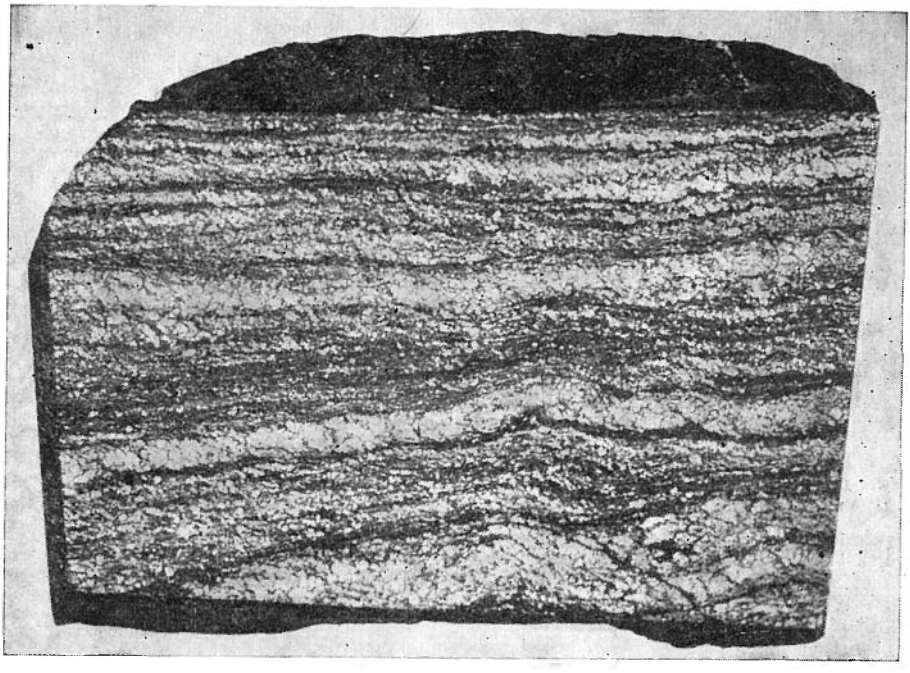
Фиг. 124. Глобулярные пиритовые и пирит-сфалеритовые агрегаты в кварцитовой основной массе. Холоднинское месторождение. Первая рудная зона. Аншлиф. Ув. 200.



Фиг. 125. Прожилково-вкрапленная сфалерит-пирротиновая руда. Идиоморфные кристаллы среди жильной массы — ильменит. Серое — кварц-карбонатный агрегат с зернами ганита. Месторождение Холоднинское. Вторая рудная зона. Аншлиф. Ув. 60



Фиг. 126. Тонкослоистые сфалерит-пиритовые руды. В прожилках крупнозернистый агрегат пирита, сфалерита и галенита. Участок Лимонитовый. Рассохинский рудный узел. Ув. 2,5.



Фиг. 127. Ритмично-слоистые сфалерит-пиритовые руды. Рудные минералы — светлое, темное — прослои графит-слюдисто-кварцевых черных сланцев. Месторождение Линейное. Рассохинский рудный узел. Ув. 1,5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

I. Южно-Сибирская полиметаллическая рудная провинция и общие закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений . . 7

II. Геологическое строение и генетические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений основных рудных районов юга Сибири 10

1. Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Салаира 10
   - Геологическое строение Северо-Восточного Салаира 12
   - **Салаирское** рудное поле 36
   - Урское рудное поле 65
   - Ускандинское месторождение 81
   - Каменушинское месторождение 87
   - О метаморфизме руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира 95
   - **Основные** генетические особенности колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира 97
2. Колчеданно-полиметаллические месторождения Тувы и Западного Саяна 100
   - Улугойская металлогеническая зона 101
   - Эдыгейское месторождение (Хемчикская рудная зона) 154
   - Маинское месторождение (Западный Саян) 158
3. Колчеданно-полиметаллические месторождения Западного Забайкалья 163
   - Озерное свинцово-цинковое колчеданное месторождение 164
   - Назаровское месторождение 199
4. Колчеданно-полиметаллические месторождения в докембрийском складчатом обрамлении Сибирской платформы 201
   - Колчеданно-полиметаллические месторождения Северного Прибайкалья 201
   - Линейное месторождение (Енисейский кряж) 222

III. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири 227

1. Рудные формации. Особенности рудноформационного анализа конвергентных групп месторождений 227
2. Основные формационные типы колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири 230
   - Формация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений 232
   - Формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений 245
   - О значении процессов метаморфизма в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений и учете их в рудноформационной классификации 249
   - Некоторые общие закономерности формирования колчеданно-полиметаллических месторождений 251

Заключение 256

Литература 259

Элимир Галимзянович Дистанов

Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири

Ответственный редактор
Валерий Алексеевич Кузнецов

Редактор Е. С. Иванова
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник В. В. Растегаев
Технические редакторы Ф. Ф. Орлова, Г. Я. Герасимчук
Корректоры А. М. Картавин, А. В. Ноллетова

Сдано в набор 8 июля 1976 г. Подписано в печать 24 мая 1977 г. МН 02047. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 17 печ. л. + 5 печ. л. на мел. бум., 30,8 усл.-печ. л., + 1 вкл. и бандероль. 30 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 195. Цена 3 р. 60 к

