

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Б. ЧЕКВАИДЗЕ, И. З. ИСАКОВИЧ

**ТИПЫ  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
РУДНОГО АЛТАЯ  
ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
И МЕТОДЫ ПОИСКОВ**



Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Б. ЧЕКВАИДЗЕ, И. З. ИСАКОВИЧ

ТИПЫ  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
РУДНОГО АЛТАЯ,  
ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
И МЕТОДЫ ПОИСКОВ

2344



Москва «НЕДРА» 1977



Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М., «Недра», 1977. 197 с.

В книге рассмотрены основные особенности геологического строения и условия формирования месторождений колчеданно-полиметаллической формации на Рудном Алтае. Выделены барит-полиметаллический, собственно-полиметаллический, переходный к колчеданно-полиметаллическому, колчеданно-полиметаллический и медно-колчеданный типы месторождений. Они отличаются количественными отношениями ведущих металлов и главных рудообразующих сульфидов в рудах, а также геологической обстановкой рудолокализации. Дано описание их характерных представителей.

Разнообразие минеральных ассоциаций руд и их зональное распределение в пределах месторождений связано с эволюцией состава минерализующих растворов в пространстве и во времени в сочетании с существенным влиянием текстурно-структурных и минералого-геохимических особенностей вмещающих сред. Интенсивные метасоматические преобразования под воздействием кислотных гидротерм привели к формированию зонального комплекса измененных пород формации серицит-кварцевых метасоматитов. Тесная связь определенного типа руд и околорудных метасоматитов позволила в ряде случаев выделить рудно-метасоматические ассоциации, характеризующие общность условий рудо- и петрогенного минералообразования.

С точки зрения генезиса основные промышленные месторождения Рудного Алтая подразделены на три группы: вулканогенную, плутоногенную и регенерированную. В целом они сходны с рудными объектами других колчеданно-полиметаллических провинций.

Характерные черты строения и условия формирования рудноалтайских месторождений определяют рациональный комплекс методов их прогнозирования и поисков.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, работающих в области поисков и разведки рудных месторождений.

Табл. 36, ил. 34, список лит. — 91 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

Рудный Алтай относится к числу наиболее старых горнорудных районов нашей страны. Перспективы открытия в его пределах новых полиметаллических месторождений весьма благоприятны. Однако обнаружение новых руд возможно лишь за счет месторождений, скрытых на больших глубинах, что требует определенного пересмотра существующих методов прогнозирования и поисков этих месторождений.

Полиметаллические месторождения и рудопроявления Рудного Алтая относятся к различным рудным формациям, однако все промышленные месторождения этого региона практически принадлежат к одной рудной формации, месторождения которой обладают определенным сходством минерального состава и близким геологическим строением. Эта формация, которая может быть названа колчеданно-полиметаллической (или полиметаллической), с поисково-разведочной точки зрения отвечает важнейшему в СССР промышленно-генетическому типу свинцово-цинковых месторождений, залегающих в вулканогенных толщах. Распространены они кроме Рудного Алтая, также в Южном Узбекистане, Западном Забайкалье, Салаире и в других регионах.

На Рудном Алтае среди месторождений этой формации можно выделить несколько подформаций (барит-полиметаллическую, собственно-полиметаллическую, переходную к колчеданно-полиметаллической, колчеданно-полиметаллическую и медноколчеданную), отличающихся друг от друга деталями минерального состава, геохимическими особенностями руд, а также некоторыми чертами геологического строения месторождений. В одних случаях главными компонентами руд являются барит, цинк, свинец, в других цинк и свинец, для третьих преобладающее значение имеют медь и цинк.

Месторождения этих подформаций размещаются в различных структурах, часто пространственно обособленно, и для их успешного выявления необходимо учитывать особенности локализации и поисковые критерии и признаки для месторождений каждой подформации. Комплексы методов поисков этих месторождений будут часто различны.

Эта книга посвящена особенностям геологии, минерального состава руд и условий формирования месторождений вышеупомянутых подформаций, закономерностям их размещения, поисковым критериям и признакам и методам прогнозирования и поисков.

В ней сравнительно подробно описаны типичные месторождения, являющиеся характерными представителями разных подформаций (Зареченское, Лениногорское, Зыряновское, Тишинское, Ново-Золотушинское, Ново-Березовское и Орловское). При описании отдельных месторождений и характеристике выделенных подформаций в целом главное внимание уделено процессам минерализации и, в частности, окколорудным изменениям и минеральным ассоциациям руд, их составу и распределению в пространстве и во времени. Все эти данные излагаются главным образом по материалам личных исследований авторов.

Развитие представлений о генетических типах полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их происхождении будет способствовать совершенствованию методов их прогнозирования и поисков.

Роль авторов в составлении разделов книги отражена в оглавлении. В работе также принимала участие Н. Г. Кудрявцева, которой дано описание Зыряновского месторождения и части Зареченского месторождения.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО АЛТАЯ

Рудным Алтаем называют юго-западную часть Алтая, ограниченную двумя региональными разломами северо-западного направления — Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия. На юго-востоке структуры Рудного Алтая погружаются и сменяются структурами Южного Алтая, а на северо-западе они погребены под мощными кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской впадины.

В пределах Рудного Алтая известны два крупных антиклинория — Алейский и Синюшинский и разделяющий их Быструшинский синклинорий. Ядра антиклинориев Рудного Алтая сложены метаморфизованными отложениями ордовикского (а, возможно, и более древнего) возраста и прорываемыми их крупными массивами додевонского, девонского, нижнекаменноугольного и верхнепалеозойского интрузивных комплексов. В крыльях антиклинориев залегают осадочно-вулканогенные отложения среднего и верхнего девона. Центральные части синклинориев выполнены главным образом осадочными отложениями нижнекаменноугольного возраста.

В силуре и раннем девоне территория Рудного Алтая представляла собой часть древнего поднятия, обладавшего уже в то время корой континентального типа, о чем свидетельствует сиалический характер палеозойского магматизма. В конце раннего — начале среднего девона это поднятие было разбито на крупные блоки продольными (северо-западными) и поперечными разломами, испытывало дифференциальные погружения. Фрагменты древнего поднятия сохранились лишь в ядрах Алейского и Синюшинского антиклинориев в виде остаточных структур. В ранние стадии переработки древнего поднятия, с эйфельского по франский век включительно, на Рудном Алтае происходило накопление вулканитов контрастной базальт-липаритовой и металипаритовой формации. Эти породы преимущественно развиты в пределах остаточных геантиклинальных поднятий, в прогибах же накапливались главным образом вулканогенно-терригенные толщи аспидной, флишовой и других формаций.

В позднегеосинклинальное время в фаменский, турнейский и визейский века в пределах краевых частей антиклинальных поднятий и в синклинальных прогибах происходило накопление флишовой и карбонатных осадков и излияние андезитовых и ба-

зальтовых лав недифференцированных формаций. В позднем палеозое, уже на орогенном этапе, помимо накопления моласс, чрезвычайно интенсивно проявился орогенный магматизм и возникли многочисленные интрузии габбро-гранодиорит-гранитной формации (змеиногорский комплекс) и «постбатолитовые» дайки порфириров — порфиритов (Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961). Наконец, заключительная стадия орогенного этапа характеризовалась проникновением главным образом в краевые части структуры Рудного Алтая вдоль Иртышского и Северо-Восточного разломов пермских гранитов калбинского комплекса.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая ассоциируют с производными базальт-липаритовой формации — средне-верхнедевонскими калинатровыми субвулканическими порфирами, а также с серией малых интрузий постбатолитовых «альбитофиров-порфиритов». Они приурочены главным образом к краевым частям остаточных антиклинальных поднятий, тяготея к участкам сокращенных разрезов осадочно-вулканогенных толщ, и часто размещаются на склонах вулканических сооружений центрального типа. Особенно благоприятны для рудоотложения участки изгибов конседиментационных складок и места их пересечений с синвулканическими разрывами, а также места сопряжения субвулканических тел с пологозалегающими толщами вулканогенных образований.

Для структур Рудного Алтая, развившихся на древнем поднятии, характерно мозаично-блоковое строение с длительным унаследованным развитием систем продольных и поперечных разломов и устойчивым положением узлов их пересечения (Г. Ф. Яковлев, 1960 г.). С этими особенностями в ряде районов связано пространственное совмещение разновозрастных вулканогенных и интрузивных формаций геосинклинального и орогенного этапов развития и соответственно полихронное проявление процессов полиметаллического оруденения. Именно поэтому многие полиметаллические месторождения имеют длительную многоэтапную историю формирования с образованием руд разного возраста и генезиса.

Магматические породы являются не только источником рудоносных растворов, они воздействуют на уже образованные скопления сульфидов, которые в связи с этим претерпевают сложные преобразования и регенерацию (Яковлев, Демин, 1974). Широкое развитие на Рудном Алтае постмагматических процессов обусловило интенсивные изменения пород, в частности альбитизацию и окварцевание, и связанные с этим вынос бария (Горжевский, Королев, Крейтер, 1971), свинца, цинка и меди, т. е. металлов, входящих в кристаллическую решетку породообразующих минералов (калиевого полевого шпата, амфибола и биотита). При замещении калиевых полевых шпатов альбитом, а амфиболов и биотита — хлоритом происходит вынос металлов, часть которых в дальнейшем может принимать участие в формировании полиметаллических руд.

## ГРУППИРОВКА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

### ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопрос группировки и классификации полиметаллических месторождений и рудопроявлений Рудного Алтая давно интересовал исследователей. В дореволюционный период П. П. Пилипенко разработал классификацию полиметаллических месторождений, основанную на составе главнейших жильных и рудных минералов. По этому же принципу группировали полиметаллические месторождения В. К. Котульский, А. К. Болдырев и И. Ф. Григорьев. Позднее И. Ф. Григорьев и С. М. Глебов разделили известные к тому времени полиметаллические месторождения на три группы: полиметаллические свинцово-цинковые, полиметаллические медно-цинковые и медные.

В 1955 г. П. Ф. Иванкин и И. И. Халтурина для западной части Рудного Алтая выделили скарновую железо-меднорудную, серноколчеданную полиметаллическую, кварцево-медную и кварцево-баритовую свинцово-медную формации. В то же время А. К. Каюповым в Зырянском рудном районе были выделены четыре типа оруденения: 1) вкрапленное и сплошное гидротермально-метасоматического генезиса, 2) трещинно-жильного типа, 3) скарнового типа, 4) оруденение типа вторичных кварцитов.

В 1959 г. Д. И. Горжевский все полиметаллические месторождения и рудопроявления Рудного Алтая объединил в три рудные формации: 1) жильную медную и свинцово-цинковую, 2) колчеданно-полиметаллическую, 3) собственно-полиметаллическую.

Более дробная группировка месторождений и рудопроявлений Рудного Алтая приводится в работе П. Ф. Иванкина, П. В. Иншина и В. С. Кузубного (1961). Эти исследователи выделяют три возрастные и генетические группы рудных формаций: а) связанные с порфирами добатолитового комплекса, б) ассоциирующие с интрузиями змеиногорского комплекса, в) связанные с поздними малыми интрузиями (послебатолитовые). К первой группе они относят скарновые, пропилюто-кварцитовые, вторичнокварцитовые, меднопорфировые, колчеданные полиметаллические и кварц-карбонат-свинцовые рудопроявления, не представляющие, по их мнению, промышленной ценности. Ко второй — скарновые медно-цинковые и полиметаллические, образующие мелкие месторождения, прожилково-вкрапленное медно- и полиметаллическое оруденение в

зонах окварцевания и серицитизации и кварцево-жильные медно-цинковые и полиметаллические рудопоявления. К третьей группе — колчеданные медно-цинковые месторождения, медно-цинковые пирит-пирротиновые, колчеданные полиметаллические, полиметаллические, кварцево-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения. По мнению названных исследователей, только в этой формационной группе встречаются месторождения промышленного значения.

В 1970 г. была предложена новая геолого-минералогическая группировка типов промышленных полиметаллических месторождений Рудного Алтая, вне зависимости от их возраста (Горжевский, 1970). Было выделено четыре типа месторождений: собственно-полиметаллические, переходные к колчеданно-полиметаллическим, колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные, а также показано, что для каждого типа характерны не только различные количественные соотношения сульфидов и содержание элементов-примесей, но и разная геологическая обстановка формирования месторождений.

Как видно из вышеизложенного, почти все группировки, предложенные в последние годы, основаны на выделении рудных формаций. Авторы термин «рудная формация» понимают в соответствии с представлениями С. С. Смирнова и Р. М. Константинова, т. е. под рудными формациями понимаются группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, сформированные в близких геологических условиях, независимо от времени их образования.

Исходя из этого следует признать, что многочисленные рудопоявления свинца, цинка и меди на Рудном Алтае можно отнести к различным формациям: галенит-сфалеритовой скарновой, халькопиритовой пропилитовой, кварцево-жильной полиметаллической и т. д. Однако все эти образования, как показал огромный опыт их изучения и разведки, не представляют практического интереса. Все месторождения, имеющие промышленное значение, следует отнести к единой полиметаллической или колчеданно-полиметаллической формации (Д. И. Горжевский, 1959; Иванкин, Иншин, Кузубный, 1961).

Внутри этой формации можно выделить несколько подформаций, месторождения которых отличаются количественными соотношениями ведущих металлов в рудах (свинца, цинка и меди) и главных рудообразующих сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита и галенита), а также особенностями минерального состава и геологической обстановкой формирования. Последнее обстоятельство заставляет относить эти группы месторождений не к различным минеральным типам, а к разным подформациям полиметаллической формации, а именно к барит-полиметаллической, собственно-полиметаллической, переходной к колчеданно-полиметаллической, колчеданно-полиметаллической и медноколчеданной.

Рассмотрение диаграммы количественных соотношений средних содержаний свинца, цинка и меди в рудах месторождений под-

формаций (типов) на Рудном Алтае (рис. 1) позволяет сделать следующие выводы.

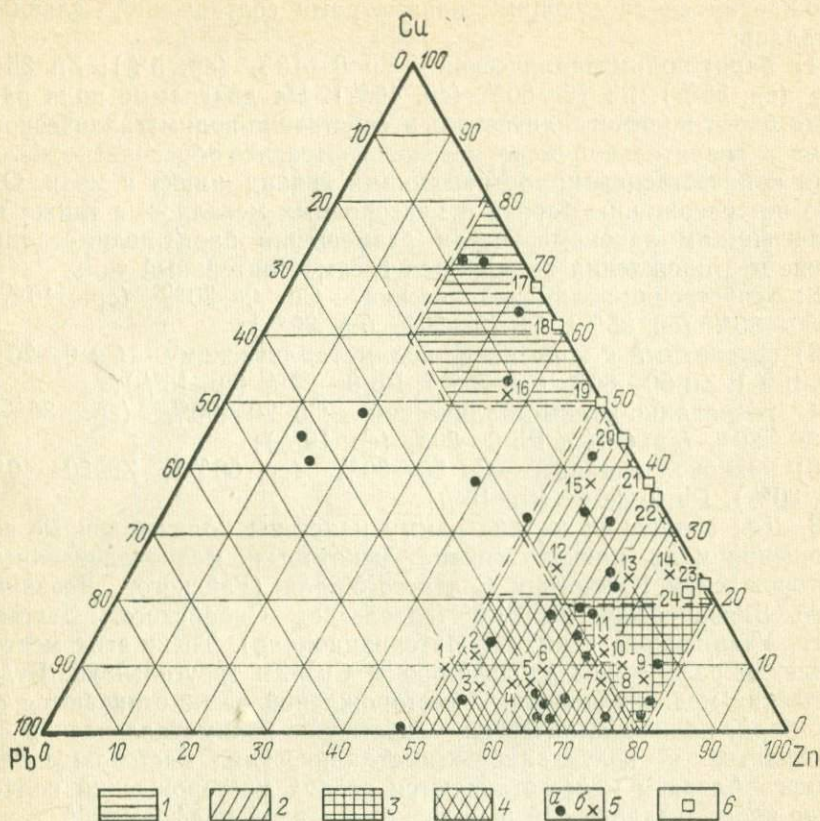


Рис. 1. Диаграмма количественных соотношений средних содержаний свинца, цинка и меди в рудах полиметаллических месторождений Рудного Алтая (в %).

Поля распространения руд месторождений различных типов: 1 — медноколчеданного, 2 — колчеданно-полиметаллического, 3 — переходного к колчеданно-полиметаллическому, 4 — собственно-полиметаллического и барит-полиметаллического; месторождения: 5 — Рудного Алтая (6 — даны в работе, а — прочие) — Греховское (1), Заречное (2), Зырянское (3), Среднее (4), Риддер-Сокольное (5), Степное (6), Березовское (7), Ново-Золотушинское (8), Тишинское (9), Корбалихинское (10), Белоусовское (11), Золотушинское (12), Стржанское (13), Ново-Березовское (14), Николаевское (15), Орловское (16); 6 — медноколчеданные Урала — Гайское (17), Левиха (18), Блявинское (19), им. XIX Партсъезда (20), Сибайское (21), Дегтярское (22), Учалинское (23), им. III Интернационала (24)

1. Точки, характеризующие состав руд месторождений, располагаются в основном кучно и занимают менее 30% площади всего треугольника. Это свидетельствует о том, что количественные соотношения главных металлов в рудах являются не случайными, а подчиняются определенным закономерностям. Правда, некоторое количество точек располагается вне этой площади, однако они немногочисленны, а главное — среди них нет месторождений, имеющих промышленное значение.

2. Распределение точек количественных соотношений главных металлов позволяет выделить пять типов полиметаллических месторождений со следующими параметрами соотношений главных металлов:

1) барит-полиметаллический — Cu 0—10% (ср. 5%); Zn 35—75% (ср. 55%), Pb 15—60% (ср. 40%). На диаграмме поля развития барит-полиметаллического и собственно-полиметаллического типов в значительной мере перекрываются, что обусловлено близкими количественными соотношениями свинца, цинка и меди. Однако по содержанию барита и благородных металлов, а также по геологическим закономерностям размещения барит-полиметаллические месторождения выделяются в самостоятельный тип;

2) собственно-полиметаллический — Cu 0—20% (ср. 10%), Zn 50—80% (ср. 65%), Pb 20—50% (ср. 30%);

3) переходный к колчеданно-полиметаллическому — Cu 0—20% (ср. 10%), Zn 60—80% (ср. 75%), Pb 0—20% (ср. 15%);

4) колчеданно-полиметаллический — Cu 20—50% (ср. 30%), Zn 50—80% (ср. 60%), Pb 0—20% (ср. 10%);

5) медноколчеданный — Cu 50—80% (ср. 60%), Zn 20—40% (ср. 30%), Pb 0—20% (ср. 10%).

3. Для сравнения на диаграмму нанесены количественные соотношения меди, цинка и свинца некоторых медноколчеданных месторождений Южного и Среднего Урала (Гайского, Левихинского, Блявинского, им. XIX Партсъезда, Сибайского, Дегтярского, Учалинского и им. III Интернационала). Точки этих месторождений разбросаны вдоль стороны Cu—Zn треугольника. Руды уральских медноколчеданных месторождений резко отличаются от руд барит-полиметаллических, собственно-полиметаллических и переходных к колчеданно-полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая и менее отличаются от руд месторождений колчеданно-полиметаллической и медноколчеданной подформаций.

Принцип использования рассмотренной диаграммы для группировки полиметаллических месторождений Рудного Алтая имеет определенные преимущества, так как он позволяет объективно проанализировать количественные отношения не только металлов, но и главнейших минералов руд. В первичных рудах рассматриваемых месторождений единственными минералами, содержащими свинец и цинк, являются галенит и сфалерит. Что касается меди, то хотя медь и входит в состав разных минералов (халькопирит, борнит, блеклая руда, халькозин), однако в большинстве месторождений количество халькопирита составляет 95—98% от всех медьсодержащих минералов.

По составу слагающих сульфидов руды всех месторождений Рудного Алтая (как и всех колчеданных месторождений вообще) одинаковы и состоят главным образом из пирита, халькопирита, сфалерита и галенита. Только количественные соотношения сульфидов позволяют разделить эти месторождения на группы, отличающиеся, как оказалось, также и рядом других минералогических и геологических особенностей (табл. 1): количественными соотно-

Характеристика типов полиметаллических месторождений Рудного Алтая

Таблица 1.

Характерные особенности	Барит-полиметаллический	Собственно-полиметаллический	Переходный к колчеданно-полиметаллическому	Колчеданно-полиметаллический	Медноколчеданный
Состав вмещающих пород	Чередование известняков и кремнистых пород	Туфы и лавы кислого состава или алевролиты и алевропелиты	Чередование алевролитов и алевропелитов с туфами и лавами пород кислого и среднего состава		Туфы и лавы основного и среднего состава, серицит-хлоритовые сланцы, алевролиты и аргиллиты, туфы и лавы кислого состава
Рудоконтролирующие структуры	Полости отслаивания складок, флексурные перегибы, разломы и зоны трещиноватости		Межформационные и внутриформационные срывы и зоны расщелачивания, разломы		Межформационные срывы и зоны расщелачивания
Преобладающие формы рудных тел	Жилообразные тела, штокверки	Линзообразные залежи, жилообразные и трубообразные тела, штокверки	Лентообразные и линзообразные тела		Линзообразные залежи
Главные типы околорудно измененных пород	Зоны малонитративного гидролитического разложения с прожилково-вкрапленными новообразованиями кварца, серицита, хлорита, карбоната	Существенно кварцевые метасоматиты зон гипогенного выщелачивания, карбонат-серицитовые метасоматиты зон осаждения	Существенно серицитовые метасоматиты зон выщелачивания, серицит-хлорит-карбонатные метасоматиты зон осаждения	Обогащенные пиритом серицит-кварцевые метасоматиты зон выщелачивания, хлоритовые, карбонат-хлоритовые метасоматиты зон осаждения	Хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты зон осаждения
Количественные соотношения средних соединений (в %) Pb:Zn:Cu:Ba в рудах	1:1,5:0,2:30	1:2:0,5:3	1:7:1:0,5	1:6:3:0,1	1:3:6:0,1
Роль сульфидов железа (пирит, пирротин, марказит, мельниквит, халькопирит) по сравнению с суммарным количеством сфалерита и галенита	Подчиненная	Подчиненная	Равноценная	Преобладающая	Преобладающая
Примеры месторождений	Зареченское, Змеиногорское	Ленинское, Зырянское, Степное	Корбалихинское, Тишинское, Ново-Золотушинское	Иртышское, Ново-Березовское, Золотушинское	Орловское, Масляинское

шениями разных сульфидов и барита, содержаниями серебра, характером окolorудных изменений, составом вмещающих пород, формами рудных тел и типами рудоконтролирующих структур.

Кроме того, руды сравниваемых групп месторождений отличаются и по некоторым геохимическим особенностям (Гармаш и др., 1966; Горжевский, 1970). Так, для барит-полиметаллических и собственно-полиметаллических месторождений отмечается низкое содержание селена в галените, а для переходных и колчеданно-полиметаллических — высокое. Отношение среднего содержания селена к теллуру в рудах для первых двух групп месторождений меньше 4—5, а для вторых — больше этих цифр; отношение цинка к кадмию в сфалерите для первых двух групп меньше 200, а для вторых — больше 200 и т. д.