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

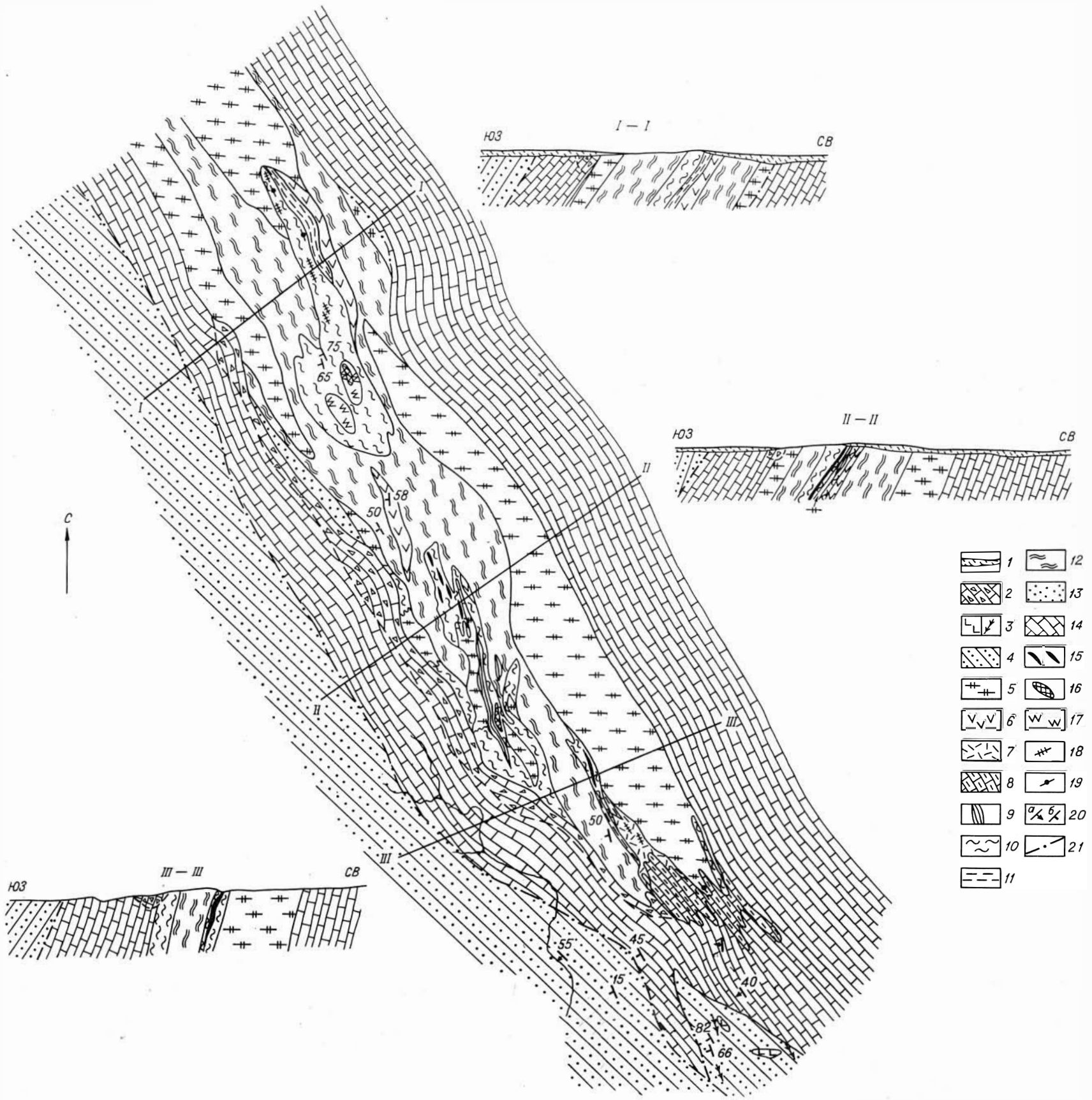


Рис. 14. Геологическая карта Урского рудного поля. Составили В. М. Дворянов, П. А. Ивакин и В. И. Зеркалов, 1960 г.

1 — современные рыхлые отложения (суглинки, глины). *2* — области развития приконтактового карста. *3* — послеордовикские дайки диабазов и диабазовых порфиритов. *4* — конгломераты, песчаники урской свиты ордовика. *5—13* — кембрийские отложения печеркинской свиты: *5* — кварцевые кератофиры; *6* — порфириты; *7* — туфы кислого состава; *8* — нерасчлененный комплекс пород (переслаивание известняков, песчаников, алевролитов); *9* — углистые и графитовые сланцы; *10* — кварц-серицитовые сланцы; *11* — кварц-хлоритовые сланцы; *12* — кварц-альбит-хлоритовые сланцы; *13* — песчаники. *14* — известняки гавриловской свиты нижнего кембрия. *15* — колчеданно-полиметаллические рудные залежи. *16* — зоны прожилково-вкрапленной минерализации. *17* — гидротермальные кварциты. *18* — кварцевые жилы. *19* — баритовые жилы. *20* — элементы залегания слоистости (*а*) и сланцеватости (*б*). *21* — разрывные нарушения.

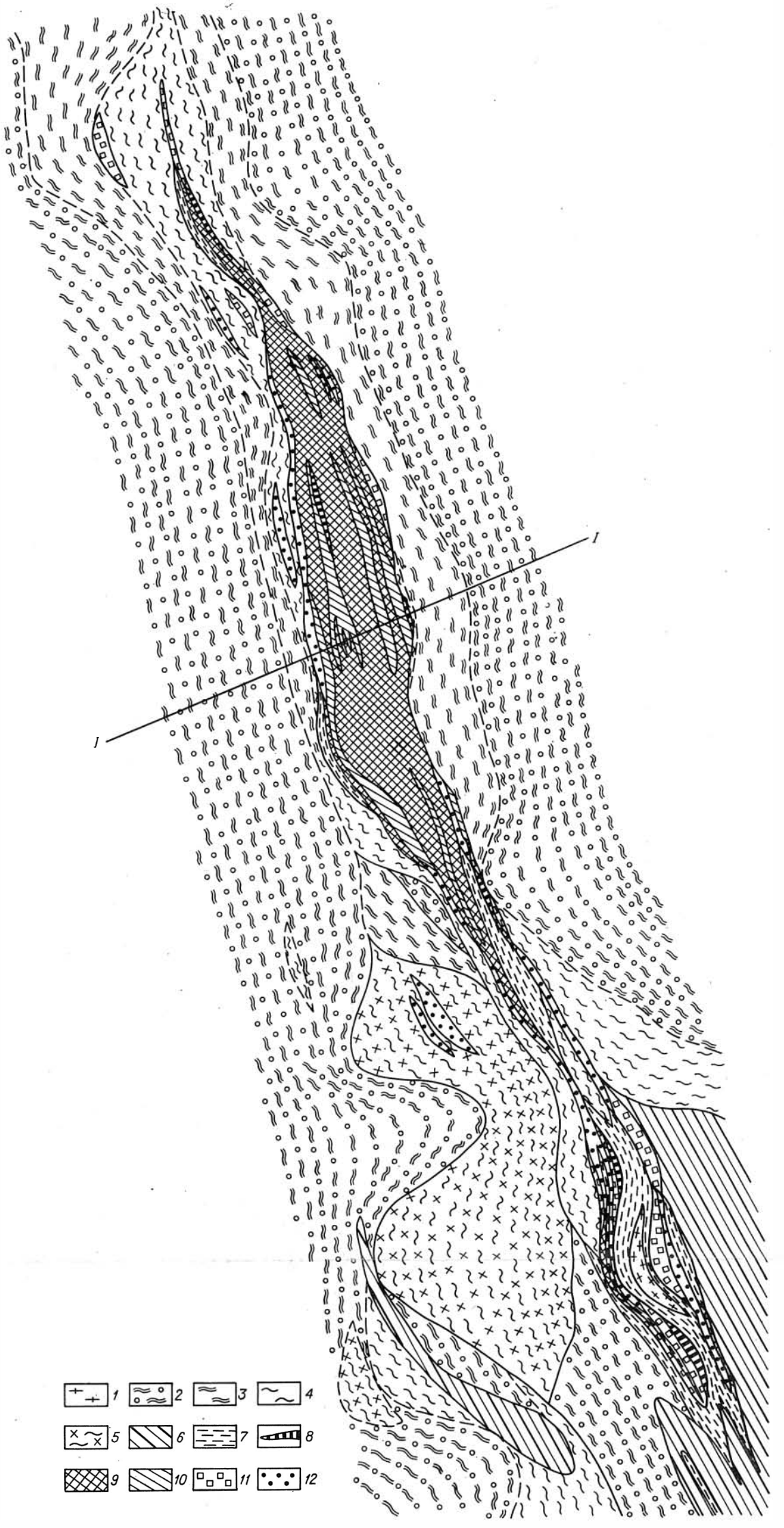


Рис. 15. Геологический план гор. 80 м Ново-Урского месторождения. Составил И. Л. Гуров по материалам Урской партии ЗСГУ, 1960 г.

1 — порфироиды; *2* — кварц-хлоритовые сланцы; *3* — хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы; *4* — кварц-серицитовые сланцы; *5* — кварц-альбитовые сланцы; *6* — углисто-графитовые сланцы; *7* — кварц-пелитовые сланцы; *8* — серноколчеданные руды; *9* — медные и медно-цинковые руды; *10* — цинковые руды; *11* — вкрапленная колчеданная минерализация; *12* — вкрапленная полиметаллическая минерализация.

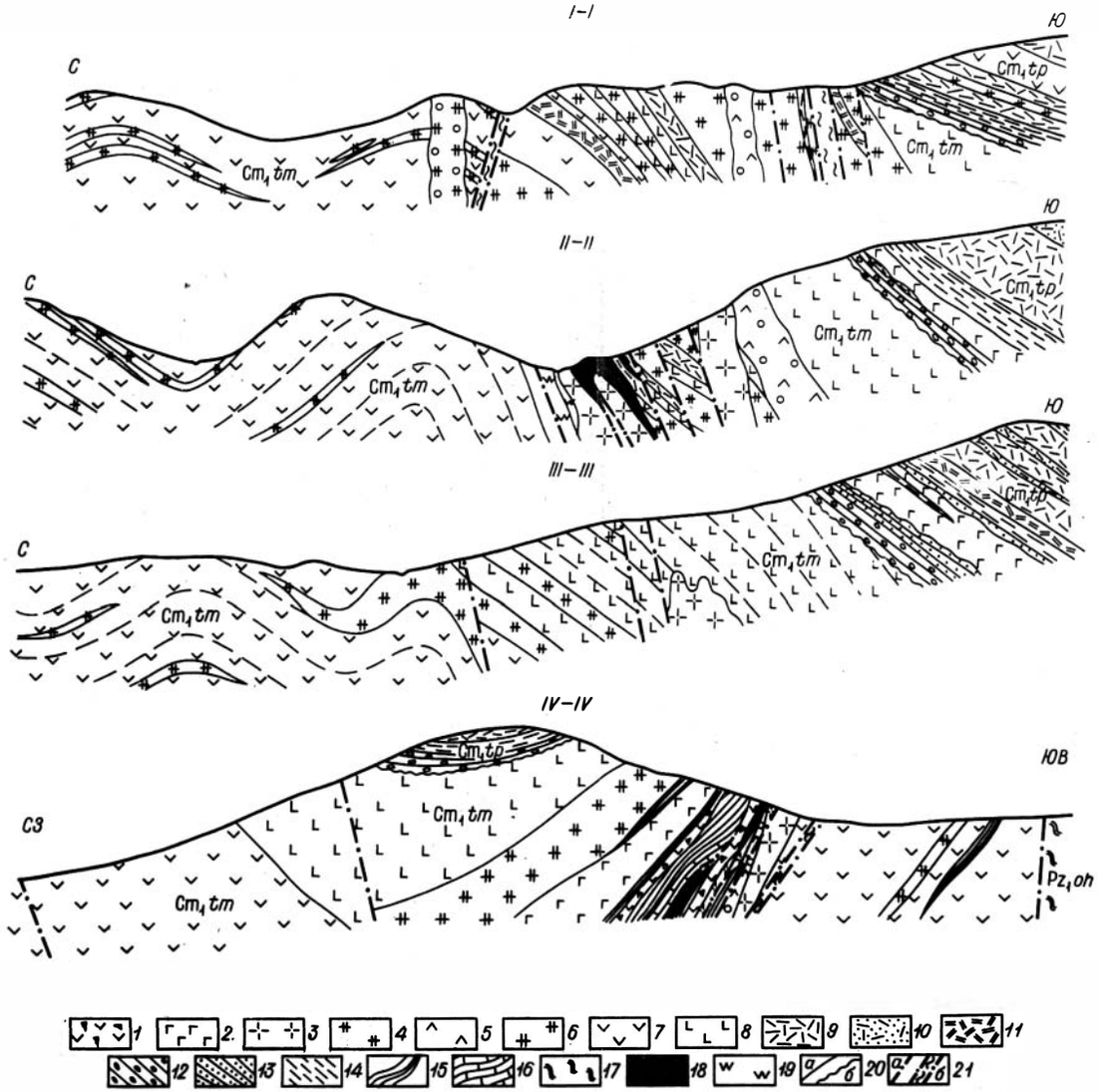


Рис. 31. **Геологические разрезы Кызыл-Тыштыгского рудного поля.** Составили Э. Г. Дистанов, Б. Н. Лапин и К. Р. Ковалев, 1968 г.

1—5 — **субвулканические интрузивные образования нижнекембрийского вулканогенного комплекса:** *1* — эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов; *2* — кварцевые диабазы и габбро-диабазы; *3* — риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации; *4* — дацитовые порфиры; *5* — диабазы, диабазовые порфириты. *6—16* — **вулканогенно-осадочные отложения туматтайгинской и тапсинской свит нижнего кембрия:** *6* — дацитовые и риолит-дацитовые порфиры; *7* — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты с прослоями туфов и агломератовых потоков; *8* — базальтовые порфириты; *9* — туфы дацитов и риолит-дацитов; *10* — туфогенные песчаники, преимущественно кварц-полевошпатовые; *11* — туфы среднего и основного состава; *12* — конгломераты, туфоконгломераты; *13* — песчаники; *14* — кремнисто-глинистые сланцы, туффиты, яшмоиды; *15* — глинистые, углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, туффиты; *16* — известняки мраморизованные, углистые; *17* — метаморфические породы охемской свиты верхнего протерозоя (серицит-хлоритовые, альбит-хлоритовые и эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы). *18* — колчеданно-полиметаллические рудные залежи. *19* — гидротермальные кварциты. *20* — геологические границы (*а*), и трансгрессивные контакты (*б*). *21* — разрывные нарушения (*а*), мощные зоны дробления, окварцевания, пиритизации (*б*). Месторождение Кызыл-Тыштыг: I—I — западный фланг, II—II — центральная часть, III—III — восточный фланг; IV—IV — месторождение Дальнее.