Охарактеризованные типы месторождений (подформации) обычно располагаются пространственно обособленно друг от друга в определенных структурно-формационных зонах и подзонах Рудного Алтая. Эти структурно-формационные единицы расположены закономерно по отношению к среднепалеозойским поднятиям и прогибам Рудного Алтая и в свою очередь характеризуются специфическими особенностями строения и развития (табл. 2). Позиция структурно-формационных зон, приуроченных к определенным частям наложенных на древнее поднятие прогибов определяет мощности разрезов девонских отложений, состав слагаю-

Т а б л и ц а 2

**Характеристика структурно-формационных зон и подзон Рудного Алтая, локализирующих полиметаллические месторождения различных подформаций**

Характерные особенности	Периферические зоны остаточных поднятий	Краевые зоны наложенных прогибов	Внутренние зоны наложенных прогибов
Мощности разрезов	Мощность среднедевонских отложений незначительна; верхнедевонские отсутствуют	Мощность средневерхнедевонских отложений сравнительно невелика	Мощность средневерхнедевонских отложений весьма значительна
Состав пород средневерхнедевонских отложений	Чередование кремнистых пород, рифогенных известняков, туфов и лав металипаритов	Чередование алевролитов, известняков, песчаников с туфами и лавами металипаритов	Чередование алевролитов и песчаников с туфами и лавами металипаритов и вулканитами среднего и основного состава
Отношение объема вулканогенных и осадочных пород	< 1	1,2—1,4	> 1,5
Ведущие подформации полиметаллических месторождений	Барит-полиметаллические	Собственно-полиметаллические и переходные	Колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные
Примеры структурно-формационных зон	Змеиногорско-Зареченская	Лениногорская, Ревнюшинская	Иртышская

щих их осадочных и вулканогенных пород, интенсивность процессов вулканизма, а также тип полиметаллических месторождений. Это еще раз подтверждает высказанные соображения о тесной связи истории геологического развития регионов с характером и типом локализованных в их пределах рудных месторождений.

## Барит-полиметаллический тип

### Зареченское месторождение

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В строении Зареченского барит-полиметаллического месторождения участвуют нижнепалеозойские метаморфические и девонские осадочные и вулканогенные породы. Нижнепалеозойские породы представлены кварц-серицит-хлоритовыми сланцами, пронизанными прожилками кварц-карбонат-гематитового состава. Сланцы раздроблены и смяты в складки. Видимая мощность толщи более 1000 м.

Девонские образования представлены отложениями эйфельского, эйфельско-живетского и живетского возраста (А. Ф. Фоминых и др.). Породы эйфельского яруса несогласно залегают на нижнепалеозойских отложениях или соприкасаются с последними по крутопадающему разлому. Они подразделяются на две пачки: нижняя представлена грубозернистыми песчаниками, конгломератами, верхняя — аргиллитами. Мощность эйфельских отложений колеблется от 30 до 250 м. Породы эйфельско-живетского возраста представлены горизонтом литокристаллокластических туфов мощностью от 15 до 250 м. Живетские отложения в пределах месторождения сложены преимущественно алевролитами и кремнистыми породами с маломощными прослоями известняков. К нижней части разреза этих отложений, а именно к контакту кремнистых пород и прослоев известняков приурочены рудные тела Зареченского месторождения.

На участке месторождения широко развиты субвулканические и интрузивные породы. К субвулканическим образованиям относятся: 1) породы среднедевонского флюид-порфирирового комплекса, представленного туфовидными оскольчато-обломочными альбитизированными эпипаритами и эпипарит-дацитами; 2) комплекс пород основного состава (габбро-диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты) средне-верхнедевонского возраста; 3) верхнедевонский комплекс фельзитовидных (афировых и мелкопорфировых) эпипаритов и эпипарит-дацитов; 4) послефранский флюид-порфирировый комплекс крупнопорфировых эпипаритов и эпипарит-дацитов. Наиболее поздними интрузивными образованиями в пределах месторождения являются дайки диабазов, габбро-диабазов и диоритовых порфиритов змеиногорского комплекса.

Структурные особенности Зареченского месторождения определяются строением вмещающей его грабен-синклинали, для кото-

рой характерно крутое залегание ( $80-90^\circ$ ) крыльев и наличие разломов, проходящих по ее южному и северному флангам, параллельно слоистости девонских отложений.

Рудные тела месторождения имеют форму линз и рудных столбов. В пределах месторождения вскрыто несколько линз, сложенных массивными рудами, приуроченных к зонам отслоения и брекчирования на контакте хрупких кремнистых пород и пластичных известняков. Встречается также большое количество маломощных рудных тел, сложенных прожилково-вкрапленными рудами. Они располагаются в зонах трещиноватости в кремнистых породах и либо сопровождают тела массивных руд, либо обособлены в пространстве. Рудные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, имеют субширотное простирание и крутое падение на север.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Вмещающие породы Зареченского месторождения отличаются крайне ограниченным масштабом метасоматических преобразований. По данным И. В. Крейтер (1972 г.), в околорудных пространствах устанавливаются лишь рассеянные прожилково-вкрапленные выделения кварца, серицита, хлорита и некоторых других минералов (см. табл. 4; парагенезисы 1, 2, 3), суммарное количество которых редко превышает 20—25% объема пород. Ореол прожилково-вкрапленной минерализации распространяется на 70—100 м в стороны от рудных залежей, причем состав новообразований в значительной мере зависит от состава вмещающих сред. Кислые вулканиты и тонкозернистые терригенные породы обычно содержат выделения кварца, серицита и хлорита, в кремнистых породах и песчаниках распространена бесхлоритовая ассоциация. Кварц-хлорит-гематитовые прожилки пространственно обособлены: они развиты среди нижнепалеозойских сланцев и известняков.

Сопоставления химических составов исходных и измененных пород показывают незначительные масштабы миграции компонентов. Это обстоятельство наряду с особенностями состава и морфологии метасоматических выделений сближает процесс изменения вмещающих сред с малоинтенсивным гидrolитическим разложением пород в экзоконтактных зонах субвулканических порфировых интрузий, развитых на ряде месторождений (Ново-Золотушинском, Орловском, Среднем и т. д.).

По времени формирования прожилково-вкрапленная метасоматическая минерализация предшествует отложению полиметаллических руд. Последние сопровождаются лишь маломощными оторочками перекристаллизованных минералов (кварца, серицита) и послерудными кальцит-баритовыми и кварц-кальцитовыми прожилками.

Зареченское месторождение относится к барит-полиметаллическому типу с соотношением основных компонентов в рудах Pb:Zn:Cu соответственно 1:1,4:0,3.

В пределах месторождения выделено несколько типов руд: полиметаллические (халькопирит-галенит-сфалеритовые), баритовые, барит-колчеданные (барит-пиритовые, барит-марказитовые), барит-полиметаллические (Дмитриев, 1960). В балансе руд месторождения основная роль принадлежит барит-полиметаллическому типу (63% от общего объема руд), представленному прожилковыми и массивными разностями. Наиболее широко барит-полиметаллические руды распространены в центральной части месторождения, баритовые руды тяготеют к западному флангу месторождения, а барит-колчеданные — к восточному. В табл. 3 приводится минеральный состав руд Зареченского месторождения.

Таблица 3  
Минеральный состав руд Зареченского месторождения

Минералы		
Главные	Второстепенные	Редкие*
<b>Рудные</b>		
Сфалерит Галенит Блеклая руда	Халькопирит Халькозин Борнит Пирит Марказит Гематит	Аргентит Алтаит Вюрцит Бурнонит Самородный теллур Гессит Сильванит Ялпаит Полибазит Энаргит Мушкетовит Стефанит Штроемейрит Ленгенбахит Арсенопирит
<b>Нерудные</b>		
Барит Кварц Кальцит	Серицит Хлорит Доломит Анкерит	Тальк Флюорит

\* Редкие рудные минералы на месторождении впервые определены В. А. Поляниным и И. Н. Пеньковым.

Выделение стадий минерализации, а также различных парагенетических ассоциаций в рудах алтайских месторождений связано с определенными трудностями, так как для руд всех месторождений

характерно: малое развитие текстур пересечения, дробления и цементации одних минеральных парагенезисов другими, значительное сходство минеральных составов, а также составов элементов-примесей главных рудообразующих минералов.

При выделении на месторождениях парагенетических минеральных ассоциаций, ступеней минерального равновесия в растворе и стадий минерализации мы придерживались схемы систематики минеральных ассоциаций, предложенной Н. В. Петровской (1965 г.). Основными критериями, позволяющими выделить различные стадии минерализации на изученных месторождениях, являются:

1) наличие текстур пересечения и цементации одних минеральных ассоциаций другими;

2) существенное изменение в качественном составе минеральных парагенетических ассоциаций, свидетельствующее об изменении физико-химических условий минералообразования: смена минеральных ассоциаций полиметаллической стадии минеральными ассоциациями барит-полиметаллической стадии обусловлена скачкообразным изменением окислительно-восстановительного потенциала в растворе;

3) изменение температуры кристаллизации минеральных парагенезисов, причем в начале новой стадии наблюдается значительное повышение температуры по сравнению с концом предыдущей стадии;

4) пространственное обособление минеральных парагенетических ассоциаций.

Формирование парагенетических минеральных ассоциаций соответствует определенным ступеням минерального равновесия, которые отражают постепенное изменение условий минералообразования во времени и в пространстве в пределах одной стадии минерализации. При выделении ступеней минерального равновесия учитывался комплекс различных признаков, в частности, постепенное изменение кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного потенциалов в растворе, поведение отдельных элементов-примесей в минералах, а также наличие внутретапных тектонических подвижек, как правило, локальных.

При выделении отдельных ступеней минерального равновесия немаловажное значение имеет температура образования минеральных парагенетических ассоциаций. В отличие от скачкообразного изменения температур формирования минеральных парагенезисов различных стадий при смене ступеней минерального равновесия одной стадии в большинстве случаев имеет место постепенное падение температуры. Ступени минерального равновесия характеризуются обычно отложением одной или нескольких одновременных парагенетических ассоциаций.

На последовательность минералообразования на Зареченском месторождении существует две точки зрения. По мнению В. А. Полянина и И. Н. Пенькова, формирование различных типов руд на месторождении происходило последовательно из единого гидротер-

мального раствора. Н. Н. Шатагин (1972) считает, что на месторождении в процессе пульсации проявлено две стадии минерализации, в течение которых формировались ранний баритовый комплекс, сложенный мономинеральным баритом, и поздний сульфидный комплекс, включающий все продуктивные минеральные ассоциации руд.

Изучение минерального состава руд, их структурных и текстурных особенностей, характера пространственного размещения минеральных ассоциаций, а также температурных условий их образования показало, что процесс формирования руд не был одностадийным. Нами выделяются две продуктивные стадии минерализации: халькопирит-галенит-сфалерит-кварцевая и галенит-сфалерит-баритовая (табл. 4).

Халькопирит-галенит-сфалерит-кварцевая стадия характеризуется проявлением халькопирит-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации<sup>1</sup>. Она является основной продуктивной ассоциацией полиметаллических руд, образует многочисленные прожилки в брекчированных кремнистых породах и глинисто-кремнистых аргиллитах; наиболее широко развита в лежачем боку рудных залежей. Сульфиды обособляются в жильной массе в виде гнезд, прожилков, тонкой вкрапленности. Основным минералом является сфалерит; галенит и халькопирит играют подчиненную роль, развиваясь в интерстициях зерен сфалерита. Для всех минеральных агрегатов характерна аллотриоморфнозернистая структура.

Минеральный комплекс халькопирит-галенит-сфалерит-кварцевой стадии, как правило, обособлен в пространстве, текстуры пересечения с парагенетическими минеральными ассоциациями галенит-сфалерит-баритовой стадии отсутствуют.

80% руд Зареченского месторождения отлагались в течение галенит-сфалерит-баритовой стадии, характеризующейся несколькими ступенями минерального равновесия и появлением следующих фациально изменчивых парагенетических минеральных ассоциаций (см. табл. 4): баритовой, гематит-баритовой, барит-пиритовой. Данные ассоциации пространственно совмещены, но текстуры пересечения отсутствуют; в распределении их наблюдается четкий структурно-литологический контроль.

*Баритовая минеральная ассоциация* наблюдается в виде многочисленных маломощных прожилков в глинисто-кремнистых аргиллитах и кремнистых породах. Иногда отмечаются линзы чистого мономинерального барита, метасоматически замещающего известняки. Барит характеризуется пластинчатой структурой, перекристаллизация незначительна.

*Гематит-баритовая минеральная ассоциация* развивается локально среди баритовых тел, приурочиваясь к узким тектоническим зонам на контакте известняков и кремнистых пород Гематит

<sup>1</sup> Название минеральных ассоциаций дается по количественной роли составляющих их минералов (из названия исключены минералы с содержанием менее 10%).



Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций околорудно измененных пород и руд Зареченского месторождения

Стадия	Ступень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °С
Гидролитического разложения		1. Кварц—серицит—хлорит—рутил—пирит	Метасоматические пятна, прожилки, вкрапленность	1. Туфы кислого состава, алевролиты, аргиллиты	Преобладающая	Хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварцевые, гематит-хлоритовые	
		2. Кварц—серицит—рутил—пирит		2. Кремнистые породы, песчаники	Значительная		
		3. Кварц—хлорит—гематит		3. Метаморфические сланцы (Pz <sub>1</sub> ), известняки	Незначительная		
Халькопирит-галенит-сфалерит-кварцевая		4. Кварц—сфалерит—халькопирит—галенит	Гнезда, вкрапленность, прожилки	Глинисто-кремнистые аргиллиты, кремнистые породы	20%	Полиметаллические	360—100°
Галенит-сфалерит-баритовая	I	5. Барит	Линзообразные тела, прожилки	Контакт кремнистых пород и известняков	15%	Баритовые	285—165
		6. Барит—гематит	Зоны неправильной формы	Хлоритизированные алевролиты, известняки, известковистые аргиллиты, кремнистые породы			160—100

Стадия	Ступень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °C
Галенит-сфалерит-баритовая	I	7. Барит—пирит—(марказит)	Линзообразные тела, прожилки	Хлоритизированные алевролиты, известняки, известковистые аргиллиты, кремнистые породы	15%	Барит-колчеданные	
	II	8. Барит—сфалерит—блеклая руда—халькопирит—галенит—золото—электрум	Прожилки, линзообразные тела	Кремнистые породы и известняки	50%	Барит-полиметаллические	235—100
	III	9. Кальцит—блеклая руда—борнит—халькопирит—халькозин—(аргентит, штрмейерит, алтаит, гессит, сильванит)—золото—электрум	Прожилки	Руды барит-полиметаллического состава	15%		
Кальцит-баритовая (пострудных прожилков)		10. Кальцит—барит	Прожилки	Туфы, аргиллиты, кремнистые породы	Незначительная		
		11. Кварц—кальцит					

Примечания: 1. Полу жирным даны главные минералы парагенезисов; в скобках — минералы, которые присутствуют в составе парагенезисов эпизодически.

2. Температуры определены методом гомогенизации включений (в кварце, сфалерите, барите) на материале авторов в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, исполнитель Н. А. Гибшер.

отмечается в виде тонкодисперсных выделений в интерстициях зерен барита.

*Барит-пиритовая и барит-марказитовая минеральные ассоциации* тяготеют к тектоническим зонам в хлоритизированных известняках, известковистых аргиллитах и алевролитах, слагая мало мощные жилы и неправильной формы тела в участках развития баритовых руд. Пирит и марказит в барит-колчеданных рудах представлены метаколлоидными образованиями с колломорфно-зональным строением агрегатов. Наблюдаются глобули, почки, сферолиты. В строении почек принимают участие барит, сфалерит, кальцит, выполняющие иногда ядерную часть образований. Пирит и марказит тесно ассоциируют с баритом, часто развиваясь в интерстициях его зерен.

*Барит-блеклая руда-сфалеритовая минеральная ассоциация* в пределах месторождения пользуется наибольшим распространением. Наблюдается в виде прожилков в глинисто-кремнистых аргиллитах, иногда в кремнистых породах, либо образует залежи массивных тонкозернистых руд на контакте кремнистых пород и известняков.

Эта минеральная ассоциация обычно обособлена в пространстве. Иногда отмечается локальное дробление раннего барита и замещение его прожилками барит-блеклая руда-сфалеритовой минеральной ассоциации с возникновением брекчиевидных текстур. В случае наложения данной ассоциации на барит-пиритовую отмечается замещение сфалеритом, блеклой рудой, иногда халькопиритом отдельных зон колломорфно-зонального пирита. Минералы ассоциации образуют тонкие срастания друг с другом. Сфалерит обнаруживает реликты колломорфной структуры и тонкозернистое строение агрегатов. Широко распространена блеклая руда, представлена преимущественно теннантитом. Галенит, блеклая руда и сфалерит характеризуются субграфическими структурами замещения.

*Борнит-халькозиновая минеральная ассоциация* распространена незначительно, в виде мелких линзообразных тел среди барит-полиметаллических руд. Характерны маломощные прожилки борнита и халькозина в массе сфалерита. Минералы серебра (аргентит, штроейерит и др.) образуют редкую вкрапленность.

Перечисленные парагенетические минеральные ассоциации характеризуются проявлением различных групп структур. При выделении их была использована генетическая классификация С. А. Юшко (1962 г.).

Для полиметаллических и барит-полиметаллических руд Зареченского месторождения наиболее характерны структуры, образованные при кристаллизации растворов: аллотриоморфнозернистая (агрегаты сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды, кварца, барита), порфириовидная (различные генерации барита), графическая и субграфическая (срастания халькопирита и халькозина, халькозина и борнита, сфалерита и блеклой руды). Эта

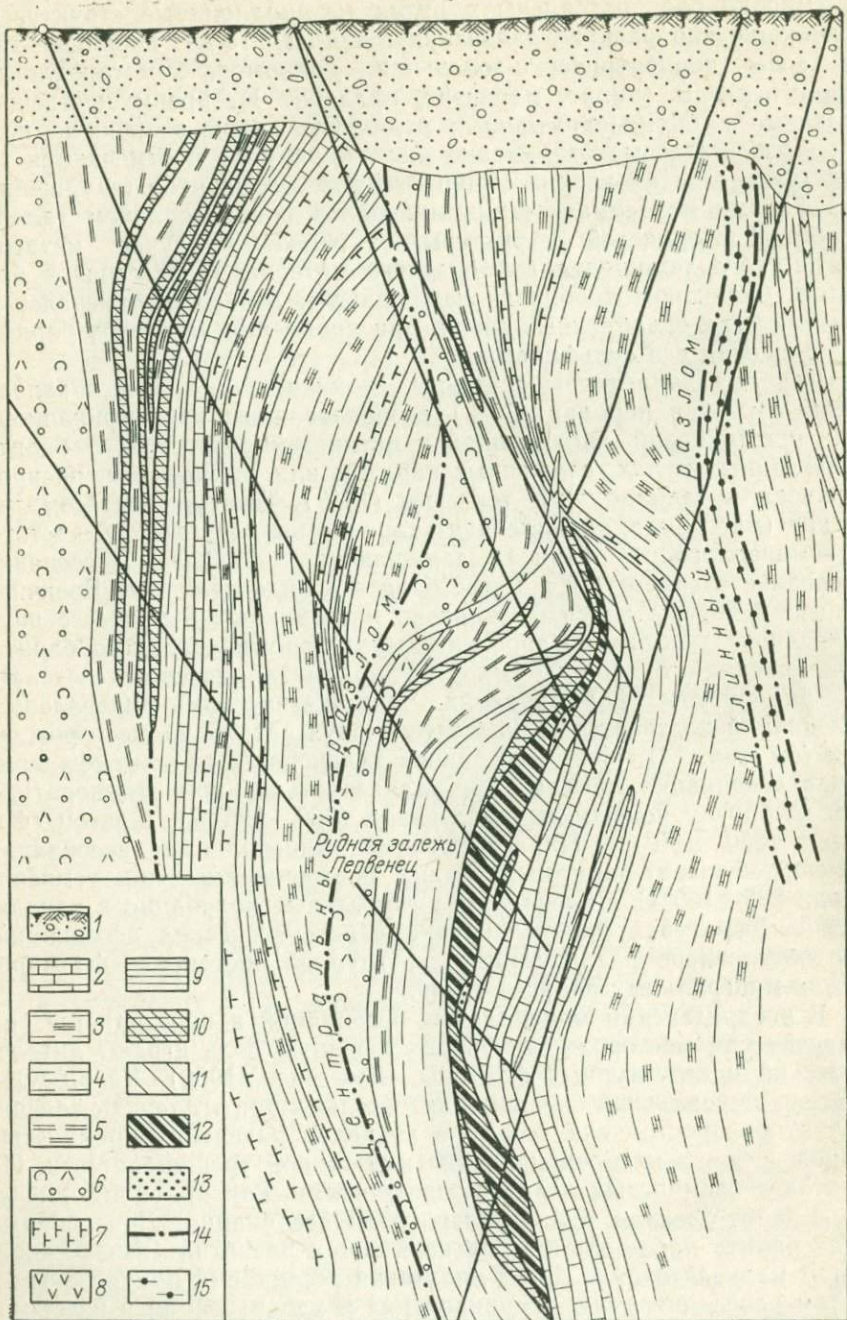
группа структур преобладает (до 70% от общего объема руд).

Широко распространены в рудах метаколлоидные структуры, возникшие при раскristализации гелей (до 15%). Наиболее характерны концентрически-зональная, колломорфно-метаколлоидная структуры (пирит, марказит, сфалерит I), преимущественно развитые в барит-колчеданных рудах. Структуры, возникшие при процессах метасоматоза, играют ничтожную роль и отмечаются в участках развития хлорит-карбонатных метасоматитов (замещение сульфидами метасоматических минералов с образованием аллотриоморфнозернистой структуры), а также в случае метасоматического замещения карбонатного материала известняков баритом. Структуры дробления наблюдаются локально, отмечаясь в тектонически ослабленных зонах, при дроблении агрегатов барита и замещении его сульфидами.

Для руд характерны текстуры, возникшие в процессе заполнения пустот в породах (75%) с образованием кристификационной, прожилковой, вкрапленной и пятнистой разностей. В барит-колчеданных рудах, сложенных пиритом или марказитом, распространены метаколлоидные текстуры (15%). Текстуры метасоматические (массивная, вкрапленная) характерны для залежей чистого мономинерального барита, замещающего иногда известняки: последние сохраняются в массе барита в виде реликтов. Брекчиевидные текстуры развиты локально и возникают в процессе внутрирудного дробления (дробление масс мономинерального барита и замещение его прожилками барит-полиметаллического состава).

Температуры формирования парагенетических минеральных ассоциаций подтверждают выделение двух стадий на месторождении (см. табл. 4). Наиболее ранняя халькопирит-галенит-сфалеритовая ассоциация начала кристаллизоваться при температуре 360°С, причем первым выпал кварц (360—125°С), а затем сфалерит (350—100°С). Парагенетические минеральные ассоциации галенит-сфалерит-баритовой стадии формировались при температурах 285—100°С. Отмечаются значительные колебания в начальных температурах кристаллизации парагенетических ассоциаций, что обусловлено различиями в структурной обстановке формирования минеральных парагенезисов.