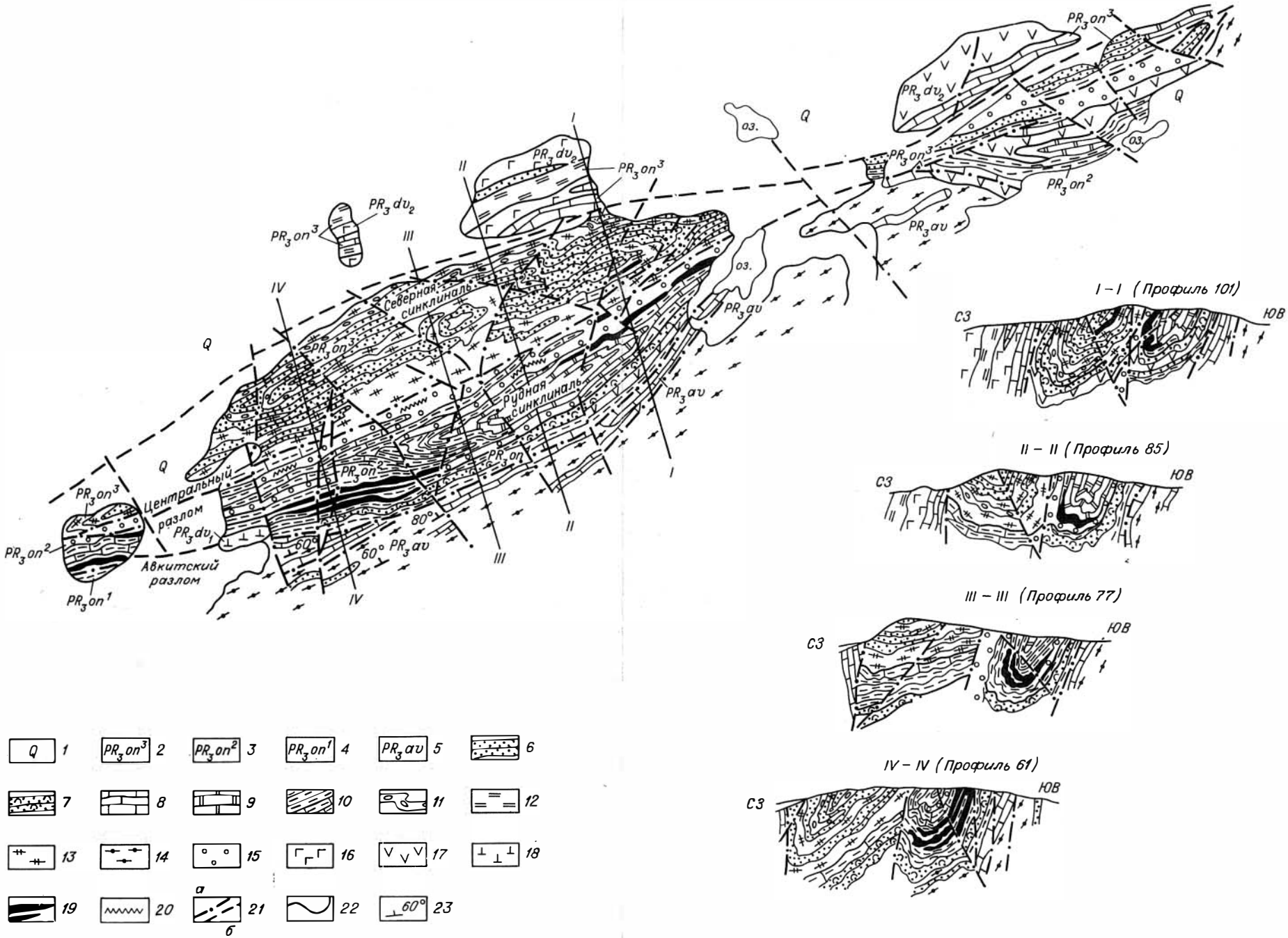


Рис. 57. Схема геологического строения Холоднинского месторождения (по данным В. П. Бушуева, 1974 г.).

1 — четвертичные отложения. *2—4* — ондокская свита верхнего протерозоя: *2* — верхняя пачка (графитистые гранатово-двуслюдяные сланцы, кварциты, гравелиты, углистые аспидные сланцы, известняки); *3* — средняя пачка (графитистые, известковистые кварц-двуслюдяные сланцы, кремнистые и песчанистые известняки, графитистые слюдисто-плагиоклазовые сланцы с подчиненными прослоями кварцитов); *4* — нижняя пачка (кварциты и слюдистые кварциты, переслаивающиеся с графитистыми, реже известковистыми кварц-двуслюдяными сланцами и амфиболитами). *5* — авкитская свита верхнего протерозоя (графитовые кварц-двуслюдяные сланцы с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков). *6* — кварциты, слюдистые кварциты. *7* — кварцито-песчаники. *8* — мраморизованные известняки. *9* — карбонатно-терригенные породы (песчанистые известняки). *10* — графитистые и графито-известковистые филлитовидные сланцы и алевролиты. *11* — гравелиты. *12* — углеродистые аспидные сланцы. *13* — гранатовые графитистые кварц-слюдяные филлитовидные сланцы. *14* — гранатовые кварц-двуслюдяные сланцы. *15* — порфировидные гранат-амфибол-биотит-плагиоклаз-кварц-карбонатные породы метасоматического облика. *16—18* — довыренский интрузивный комплекс: *16* — амфиболизированные габбро, габбро-диориты; *17* — ортоамфиболиты; *18* — серпентиниты. *19* — стратиформные рудные тела. *20* — регенерированное прожилковое оруденение. *21* — главные разломы (*а* — прослеженные, *б* — перекрытые четвертичными отложениями). *22* — границы пачек пород. *23* — элементы залегания породы.

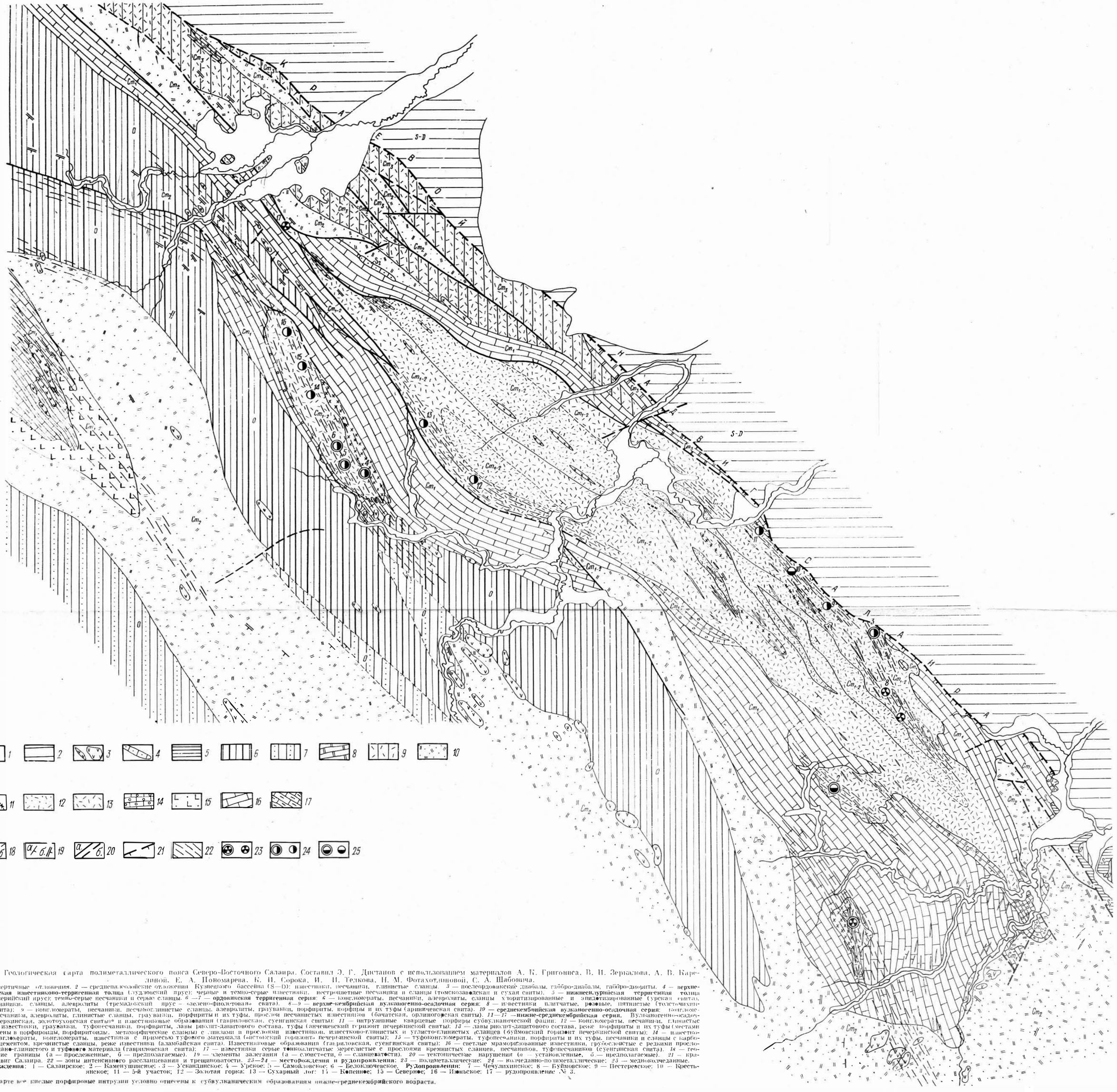


Рис. 1. Геологическая карта полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира. Составил Э. Г. Дистанов с использованием материалов А. К. Григониса, В. И. Зеркалова, А. В. Карелиной, Е. А. Пономарева, К. И. Сорока, И. И. Телкова, Н. М. Фотахотдиновой, С. А. Шабовича.

1 — четвертичные отложения. *2* — среднепалеозойские отложения Кузнецкого бассейна (S—D): известняки, песчаники, глинистые сланцы. *3* — послеордовикские диабазы, габбро-диабазы, габбро-диориты. *4* — **верхнесилурийская известняково-терригенная толща** (лудловский ярус): черные и темно-серые известняки, пестроцветные песчаники и сланцы (томскозаводская и сухая свиты). *5* — **нижнесилурийская терригенная толща** (сландоверийский ярус): темно-серые песчаники и серые сланцы. *6—7* — **ордовикская терригенная серия**: *6* — конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы хлоритизированные и эпидотизированные (урская свита). *7* — песчаники, сланцы, алевролиты (тремадокский ярус — «зелено-фиолетовая» свита). *8—9* — **верхне-кембрийская вулканогенно-осадочная серия**: *8* — известняки плитчатые, розовые, пятнистые (толсточихинская свита); *9* — конгломераты, песчаники, песчаноглинистые сланцы, алевролиты, граувакки, порфириты, порфиры и их туфы (ариничевская свита). *10* — **среднекембрийская вулканогенно-осадочная серия**: конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, граувакки, порфириты и их туфы, прослои песчанистых известняков (бачатская, орлиногорская свиты). *11—17* — **нижне-среднекембрийская серия.** Вулканогенно-осадочные (печеркинская, золотоуховская свиты)* и известняковые образования (гавриловская, суенгинская свиты): *11* — интрузивные кварцевые порфиры субвулканической фации; *12* — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, известняки, граувакки, туфопесчаники, порфириты, лавы риолит-дацитового состава, туфы (анчешевский горизонт печеркинской свиты); *13* — лавы риолит-дацитового состава, реже порфириты и их туфы (местами превращены в порфироиды, порфиритоиды, метаморфические сланцы) с линзами и прослоями известняков, известково-глинистых и углисто-глинистых сланцев (буймовский горизонт печеркинской свиты); *14* — известковистые агломераты, конгломераты, известняки с примесью туфового материала («истокский горизонт» печеркинской свиты); *15* — туфоконгломераты, туфопесчаники, порфириты и их туфы, песчаники и сланцы с карбонатным цементом, кремнистые сланцы, реже известняки (аламбайская свита). Известняковые образования (гавриловская, суенгинская свиты): *16* — светлые мраморизованные известняки, грубослоистые с редкими прослоями песчано-глинистого и туфового материала (гавриловская свита); *17* — известняки серые тонкоплитчатые мергелистые с прослоями кремнистых сланцев, песчаников, туфопесчаников (суенгинская свита). *18* — геологические границы (а — прослеженные, б — предполагаемые). *19* — элементы залегания (а — слоистости, б — сланцеватости). *20* — тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые). *21* — краевой надвиг Салаира. *22* — зоны интенсивного расслаицевания и трещиноватости. *23—24* — **месторождения и рудопроявления**: *23* — полиметаллические; *24* — колчеданно-полиметаллические; *25* — медноколчеданные.
Месторождения: 1 — Салаирское; 2 — Каменушинское; 3 — Ускандинское; 4 — Урское; 5 — Самойловское; 6 — Белоключевское. **Рудопроявления**: 7 — Чечулихинское; 8 — Буймовское; 9 — Пестеревское; 10 — Крестьянское; 11 — 5-й участок; 12 — Золотая горка; 13 — Сухарный лог; 14 — Копенное; 15 — Северное; 16 — Июньское; 17 — рудопроявление № 3.