В распределении минеральных ассоциаций в пространстве на Зареченском месторождении первостепенную роль играют литологический и структурный факторы (Дмитриев, 1960). Кварц-сульфидная минеральная ассоциация (халькопирит-галенит-сфалеритовая) распространена только в пределах развития кремнистых пород, в зонах их брекчирования или тонкой трещиноватости. На контакте кремнистых пород с известняками, как правило, отмечается барит-блеклая руда-сфалеритовая ассоциация. Линзовидные тела барита наблюдаются только в зонах развития известняков; барит-марказитовая и барит-пиритовая ассоциации приурочены к зонам расланцевания, брекчирования и хлоритизации в известняках и известковистых аргиллитах. Борнит-халькозиновая ассоциация обычно присутствует в виде мелких линз на контакте зон, сло-



женных барит-блеклая руда-сфалеритовой ассоциацией и чистым баритом.

Продуктивные минеральные ассоциации барит-полиметаллических руд (барит-блеклая руда-сфалеритовая, борнит-халькозиновая и баритовая) наиболее распространены в центральной части месторождения, где среди вмещающих пород наблюдаются известняки и известковистые аргиллиты. К западу и к востоку значительно увеличивается в разрезе количество кремнистых пород, происходит выклинивание богатых барит-полиметаллических руд и преобладает халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация с кварцем, слагающая часто забалансовые руды.

На Зареченском месторождении проявлена только зональность по мощности рудных залежей (рис. 2): от лежачего к висячему боку наблюдается последовательная смена халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации с кварцем барит-блеклая руда-сфалеритовой (борнит-халькозиновой) и далее — баритовой или локально барит-гематитовой, барит-марказитовой, барит-пиритовой.

Характер изменения средних содержаний основных компонентов барит-полиметаллических руд (цинка, свинца, меди), средних содержаний минералов в рудах в поперечных сечениях через рудные залежи подтверждают наличие зональности по мощности рудного тела. Она выражается в уменьшении содержания цинка, свинца, меди от лежачего бока залежи к висячему и в увеличении содержания бария. В этом же направлении наблюдается уменьшение количественной роли сфалерита, блеклой руды, галенита и возрастание содержания барита.

В целом зональность по мощности рудных тел, проявленная в основном для парагенетических минеральных ассоциаций барит-полиметаллических руд, характеризуется следующими признаками: различным количественным соотношением рудообразующих минералов при переходе от лежачего бока рудной залежи к висячему; тесной связью между составом минеральных ассоциаций и литологическими особенностями вмещающей среды; отсутствием резких переходов между различными минеральными ассоциациями, слагающими рудные залежи; значительной ролью потенциала кислорода в образовании различных парагенетических минеральных ассоциаций. Все это позволяет говорить о проявлении на месторождении зональности отложения (Ю. А. Билибин, 1951 г.; В. В. Щербина, 1963 г.; В. И. Смирнов, 1965 г.).

Рис. 2. Пространственное размещение парагенетических минеральных ассоциаций в рудах Зареченского месторождения, рудная залежь Первенец.

1 — рыхлые отложения; 2 — известняки; 3 — известковистые аргиллиты; 4 — кремнистые породы, аргиллиты и алевролиты; 5 — кремнистые породы; 6 — туфы эпипларитовых порфиров мелко- и среднеобломочные; 7 — туфы эпипларитовых порфиров крупнообломочные; 8 — габбро-диабазы, диабазы, габбро-порфириты, диорит-порфириты; парагенетические минеральные ассоциации: 9 — халькопирит-галенит-сфалеритовая, 10 — халькопирит-галенит-сфалеритовая и барит-блеклая руда-сфалеритовая (прожилки), 11 — баритовая, 12 — барит-блеклая руда-сфалеритовая (массивные тонкозернистые руды), 13 — борнит-халькозиновая и барит-блеклая руда-сфалеритовая; 14 — разломы; 15 — зоны расщепления

## Собственно-полиметаллический тип

### Ленинское рудное поле

Месторождения Ленинского рудного поля (Риддер-Сокольское, Крюковское, Ильинское, Филипповское) расположены в восточной части Рудного Алтая. Разрабатываются они с конца XVIII века. Большой вклад в их изучение внесли исследователи дореволюционного периода (К. Гривнак, В. Крат, Г. Майер, П. П. Пилипенко и др.) и особенно советские геологи (П. П. Буров, Н. Н. Курек и К. Ф. Ермолаев, В. В. Попов, И. В. Покровская и О. А. Ковриго, Ф. С. Толчинская, Б. Л. Чепрасов, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев и др.).

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ленинское рудное поле складывается нижнепалеозойскими и среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями, прорванными магматическими породами различного возраста и состава. Наиболее древние нижнепалеозойские (возможно, ордовикские или более древнего возраста) породы слагают северную часть территории рудного поля, где они надвинуты на девонские отложения. Нижнепалеозойские породы вскрыты также глубокими скважинами в центральной части рудного поля под толщами девонских пород. Они представлены серицит-хлоритовыми и хлорит-карбонатными сланцами и филлитами. Мощность нижнепалеозойских отложений более 1000 м.

Девонские отложения относятся к эйфельскому ярусу. Г. Н. Щербой и Г. Ф. Яковлевым они расчленены на четыре свиты (снизу вверх): ленинскую, крюковскую, ильинскую и сокольскую.

Ленинская свита на большей части рудного поля перекрыта более молодыми породами девонского возраста, она вскрывается многочисленными скважинами. На породах нижнепалеозойского возраста залегает несогласно. Нижняя часть свиты сложена лавами, лавобрекчиями и туфами альбитизированных липаритов и дацитов, а верхняя — теми же породами, но с прослоями алевропелитов (рис. 3).

Крюковская свита состоит в основном из алевропелитов, известковистых алевролитов, кремнистых пород (микрокварцитов), лав и туфов альбитизированных липаритов и дацитов. В ней локализована главная масса рудных тел на месторождениях Ленинского рудного поля. Так, основные рудные тела Риддер-Сокольского месторождения расположены преимущественно в микрокварцитах и алевропелитах крюковской свиты.

Следует отметить следующее интересное наблюдение. В Андреевском карьере в юго-западной части уступа с отметкой 760 м Г. Г. Королевым была обнаружена и совместно с авторами осмотрена линза слоистых терригенных пород (мощностью около 5,5 м), вскрывшаяся после обвала уступа. В составе линзы установлены

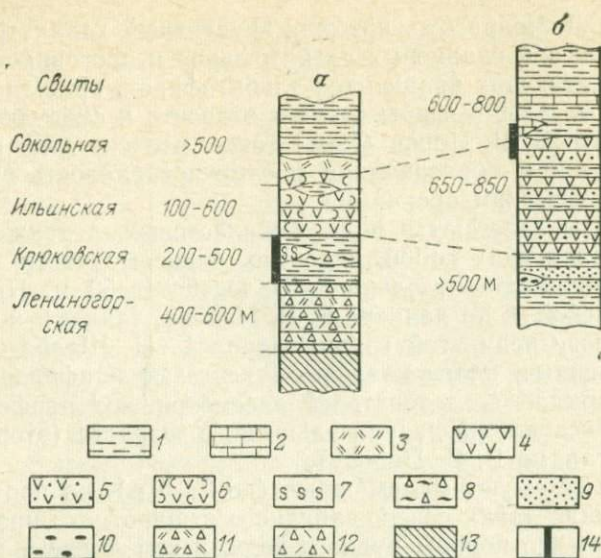


Рис. 3. Стратиграфические колонки Риддер-Сокольного (а) и Тишинского (б) месторождений. По М. Логиновой, А. Малыгину, В. В. Попову, Б. В. Манькову.

1 — алевролиты, аргиллиты; 2 — известняки; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — лавы среднего состава; 5 — мелкообломочные туфы среднего состава; 6 — грубообломочные туфы среднего состава; 7 — микрокварциты; 8 — вулканогенно-осадочные брекчии; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — туфы и лавы кислого состава; 12 — лавы и лавобрекчии кислого состава; 13 — метаморфические сланцы ордовика; 14 — рудный интервал

прослой конгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку микрокварцитов и пирит-сфалеритовых руд. В разрезе месторождения указанные образования располагаются в верхней части отложений крюковской свиты на склоне одного из куполовидных поднятий Центральной залежи.

Ильинская свита сложена эффузивными и пирокластическими породами среднего и основного состава с подчиненными пачками лав и туфов кислого состава и алевролитов.

Сокольная свита венчает разрез вулканогенно-осадочных пород Лениногорского рудного поля. Ее отложения представлены главным образом аргиллитами и алевролитами с маломощными пачками кислых и основных эффузивов.

В пределах рудного поля распространены три группы интрузивных пород: 1) кварцевые альбитофиры, 2) порфириды и 3) диабазы. Кварцевые альбитофиры сравнительно широко распространены в южной части рудного поля. Они в основном слагают пластообразные залежи мощностью до 500 м и располагаются в пределах сокольской свиты. П. П. Буров и Н. Н. Курек (1939) относили эти породы к интрузивным образованиям и рассматривали их как фациальную разновидность гранитоидов змеиногорского комплекса. По мнению Г. Н. Щербы (1957), они представляют собой эффузивные породы сокольской свиты. Г. Ф. Яковлев

(1959) и Б. Л. Чепрасов, учитывая эруптивный характер верхнего контакта залежей кварцевых альбитофиров и ороговикование алевролитов, слагающих кровлю тел альбитофиров, пришли к выводу, что кварцевые альбитофиры следует относить к субвулканическим образованиям. В. В. Попов (1968) также относит эти породы к субвулканическим образованиям и отмечает близость этих пород к автомагматическим брекчиям.

Порфириты залегают в виде межпластовых, а также секущих тел, представляющих собой, вероятно, корневые части пластовых залежей. Мощность отдельных тел достигает 50 м. Приурочены они к ильинской, а по данным В. В. Попова, также и к низам сокольской свит. Среди этой группы пород Г. Н. Шерба выделяет миндалекаменные, плагиоклазовые, авгитовые и афировые разновидности. Большинство исследователей рассматривают порфириты как субвулканические образования ильинского возраста (второй вулканогенный этап, по В. В. Попову).

Диабазы образуют маломощные (до 3—5 м), но протяженные, крутопадающие дайки северо-западного и широтного простирания. Дайки секут все породы рудного поля, в том числе и кварцевые альбитофиры. Взаимоотношения диабазовых даек с полиметаллическими рудами, по данным Б. Л. Чепрасова и других исследователей (Послерудные диабазовые дайки..., 1969), свидетельствуют о послерудном возрасте диабазов.

Особое положение в группе интрузивных пород занимают эруптивные брекчии. Эти породы, впервые детально описанные Б. Л. Чепрасовым и М. В. Тацининой, состоят из обломков пород крюковской и лениногорской свит, сцементированных тонко перетертым обломочным материалом. Эруптивные брекчии встречаются в виде согласных и секущих тел среди пород крюковской и ильинской свит и обычно имеют трубообразную форму. В них наряду с обломками вмещающих пород встречаются обломки гидротермальных кварц-баритовых пород, массивных полиметаллических руд и жильного кварца с сульфидами. Вместе с тем эруптивные брекчии пересекаются кварц-карбонат-баритовыми прожилками и дайками диабазов. Эти данные, вероятно, свидетельствуют о внутриминерализационном возрасте эруптивных брекчий. Б. Л. Чепрасов предполагает, что образование эруптивных брекчий связано с взрывным воздействием газов и паров магматического происхождения.

В структурном отношении Лениногорское рудное поле представляет собой грабен, со всех сторон ограниченный региональными разломами. С севера рудное поле оконтуривает Северный надвиг, по которому нижнепалеозойские отложения и гранодиориты Синюшинского массива надвинуты на девонские породы. С юга рудное поле отделяется от структур Выше-Ивановского белка Ивановским разломом, по которому нижнепалеозойские метаморфические сланцы и гранитоиды надвинуты на древнечетвертичные отложения, перекрывающие девонские отложения рудного поля. С запада Лениногорское рудное поле ограничивает Кедровско-Бу-

тачихинская, а с востока — Успенско-Карелинская зоны смятия. Эти структуры являются элементами Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая.

Среднедевонские отложения рудного поля, залегающие внутри грабена, дислоцированы сравнительно слабо и в основном имеют пологое южное падение. Наряду с этим, как это установлено П. П. Буровым и Н. Н. Куреком, они слагают две дополнительные антиклинальные складки. Позднее Г. Ф. Яковлев и Б. Л. Чепрасов показали, что эти складки по существу представляют собой горст-антиклинали северо-западного простирания и разделены грабен-синклиналью. Строение горст-антиклиналей осложнено своеобразными купольными структурами. Это близкие к изометричной форме брахиструктуры, ядра которых сложены кварц-баритовыми породами, а крылья алевропелитами крюковской свиты. Горст-антиклинали имеют важное рудоконтролирующее значение; к одной из них приурочено Риддер-Сокольное месторождение, а в купольных структурах локализуются отдельные рудные тела этого месторождения.

Горст-антиклинальные складки имеют тектоническое или, как полагает Г. Н. Щерба, вулканотектоническое происхождение. Что касается происхождения куполов, то по этому вопросу существуют самые различные точки зрения. Так, П. П. Буров и Н. Н. Курек, а впоследствии и В. В. Попов рассматривали их в качестве складок. Г. Н. Щерба — как вулканические структуры. По мнению К. Ф. Ермолаева, возникновение куполов связано с блоковыми движениями нижнепалеозойского фундамента, а по данным Б. Л. Чепрасова, купола образованы одновременной тектонической и гидротермальной деятельностью (купола минерализационного роста).

Существенное рудоконтролирующее значение в пределах Лениногорского рудного поля имеют также и разрывные нарушения. Одна группа разрывов имеет северо-западное простирание и юго-западное либо северо-восточное падение. Разрывы осложняют строение антиклиналей и преобразуют их в горст-антиклинали. Амплитуда смещений по этим разрывам нередко достигает 150—200 м. Разломы, как показывает изучение состава девонских отложений, являясь синвулканическими конседиментационными структурами, но в последующий период неоднократно подновлялись. Другая группа разломов, также первоначально синвулканических, имеет субширотное простирание. Они часто устанавливаются по приуроченности к ним даек — корней среднедевонских эффузивов, а также диабазов и габбро-диабазов и имеют такие же амплитуды смещения. Как подчеркивает В. В. Попов (1968), концентрация оруденения отмечается в узлах пересечения разломов двух систем.

Еще более важное контролирующее значение имеют послонные тектонические зоны, которые представляют собой полости отслаивания и брекчирования, приуроченные к контакту пород с различными физико-механическими свойствами. В условиях Риддер-Сокольного месторождения они приурочены в основном к контак-

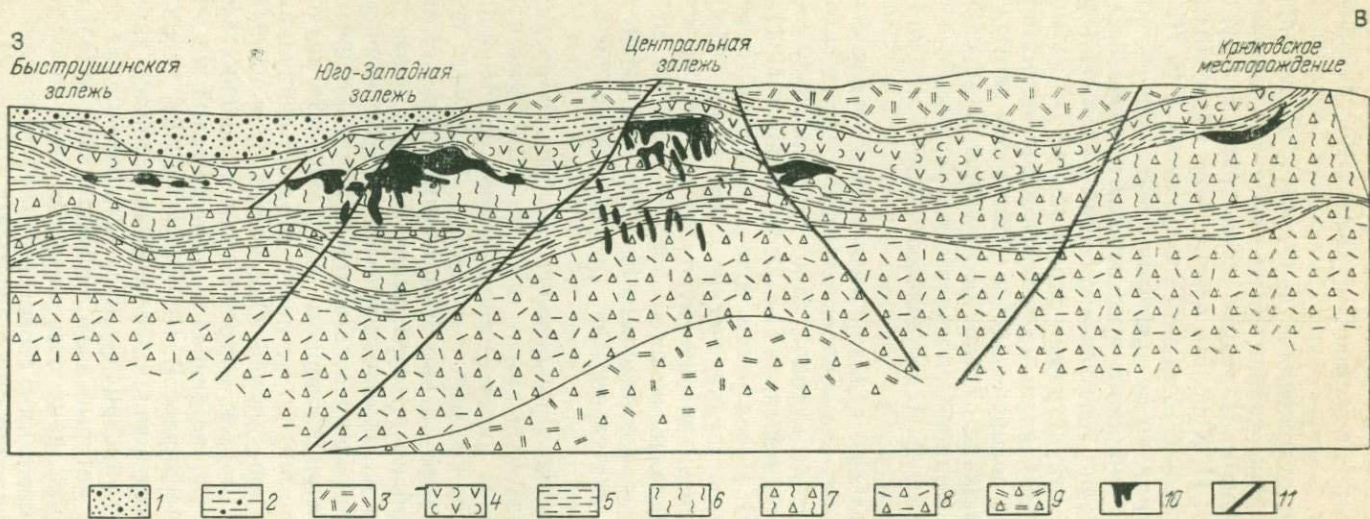


Рис. 4. Схематический разрез через Риддер-Сокольное месторождение. По Б. Л. Чепрасову.

1 — четвертичные отложения; 2 — аргиллиты и песчаники (сокольная свита); 3 — альбитофиры; 4 — туфы и лавы среднего и основного состава (ильинская свита); 5 — алевропелиты; 6 — микрокварциты; 7 — вулканогенно-осадочные брекчии; 8 — туфы, лавы кислого состава; 9 — брекчии; 10 — рудные тела; 11 — разломы

ту кремнистых и глинистых пород и располагаются в пределах развития крюковской свиты или вблизи ее контакта с ленинградской. Согласно Г. Ф. Яковлеву, большая часть рудных тел месторождения контролируется согласными структурами; другая группа рудных тел, как отмечает В. В. Попов, контролируется сочетанием северо-западных разломов и послонных тектонических зон отслаивания и брекчирования.

Кроме того, в пределах рудного поля установлены многочисленные мелкие нарушения, вероятно, сопряженные с упомянутыми и местами являющиеся рудокализирующими.

Наиболее крупное месторождение Ленингорского рудного поля Риддер-Сокольное состоит из ряда отдельных рудных залежей — Центральной, Первой, Второй и Третьей Юго-Западных, Быструшинской. В целом рудные тела имеют сложную форму; в верхней части месторождения они залегают согласно с вмещающими породами, а в нижней имеют неровные, часто секущие, контакты и осложнены уходящими далеко вниз апофизами (рис. 4).

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

На месторождении устанавливаются площадные и локальные метасоматические проявления. Первые, ранее рассмотренные в работах Н. Н. Курека (Буров, Курек, 1939) и Г. Н. Щербы (1957), охватывают практически все породы рудовмещающего разреза, характеризуются в общем малой интенсивностью процесса изменения и отчетливой зависимостью состава минеральных новообразований от состава исходных сред. В кислых вулканитах и осадочных породах часто отмечаются пятнистые и прожилково-вкрапленные выделения кварца, кварца с серицитом, иногда с хлоритом, пиритом и рутилом. Для основных сред типична ассоциация карбонат — хлорит — пирит — рутил. Полного преобразования пород, как правило, не происходит, и их первичные текстурно-структурные черты различимы вполне отчетливо. В полевошпатсодержащих разностях пород сохраняются в той или иной мере разложенные зерна альбитизированного плагиоклаза.

Площадной тип изменений связан, очевидно, с объемным «пропариванием» пород в период накопления осадочно-вулканогенных толщ при инертном поведении основных породообразующих компонентов. Какой-либо четкой зависимости между интенсивностью площадных изменений и концентрациями руд на месторождении не отмечается. В то же время Ленингорское рудное поле в целом по повышенному уровню гидротермального преобразования пород заметно отличается от безрудных площадей развития девонских вулканогенных толщ.

Ранее ряд исследователей к числу гидротермально измененных пород относили и микрокварциты, залегающие в виде мощных линзовидных тел в верхах крюковской свиты. Развитие маломощных пропластков аналогичных пород по всему разрезу девонских толщ, их однородный состав при отсутствии каких-либо признаков

наложенного метасоматизма дают нам основание присоединиться к мнению Б. Л. Чепрасова (Чепрасов и др., 1972) о вулканогенно-осадочной природе микрокварцитов и их связи с поступлением геля кремнезема в морской бассейн при вулканических процессах.

Значительно метасоматически преобразованными площадными процессами считались также оригинальные брекчиевидного облика породы, развитые в разрезе крюковской свиты (серицит-кварцевые породы, по Г. Н. Шербе, или серицит-хлорит-кварцевые породы, по Б. Л. Чепрасову). Они характеризуются наличием пирокластических обломков разнообразных метасоматитов (серицит-кварцевых, серицит-карбонат-кварцевых, серицит-карбонатных, существенно серицитовых, хлоритовых и кварц-хлоритовых), скрепленных тонкозернистым кварцевым цементом, аналогичным по микроструктурным особенностям упомянутым выше микрокварцитам. В центральной части месторождения брекчиевидные породы слагают три горизонта мощностью до 40—50 м и ряд мелких пропластков среди микрокварцитов и алевропелитов.

Остановимся на возможных условиях формирования рассматриваемых образований. Поскольку на рудном поле в разрезе девона нет сколько-нибудь значительных по мощности и протяженности горизонтов нацело метасоматически преобразованных пород, способных при эксплозивных явлениях обеспечить появление крупных масс переотложенных гидротермалитов, следует полагать, что изменения пород происходили непосредственно в пределах вулканических аппаратов. Эти аппараты, очевидно, характеризовались чередованием периодов эксплозий в них с этапами длительного воздействия на вмещающие породы гидротермальных растворов. В течение этих этапов на путях подъема магматических продуктов могли сформироваться разнообразные метасоматиты, которые при взрывных явлениях поступали в среду осадконакопления. Последняя, как и в случае формирования микрокварцитов, характеризовалась значительной насыщенностью кремнеземом. Таким образом, описываемые брекчиевидные породы можно рассматривать как туфогенно-осадочные образования, своим специфическим составом подчеркивающие интенсивность постмагматических процессов в период накопления вулкаников на участке месторождения.

Необходимо отметить, что метасоматиты в обломках вполне идентичны по составу и микроструктурным особенностям okolорудно измененным породам, сопровождающим на месторождении наложенные цинково-медные и полиметаллические руды. Так как отдельные обломки метасоматитов встречаются и среди туфов ленинградской и ильинской свит, то налицо выступает определенная преемственность состава минерализующих гидротерм от периода вулканических процессов к стадиям оруденения.

Обратимся к локальным метасоматическим проявлениям. В отличие от вышеописанных они четко контролируются межслоевыми и секущими разрывными структурами, пересекают ореолы площадных изменений и нередко представлены жилообразными телами нацело преобразованных пород — метасоматитов. Последние

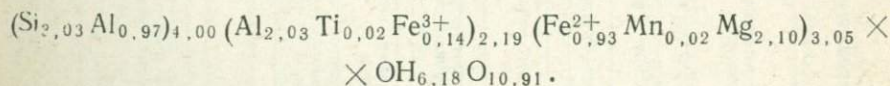
пространственно и по времени формирования тесно связаны с рудными залежами.