*На карте все кислые порфировые интрузии условно отнесены к субвулканическим образованиям нижне-среднекембрийского возраста.

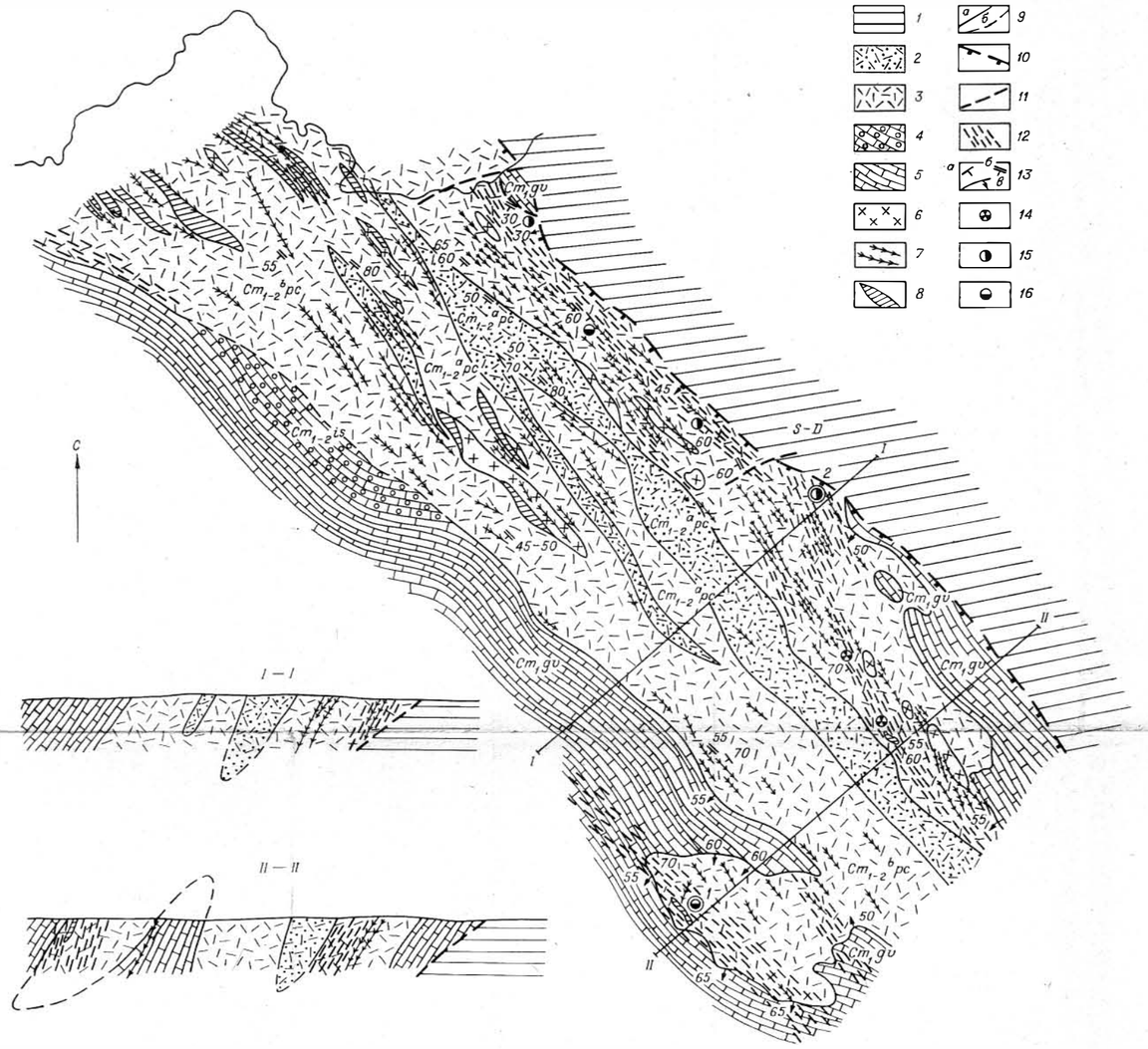


Рис. 2. Геолого-структурная карта Ускандинско-Каменушинской рудной зоны. Составили Э. Г. Дистанов, С. А. Шабович, 1962 г.

1 — палеозойские отложения Кузнецкого бассейна (S—D): известняки, песчаники, глинистые сланцы томскозаводской, крековской, салаирской свит. *2—4* — нижне-среднекембрийские отложения печеркинской свиты: *2* — анчешевская подсвита (известняки, конгломераты, песчаники, туфогенные песчаники, глинистые сланцы с прослоями кислых эффузивов и их туфов); *3* — буймовская подсвита (кварцевые альбитофиры, реже порфириты, их туфы, туфогенные песчаники, туфобрекчии, местами превращенные в порфироиды, порфиритоиды и метаморфические сланцы, с линзами и прослоями известняков, известково-глинистых и глинистых сланцев); *4* — истокский горизонт буймовской подсвиты (известковистые конгломераты, туфобрекчии, известняки с примесью туфового материала). *5* — гавриловская свита нижнего кембрия (известняки, мраморы, редко с прослоями вулканогенных пород кислого и среднего состава). *6* — интрузивные риолит-дацитовые кварцевые порфиры. *7* — дайки диабазов, диабазовых порфиритов комплекса самостоятельных малых интрузий. *8* — зоны окварцевания, вторичные кварциты. *9* — геологические границы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые). *10* — краевой («Ускандинский») надвиг Салаира. *11* — прочие разрывные нарушения. *12* — зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости пород. *13* — элементы залегания (*а* — сланцеватости, *б* — слоистости, *в* — контактов пород и тектонических нарушений). *14—16* — месторождения и рудопроявления: *14* — полиметаллические; *15* — колчеданно-полиметаллические; *16* — медноколчеданные (1 — Каменушинское, 2 — Ускандинское месторождения).