Основываясь на материалах ранее проведенных работ и собственных наблюдениях, мы считаем возможным выделить три основные группы околорудных метасоматитов, сформированные главным образом в предрудную стадию гидротермальной деятельности: 1) группу кварцитов, содержащих в разных соотношениях хлорит, карбонат и серицит; 2) группу серицитолитов — доломитолитов — хлоритолитов; 3) группу кварц-баритовых пород.

Кварциты с хлоритом, карбонатом и серицитом развиваются по микрокварцитам, с которыми они ранее объединялись в одну группу измененных пород. Морфологически новообразования представлены пятнами, линзами и прожилками, в той или иной мере насыщающими крупные блоки пород и иногда сливающимися в протяженные зоны мощностью в 3—5 м. Микроскопическое изучение показывает, что вначале происходила перекристаллизация тонкозернистого кварца микрокварцитов в средне- и крупнокристаллический агрегат, на который последовательно накладывались хлорит, карбонат и серицит. Количественные соотношения этих минералов широко варьируют, вследствие чего устанавливаются хлоритовые, серицитовые, хлорит-карбонатные, серицит-карбонатные, хлорит-серицит-карбонатные и другие разновидности кварцитов. В парагенезисе с главными порообразующими минералами фиксируются рутил и пирит (табл. 5, парагенезис 1). В единичных случаях на верхних горизонтах месторождения (карьер, уступ 750) отмечены альбитовые кварциты.

Карбонат в кварцитах по составу отвечает доломиту ( $n_g 1,674$ ). Хлорит, согласно классификации Д. П. Сердюченко (1953), относится к глиноземному клинохлор-прохлориту. Химический состав хлорита из хлоритовых кварцитов (карьер, уступ 730), вес. %:  $\text{SiO}_2$  31,50;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  26,40;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,86;  $\text{FeO}$  11,49;  $\text{CaO}$  следы;  $\text{MgO}$  15,49;  $\text{TiO}_2$  0,21;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,10;  $\text{K}_2\text{O}$  2,02;  $\text{MnO}$  0,23;  $\text{H}_2\text{O}^-$  0,30;  $\text{H}_2\text{O}^+$  9,64;  $\text{CO}_2$  0,88; сумма 100, 12. Анализ выполнен в лаборатории ЦНИГРИ под руководством Н. В. Марковой.

Кристаллохимическая формула (за вычетом примеси серицита)



Расчет формулы приведен по методу Д. П. Сердюченко (1953).

Представление о химизме процесса замещения микрокварцитов дает рис. 5, на котором сопоставлены анализы исходной породы и кварцита с хлоритом и серицитом. Расчет баланса миграции вещества свидетельствует о значительном выносе кремнекислоты и привносе глинозема, железа, магния и калия. В случае формирования карбонатсодержащих разностей кварцитов в породы, очевидно, должен привноситься и кальций.

Помимо упомянутых исходных пород замещению кварцитами подвергаются туфогенно-осадочные брекчи, агломератовые туф-

Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций околорудно измененных пород и руд Риддер-Сокольного месторождения

Стадия	Ступень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)*	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °С	
Хлорит-доломит-серицитовая		1. Кварц—хлорит—доломит—серицит—рутил—пирит	Системы пятен и прожилков	Микрокварциты, кремнистые алевропелиты и туффиты		Кварциты		
		2. Хлорит—(кварц)—рутил—пирит						
		3. Хлорит—доломит—рутил—пирит	Линзообразные и неправильные по форме тела, жилы, прожилки, гнезда	Алевропелиты, вулканы кислого состава		Второстепенная		
		4. Хлорит—доломит—серицит—рутил—пирит				Значительная		Хлоритолиты—доломитолиты—серицитолиты с прожилково-вкрапленным пиритом
		5. Доломит—серицит—рутил—пирит				Преобладающая		
		6. Серицит—(кварц—рутил—пирит)				Второстепенная		
		7. Кварц—гематит				Системы жил, гнезд и прожилков		Брекчии микрокварцитов в куполах
Халькопирит-галенит-сфалеритовая	I	8. Кварц—пирит—доломит—сфалерит—халькопирит—блеклая руда—галенит—золото	Жилы и гнезда	Хлоритизированные агломератовые туфы, микрокварциты	33%	Медноколчеданные, цинково-медные, полиметаллические	310—275	
		9. Кварц—сфалерит—халькопирит—лирит—блеклая руда—галенит—золото	Линзовидные тела	Алевропелиты, серицитолиты, доломитолиты	7%		325—300	

Стадия	Ступень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)*	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °С
	II	10. Кварц—кальцит (доломит)—сфалерит—халькопирит—пирит—галенит—золото	Жилы и штокверки	Микрокварциты	30%	Полиметаллические	225—125
		11. Кварц—хлорит—серцит—гематит—анкерит—(брейнерит)—сфалерит—халькопирит—галенит—золото	Жилы и прожилки	Хлоритизированные микрокварциты	2%		200—150
Галенит-сфалерит-баритовая		12. Кварц—барит—кальцит—сфалерит—халькопирит—блеклая руда—галенит—(ильванит)—золото	Прожилки и вкрапленность	Микрокварциты, брекчи в куполах	12%	Барит-полиметаллические	345—145
		13. Барит—пирит—сфалерит—блеклая руда—галенит			3%		200—150
Кварц-карбонатная (пострудных прожилков)		14. Кварц—доломит (кальцит, гипс, цеолит)	Прожилки	Руды и вмещающие их породы	Незначительная		

Примечания: 1. Полу жирным даны главные минералы парагенезисов; в скобках — минералы, которые присутствуют в составе парагенезисов эпизодически.

2. Температуры определены методом гомогенизации включений (в кварце, сфалерите, барите) на материале авторов в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, исполнитель Н. А. Гибшер.

3. Около 13% объема руд составляет пирит предрудной стадии.

фиты с кремнистым цементом и некоторые другие обогащенные кремнеземом породы. В средах иного состава, нередко в непосредственном контакте с кварцитами, формируются породы следующей группы.

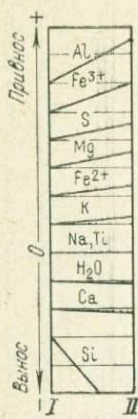


Рис. 5. Диаграмма миграции компонентов при переходе микрокварцита (I) в кварцит с хлоритом и серицитом (II). Расчет выполнен по методу Н. И. Наквонника (1937). Масштаб: 1 деление — 10 г в 100 см<sup>3</sup> породы

1957). Химические составы хлоритов приведены в табл. 6. Среди карбонатов помимо доломита изредка отмечаются кальцит и анкерит. В парагенезисе с основными минералами постоянно фиксируется вкрапленность рутила и пирита. Количество последнего минерала местами сгущается (обычно в хлоритолитах) вплоть до образования систем разноориентированных серноколчеданных прожилков.

После работ В. И. Карпенко, Б. И. Вейц, М. В. Тацининой и Г. Н. Щербы можно считать установленным, что породы рассматриваемой группы формировались в основном метасоматическим путем. Исходной средой для развития новообразований послужили алевропелиты и в меньшей мере туфы, эффузивы и субвулканические породы кислого состава. Иногда в серицитолитах и доломитолитах отмечаются реликты колломорфных структур, что позволяет в отдельных случаях допускать возможность формирования этих пород и путем выполнения открытых полостей.

Группа серицитоцитов — доломитоцитов — хлоритоцитов объединяет пеструю гамму метасоматических пород, как мономинеральных (существенно серицитовых, доломитовых, хлоритовых), так и смешанных разностей (серицитовых доломитоцитов, доломитовых хлоритоцитов, кварцевых серицитоцитов, доломитовых серицитоцитов<sup>1</sup> и т. д.), нередко связанных взаимопереходами (см. табл. 5, парагенезисы 2—6). Их детальная характеристика достаточно полно представлена в работах Н. Н. Курека, М. В. Тацининой и Г. Н. Щербы. Здесь лишь отметим, что породы рассматриваемой группы слагают секущие и согласные жилы и линзообразные тела мощностью от 1—2 см до нескольких десятков метров и протяженностью до 100—150 м. Развиты они в основном в разрезе кряковской свиты, но встречаются также среди ниже- и вышележащих отложений.

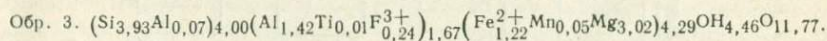
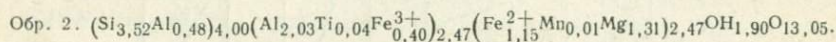
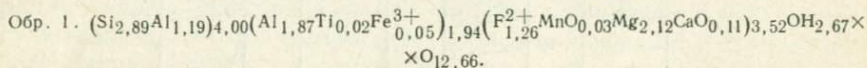
Серициты в составе метасоматических пород представлены магнийсодержащими фенгитами, в той или иной степени гидратированными, хлориты в основном клинохлором и прохлоритом (Буров, Курек, 1939; Щерба, 1957; Минералогия полиметаллических...

<sup>1</sup> Термины впервые введены Н. Н. Куреком (Буров, Курек, 1939).

Химический состав хлоритов из доломитовых хлоритолитов, вес. %

Компоненты	Магнезиально-железистый прохлорит, обр. 1 (скв. 547, глуб. 61 м)	Магнезиально-железистый пеннин, обр. 2 (скв. 593, глуб. 135 м)	Магнезиальный серпентин, обр. 3 (скв. 521, глуб. 120 м)
SiO <sub>2</sub>	28,88	35,54	31,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,94	21,75	17,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	5,46	3,34
FeO	15,08	14,00	14,72
CaO	2,13	0,22	0,11
MgO	14,14	8,98	20,38
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,56	0,12
Na <sub>2</sub> O	1,21	2,55	2,29
K <sub>2</sub> O	2,80	4,99	1,90
SO <sub>3</sub>	0,44	0,27	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	0,07
MnO	0,35	0,13	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,00	0,95	0,80
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,00	2,90	6,65
CO <sub>2</sub>	3,52	0,44	0,22
S пиритн.	0,14	1,74	0,58
Fe	0,08	0,97	0,33
Сумма	100,67	101,51	101,33

Кристаллохимические формулы (за вычетом примесей пирита и серицита)



Формулы рассчитаны по методу Д. П. Сердюченко (1953).

Для понимания химизма процесса формирования пород группы серицитолитов большой интерес представляет ранее не рассматривавшийся вопрос об изменениях минерального состава метасоматитов с глубиной. Изучение Центральной, Первой и Второй Юго-Западных залежей месторождения показало, что эти изменения носят закономерный характер и заключаются в следующем. В надрудных горизонтах среди отложений сокольной, ильинской и верхов крюковской свит постоянно отмечаются небольшие зоны серицитизации, накладывающиеся на существенно глинистые среды (аргиллиты, алевропелиты). В составе новообразований фиксируется только серицит без сколько-нибудь существенной примеси других минералов, причем степень замещения обычно невелика и первичный облик пород различим вполне отчетливо. Ниже, на уровне пластообразных рудных залежей представлены уже мощные тела серицитолитов, доломитовых серицитолитов и серицитовых доломитолитов, содержащих в целом серицит и доломит

приблизительно в равных количествах. Глубже по разрезу породы группы серицитолитов гипсометрически совмещаются с кварцитами (содержащими, как указывалось, хлорит, доломит и серицит) и обнаруживают тенденцию к относительному обогащению доломитом и хлоритом. С глубиной эта тенденция усиливается, и в низах крюковской и верхах ленинградской свит обогащенные серицитом метасоматиты устанавливаются исключительно редко, а господствующее положение приобретает хлоритовые, доломитовые и доломит-хлоритовые разновидности пород. Последние, как показывают данные глубокого бурения (скв. 901, 908 и др.), в виде маломощных линз распространены по всему разрезу ленинградской свиты и отмечаются даже в отложениях нижнего палеозоя.

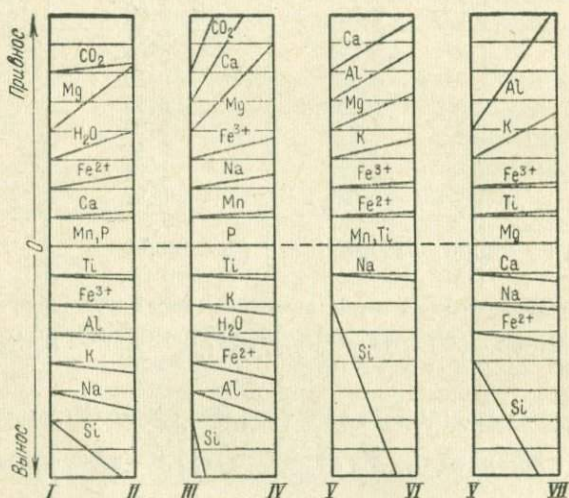


Рис. 6. Диаграммы миграции компонентов при формировании метасоматитов группы серицитолитов — доломитолитов — хлоритолитов. Расчет выполнен по методу Н. И. Наконника (1937). Масштаб: 1 деление — 10 г в 100 см<sup>3</sup> породы.

I — туф кислого состава; II — хлоритизированный туф кислого состава; III, V — алевропелиты; IV — доломитолит; VI — доломитовый серицитолит; VII — серицитолит

На рис. 6 в графической форме представлены подсчеты баланса миграции компонентов при метасоматических реакциях. Диаграммы I—II и III—IV характеризуют процессы на глубоких горизонтах месторождения. При формировании хлоритизированных пород и доломитолитов отчетливо выявляется привнос в породы магния, кальция, железа и углекислоты и вынос кремнекислоты, глинозема и калия. Последние два компонента вместе с кальцием и магнием являются характерными привнесенными составляющими

пород при образовании доломитовых серицитолитов (V—VI). Развитие существенно серицитовых метасоматитов (V—VII) характеризует обстановку поступления в породы глинозема и калия на фоне вытеснения кремнекислоты. Что касается мелких зонк малонинтенсивного серицитового замещения в надрудных пространствах, то они, вероятно, формировались под воздействием растворов, приносящих в породы лишь калий.

Группа кварц-баритовых пород в полном объеме представлена в пределах небольших куполовидных структур, осложняющих сводовые части рудо локализирующих горст-антиклинальных поднятий. На примере купола, вскрытого Андреевским карьером, можно видеть, что зоны изменения в верхней части сложены сплошным крупнокристаллическим баритом и кварцем. Ниже развиты гематитсодержащие карбонат-кварц-баритовые породы с участками обогащения одним из составляющих их минералов. Здесь обильно представлены обломки микрокварцитов, в той или иной мере претерпевшие метасоматическое преобразование. Наконец, в основании куполов наблюдаются скопления глыб микрокварцитов с крустификационными оторочками кварца, барита, карбоната и гематита без явлений сколько-нибудь существенного замещения. В целом в пределах куполов явно господствуют процессы выполнения открытых полостей (в межслоевых срывах и зонах многократного брекчирования).

В составе рассматриваемых пород устанавливается ряд генераций кварца. Наиболее поздние из них ассоциируют с баритом и сульфидами, что свидетельствует об окончательном становлении всего минерального комплекса куполов в период рудоотложения.

Закономерности пространственного размещения предрудных метасоматитов позволяют составить схему инфильтрационной метасоматической зональности, характеризующую весь процесс гидротермального изменения на интервале глубин, доступных исследованию (табл. 7). Для упрощения на схеме представлены лишь наиболее типичные парагенезисы, развивающиеся по терригенным средам.

На уровне поступления в породы растворов, соответствующем нижней (хлорит-доломитовой) метасоматической зоне, происходит вытеснение железом и щелочноземельными элементами кремнекислоты, глинозема и щелочей из состава исходных пород. Глинозем и калий вместе с первичными компонентами раствора поднимаются на более высокие гипсометрические уровни и производят совместное изменение развитых здесь пород (хлорит-серицит-доломитовая метасоматическая зона). При этом в условиях обогащенных кремнеземом сред возникают кварциты с хлоритом, доломитом и серицитом, а по терригенным и в меньшей степени туфогенно-осадочным и пирокластическим образованиям формируются серицитовые доломитолиты, нередко хлоритсодержащие. В дальнейшем, по мере инфильтрации гидротерм прекращается поступление железа, падает активность магния и кальция, а компоненты, вытесненные на глубоких горизонтах месторождения (глинозем и калий),

Схема метасоматической зональности в размещении околорудных метасоматитов Риддер-Сокольного месторождения

Метасоматические зоны	Главные парагенезисы	Инертные компоненты			Вполне подвижные компоненты	
		неперемещенные	перемещенные		принесенные	вынесенные
			принесенные	вынесенные		
Серицитовая	Серицит	Неравновесное наложение серицита на глинистые среды с приносом К				
Кварцевая	Кварц	Преимущественное выполнение $\text{SiO}_2$ открытых полостей				
Доломит-серицитовая	Доломит—серицит—рутил—пирит	Fe, Ti	Al	—	K, Ca, Mg, S, $\text{CO}_2$	Na, Si
Хлорит-серицит-доломитовая	Хлорит—доломит—серицит—рутил—пирит	Ti	Fe, Al	Si	K, Ca, Mg, S, $\text{CO}_2$	Na
Хлорит-доломитовая	Хлорит—доломит—рутил—пирит	Ti	Fe	Al	Ca, Mg, S, $\text{CO}_2$	K, Na, Si

становятся ведущими реакционноспособными составляющими раствора (доломит-серицитовая метасоматическая зона). Переотложение в куполовидных структурах кремнекислоты, вытесняемой в раствор на всех нижележащих уровнях, обуславливает появление кварцевой зоны.

Верхний горизонт алевропелитов крюковской свиты, ограничивающий рудные залежи месторождения, видимо, оказал достаточно большое экранирующее влияние и на метасоматирующие растворы. Выше этого горизонта интенсивность воздействия гидротерм резко уменьшается и фактически единственным элементом, прошедшим экран, оказывается калий (серицитовая метасоматическая зона). Это явление вполне объясняют общеизвестные данные по фильтрационному эффекту щелочных металлов (Коржинский, 1953, 1957; Л. Н. Овчинников, 1960 г., и др.).

С точки зрения термодинамического режима отдельных компонентов метасоматическая зональность обусловлена значительными по масштабам перемещениями инертных составляющих пород (глинозема и железа), а также изменяющимися на протяжении

колонки активностями некоторых вполне подвижных компонентов (калия, кремнекислоты) при относительно высоких потенциалах избыточных компонентов раствора (кальция и магния).

В рудовмещающем разрезе месторождения нижняя метасоматическая зона охватывает интервал от раннепалеозойских отложений до низов крюковской свиты. Следующая зона характеризует процессы изменения пород в пределах остальной части разреза крюковской свиты вплоть до кровли микрокварцитовых линз. Доломит-серицитовая зона отражает состав метасоматитов в основании кварц-баритовых куполов под экранирующим рудные залежи «критическим» горизонтом алевропелитов и в основании его. Сами купола вмещают проявления кварцевой зоны. Выше господствуют проявления серицитовой метасоматической зоны, затухающие на уровне нижних горизонтов сокольной свиты.

Завершая характеристику метасоматической зональности, необходимо отметить, что весь комплекс околорудных метасоматитов Риддер-Сокольного месторождения, сформированный при поступлении в породы и перераспределении в них щелочноземельных и щелочных элементов, отвечает по составу продуктам «поздней щелочной стадии» (Коржинский, 1953) или «стадии осаждения» (Жариков, Омеляненко, 1965). Что же касается зон кислотного выщелачивания, служащих «поставщиками» оснований на верхние гипсометрические уровни, то они, очевидно, скрыты ниже доступных исследованию глубин.

Как было отмечено ранее, метасоматиты локального распространения тесно ассоциируют с рудными залежами. Эта связь выражается в том, что измененные породы нередко вмещают промышленные рудные скопления, либо располагаются на удалении от них на расстоянии не более нескольких десятков метров. В последнем случае сульфиды концентрируются в неизменных (или слабо измененных) осадочных и вулканогенных породах.

Многочисленные наблюдения над возрастными соотношениями полиметаллических руд и метасоматитов свидетельствуют о преобладающем наложении первых на вторые. Единичные случаи обратных взаимоотношений, фиксируемые только в телах серицитолитов, связаны, по нашему мнению, с явлениями будинирования хрупких сульфидных масс на фоне пластического течения скопленных серицита при пострудных тектонических подвижках.

Процесс петрогенного минералообразования в основном завершился до отложения руд. В последующем происходило лишь выделение жильных минералов, незначительная, по масштабам перекристаллизация минералов вмещающих сред (серицита, хлорита и т. д.) и формирование пострудных прожилков, практически не выходящих за контур рудных залежей.

#### ТИПЫ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Минеральный состав руд Риддер-Сокольного месторождения изучен довольно детально (Г. П. Болгов, Б. И. Вейц и др.— Минералогия полиметаллических..., 1957; Вейц, 1959; Покровская и

Ковриго, 1970). Месторождение относится к собственно-полиметаллическому типу с соотношением свинца, цинка и меди в полиметаллических рудах 1:2,1:0,2, а в медно-цинковых 1:4,3:8,1. В пределах Центральной, Второй Юго-Западной и Быструшинской рудных залежей выделяются медноколчеданные, цинково-медные полиметаллические и барит-полиметаллические руды.

В пределах Центральной рудной залежи медноколчеданные и медно-цинковые руды развиты преимущественно на нижних горизонтах в виде жильных тел, а на средних и верхних горизонтах широко распространены полиметаллические руды, образующие штокверк в брекчированных микрокварцитах или пластообразные залежи в алевропелитах. Барит-полиметаллические руды локализируются в участках развития купольных структур. Богатые барит-полиметаллические руды в настоящее время отработаны и на месторождении наблюдаются лишь их прожилково-вкрапленные разновидности. В отличие от верхних и средних горизонтов Центральной рудной залежи на Второй Юго-Западной рудной залежи широко развиты медно-цинковые руды. Барит-полиметаллические разновидности руд играют здесь подчиненную роль, образуя серию маломощных прожилков. В пределах Быструшинской рудной залежи наиболее распространенные медноколчеданные и медно-цинковые руды встречаются в виде жильообразных тел в алевролитах, серицитизированных и хлоритизированных агломератовых туфах. Полиметаллические руды имеют подчиненное значение, а барит-полиметаллические руды практически отсутствуют. Минеральный состав руд приведен в табл. 8.

В последние годы на северо-западном фланге месторождения (Вторая Риддерская залежь) среди алевропелитов вскрыты слоистые полиметаллические руды, которые, по мнению И. В. Покровской и О. А. Ковриго (1970), являются осадочными образованиями. Согласно представлениям данных исследователей формирование осадочных руд происходило в ранний седиментационно-гидротермальный этап. Основными признаками осадочного образования слоистых полиметаллических руд являются согласное залегание рудных прослоев, ритмичность в отложении и отсутствие околорудных изменений.

Учитывая дискуссионность вопроса о гидротермально-осадочном происхождении этих руд (В. В. Попов, 1973 г.), а также незначительную роль слоистых полиметаллических руд на Риддер-Сокольном месторождении, ниже будет рассмотрена последовательность формирования руд гидротермального происхождения.

На Риддер-Сокольном месторождении авторами, с учетом материалов предыдущих исследований, выделен ряд продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций (см. табл. 5, парагенезисы 8—13): кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовая (8), галенит-халькопирит-сфалеритовая (9), галенит-сфалерит-кварцевая (10), галенит-сфалерит-анкерит-кварцевая (11), галенит-сфалерит-баритовая (12), пирит-баритовая (13).

Минеральный состав руд Риддер-Сокольного  
месторождения. По Б. И. Вейц (1959)

Минералы		
главные	второстепенные	редкие
<b>Рудные</b>		
Сфалерит Галенит Халькопирит Пирит	Мельниковит-пирит	Арсенопирит Гематит Калаверит Марказит Стефанит Энаргит Тетраэдрит Теннантит Золото Серебро
<b>Нерудные</b>		
Кварц Фенгит Гидрослюда Доломит Барит	Анкерит Кальцит Манганокальцит Рипидолит Серицит Сфен Эпидот Альбит Клинохлор Олигоклаз Прохлорит	Магнезит Рутил Сидерит Тальк Тремолит Циркон Актинолит Корундофиллит Микроклин Пирофиллит Халцедон Цоизит Андалузит Антигорит Брейнерит Пеннин Пренит

Формирование перечисленных парагенетических ассоциаций проходило в течение халькопирит-галенит-сфалеритовой и галенит-сфалерит-баритовой стадий минерализации. В раннюю предрудную стадию гидротермального изменения вмещающих пород имело место формирование рассеянной серноколчеданной вкрапленности в гидротермалитах и образование пирит-кварцевых жил и прожилков. Последние наиболее развиты на глубоких горизонтах месторождения. Наблюдается дробление кварц-пиритовых прожилков и замещение их рудами медно-цинкового состава.

Составы парагенетических минеральных ассоциаций халькопирит-галенит-сфалеритовой стадии не имеют значительных различий: основные минералы — сфалерит, галенит и халькопирит, а жильные — кварц и карбонат. Выделяются две ступени минерального равновесия, с которыми связано образование двух групп

фациально изменчивых парагенетических минеральных ассоциаций (см. табл. 5): первая группа (I ступень) — кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовая и галенит-халькопирит-сфалеритовая — и вторая группа (II ступень) — галенит-сфалерит-кварцевая и галенит-сфалерит-анкерит-кварцевая.

*Кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовая минеральная ассоциация* широко распространена в рудах. Образует прожилки и жилы, сложенные кварцем с обособлениями крупнозернистых выделений сфалерита, халькопирита и галенита. Для минералов рассматриваемой ассоциации характерны значительные колебания количественных соотношений. Отмечаются жилы с преимущественным развитием халькопирита и сфалерита, либо только халькопирита, распространенные на нижних горизонтах рудных залежей; на верхних горизонтах наблюдается большее количество галенита. Соотношение халькопирита, галенита и сфалерита в жилах верхних горизонтов составляет 1:2:6, а на нижних горизонтах 6:0,2:1. Изучение состава элементов-примесей в сфалерите и халькопирите из халькопиритовых, сфалерит-халькопиритовых и халькопирит-галенит-сфалеритовых прожилков показывает их значительное сходство. Между прожилками перечисленного состава отсутствуют текстуры пересечения. Обогащение жил халькопиритом обычно характерно для прослоев пород с повышенным содержанием железа, хлоритизированных и пиритизированных. К этим участкам приурочены руды медноколчеданного и медноцинкового состава. Исходя из изложенного, авторы считают возможным не выделять медно-цинковой стадии, а образование медноколчеданных, медно-цинковых и полиметаллических руд считать продуктами одной и той же стадии минерализации.

*Галенит-халькопирит-сфалеритовая минеральная ассоциация* играет подчиненную роль, образуя мелкие линзообразные тела массивных тонкозернистых полиметаллических руд. Данный минеральный парагенезис формируется только в серицитизированных алевропелитах, серицитолитах и доломитолитах, метасоматически их замещая: этим обусловлено появление реликтовых минералов вмещающих пород (доломита, серицита и хлорита) в составе галенит-халькопирит-сфалеритовой минеральной ассоциации. Минеральный состав ассоциации аналогичен составу кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации. В отличие от последней для минеральных агрегатов галенит-халькопирит-сфалеритовой парагенетической ассоциации характерно широкое развитие графических и субграфических структур замещения, а также появление колломорфных структур, о чем часто свидетельствуют радиальнолучистое расположение зерен минералов, наличие метаколлоидных образований пирита и сфалерита, а также тонкозернистых агрегатов халькопирита округлой формы, встречающихся совместно с метаколлоидными выделениями пирита.

Кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовая и галенит-халькопирит-сфалеритовая парагенетические ассоциации обычно пространственно разобщены.

В течение халькопирит-галенит-сфалеритовой стадии минера-

лизации имели место внутрискладные тектонические подвижки, что привело к образованию второй группы фациально изменчивых парагенетических ассоциаций.

*Галенит-сфалерит-кварцевая минеральная ассоциация* наиболее широко распространена на верхних горизонтах месторождения в виде штокверка в раздробленных микрокварцитах. Для жил, сложенных данной минеральной ассоциацией, типичны симметрично-полосчатая текстура, значительное развитие жильных минералов и сравнительно редкая вкрапленность сульфидов.

*Галенит-сфалерит-анкерит-кварцевая минеральная ассоциация* наблюдается локально только в пределах Второй Юго-Западной рудной залежи (нижние горизонты месторождения). Образует жилы симметрично-полосчатой текстуры с очень мелкой вкрапленностью сульфидов. Обычно развивается в зонах интенсивно брекчированных хлоритизированных и пиритизированных микрокварцитов. Обломки микрокварцитов цементируются прожилками хлорит-гематит-анкеритового состава с сульфидами. За счет хлорита и тонкодисперсного гематита вмещающие микрокварциты и жильные минералы данной минеральной ассоциации приобретают характерную зеленовато-бурую окраску. Характер проявления этой минеральной ассоциации аналогичен галенит-сфалерит-кварцевой минеральной ассоциации, а появление вместо доломита анкерита, вероятно, объясняется повышенной железистостью вмещающих пород. Возможно, кристаллизация галенит-сфалерит-анкерит-кварцевой ассоциации проходила в более окислительной обстановке. В пределах зон повышенной проницаемости, которыми являлись интенсивно брекчированные и хлоритизированные микрокварциты, по-видимому, повышался окислительный потенциал растворов, что приводило к выпадению гематита.

Галенит-сфалерит-кварцевая и галенит-сфалерит-анкерит-кварцевая парагенетические ассоциации являются более поздними по отношению к первой группе фациально изменчивых парагенетических ассоциаций. Жилы этих минеральных ассоциаций секут жилы крупнозернистых сульфидов кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовой минеральной ассоциации (парагенезис 8).

После формирования основной массы руд халькопирит-галенит-сфалеритовой стадии минерализации отмечается дробление и образование брекчий, обломки которых сложены вышеописанными минеральными ассоциациями и крустификационно обрастают минералами галенит-сфалерит-баритовой и пирит-баритовой минеральных ассоциаций. Развитие большого количества барита, возрастающая роль блеклых руд, приуроченность данных минеральных ассоциаций к купольным структурам верхних горизонтов месторождений — все это говорит о резком возрастании окислительного потенциала в растворах.

*Галенит-сфалерит-баритовая минеральная ассоциация* играет на месторождении подчиненную роль. Наиболее распространена в пределах баритового купола на верхних горизонтах Центральной рудной залежи. Образует прожилки и вкрапленность в микроквар-

цитах. Основные рудные минералы ассоциации по характеру выделений аналогичны описанным ранее, отмечается лишь некоторое отличие в структурных особенностях зерен сфалерита, обнаруживающего зональное строение. Блеклая руда в составе данного парагенезиса определена как теннантит. Золото встречается в виде единичных мелких включений в галените, халькопирите и блеклой руде. Из жильных минералов преобладает барит, при подчиненной роли кварца и кальцита.

*Пирит-баритовая минеральная ассоциация* отмечается лишь в пределах развития баритового купола, в его кровле по контакту баритизированных микрокварцитов с алевропелитами, а также в виде отдельных пятен среди основной массы барит-полиметаллических руд, сложенных галенит-сфалерит-баритовой минеральной ассоциацией. Для данной ассоциации в отличие от барит-галенит-сфалеритовой характерно колломорфное строение минеральных агрегатов. Пирит образует прожилки и стяжения округлой формы в массе крупнозернистого барита с реликтами радиальнолучистого строения. Отмечаются почки пирита, центральная часть которых выполнена галенитом, блеклой рудой, реже сфалеритом.

Формирование продуктивных минеральных ассоциаций полиметаллических руд халькопирит-галенит-сфалеритовой и галенит-сфалерит-баритовой стадий минерализации сопровождалось отложением золота (нескольких генераций).

Процесс минералообразования на Риддер-Сокольном месторождении завершается образованием многочисленных маломощных пострудных прожилков кварц-карбонатного и цеолитового состава (И. В. Покровская и О. А. Ковриго, 1968 г.).

По материалам И. В. Покровской и О. А. Ковриго (1970) на месторождении выделяется также поздний гидротермально-метаморфический этап минералообразования. Его обоснованием послужили изредка наблюдаемые случаи пересечения руд серицитолитами. Как отмечалось, подобные взаимоотношения могут быть объяснены «взвешиванием» пластичного вещества серицитолитов в раздробленные жилы сульфидов.

Руды Центральной, Второй Юго-Западной и Быструшинской залежей характеризуются преимущественным развитием структур, возникших при кристаллизации растворов (85% от общего объема руд). Вторичные структуры, образованные в процессе метаморфизма, имеют подчиненное значение (10%).

Аллоτριоморфнозернистая структура характерна для минеральных агрегатов сфалерита, халькопирита, галенита. Гипидиоморфнозернистая структура наблюдается в зернах раннего пирита, а также типична для выделений барита, обрастающих в периферических частях кварцем. Субграфические структуры замещения возникают при последовательном выделении сфалерита и халькопирита, барита и кварца, карбоната и галенита. Колломорфные структуры в рудах являются реликтовыми (5%) вследствие развития структур раскристаллизации и перекристаллизации мине-

ральных агрегатов; наблюдаются колломорфные образования кварца, пирита, сфалерита. При раскристаллизации колломорфных выделений данных минералов возникают метаколлоидные структуры: сферолитовая или радиальнолучистая и концентрически-зональная.

Структуры, возникшие в процессе метаморфизма при дроблении и смятии минералов, проявляются локально в участках тектонических нарушений. В галените появляется ориентированно-зернистая структура, а двойники сфалерита, халькопирита, карбоната слабо изогнуты. При этом происходит перекристаллизация минеральных агрегатов с образованием аллотриоморфнобластической, порфиробластической, гипидиоморфнобластической структур. В сфалерите и халькопирите появляются агрегаты их мелких выделений, развивающихся по контакту отдельных зерен. В процессе перекристаллизации первично колломорфных образований пирита появляются зерна гипидиоморфнобластической структуры.

Широко развиты текстуры, возникшие при заполнении пустот в породах и рудах (65%). Кварц-сульфидные жилы часто имеют крустификационную текстуру, обусловленную чередованием полос жильного кварца и сульфидов, причем каждая последующая полоска повторяет очертание стенок трещин или же поверхности ранее отложенного минерала. В участках интенсивного брекчирования руд иногда проявлена кокардовая текстура: обломки, представленные ранними минеральными ассоциациями, обрастают более поздними баритом и кварцем. Не менее широко распространены прожилковая (штокверковая) текстура в зонах интенсивного брекчирования микрокварцитов, а также вкрапленная и пятнистая текстуры, характеризующиеся обособлениями сфалерита, галенита, халькопирита в жильной массе кварца.

Наблюдаются текстуры, возникшие в процессе метасоматического замещения рудой вмещающих пород (30%): при метасоматическом замещении рудой прослоев алевропелитов и доломитолитов возникают линзовидные, вкрапленные, полосчатые и массивные текстуры руд. При развитии сульфидной минерализации в участках хлоритизированных микрокварцитов или туфов отмечалось избирательное замещение халькопиритом хлорита или хлоритизированных обломков пород с образованием вкрапленных и пятнистых текстур замещения. Последние наиболее широко распространены в пределах Быструшинской рудной залежи.

Текстуры вторичные, образованные в процессе дробления и перекристаллизации минеральных агрегатов, значительно меньше распространены (5%).

На основании анализа газовой-жидких включений в сфалерите, кварце и барите нами установлены температурные пределы образования продуктивных парагенетических ассоциаций руд Риддер-Сокольского месторождения (Исакович, Гибшер, 1972). Согласно полученным данным подтверждается выделение двух стадий рудообразования, а также отдельных ступеней минерального равновесия. В пределах ранней стадии минералообразования (халькопи-

рит-галенит-сфалеритовой) парагенетические ассоциации первой ступени равновесия отлагались при температуре 325—275° С, при этом фациально изменчивые парагенетические ассоциации характеризовались близкими температурами образования. Минеральные парагенезисы II ступени равновесия выпадали при более низких температурах в растворе (225—125° С). Формирование основной массы полиметаллических руд халькопирит-галенит-сфалеритовой стадии происходило на фоне снижающейся температуры в пределах 325—125° С, а их барит-полиметаллических разностей (галенит-сфалерит-баритовая стадия) — при 345—150° С. Галенит-сфалерит-баритовая стадия минерализации характеризуется резким повышением температуры рудоносных растворов, что является основным критерием для ее выделения; отложение фациально изменчивых минеральных парагенезисов в течение данной стадии проходило в различных температурных условиях.

На рудных залежах Риддер-Сокольного месторождения в распределении различных типов руд наблюдается отчетливая закономерность, выражающаяся в последовательной смене (снизу вверх) медных и медноколчеданных руд полиметаллическими рудами, а затем барит-полиметаллическими (рис. 7). Впервые свинцово-цинковые и медные (медно-цинковые) руды были выделены Н. Н. Куреком и П. П. Буровым. В дальнейшем работами Ф. С. Толчинской, Б. Л. Чепрасова и других были уточнены и детализированы структурные особенности локализации различных типов руд. Согласно данным упомянутых исследователей медноколчеданные руды нижних горизонтов приурочены к зонам крутопадающих трещин скальвания, которые сменяются выше жильными зонами полиметаллических руд, а затем межпластовыми рудными залежами полиметаллических и барит-полиметаллических руд.

Постепенные взаимопереходы парагенетических ассоциаций медно-цинковых и полиметаллических руд свидетельствуют о преимущественном проявлении на месторождении зональности отложения (Ю. А. Билибин, 1951 г.; С. И. Талдыкин, 1959 г.; В. И. Смирнов, 1965 г.; З. В. Сидоренко, 1965 г.). Наложение на эти ассоциации парагенезисов барит-полиметаллических руд указывает на определенные элементы пульсационной зональности.

Сопоставляя вертикальную зональность в размещении разнотипных околорудных метасоматитов и руд, можно видеть совпадение уровней развития медных и медно-цинковых руд с породами хлорит-доломитовой метасоматической зоны, полиметаллических руд — с образованиями хлорит-серицит-доломитовой и доломит-серицитовой зон и, наконец, барит-полиметаллических руд — с кварцитами куполовидных структур. Параллельно, как в рудах, так и в измененных породах возрастает роль метаколлоидных агрегатов выполнения открытых полостей.

Характер смены рудных парагенезисов (понижение содержания пирита, замещение сульфидов меди и цинка галенитом, нарастание концентраций барита и гематита) свидетельствует о повыше-

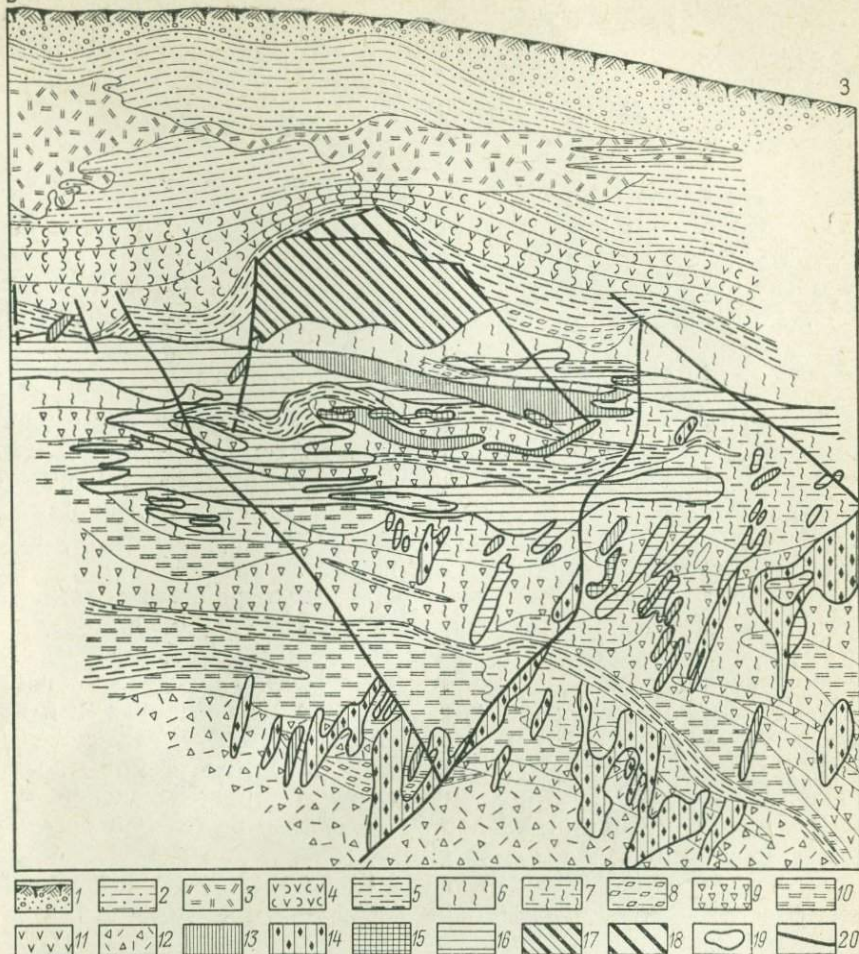


Рис. 7. Пространственное размещение парагенетических минеральных ассоциаций руд на Риддер-Сокольном месторождении (Центральная рудная залежь, Андреевский карьер).

1 — четвертичные отложения; 2 — аргиллиты и песчаники (сокольская свита); 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — вулканогенные породы (ильинская свита); 5 — алевропелиты; 6 — микрокварциты массивные; 7 — микрокварциты плитчатые; 8 — породы группы серицитолитов — доломитолитов; 9 — туфогенно-осадочные брекчии; 10 — кремнистые алевропелиты; 11 — диабазы; 12 — вулканогенные породы (ленингорская свита); парагенетические минеральные ассоциации: 13 — кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовая; 14 — кварц-галенит-халькопирит-сфалеритовая с преобладающей ролью халькопирита; 15 — галенит-халькопирит-пирит-сфалеритовая; 16 — галенит-сфалерит-кварцевая; 17 — галенит-сфалерит-баритовая; 18 — галенит-сфалерит-баритовая и пирит-баритовая; 19 — контуры рудных тел; 20 — разломы

нии потенциала кислорода в растворах по мере их инфильтрации от глубин к поверхности. В этом же направлении возрастает роль сильных оснований в составе парагенезисов околорудно измененных пород, что указывает на повышение щелочности растворов.

Близкая одновременность (при последовательном выделении) всего комплекса послемагматических продуктов дает основание видеть причину совмещения зональных метасоматитов и руд в совместном влиянии на минерализующие гидротермы обоих указанных физико-химических параметров.

### Зыряновское месторождение

Зыряновское месторождение открыто в 1794 г. и с тех пор обрабатывается подземными горными выработками и карьером. Геология месторождения детально описана в ряде работ (Каюпов, 1964; Геология Зыряновского..., 1957; Хисамутдинов, 1956; и др.).

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Месторождение приурочено к юго-западной части Ревнюшинского антиклинория, расположенного в южном окончании мегантиклинория Рудного Алтая. В строении месторождения принимают участие нижнедевонские, среднедевонские (ревнюшинская и маслянская свиты) и средне-верхнедевонские (хамирская свита) осадочные и вулканогенно-осадочные породы.

Нижнедевонские породы перекрыты рыхлыми отложениями в восточной части месторождения и вскрываются рядом скважин в его центральной части на глубинах 800—850 м. Представлены эти породы аргиллитами, алевролитами и мелко-среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, а также песчаниками с известковым и глинистым цементом. Большинство исследователей (М. Н. Барцева, А. К. Каюпов, В. Д. Баранов и др.) эти отложения условно относили к нижнему палеозою. Нижнедевонский возраст этих пород был установлен на основании выделения богатых комплексов спор В. А. Шулика (1973 г.).

Отложения ревнюшинской свиты представлены глинисто-кремнистыми и известково-глинистыми алевролитами, алевропелитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с туфами кислого, среднего и основного состава. Мощность свиты от 600 до 750 м. Маслянская свита согласно залегает на ревнюшинской и состоит из монотонной толщи глинистых, кремнисто-глинистых и известковисто-глинистых алевролитов, алевропелитов с подчиненными прослоями известковистых песчаников. Мощность свиты 400—500 м.

Стратиграфически выше и согласно с ней залегают породы хамирской свиты, представленные углисто-глинистыми и кремнисто-глинистыми аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с разномозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Мощность свиты 1600—1800 м.

Магматические образования в районе Зыряновского месторождения, по данным В. А. Шулика (1973 г.), могут быть объединены в четыре комплекса: 1) зыряновский комплекс субвулканических и гипабиссальных липаритовых порфиров среднего девона; 2) ревню-

шинский габбро-порфириновый комплекс нижнего карбона; 3) змеиногорский габброидно-гранитоидный комплекс среднего—верхнего карбона; 4) комплекс позднепалеозойских даек основного и среднего состава.

Альбитизированные эпипаритовые порфиры зырянского комплекса в пределах месторождения представлены преимущественно секущими и субогласными по форме залегания телами, вытянутыми на 800 м при мощности до 200 м. По составу — это кварц-полевошпатовые порфиры, по структурно-текстурным особенностям — автомагматические и ликвационные брекчии.

Породы ревнюшинского комплекса представлены габбро-порфиритами, габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, образующими силлообразные и секущие интрузии в зоне Зырянского разлома.

К западу от Зырянского месторождения расположен Орловский массив габброидов и гранитоидов змеиногорского комплекса, представленный габбро, габбро-норитами, диоритами, тоналитами, гранодиоритами, биотитовыми гранитами, аляскитовыми гранитами, сиенитами. Комплекс поздних даек объединяет габбро-порфириты, диабазы, диабазовые порфириты, диорит-порфириты, лампрофиры. Эти породы контролируются поперечными (преимущественно субширотными) разрывными нарушениями и рассекают габброиды и гранитоиды змеиногорского комплекса.

Зырянское месторождение локализовано в одноименной антиклинальной складке (рис. 8), которая вытянута в широтном направлении на 3,5—4,0 км. Ядро складки сложено породами ревнюшинской свиты, а крылья — отложениями маслянской и хамирской свит. Складка асимметрична в плане и профиле. Осевая плоскость складки падает на юг под углом 80—85°. Северное крыло имеет более крутое залегание (75—85°), чем южное (60—80°). В восточной части антиклинальной складки размах крыльев 2,5—3,0 км, а шарнир полого погружается на запад под углом 5—15°. По мере движения на запад постепенно уменьшается размах крыльев складки и увеличивается угол наклона шарнира. В области периклинального замыкания он уже имеет северо-западное простирание и погружается под углом 40—45°.