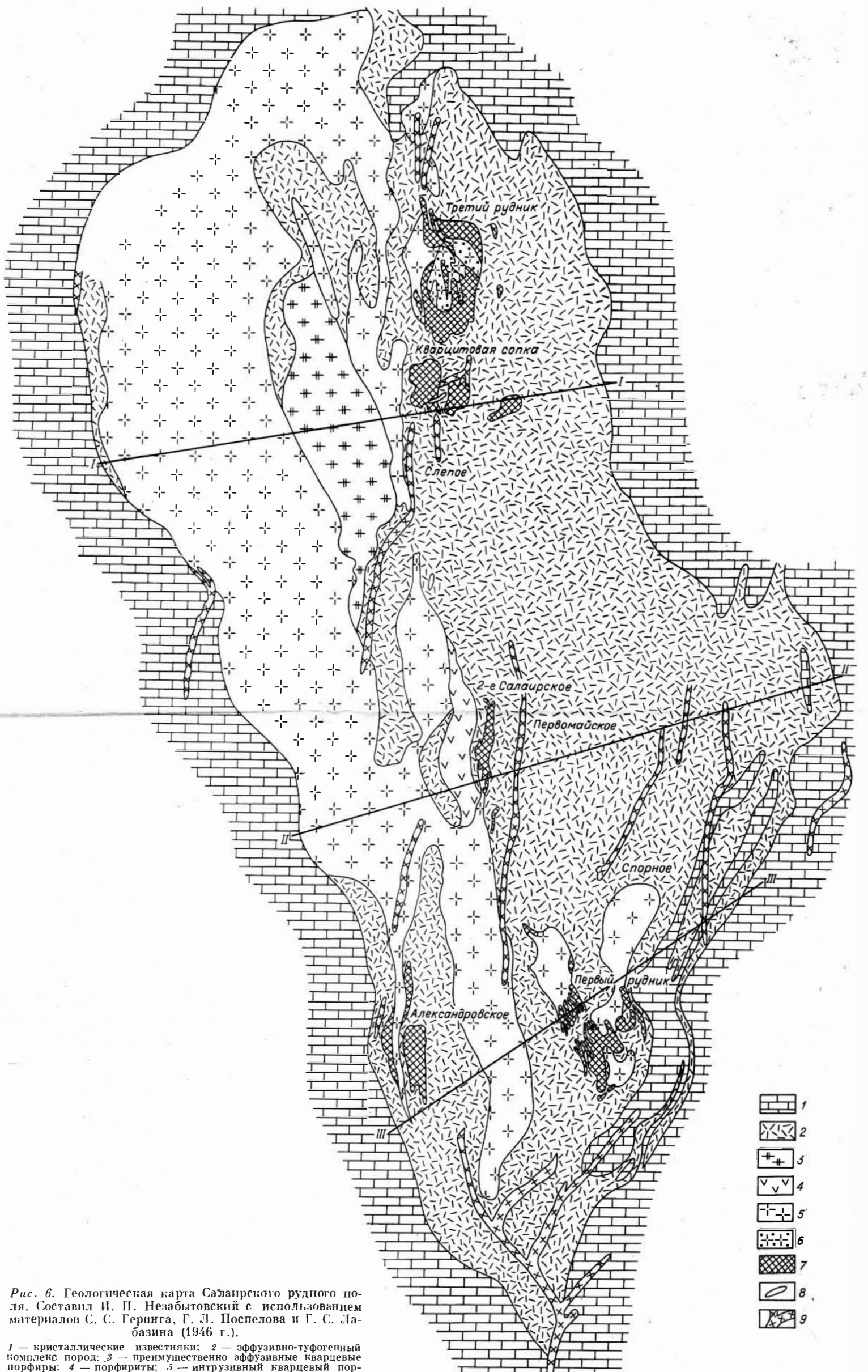


Рис. 6. Геологическая карта Салаирского рудного поля. Составил И. П. Незабытовский с использованием материалов С. С. Геринга, Г. Л. Поспелова и Г. С. Лабазина (1946 г.).

1 — кристаллические известняки; *2* — эффузивно-туфогенный комплекс пород; *3* — преимущественно эффузивные кварцевые порфиры; *4* — порфириты; *5* — интрузивный кварцевый порфир; *6* — оруденелый интрузивный кварцевый порфир; *7* — выходы рудных тел под наносы; *8* — кварцевые жилы; *9* — дайки диабазовых порфиритов.

Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири

Рудная формация	Субформация	Минеральный тип	Структурно-морфологический тип оруденения	Вмещающие породы	Околорудные изменения	Геотектоническая позиция	Связь с магматизмом	Типовые месторождения	Аналоги в других рудных районах
Колчеданно-полиметаллическая вулканогенная	Гидротермально-метасоматических рудных залежей	1. Колчеданно-полиметаллический (медно-свинцово-цинковый) 2. Медноколчеданный 3. Серноколчеданный	Линзовидные и трубообразные метасоматические залежи массивных руд с ореолами вкрапленной и прожилковой минерализации в зонах синвулканических разрывных структур глубокого заложения, в контактах субвулканических интрузий и жерловых тел, нередко в экранированных структурах	Эффузивы и туфы кислого, среднего, реже основного состава; субвулканические интрузии андезитовых и базальтовых порфиритов, дацитов и их эксплозивные брекчии; в подчиненном количестве осадочные породы и туффиты	Серицитизация, окварцевание, пиритизация, хлоритизация, отальк-ование, доломитизация в лежачем и висячем боках рудных залежей	Вулкано-тектонические структуры, участки повышенной проницаемости и кустового развития субвулканических интрузий при существенной роли региональных и локальных экранов	Общая генетическая связь с процессами раннегеосинклинального андезито-базальтового вулканизма натровой специализации. Особенно рудоносны контрастно-дифференцированные серии вулканитов. Парагенетическая связь с субвулканическими интрузиями основного и кислого состава (андезито-базальтовые порфириты, габбро-диабазы, риолит-дацитовые порфиры, эксплозивные брекчии)	Кызыл-Таштыг, Дальнее, Кызыл-Тай	Месторождения: озеро Валентины (о-в Кунашир), Бляква, Гай и др. (Урал), Николаевское, Ленногорское рудное поле (Рудный Алтай)
	Стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей	1. Сульфидно-кремнисто-карбонатный (преимущественно свинцово-цинковый) 2. Сульфидно-силикатно-окисный (преимущественно медно цинковый)	Стратифицированные пластовые и линзообразные многоярусные рудные залежи в структурах конседиментационных депрессий, дислоцированные совместно с вмещающими толщами. Зоны наложенной гидротермально-метасоматической и прожилковой минерализации	В вулканических областях — вулканогенно-осадочные отложения: известняки, аргиллиты, туффиты, эффузивно-пирокластические породы основного и кислого состава, конседиментационные брекчии, кварциты. В сланцевых геосинклиналях — терригенные сланцевые толщи с различной долей участия карбонатных пород, кварцитов и ограниченным развитием вулканогенных образований. Степень метаморфизма пород различна.	Развиты очень слабо (практически отсутствуют). Проявляются в виде общей серицитизации, пропилитизации и сидеритизации пород, при наложении гидротермально-метасоматических образований — локальная околорудная серицитизация, хлоритизация и баритизация	Депрессионные структуры зон краевых глубинных разломов эвгеосинклиналей и внутригеосинклинальных поднятий. Верхние вулканогенно-осадочные структурные этажи вулканических серий. Региональный контроль зонами разломов глубокого заложения и блоковой складчатости в складчатом обрамлении жестких массивов (Сибирской платформы). Конседиментационные депрессионные структуры	В вулканических областях по времени образования близки к проявлению позднего субвулканического магматизма основного и кислого состава и эксплозивных брекчий. В сланцевых зонах геосинклиналей — удаленная парагенетическая связь с дайками основного состава в зонах разломов глубокого заложения. Характерны синхронные проявления дифференцированного базальтоидного вулканизма в смежных районах	Озерное, Холодниковское, Маинское, Линейное	Месторождения «атасуйского» типа Успенской металлогенической зоны Казахстана, Уруп и др.
Колчеданно-полиметаллическая плутоногенная		1. Барит-сульфидный полиметаллический 2. Колчеданно-полиметаллический 3. Медноколчеданный 4. Серноколчеданный	Линзовидные, реже сложной формы метасоматические залежи сливных руд с ореолами вкрапленной минерализации в зонах интенсивной трещиноватости и рассланцевания	Эффузивы и туфы кислого, среднего, реже основного состава; порфироиды, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы	Серицитизация, хлоритизация, окварцевание, пиритизация	Постскладчатые региональные зоны интенсивного рассланцевания и трещиноватости как форма проявления глубинных разломов	Парагенетическая связь с постскладчатыми комплексами самостоятельных малых интрузий основного и кислого состава	Месторождения Салаирского и Урского рудных полей, Каменушинское, Ускандинское (Салаирский кряж)	Месторождения Иртышской и Северо-Восточной зон смятия Рудного Алтая (Зыряновское, Белоусовское, Березовское и др.)

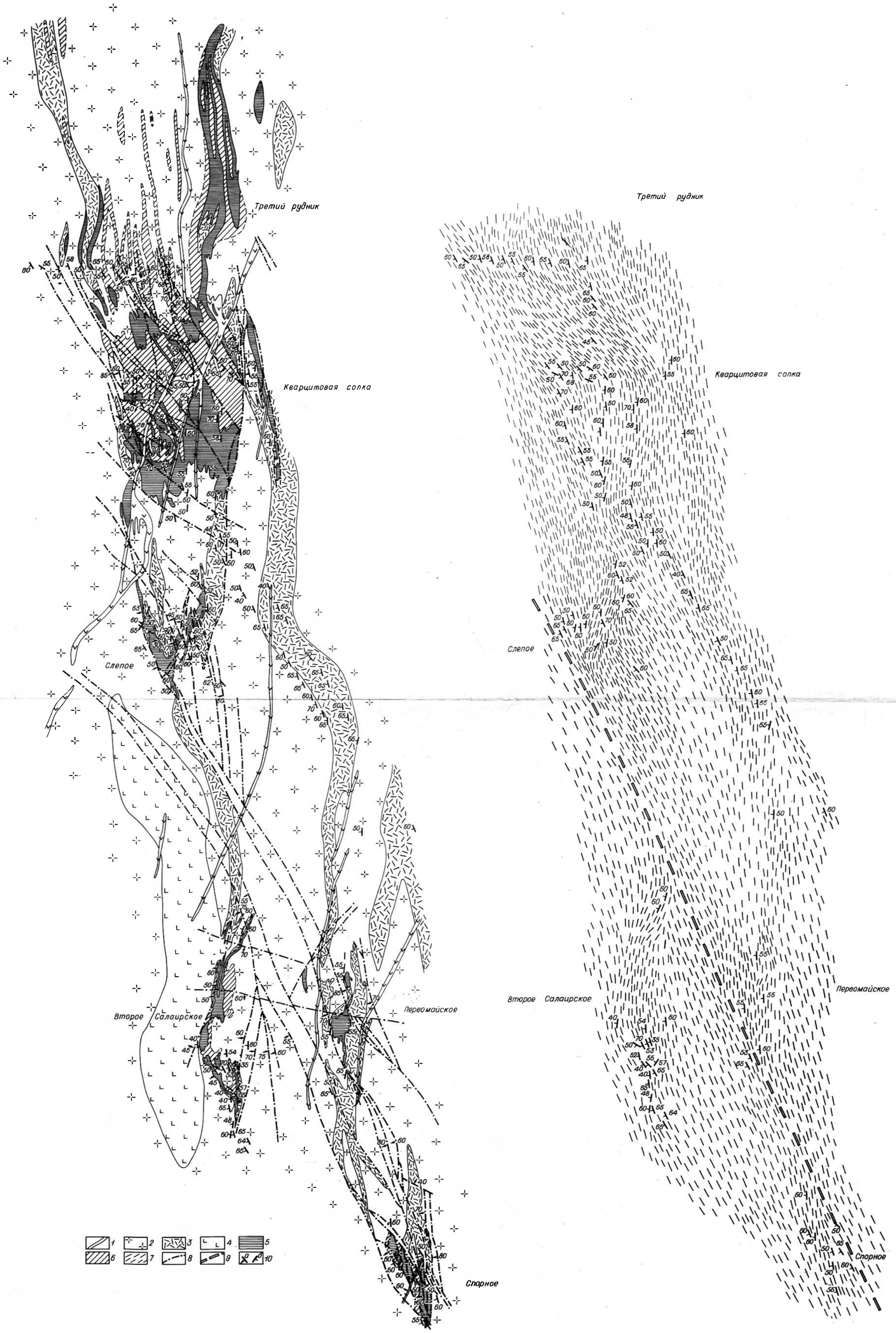


Рис. 11. Геологический план гор. 170 м (от поверхности) Салаирского рудного поля и схема внутреннего строения зоны интенсивного рассланцевания пород. Составил Э. Г. Дистанов по данным подземного картирования с использованием материалов Салаирского рудоуправления (геологи С. С. Геринг, И. И. Федоров, Е. Г. Тазеева, В. М. Манакова, Г. Ф. Дягилев).

1 — диабазовые порфириты; *2* — кварцевые и кварц-плагиоклазовые порфиры, порфироиды; *3* — кварц-серицитовые сланцы и туфопорфироиды; *4* — порфириты; *5* — барит-сульфидные и кварц-барит-сульфидные полиметаллические руды; *6* — прожилково-вкрапленные руды в кварц-серицитовых сланцах и порфироидах; *7* — зона интенсивного рассланцевания пород; *8* — разрывные нарушения, преимущественно послерудные; *9* — предполагаемое положение скрытого рудоподводящего разлома; *10* — элементы залегания (*а* — слоистости, контактов пород и разрывных нарушений, *б* — сланцеватости).