Зырянская антиклиналь расположена в пределах полосы расланцованных пород близширотного направления, шириной около 700 м. Близширотные зоны расланцевания оперяются меньшими по мощности зонами расланцевания северо-западного простирания (аз. пад. 220—230°,  $\angle$  45—60°). Они в свою очередь имеют апофизы близширотного и близмеридионального направлений. Зоны расланцевания секут складки в слоистых породах девона, а также тела и дайки магматических пород.

Известное в настоящее время полиметаллическое оруденение прослежено по простиранию на расстояние около 3,0 км. Различаются два типа рудных тел: пластообразные и секущие.

Рудные тела месторождения отчетливо приурочены либо к складчатым, либо к разрывным структурам и именуется промзона-

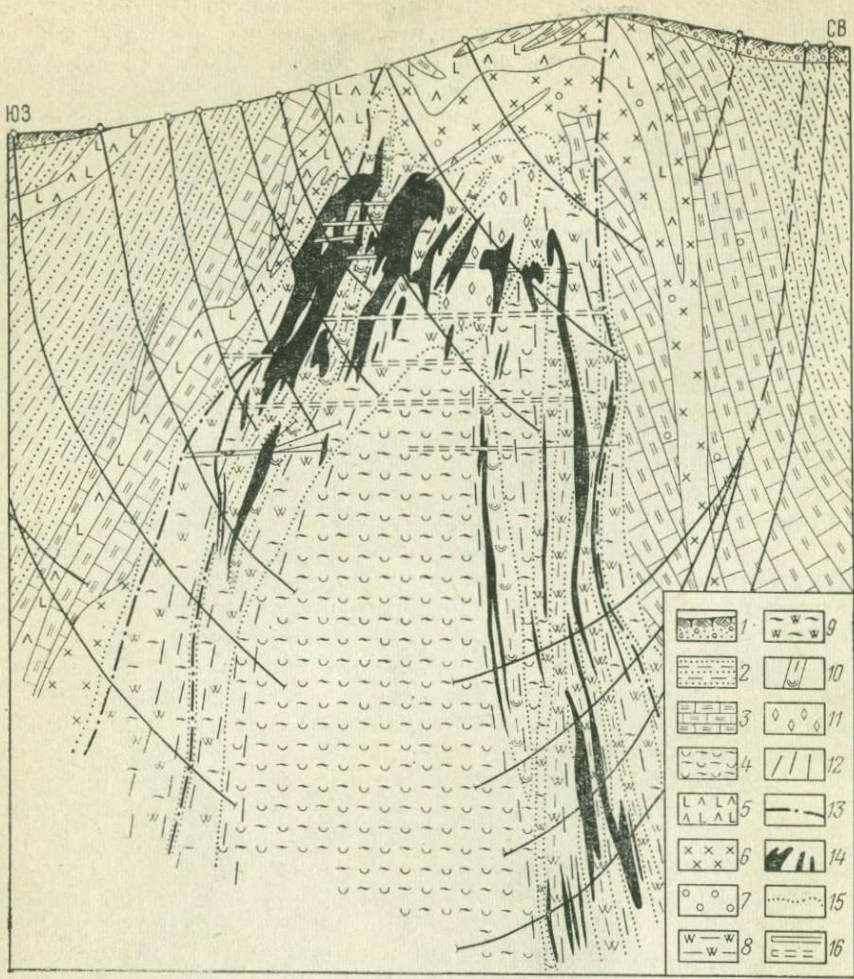


Рис. 8. Схема метасоматической зональности околорудно измененных пород Зырянского месторождения.

1 — рыхлые отложения; 2 — породы хамирской свиты; 3 — известковистые алевролиты (маслянская свита); 4 — хлорит-кварц-серцитовые метасоматиты; 5 — габбро-диабазы и габбро-порфиры; 6 — липаритовые порфиры; 7 — контактово-метаморфизованные породы; 8 — кварциты; 9 — кварц-серцитовые породы; 10 — хлоритовые породы; 11 — зоны баритизации; 12 — зоны расланцевания; 13 — зоны брекчирования; 14 — рудные тела; 15 — контуры околорудных метасоматитов; 16 — подземные горные выработки

ми. Основная масса промышленных руд сконцентрирована в Заводской, Маслянской, Северной, Южной, Внутренней и Юго-Восточной промзонах. Согласно рудные тела залегают в зонах межпластового срыва, отслоения и дробления пород на крыльях и в своде Зырянской антиклинальной складки (например, Маслянская залежь). Эти рудные тела имеют седловидную и линзо-

видную форму, руды характеризуются массивной и пятнистой текстурой и концентрируют большую часть запасов месторождения. Рудные тела второго типа контролируются зонами рассланцевания, секущими складки (например, Заводская залежь). Они имеют форму линз (руды прожилковой и прожилково-вкрапленной текстуры). Иногда встречаются рудные залежи, имеющие сложную форму (согласную и секущую).

Для рудных тел Зырянского месторождения характерна приуроченность к контакту ревнюшинской и маслянской свит. Важная роль в локализации рудных тел принадлежит также субпластовому телу эпипорфировых порфиров, вероятно, играющему роль геологического экрана для поднимающихся снизу рудоносных растворов.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В пределах Зырянского месторождения породы испытали многократные изменения: региональные, поствулканические, автометасоматические, контактовые и гидротермальные.

Региональному метаморфизму подвергались породы подревнюшинской серии, а также осадочные породы ревнюшинской, маслянской и хамирской свит. Породы подревнюшинской серии метаморфизованы до состояния фации зеленых сланцев, в результате чего возникли кварц-серицит-карбонат-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, альбит-кварц-карбонатные и кварц-карбонат-эпидотовые сланцы. Осадочные породы ревнюшинской, маслянской и хамирской свит метаморфизованы в условиях фации филлитов. При этом образовались кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицит-карбонат-хлоритовые и кварц-альбит-серицит-хлоритовые филлиты.

Процессами метаморфизма (поствулканического и регионального) затронуты также вулканогенные породы ревнюшинской свиты. По вулканитам кислого состава развивается альбит-кварц-пирит-серицитовая минеральная ассоциация, а по туфам среднего и основного состава — альбит-кварц-карбонат-хлорит (пирит)-серицитовая.

Автометасоматическими изменениями в той или иной степени затронуты все интрузивные образования района. Типичными парагенезисами этого типа изменений в различных средах являются: в порфировых породах зырянского комплекса — альбит-кварц-серицитовый, кварц-серицит-кальцитовый, кварц-серицит-хлорит (пирит)-карбонатный; в породах ревнюшинского габбро-порфирового комплекса и в позднепалеозойских дайках основного и среднего состава — кварц-серицит-карбонат-хлоритовый и кварц-амфибол-хлоритовый.

Контактные изменения связаны с гранитоидными интрузиями змеиногорского комплекса и являются более поздними по сравнению с региональными, поствулканическими и автометасоматическими преобразованиями. Повсеместно отмечается наложение минера-

лов контактового метаморфизма (биотита, амфибола, эпидота и др.) на минеральные ассоциации указанных типов преобразований.

Ширина экзоконтактового ореола колеблется от 3,5 до 9,5 км. В его пределах выделяются: зона кристаллических сланцев и гнейсов (от 100 до 500 м); зона роговиков — кварц-биотитовых, кварц-амфиболовых, амфибол-плаггиоклазовых, кварц-кордиеритовых (от 1,4 до 4,0 км); зона ороговикованных пород с новообразованиями биотита, мусковита, цонзита (от 2,0 до 5,0 км). Зыряновское месторождение расположено в пределах зоны ороговикованных пород.

По данным М. Г. Хисамутдинова, А. К. Каюпова, Н. Г. Кудрявцевой и др., более поздними по времени образования являются гидротермально (или околорудно) измененные породы.

О наложении гидротермально измененных пород на контактовые роговики свидетельствуют следующие факты.

1. Контактные роговики и ороговикованные породы вытянуты вдоль контакта с гранитоидными массивами змеиногогорского комплекса в направлении с севера на юг. Гидротермально измененные породы Зыряновского месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям субширотного простирания, занимают резко секущее положение по отношению к контактово измененным породам.

2. При микроскопическом изучении устанавливается замещение минералов контактового метаморфизма (биотита, актинолита, эпидота) минералами околорудного метаморфизма — хлоритом, серицитом, кварцем. Последние развиты в виде неправильных лепидогранобластовых агрегатов, прожилков и прожилковидных выделений.

Околорудные метасоматиты контролируются зонами рассланцевания, а также субвулканическими телами порфирирового и габбро-порфирирового комплексов (см. рис. 8). Они имеют форму протяженных линз длиной до 1 км. В составе метасоматитов выделяется ряд минеральных ассоциаций, последовательность формирования которых представлена в табл. 9.

Стадия гипогенного выщелачивания — осаждения характеризует период образования основной массы околорудно измененных пород. В процессе выщелачивания пород различного химического состава возникли три основных типа метасоматических колонок (табл. 10).

Колонка первого типа сформирована при околорудном изменении кремнистых алевролитов, туфов кислого состава и кварц-полевошпатовых порфиров. Она состоит из трех зон: Внешней, Промежуточной и Внутренней. Во Внешней зоне отмечаются слабо измененные породы с новообразованиями кварца, хлорита, серицита (количество которых не превышает 20—30%) и реликтами полевого шпата, обычно замещенного альбитом. Промежуточная зона представлена хлорит (20—25%)-серицит (30—35%)-кварцевыми (40—50%) или серицит (20—25%)-хлорит (30—35%)-кварцевыми (40—50%) породами с пиритом и рутилом. Хлорит из этой

Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций околорудно измененных пород и руд Зырянского месторождения. Составлена Н. Г. Кудрявцевой с использованием данных М. Г. Хисамудинова

Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °С
Гипогенного выщелачивания—осаждения	I Условия выщелачивания	1. <b>Кварц—серицит—хлорит—карбонат—рутил—пирит</b> 2. <b>Кварц—серицит—хлорит—рутил—пирит</b> 3. <b>Кварц—серицит—рутил—пирит</b> 4. <b>Кварц—рутил—пирит</b>	Линзовидные тела	Алевролиты, туфы кислого состава, песчаники, эпипларитовые порфиры, дайки основного состава	Преобладающая	Кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые породы, кварциты с прожилково-вкрапленным пиритом	
	II Условия осаждения	5. <b>Хлорит—карбонат—пирит</b> 6. <b>Хлорит—пирит</b>	Линзы и прожилки	Кварц-серицитовые метасоматиты и кварциты	Второстепенная	Карбонат-хлоритовые, хлоритовые с вкрапленным пиритом	
Кварц-микроклин-биотитовая		7. <b>Кварц—микроклин—биотит—пирит</b>	Мелкие линзовидные тела и прожилковидные выделения	Кварц-серицитовые и хлоритовые метасоматиты, алевролиты, туфы кислого состава, песчаники, эпипларитовые порфиры	Незначительная	Прожилково-вкрапленные выделения биотита, микроклина, рассеянная серноколчеданная минерализация	350—450

Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °С
Халькопирит-галенит-сфалеритовая	I	8. Кварц—пирит—халькопирит—галенит—сфалерит	Пластообразные залежи, линзовидные тела, гнезда, прожилки и вкрапленность	Кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, кварциты, алевролиты, туфы кислого состава	Преобладающая	Медноколчеданные, медно-цинковые, колчеданно-полиметаллические, полиметаллические	260—340
	II	9. Кварц—халькопирит—барит—карбонат—галенит—сфалерит	Линзовидные тела, гнезда, прожилки и вкрапленность	Кварц-серицитовые метасоматиты, известковистые алевролиты, туфы и песчаники с известковистым цементом	Значительная	Полиметаллические, барит-полиметаллические	
Галенит-сфалерит-карбонатная		10. Барит—карбонат—сфалерит—блеклая руда—халькопирит—галенит	Маломощные прожилки	В породах любого состава	Незначительная	Самостоятельный тип руд отсутствует	160—180
Кварц-карбонатная (пострудных прожилков)		11. Кварц—карбонат	Прожилки	В рудах и породах любого состава	Незначительная		

Примечание. Температуры минералообразования приведены по данным М. Г. Хисамутдинова (1959).

## Минеральные парагенезисы ступени выщелачивания в породах различного состава

Зоны	Кремнистый алевролит	Известковый алевролит	Габбро-диабаз
Внешняя	1. Альбит—хлорит—серицит—кварц	1. Альбит—карбонат—хлорит—серицит—кварц	1. Карбонат—серицит—хлорит—кварц—рутил (с обильными реликтами альбита, калишпата, эпидота, актинолита)
Промежуточная	2. Хлорит—серицит—кварц—рутил—пирит	2а. Серицит—хлорит—карбонат—кварц—рутил—пирит 2б. Серицит—хлорит—кварц—рутил—пирит	2. Карбонат—серицит—хлорит—кварц—рутил—пирит
Внутренняя	3. Серицит—кварц—рутил—пирит	3. Серицит—кварц—рутил—пирит	3. Карбонат—серицит—кварц—рутил—пирит
	4. Кварц—рутил—пирит	4. Кварц—рутил—пирит	

зоны отвечает магнезиально-железистому диабантину ( $n_m=1,614$ ), а светлая слюда — серициту ( $n_m=1,594—1,598$ ). Внутренняя зона сложена кварц-серицитовыми метасоматитами и кварцитами. Наличие кварцитов во внутренней зоне является характерной особенностью Зырянского месторождения. Количество серицита в кварц-серицитовых породах колеблется от 35 до 60%, а в кварцитах — от 5 до 15%. По химическому составу серицит из этой зоны отвечает кремнеземистому гидрофенгиту.

Представление о химизме преобразования кремнистого алевролита в кварцит дает рис. 9. Отчетливо выявляется привнос калия и кремнезема и вынос остальных породообразующих компонентов.

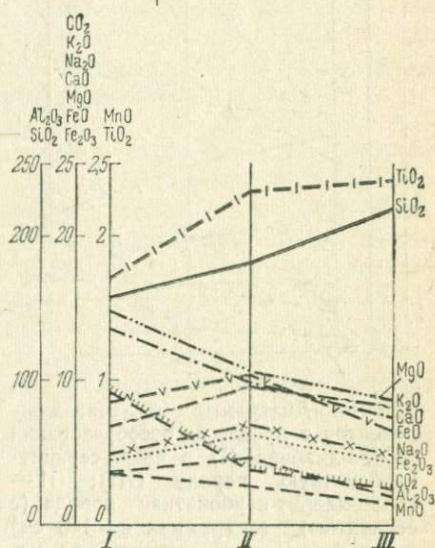


Рис. 9. Диаграмма миграции компонентов в процессе преобразования кремнистого алевролита (I) в серицит-кварцевый метасоматит (II) и кварцит (III) (в граммах на 100 см<sup>3</sup> породы). Расчет выполнен по методу Н. И. Наквоника (1937)

Колонка второго типа образована при околорудном изменении известковистых алевролитов, туфов и песчаников с известковистым цементом. В отличие от колонки первого типа промежуточная зона здесь подразделяется на подзону устойчивости карбоната и подзону устойчивости хлорита. В первой подзоне образовались серицит-хлорит-карбонат-кварцевые породы. Они состоят из 15—20% серицита, 15—30% карбоната, 20—25% хлорита, 30—35% кварца, а также пирита, апатита, рутила (около 5%). Карбонат в этой зоне представлен железистым кальцитом или доломитом. Для второй подзоны характерны серицит-хлорит-кварцевые породы. Хлорит в них отвечает магниально-железистому диабантину ( $n_m = 1,622$ ).

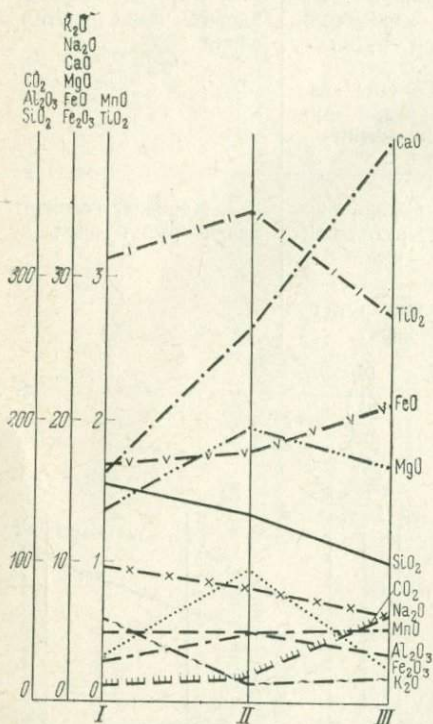


Рис. 10. Диаграмма миграции компонентов в процессе преобразования габбро-диабазы (I) в кварц-серицит-карбонатную породу (II); II — кварц-хлорит-карбонатная порода (с серицитом) (в граммах на 100 см<sup>3</sup> породы). Расчет выполнен по методу Н. И. Наквоника (1937)

Внутренняя зона аналогична таковой в колонке первого типа.

Колонка третьего типа сформирована при метасоматическом изменении туфов среднего и основного состава, а также субвулканических интрузий габбро-порфирового комплекса. Во внешней зоне наряду с новообразованными минералами: карбонатом, серицитом, хлоритом, кварцем, рутилом, составляющими 25—35%, присутствуют реликты альбита, калневого полевого шпата, актинолита, эпидота, лейкоксена (65—75%). В промежуточной зоне реликты первичных минералов исчезают и образуются карбонат-хлоритовые метасоматиты. Кроме хлорита (45—50%) и карбоната (25—30%) в породе встречаются серицит (10%), кварц (5—10%), пирит и рутил (5%). Во внутренней зоне отмечаются кварц-серицит-карбонатные породы. Они состоят из железистого карбоната сидерита с  $n_0 = 1,855$  и  $n_e = 1,614$  (40—45%), серицита (30—35%), кварца (15—20%), пирита (5%).

Изучение химизма процесса преобразования габбро-диабазы в кварц-серицит-карбонатную породу показало, что процесс протекал на фоне выноса кремнезема, натрия, алюминия, магния с

привнесом кальция, марганца, железа и углекислоты при незначительном увеличении содержания калия (рис. 10).

Таким образом, окологорудно измененные породы ступени выщелачивания имеют зональное строение. Внутренние части ореолов сложены кварцитами и кварц-серицитовыми метасоматитами, внешние — кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-серицит-карбонат-хлоритовыми породами. Исключение составляют породы, богатые основаниями (породы основного и среднего состава), за счет которых во внутренней зоне образуются кварц-серицит-карбонатные метасоматиты. Здесь карбонат оказывается устойчивым и во внутренней зоне.

Свинцово-цинковые рудные тела Зырянского месторождения залегают в пределах центральных зон окологорудно измененных пород — в кварцитах и кварц-серицитовых метасоматитах (см. рис. 8). Геологические наблюдения в пределах месторождения показали, что параллельно с процессом выщелачивания, но несколько отставая от него, происходил процесс переотложения вещества, в результате чего были сформированы хлоритовые и карбонат-хлоритовые породы.

Хлоритовые и карбонат-хлоритовые породы образуют метасоматические тела и линзы, протяженностью от 10 до 200 м. Часто хлорит и карбонат отмечаются в виде маломощных прожилков (мощностью от 0,1 до 1,2 см), линз, пятен, хорошо выделяющихся на фоне окологорудно измененных пород ступени выщелачивания. Хлоритовые породы состоят из хлорита (80—95%), пирита (5%) и рутила, а также карбоната, кварца, серицита. Иногда количество карбоната в этих породах достигает 25—40%, в результате чего образуются карбонат-хлоритовые метасоматиты.

По классификации Д. П. Сердюченко (1953) большинство хлоритов осаднения (табл. 11) отвечают магнезиальным разностям: прохлориту, прохлорит-корундофиллиту и клинохлор-прохлориту. Карбонат из этих пород представлен железистым доломитом или анкеритом. В распределении продуктов выщелачивания и осаднения существует определенная зональность. Продукты выщелачивания (кварциты и кварц-серицитовые породы) располагаются в нижней части зон метасоматитов, а продукты переотложения (хлоритовые и карбонат-хлоритовые) — в верхней части зон.

Рудные тела, хотя и залегают в пределах кварц-серицитовых пород (продуктах ступени выщелачивания), но тяготеют к области контакта с хлоритовыми и карбонат-хлоритовыми метасоматитами (продуктами ступени осаднения).

Продукты кварц-микроклин-биотитовой стадии (см. табл. 9, парагенезис 7) накладываются на метасоматиты выщелачивания и осаднения. Масштабы проявления данной стадии незначительны. Обычно это маломощные (от 0,1 до 1,0 см) прожилки и гранобластовые агрегаты биотита, кварца, микроклина и реже небольшие по размеру тела кварц-микроклиновых пород. Впервые эти породы были описаны М. Г. Хисамутдиновым (1965).

## Химический состав хлоритов ступени осаждения Зыряновского месторождения, вес. %

Компоненты	Прохлорит, обр. 1	Прохлорит-корун- дофиллит, обр. 2	Клинохлор-про- хлорит, обр. 3	Прохлорит, обр. 4
SiO <sub>2</sub>	29,89	28,92	31,00	29,65
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,44	0,13	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,65	24,45	22,87	21,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	1,69	0,70	0,85
FeO	2,87	1,44	2,84	3,03
MnO	0,44	0,32	0,09	0,09
MgO	30,74	30,88	28,90	32,95
CaO	0,45	Нет	0,10	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,07	0,08	Нет
K <sub>2</sub> O	Нет	Нет	0,29	0,03
H <sub>2</sub> O+	Не опр.	Не опр.	11,55	10,44
H <sub>2</sub> O-	»	»	0,28	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	»	»	0,03	Нет
SO <sub>3</sub>	0,20	Нет	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	11,13	11,89	1,03	Нет
Сумма	100,18	100,10	99,89	99,21

Обр. 1 и 2 — анализы выполнены в химлаборатории ЦНИГРИ под руководством Н. В. Марковой; обр. 3 и 4 — данные И. П. Щербаня.

## Кристаллохимические формулы

Обр. 1.  $(Mg_{4,20} Ca_{0,03} Fe_{0,22}^{2+} Fe_{0,10}^{3+} Ti_{0,01} Mn_{0,03} Al_{1,24})_{5,83} \cdot (Si_{2,77} \times Al_{1,23})_{4,0} O_{10,0} (OH_{6,91})_{8,0}$ .

Обр. 2.  $(Mg_{4,25} Fe_{0,11}^{2+} Fe_{0,11}^{3+} Ti_{0,03} Mn_{0,02} Al_{1,35})_{5,87} (Si_{2,68} \cdot Al_{1,32})_{4,0} \times O_{10,0} (O_{0,65} OH_{7,35})_{8,0}$ .

Обр. 3.  $(Mg_{4,04} Ca_{0,01} Fe_{0,22}^{2+} Fe_{0,05}^{3+} Mn_{0,01} Al_{1,45})_{5,77} \cdot (Si_{2,91} Al_{1,09})_{4,0} O_{10} \times (O_{0,7} OH_{7,22})_{7,92}$ .

Обр. 4.  $(Mg_{4,55} Ca_{0,02} Fe_{0,23}^{2+} Fe_{0,06}^{3+} Ti_{0,02} Mn_{0,01} Al_{1,12})_{6,0} \cdot (Si_{2,75} \times Al_{1,25})_{4,0} O_{10} (O_{0,96} OH_{7,04})_{8,0}$ .

Формулы рассчитаны по методу Д. П. Сердюченко (1953).

О наложении кварц-микроклин-биотитовой ассоциации на контактовые роговики и околорудно измененные породы предыдущей стадии свидетельствуют следующие факты:

1) повсеместно отмечаются прожилки позднего биотита в ороговикованных алевролитах;

2) в кварц-серицитовых породах отмечаются более поздние гранобластовые агрегаты микроклина, биотита и пирита;

3) в хлоритовых и хлорит-карбонатных породах отмечаются прожилки, а также отдельные чешуйки позднего биотита, ориентированные вкрест сланцеватости пород.

Биотит кварц-микроклин-биотитовой стадии в отличие от биотита, встречающегося в ороговикованных породах, по оптическим константам ( $n_g = 1,606-1,622$ ;  $n_p = 1,570-1,588$ ;  $n_g - n_p =$

$=0,039$ ;  $2V=0$  или очень малый) относится к группе стильпномелана и флогопита. Полевой шпат из этой ассоциации по оптическим свойствам и наличию микроклиновой решетки относится к микроклину ( $n_g=1,525$ ;  $n_D=1,520$ ;  $2V=79-80^\circ$ ). Образование флогопита и микроклина, по данным М. Г. Хисамутдинова (1959), происходило при температуре  $350-450^\circ\text{C}$ . Таким образом, флогопит, микроклин, а также амфибол, эпидот и турмалин являются высокотемпературными образованиями, что позволяет отнести кварц-биотит-микроклиновую ассоциацию к контактово-метасоматическим проявлениям. Предположительно мы связываем эту ассоциацию с внедрением интрузий поздней фазы змеиногорского комплекса.

Околорудно измененные породы, сопровождающие образование полиметаллических руд, проявились несравненно менее интенсивно, чем предшествующие стадии гидротермального метаморфизма. Эти образования характеризуются слабо проявленными метасоматическими процессами. Изменения развиваются только непосредственно около рудных тел, образуя вокруг них оторочки мощностью от 1—2 до 20—50 см. Минеральный состав этих пород — хлорит, мусковит, тальк, карбонат, кварц, реже альбит, барит. По химическому составу хлорит отвечает глиноземистому магнезиальному прохлориту. Карбонат представлен кальцитом.

#### ТИПЫ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Зыряновское месторождение относится к собственно-полиметаллическому типу с соотношением основных компонентов в рудах  $\text{Pb}:\text{Zn}:\text{Cu}=1:1,5:0,2$ . По данным ряда исследователей (А. К. Каюпов и др.—Геология Зыряновского..., 1957; Вейц, 1959; Хисамутдинов, 1959), на месторождении выделяются медноколчеданные (халькопирит-пиритовые), колчеданно-полиметаллические (пирит-сфалеритовые) и полиметаллические (сфалеритовые, галенит-сфалеритовые, галенитовые) типы руд. Преимущественно развиты полиметаллические руды, встречающиеся в виде прожилково-вкрапленных и массивных тонкозернистых разновидностей. Минеральный состав руд приведен в табл. 12. Соотношения галенита, сфалерита, халькопирита и пирита в рудах (по Б. И. Вейц, 1959) составляют  $1:2,7:1:1,1$  (массивные тонкозернистые руды) и  $1:1,6:1:1,6$  (прожилково-вкрапленные руды).

На последовательность формирования руд Зыряновского месторождения существуют различные точки зрения. Анализ имеющихся материалов позволяет выделить две продуктивные стадии минерализации: халькопирит-галенит-сфалеритовую и галенит-сфалерит-карбонатную (см. табл. 9).

Основная масса руд месторождения отлагалась в течение первой продуктивной стадии, которая включает две минеральные ассоциации: халькопирит-сфалеритовую и халькопирит-галенит-сфалеритовую. Руды, в состав которых входят данные парагенезисы, характеризуются мелкозернистыми структурами. Развиты

Минеральный состав руд Зыряновского месторождения.  
По данным Б. И. Вейц (1959)

Минералы		
главные	второстепенные	редкие
<b>Рудные</b>		
Сфалерит Галенит Халькопирит Пирит	Блеклая руда (тетраздрит и теннантит)	Марказит Мельниковит-пирит Молибденит Антимонит Арсенопирит Валлериит Гессит Дискразит Домейкит Золото Ильменит Кубанит Касситерит Магнетит Пирротин Полибазит Серебро самородное Станнин Штроейерит Электрум Ялпаит
<b>Нерудные</b>		
Кварц Кальцит Барит Клинохлор Прохлорит Глиноземистый прохлорит Клинохлор Серицит	Актинолит Анкерит Паранкерит Биотит Гидрослюда Доломит Мп-кальцит Мусковит Фенгит Тальк Рутил	Афросидерит Бейделлит Диаспор Олигоклаз Пеннин Флюорит Халцедон Цоизит Эпидот

они в виде пластообразных, линзообразных залежей, гнезд, прожилков и вкрапленности в кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах и кварцитах.

Вторая продуктивная стадия характеризуется проявлением галенит-сфалерит-карбонатной минеральной ассоциации, сопровождающейся образованием барита и блеклой руды. Руды, сложенные этим парагенезисом, состоят из крупнозернистых сульфидов в виде гнезд и прожилков, рассеянных в массе карбоната.

Выделение на месторождении двух стадий минерализации подтверждается данными по температурам образования парагенетических ассоциаций (см. табл. 9): минеральная ассоциация 8 и

10 (халькопирит-галенит-сфалеритовая стадия или ранняя полиметаллическая, по М. Г. Хисамутдинову) кристаллизуется при температурах 260—340° С. Минеральный парагенезис галенит-сфалерит-карбонатной стадии (поздней полиметаллической стадии, по М. Г. Хисамутдинову) сформировался при температурах 160—180° С.

Завершился процесс минералообразования на Зыряновском месторождении образованием многочисленных прожилков кварца и карбоната, пересекающих все перечисленные выше парагенетические ассоциации.

Наиболее типичными структурами руд Зыряновского месторождения являются структуры, образованные при кристаллизации растворов: гилидоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, графическая и субграфическая. Подчиненное значение имеют метаколлоидные (колломорфные) структуры. Метаморфические текстуры редки. Возникновение их, вероятно, обусловлено локальными внутриминерализационными тектоническими подвижками (Н. И. Шумская, 1960 г.).

Характерными текстурами руд являются метасоматические: массивная, пятнистая, полосчатая, вкрапленная. Подчиненное значение имеют текстуры, возникшие в процессе заполнения пустот: прожилковая, вкрапленная, крустификационная.

По поводу наличия первичной зональности на Зыряновском месторождении существуют противоречивые мнения. Одними исследователями полностью отрицается существование какой-либо зональности, другими допускается ее проявление в рамках классической схемы. А. С. Лапуховым (1974) выявлена многоярусная ритмическая зональность оруденения, заключающаяся в том, что по восстанию рудных залежей образуются повторяющиеся однотипные зональные колонки рудных элементов: медь — цинк — свинец — серебро — золото.

В частности, центр верхнего зонального ритма находится на уровне (+100) — (+175 м) в отметках над уровнем моря, а второго и третьего — соответственно на горизонтах (—50) и (—200) м.

## Тип переходный к колчеданно-полиметаллическому

### Тишинское рудное поле

Тишинское месторождение расположено в восточной части Рудного Алтая. Открыто оно в 1958 г.; с 1965 г. эксплуатируется. Месторождение изучалось многими исследователями, среди которых необходимо упомянуть Б. В. Манькова, В. В. Попова, А. А. Малыгина, Г. Ф. Яковлева, Х. А. Беспасева, И. В. Покровскую, В. Б. Чекваидзе, И. З. Исакович, В. В. Авдонина, Т. Я. Гончарову, В. И. Старостина и др.

Месторождение приурочено к центральной части Кедровско-Бутачихинской зоны разломов, которая является западной ветвью Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая.

Рудные тела месторождения залегают на контакте ильинской и сокольной свит эйфельского яруса. Верхняя часть ильинской свиты сложена туфами и лавами андезит-базальтовых порфиритов с маломощными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Низы сокольной свиты в пределах месторождения представлены известковистыми, углистыми и известково-углистыми алевролитами и аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками и туффитами среднего состава. Отложения ильинской и сокольной свит прорваны телами эпилипаритовых порфиров, слагающих так называемый Познопаловский интрузив и серию мелких штоков и даек.

Тишинское месторождение располагается в участке южного и восточного контакта Познопаловской интрузии (рис. 11) и, по мнe-

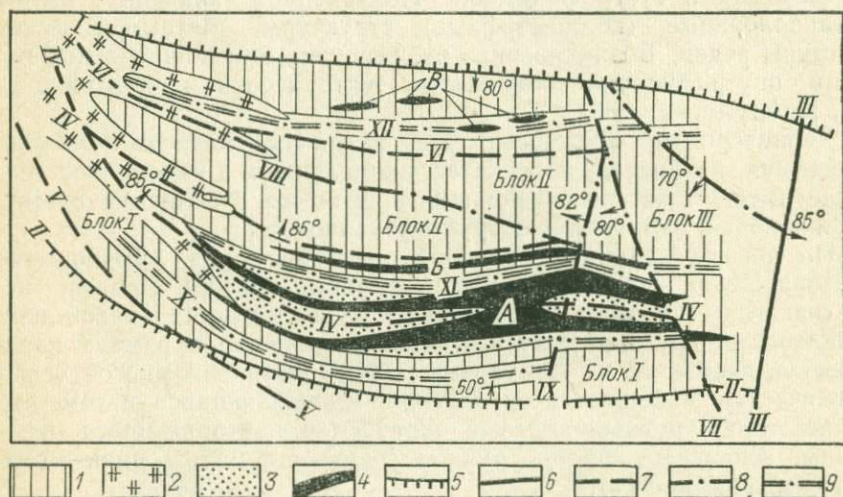


Рис. 11. Схема размещения структур и рудных тел на Тишинском месторождении. По Б. В. Манькову.

1 — среднедевонские вулканогенно-осадочные отложения; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — микрокварциты, серицит-кварцевые породы; 4 — рудные тела: А — Главное, Б — Параллельное, В — Северо-Западная залежь. Древние глубинные разломы, неоднократно подновленные; 5 — надвиги (I — Марьинский, II — Глазковский), 6 — крупные разломы (III — Тишинский), 7 — оперяющие более мелкие разломы (IV — Продольный, V — Западный, VI — Северный), 8 — послерудные разломы (VII — Познопаловский, VIII — Ильинский, IX — разлом скважины 57); 9 — зоны расланцевания (X — Южная, XI — Центральная, XII — Северная)

нию большинства исследователей, генетически или парагенетически с ней связано. Однако единой точки зрения на возраст и генезис этих магматических пород нет. По мнению В. В. Попова (1968), они имеют верхнепалеозойский возраст и представляют собой фациальную разновидность пород змеиногорского комплекса. По другим данным они относятся к субвулканическим образованиям, связанным с девонским вулканизмом (Маньков, 1969). В последние годы детальными исследованиями В. И. Старостина, Г. Ф. Яковлева и др. (Структура Тишинского..., 1973) установлено,

что Познопаловский интрузив представляет собой древнее вулканическое сооружение центрального типа, заложенное в раннеэффельское время и испытавшее длительную эволюцию. По данным этих исследователей, рудные тела Тишинского месторождения приурочены к толще переслаивания пород, захороняющей это палеовулканическое сооружение.

Кроме эпипларитовых порфиров на месторождении встречаются также дайки диоритовых порфиритов, залегающие часто согласно с вмещающими породами и имеющие более молодой возраст.

В строении района Тишинского месторождения главная роль принадлежит дизъюнктивным нарушениям. С севера и юга площадь месторождения ограничена Марьинским и Глазковским широтными надвигами, падающими соответственно к северу и югу. Западная и восточная границы определяются Тишинским и Сокольным разломами субмеридионального и северо-восточного простирания. Таким образом, месторождение расположено в тектоническом блоке, строение которого осложнено несколькими более мелкими разрывами. Последние, по мнению Б. В. Манькова, являются опережающими по отношению к Марьинскому надвигу и представлены зонами дробления, вмещающими липаритовые порфиры.

Породы ильинской и сокольной свит имеют западно-северо-западное и широтное простирание и близкое к вертикальному падение; на участке месторождения они рассланцованы; направление сланцеватости, по данным Б. В. Манькова, совпадает с общим простиранием мобильной зоны и слоистостью вмещающих пород. На фоне общей мобильной зоны выделяются три зоны интенсивного рассланцевания: Центральная, Северная и Южная (см. рис. 11). Ширина зон колеблется от 40 до 150 м.

Детальное изучение карьера Тишинского месторождения, проведенное В. В. Авдониным и В. И. Старостиным, позволило установить, что ширина рудовмещающей тектонической зоны достигает 200 м, а ширина осложняющих ее узких зон рассланцевания и будинирования составляет 5—20 м. Эти зоны рассланцевания падают на север под углом 70—80°. Кроме широтных зон рассланцевания на месторождении известны зоны рассланцевания северо-северо-западного простирания, круто падающие на восток. Эти зоны (как и субширотные), вероятно, представляют собой элементы древних среднедевонских разломов, впоследствии неоднократно подновлявшихся. С ними связаны также и опережающие разрывные зоны.

На фоне общей моноклиальной структуры на месторождении зафиксирован ряд складок. По данным В. В. Авдонова и В. И. Старостина, синклинальные складки, вскрытые карьером, имеют размах крыльев 200—300 м, чашеобразную или сундучную форму с пологим дном и крутыми крыльями. Осевые плоскости складок меняют простирание с широтного на северо-восточное. Эти складки в свою очередь осложнены флексурными изгибами пластов и складками волочения.

Складчатые структуры возникли, по мнению В. И. Старостина,

в результате течения пластического материала на крыльях более крупных складок и как структуры блокирования на контакте пластичных пород сокольной свиты с более монолитными породами ильинской. Их формирование происходило в предрудный этап (о чем свидетельствует наложение на них зон рассланцевания, гидротермальных изменений и оруденения) и, вероятно, связано с движениями по древним разломам. Как подчеркивают В. В. Авдонин и В. И. Старостин, со складками связано формирование кливажа отслаивания, который имеет важное рудолокализирующее значение, а также кливажа скалывания и кливажа осевой плоскости.

Наиболее важную рудолокализирующую роль играет Центральная зона рассланцевания, которую можно рассматривать как систему сближенных трещин оперения Продольного разлома (см. рис. 11), приуроченного к контакту сокольной и ильинской свит. Эта зона рассланцевания вмещает главные рудные тела месторождения — Главную залежь и Первую и Вторую Параллельные залежи.

Преобладающая часть руд месторождения сконцентрирована в Главной залежи. Это рудное тело вытянуто в широтном направлении и имеет крутое северное падение ( $75-90^\circ$ ); на флангах оно расчленяется на ряд параллельных ветвей и постепенно выклинивается. Главное рудное тело локализуется на пересечении Продольного разлома с синклинальной складкой. В его пределах выделяются три рудных столба: Центральный, Западный и Восточный.

Центральный рудный столб локализован с одной стороны в участке сопряжения Продольного разлома с флексуобразным изгибом замка синклинали, а с другой — приурочен к сочленению Продольного разлома с оперяющей его здесь зоной рассланцевания северо-восточного простирания.

Кроме перечисленных на месторождении известна еще Северо-Западная залежь, контролирующая Северную зоной рассланцевания. Большого практического значения эта залежь не имеет.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

На участке Тишинского месторождения устанавливаются площадные и локальные метасоматические проявления. Первые свойственны в основном вулканитам ильинской свиты, претерпевшим интенсивную пропилитизацию. В лавах и туфах андезитового состава первичный плагиоклаз повсеместно альбитизирован, а темноцветные минералы замещены агрегатами хлорита с карбонатом. Характерно также присутствие вторичного кварца, серицита, пылевидных скоплений пирита и лейкоксена, а на отдельных участках — миндалевидных выделений эпидота. С пропилитизированными порфиритами ассоциируют системы прожилков и отдельные метасоматические тела кварц-адулярового и существенно адулярового состава.

Метасоматиты локального распространения в отличие от площадных четко контролируются разрывными нарушениями, наиболее существенными из которых являются Центральная зона рассланцевания и сопряженные с ней более мелкие зоны повышенного динамометаморфизма. В пределах этих зон метасоматиты тесно ассоциируют с полиметаллическими рудами и составляют комплекс собственно околорудно измененных пород (Чекваидзе, Исакович, 1971).

В составе околорудных метасоматитов устанавливается ряд одновременных минеральных ассоциаций, характеризующих проявление двух стадий минералообразования в предрудный период гидротермальной деятельности (табл. 13).

Продукты стадии гипогенного выщелачивания — осадения слагают крутопадающее плитообразное тело, протягивающееся в субширотном направлении на несколько километров вдоль контакта ильинской и сокольной свит. В центральной части месторождения, где метасоматиты обрамляют Основную рудную залежь, мощность зоны изменения достигает 350—400 м. На флангах наблюдается сокращение мощности зоны до 20—30 м.

Метасоматическое преобразование претерпевают как вулканиты ильинской свиты («лежачий бок» месторождения — по терминологии местных геологов), так и осадочные породы сокольной свиты («висячий бок»), причем в первом случае ореол изменения в 2—3 раза шире. В размещении разнотипных метасоматитов устанавливается отчетливая зональность, ориентированная в направлении мощности зоны изменения (рис. 12).

Рассланцованные порфириды, вскрывающиеся на удалении от контакта упомянутых свит, состоят из следующих минералов: альбита, карбоната, хлорита, кварца, серицита, лейкоксена и пирита. По мере приближения к рудной залежи и повышения степени динамометаморфизма пород в последних нарастает содержание кварца и серицита, причем этими минералами последовательно замещаются плаггиоклаз, карбонат и хлорит исходных сред. Соответственно возникают зоны карбонат-хлорит-кварц-серицитовых, хлорит-кварц-серицитовых и, наконец, кварц-серицитовых сланцев, характеризующие поперечную (или боковую) зональность выщелачивания. В породах всех зон присутствуют рассеянные зерна и скопления рутила и новообразованного пирита (см. табл. 13, парагенезисы 1, 2, 3).

Количественные минералогические подсчеты показывают, что парагенезис минералов в исходных порфиридах сохраняет устойчивость при наличии не более 20% наложенных скоплений кварца и серицита. Для карбонатсодержащих метасоматитов эта цифра возрастает до 45%, а для хлорит-кварц-серицитовых — до 60%. Эти данные подкрепляют наблюдения над закономерным сокращением числа минералов исходных сред по мере развития метасоматического процесса. Необходимо отметить, что в породах двух

Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций околорудно измененных пород и руд Тишинского месторождения

Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд	Температура образования, °С
Гипогенного выщелачивания—осаждения	I Условия выщелачивания	1. Кварц—серицит—карбонат—хлорит—рутил—пирит 2. Кварц—серицит—хлорит—рутил—пирит 3. Кварц—серицит—рутил—пирит	Протяженные линзовидные тела	Порфиристы, туфы, алевролиты, алевропелиты	Преобладающая  Значительная	Карбонат-хлорит-серицит-кварцевые, хлорит-кварц-серицитовые, кварц-серицитовые и существенно серицитовые	
	II Условия осаждения	4. Кварц—карбонат—(альбит) 5. Кварц—(карбонат)—хлорит—рутил—пирит					
Окварцевания		6. Карбонат—(альбит)—кварц	Линзовидные и неправильные по форме тела	Метасоматиты выщелачивания и осаждения	Значительная	Кварциты	
Галенит-халькопирит-сфалеритовая	I	7. Кварц—доломит—халькопирит—сфалерит	Линзовидные тела и прожилки	Зоны совмещения кварц-серицитовых	7%	Медноколчеданные	
		8. Кварц—доломит—сфалерит—халькопирит—блеклая руда—галенит—(алтаит)					
		9. Кварц—хлорит—серицит—пирит—сфалерит	Жилы, прожилки, вкрапленность	Кварциты	55%	Существенно цинковые	330—130
	II	10. Кальцит—халькопирит—блеклая руда—галенит—(алтаит—гессит—золото—теллурувисмутит)	Прожилки	Колчеданно-полиметаллические руды	7%	Полиметаллические	187
	III	11. Кварц—доломит—сфалерит—халькопирит—галенит—(алтаит—гессит)	Гнезда, вкрапленность	Кварциты	1%		
Кварц-доломитовая (пострудных прожилков)		12. Кварц—доломит—(кальцит, брейнерит) 13. Кварц—мусковит—доломит 14. Кварц—адуляр 15. Гипс	Прожилки	Руды и вмещающие их породы	Незначительная		105—100

Примечания: 1. Полу жирным даны главные минералы парагенезисов; в скобках—минералы, которые присутствуют в составе парагенезисов эпизодически.  
2. Температуры определены методом гомогенизации включений (в кварце, сфалерите, кальците) на материале авторов в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, исполнитель Н. А. Гибшер.

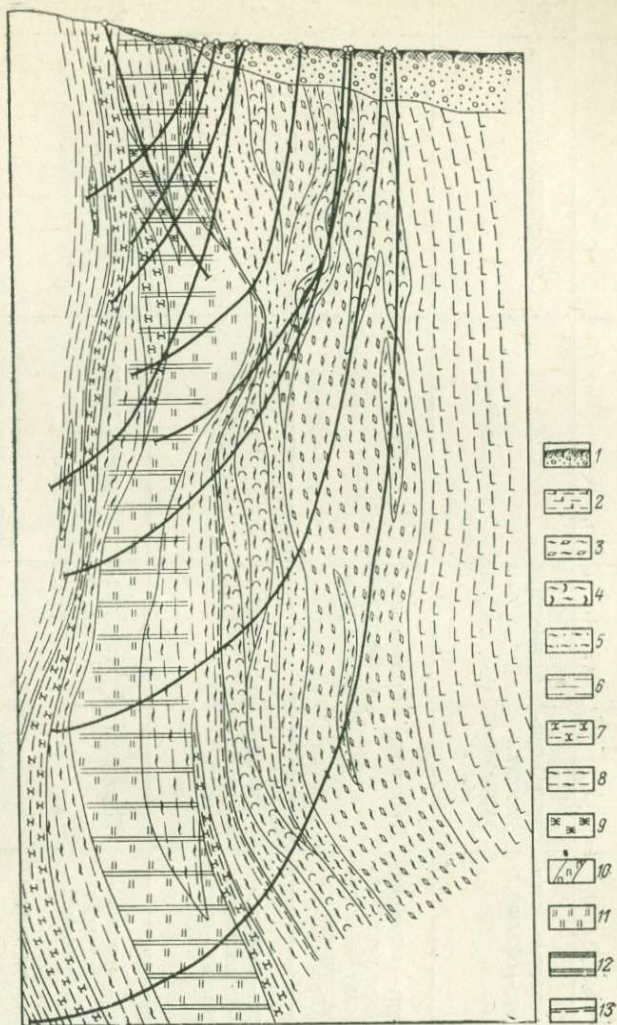


Рис. 12. Размещение метасоматических образований в центральной части Тишинского месторождения (поперечный разрез).

1 — рыхлые отложения; 2 — пропилитизированные и рассланцованные порфиры (ильинская свита); продукты выщелачивания порфиров; 3 — карбонат-хлорит-кварц-серцитовые сланцы, 4 — хлорит-кварц-серцитовые сланцы, 5 — кварц-серцитовые и существенно серцитовые сланцы; 6 — углисто-известковистые алевропелиты (сокольная свита); продукты выщелачивания алевропелитов; 7 — хлорит-кварц-карбонат-серцитовые сланцы, 8 — карбонат-серцитовые и существенно серцитовые сланцы; продукты осаждения; 9 — хлоритовые породы, 10 — кварц-альбит-карбонатные породы; 11 — зона предрудного окварцевания; 12 — зона полиметаллического оруденения; 13 — контакт ильинской и сокольной свит

внутренних метасоматических зон в составе новообразований серцит, как правило, господствует над кварцем.

Хлорит в метасоматитах представлен пеннином (табл. 14, обр. 1032), а карбонат в основном кальцитом и изредка долами-

Химический состав хлоритов и серицитов Тишинского месторождения, вес. %

Компоненты	Пеннин, обр. 1032 (скв. 227, глуб. 194 м)	Магнезиальный прохлорит, обр. 1056 (скв. 227, глуб. 803,5 м)	Кремнеземистый гидрофенгит, обр. 1054 (скв. 227, глуб. 765,8 м)	Гидрофенгит, обр. 1091 (карьер, уступ 625 м)
SiO <sub>2</sub>	36,10	27,00	61,12	50,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,37	23,00	23,00	28,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,17	9,00	0,31	1,07
FeO	10,06	0,51	1,80	0,43
CaO	0,11	0,65	0,18	0,70
MgO	16,34	25,49	3,56	3,07
TiO <sub>2</sub>	1,06	1,10	0,49	1,28
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,08	0,07	0,19
K <sub>2</sub> O	1,15	0,13	2,88	8,24
SO <sub>3</sub>	—	6,96	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	—	0,02	—
MnO	0,27	—	0,02	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,44	0,28	0,44	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,50	5,78	4,00	5,34
CO <sub>2</sub>	0,40	0,56	0,20	0,60
Сумма	99,04	100,54	98,09	100,37

Обр. 1032.—хлорит из кварц-хлорит-серицитовых сланцев по порфирирам; обр. 1056—хлорит из хлорит-пиритовых прожилков;  
обр. 1054—серицит из хлорит-кварц-серицитового сланца по порфирирам; обр. 1091—серицит из кварц-серицитового сланца по алеропелитам. Анализы выполнены в лаборатории ЦНИГРИ под руководством Н. В. Марковой.

## Кристаллохимические формулы

Обр. 1032.  $(K_{0,15} Na_{0,01} Mg_{2,42} Fe_{0,85}^{2+} Fe_{0,16}^{3+} Al_{2,39})_6 \cdot 0 \cdot (Si_{3,6} Al_{0,4})_4 \cdot 0 O_{10} \times (O_{2,12} OH_{5,88})_8 \cdot 0$

Обр. 1056.  $(K_{0,01} Na_{0,01} Mg_{3,85} Ca_{0,07} Fe_{0,04}^{2+} Fe_{0,41}^{3+} Ti_{0,07} Al_{1,54})_6 \cdot 0 (Si_{2,74} \times Al_{1,26})_4 \cdot 0 O_{10} (O_{0,81} OH_{7,19})_8 \cdot 0$

Обр. 1054.  $(K_{0,23} Na_{0,01} (H_2O)_{0,76})_1 \cdot 0 (Mg_{0,33} Fe_{0,09}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ti_{0,02} Al_{1,55})_2 \cdot 0 \times (Si_{3,79} Al_{0,21})_4 \cdot 0 O_{10} (O_{0,43} OH_{1,57})_2 \cdot 0$

Обр. 1091.  $(K_{0,7} Na_{0,02} (H_2O)_{0,28})_1 \cdot 0 (Mg_{0,31} Fe_{0,02}^{2+} Fe_{0,05}^{3+} Ti_{0,06} Al_{1,56})_2 \cdot 0 \times (Si_{3,34} Al_{0,66})_4 \cdot 0 O_{10} (O_{0,08} OH_{1,92})_2 \cdot 0$

Формулы рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

том. По данным В. А. Верещагина (1971), среди карбонатов встречаются также паранкерит, брейнерит и мезитит. Серициты по составу отвечают гидратированным разностям фенгитов (см. табл. 14). По данным О. В. Андреевой (1973) и нашим наблюдениям, с приближением к рудным залежам в серицитах понижается степень гидратации, уменьшается содержание натрия и возрастает содержание калия, т. е. осуществляется постепенный переход от фенгитов к мусковитам. Аналогичные явления, наблюдаемые и на некоторых других рудноалтайских месторождениях, можно объяснить перекристаллизацией фенгитов выщелачивания (с изменением

их состава) под воздействием более поздних процессов сульфидного метасоматоза (Чекваидзе, 1967).

С точки зрения химизма метасоматических реакций последовательное замещение альбита, кальцита и хлорита серицитом с новообразованиями пирита свидетельствует о переводе в подвижное состояние и выносе из пород натрия, кальция и магния на фоне поступления с растворами калия и серы (табл. 15). В течение

Таблица 15

**Схема  
метасоматической зональности выщелачивания порфиров вкост простиранья  
рудоносной структуры**

Метасоматические зоны	Главные парагенезисы минералов	Инертные компоненты			Вполне подвижные компоненты	
		неперемещенные	перемещенные		привнесенные	вынесенные
			привнесенные	вынесенные		
Прогилизированный порфирит	Альбит—кальцит—хлорит—кварц—серицит—лейкоксен—пирит	Na, K, Ca, Mg, Si, Al, Fe, Ti	—	—	—	—
Кальций-хлорит-кварц-серицитовая	Кальцит—хлорит—кварц—серицит—рутил—пирит	Ca, Mg, Si, Al, Fe, Ti	—	—	K, S	Na
Хлорит-кварц-серицитовая	Хлорит—кварц—серицит—рутил—пирит	Mg, Fe, Ti	Al	—	K, S	Na, Ca, Si
Кварц-серицитовая	Кварц—серицит—рутил—пирит	Fe, Ti	Al	—	K, S	Na, Ca, Si, Mg

всего процесса сохраняют инертность титан, железо и глинозем, однако последний компонент обогащает породы уже на уровне зоны хлоритсодержащих метасоматитов и в еще больших количествах накапливается в пределах центральной зоны выщелачивания (рис. 13), где наряду с кварц-серицитовыми сланцами заметно представлены и существенно серицитовые разности — серицитолиты. Соответственно в этих зонах происходит значительная десиликация пород.

В всяком боку месторождения, сложенном осадочными породами сокольной свиты, процессы выщелачивания проявлены в общем аналогично. Некоторое своеобразие связано с тем, что

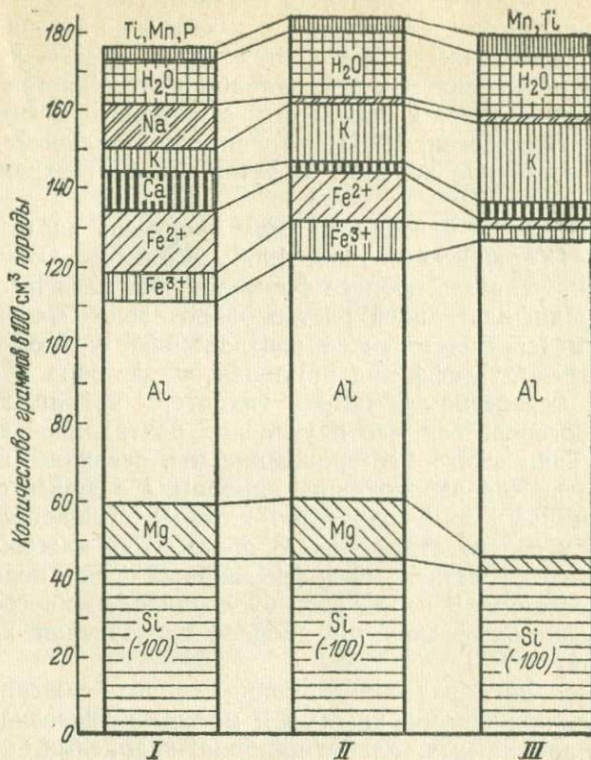


Рис. 13. Диаграмма миграции компонентов при выщелачивании порфириров. Расчет выполнен по методу Н. И. Наковника (1937) (количество SiO<sub>2</sub> уменьшено на 100 г).

I — порфирит; II — хлорит-кварц-серицитовый метасоматит; III — кварц-серицитовый метасоматит

существенно карбонатные и повышенно известковистые разности пород изменениям практически не подвергаются — в них происходит в основном перекристаллизация первичных минералов. Глубокое преобразование претерпевают глинистые и углисто-глинистые среды, содержащие карбонат в количестве не свыше 20—30%. В составе последних по мере приближения к рудной залежи наблюдается последовательное замещение кварцем и серицитом углисто-глинистого материала, затем хлорита и, наконец, карбоната. Соответственно возникают зоны (от периферии к центру структуры): хлорит-карбонат-кварц-серицитовых, карбонат-кварц-серицитовых и кварц-серицитовых (существенно серицитовых) сланцев. Метасоматиты максимального выщелачивания вблизи рудной залежи смыкаются с аналогичными образованиями, возникшими по порфирирам (см. рис. 12).

В зональном размещении разнотипных метасоматитов, возникших по осадочным породам, обращает внимание обратный порядок

разложения хлорита и карбоната (в сравнении с изменением порфириров). По-видимому, это связано с изначально повышенной известковистостью исходных сред. Однако, если учесть, что состав карбоната с приближением к центральной зоне меняется от кальцита к анкериту и далее к брейнериту с примесью мезитита (Андреева, 1973; Верещагин, 1971), то последовательный перевод в подвижное состояние кальция, а затем магния сохраняется и здесь.

Имеющиеся схемы близких по типу процессов кислотного выщелачивания (Коржинский, 1953, 1969; Жариков, Омеляненко, 1965) позволяют связать процесс формирования метасоматической зональности с инфильтрацией растворов по зоне максимальной проницаемости (соответствующей центральной метасоматической зоне) при встречной диффузии компонентов раствора и замещаемых пород в поперечном к потоку гидротерм направлении. При этом следует оговориться, что в условиях центральной зоны расщелачивания Тишинского месторождения мы, очевидно, имеем дело не с одним растворопроводящим каналом, а с серией субпараллельных трещинных зон, количество которых сгущается по мере приближения к центру структуры. В обрамлении каждой из этих зон формировался собственный диффузионный ореол, нередко сливавшийся с соседним. В целом это обуславливало «многослойный» инфильтрационно-диффузионный процесс становления комплекса метасоматитов.

Остановимся на образованиях сопряженного осаждения. Они представлены прожилками, жилами и мелкими линзовидными телами кварц-карбонатных, альбит-карбонат-кварцевых, пирит-хлоритовых и некоторых других пород (см. табл. 13, парагенезисы 4 и 5), развитых преимущественно в пределах внутренних метасоматических зон. В составе новообразований устанавливаются те компоненты, которые выносились в процессе выщелачивания (натрий, кальций, магний). Очевидно, на фоне общего выноса основной имело место частичное их переотложение на участках повышенной трещиноватости пород.

Среди метасоматитов осаждения наиболее распространены существенно хлоритовые и хлорит-пиритовые разности, причем последние наряду с частичным обогащением выщелоченных сред, нередко слагают концентрированные тела густовкрапленных и массивных серноколчеданных руд. Хлорит в них представлен магnezиальным прохлоритом (см. табл. 14, обр. 1056). В ассоциации с хлоритом обычно присутствуют небольшие количества кварца и карбоната — паранкерита, доломита, магнезита или брейнерита (Андреева, 1973). Устанавливается тенденция к преимущественному размещению пиритовых скоплений в зонах выщелачивания порфириров, что, вероятно, свидетельствует о заметном влиянии первичной железистости исходных пород и локальном накоплении инертного железа при формировании серноколчеданного оруденения. Взаимоотношения последнего с кварцитами поздней предрудной стадии указывают на его временной отрыв от периода

отложения полиметаллических руд (Исакович, Чекваидзе, 1971).

Стадия окварцевания выражена на месторождении в появлении существенно кварцевых пород. Кварциты слагают линзообразные и неправильные по форме тела мощностью от 0,5 до 25—30 м, часто соединяющиеся и разветвляющиеся, но в целом вытянутые вдоль центральной части рудоносной структуры. По вертикали кварциты распространены от поверхности до максимальных, достигнутых разведочными скважинами глубин.

Внутреннее строение кварцитов тел неоднородно. Повсеместно чередуются участки полностью преобразованных исходных пород с частично измененными их разностями. Изучение последних показало, что кварциты формировались за счет кварц-серицитовых и хлорит-кварц-серицитовых сланцев (выщелоченных порфиритов), а также за счет карбонат-кварц-серицитовых сланцев (выщелоченных осадочных пород).

Отчетливо видны все ступени прогрессирующего окварцевания. Начало процесса характеризуется появлением в породах вкрапленности и прожилков новообразованного кварца, количество которых постепенно сгущается вплоть до возникновения сплошной мелко-среднезернистой кварцевой массы. Одновременно происходит «залечивание» сланцеватости исходных пород и конечные продукты замещения либо вообще не несут следов динамометаморфизма, либо характеризуются слабыми хрупкими деформациями, проявленными в локальных участках.

В парагенезисе с кварцем постоянно отмечаются мелкие вкрапленные выделения карбоната, количество которого обычно не превышает 5% от объема кварцитов. В единичных случаях в этой ассоциации наблюдались редкие зерна альбита (см. табл. 13, парагенезис 6).

Помимо метасоматитов выщелачивания окварцеванию подвергаются также хлоритовые тела и разнообразные прожилки осаднения. По наблюдениям в карьере и данным глубокого бурения установлено наложение кварцитов на хлорит-пиритовые скопления (серноколчеданные руды). При этом хлорит и пирит отчетливо корродировались новообразованным кварцем и в конечных продуктах замещения сохранялись лишь в виде мелких изъеденных реликтов.

Наложение кварцитов на различные образования и разные метасоматические зоны стадии выщелачивания свидетельствует о независимом (на данном уровне путей движения растворов) проявлении процесса окварцевания, предваряющего на месторождении отложение полиметаллических руд.

#### ТИПЫ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Рудные тела Основной залежи Тишинского месторождения пространственно тяготеют к внутренней зоне предрудного выщелачивания и по зонам повторного дробления накладываются на кварц-серицитовые метасоматиты и кварциты. В составе залежи помимо отмеченных серноколчеданных руд представлены медно-

колчеданные (пирит-халькопиритовые) и колчеданно-полиметаллические (пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовые) разности. Количественные соотношения свинца, цинка и меди в полиметаллических рудах отвечают 1 : 5, 3 : 0,3, во вкрапленных 1 : 7,8 : 1,2.

Медноколчеданные руды имеют подчиненное значение и наблюдаются в основном на восточном фланге месторождения в форме неправильных линз, выклинивающихся по падению и простираю. Наиболее широко распространены колчеданно-полиметаллические руды, слагающие Главное рудное тело. Различное количественное соотношение главных рудообразующих минералов в этих рудах обуславливает появление медно-цинковых, существенно цинковых и собственно-полиметаллических подтипов руд. В составе перечисленных типов руд в различных соотношениях присутствуют реликты раннего пирита (иногда до 50%), что определяет колчеданность руд. Минеральный состав колчеданно-полиметаллических руд Тишинского месторождения дан в табл. 16.

Таблица 16

Минеральный состав руд Тишинского месторождения.  
По материалам И. В. Покровской, М. С. Шнайдера,  
Х. Беспяева

Минералы		
главные	второстепенные	редкие
<b>Рудные</b>		
Пирит Сфалерит Галенит Халькопирит	Блеклые руды	Алтаит * Гессит Теллуrowисмутит * Самородное золото Калаверит * Клаусталит * Самородный висмут * Арсенопирит * Кобальтин * Ильменит * Пирротин
<b>Нерудные</b>		
Кварц Серицит  Хлорит Доломит	Альбит Калиевый полевой шпат Кальцит	Мезитит * Брейнерит *

\* Определены И. В. Покровской.

Согласно представлениям И. В. Покровской, формирование колчеданно-полиметаллических руд месторождения проходило в течение гидротермального этапа и характеризовалось проявле-

нием серноколчеданной, медной и полиметаллической стадий. Все руды подверглись динамометаморфизму, чем обусловлено появление кварц-доломитовых жил с гнездами крупнозернистых сульфидов (метаморфогенно-гидротермальный этап).

Выделенные нами парагенетические минеральные ассоциации руд по составу принципиально не отличаются от ранее установленных, однако в схему последовательности минералообразования внесены некоторые изменения.

В пределах рудного этапа не выделяются серноколчеданная и медная стадии. Как указывалось ранее, серноколчеданная и полиметаллическая минерализации разделены во времени образованием метасоматических кварцитов поздней предрудной стадии. Формирование продуктивных минеральных ассоциаций полиметаллических руд проходило в течение одной стадии (галенит-халькопирит-сфалеритовой), характеризующейся тремя ступенями равновесия (см. табл. 13). Им соответствуют пять продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций: I ступень равновесия — халькопиритовая (7), халькопирит-галенит-сфалеритовая (8), сфалеритовая (9); II ступень — халькопирит-галенитовая (10); III ступень — сфалерит-доломит-кварцевая (11).

*Халькопиритовая минеральная ассоциация* на месторождении незначительно распространена, образуя часто прожилки мономинерального халькопиритового состава. В пределах рудной зоны она обычно приурочена к хлоритизированным метасоматитам осаждения и участкам развития серноколчеданной минерализации. При этом наблюдается интенсивное дробление пирита и замещение его вдоль трещин прожилками халькопирита. Взаимоотношения халькопиритовой минеральной ассоциации с другими продуктивными минеральными ассоциациями руд не установлены вследствие ее пространственного обособления.

*Халькопирит-галенит-сфалеритовая минеральная ассоциация* является основной продуктивной ассоциацией, слагающей пластообразные залежи массивных тонкозернистых руд. Она обычно приурочена к локальным зонам интенсивно рассланцованных и хлоритизированных кварц-серицитовых метасоматитов, содержащих в разных количествах серноколчеданную минерализацию. Основные минералы данной ассоциации — сфалерит, галенит и халькопирит, находящиеся в тонком сростании.

Относительное количественное соотношение халькопирита, сфалерита и галенита изменчиво и обусловлено крайне неравномерным распределением в рудах халькопирита. Со всем комплексом рудных минералов халькопирит образует аллотриоморфнозернистые структуры сростания, замещая пирит и сфалерит и выделяясь близкоодновременно с галенитом. В большинстве же случаев халькопирит отлагается на участках, обогащенных пиритом, и распределение его носит избирательный характер. Очевидно, гидротермальные растворы на Тишинском месторождении были недосыщены железом, что приводило к интенсивному растворению пирита и замещению его халькопиритом. На это явление не-

однократно обращали внимание многие исследователи при изучении руд других месторождений (Д. П. Григорьев, Д. И. Горжевский, П. В. Панкратьев и др.).

*Сфалеритовая минеральная ассоциация* значительно распространена на месторождении и составляет основную массу прожилково-вкрапленных полиметаллических руд. В локализации ассоциации выдерживается четкий литологический контроль: обычно она приурочена к зонам развития метасоматических кварцитов, либо интенсивно рассланцованных хлоритизированных и пиритизированных кварц-серицитовых метасоматитов.

Сфалерит является преобладающим минералом данной ассоциации, зерна его содержат многочисленные эмульсионные включения халькопирита. Сфалеритовая ассоциация встречается совместно с халькопирит-галенит-сфалеритовой, с которой отсутствуют текстуры пересечения. Наблюдаются постепенные переходы одной ассоциации в другую, выражающиеся в уменьшении количественной роли халькопирита, исчезновении галенита и укрупнении зерен сфалерита.

Отложение сфалерита — основного минерала ранних парагенетических минеральных ассоциаций полиметаллических руд — проходило в условиях недостатка серы в растворах, на что указывает частая приуроченность сфалерита к зонам пиритизации в кварц-серицитовых метасоматитах. Значительное количество кварца, выпадающего на данной ступени минерального равновесия в растворах, свидетельствует, по-видимому, о повышенной кислотности растворов.

Халькопиритовая, халькопирит-галенит-сфалеритовая и сфалеритовая парагенетические ассоциации, по нашему мнению, одновременны. На это указывают отсутствие пересечений их друг с другом, постепенные переходы между ними и близкий состав элементов-примесей, слагающих их сульфидов.

*Халькопирит-галенитовая минеральная ассоциация* незначительно распространена. В пределах рудной зоны она образует прожилки и вкрапленность среди колчеданно-полиметаллических руд. Вмещающие породы — преимущественно хлоритизированные серицит-кварцевые метасоматиты, иногда метасоматические кварциты. В составе ассоциации наблюдаются выделения самородного золота, а также теллуридов свинца и серебра, детально изученных И. В. Покровской. Прожилки халькопирит-галенитовой ассоциации пересекают минеральные агрегаты вышеперечисленных парагенетических ассоциаций.

*Сфалерит-доломит-кварцевая минеральная ассоциация* не имеет практического значения, так как распространена незначительно. В пределах рудной зоны встречается в виде обособленных мелких линзообразных тел, сложенных прожилками кварц-доломитового состава с редкой вкрапленностью и гнездами крупнозернистых сульфидов. Вмещающие породы — кварциты. Возможно, возникновение минералов этой ассоциации связано с растворением и переотложением в трещинах ранее образованных

рудных и жильных минералов, что может быть результатом проявления локального метаморфизма руд.

Рудный процесс на месторождении завершается образованием безрудных жил и прожилков кварц-карбонатного, кварцевого и гипсового состава (см. табл. 13, парагенезисы 12, 13, 14, 15), секущих все типы руд и наиболее распространенных в участках выклинивания рудных тел.

На Тишинском месторождении наиболее широко распространены зернистая и коррозионная структуры (60% от общего объема руд), характерные для всех рудообразующих минералов медноколчеданных и полиметаллических руд. Колломорфные структуры практического значения не имеют. Отмечаются лишь единичные выделения колломорфного сфалерита среди медноколчеданных руд. В полиметаллических рудах широко проявлены структуры распада твердых растворов (сфалерит — халькопирит), а также перекристаллизации минеральных агрегатов (20%). Наиболее интенсивную перекристаллизацию претерпевает сфалерит, приобретающий аллотриоморфнобластическую и порфиробластическую структуры. Среди основной мелкозернистой массы сфалерита отмечаются более крупные кристаллические линзовидные его обособления. Структуры дробления распространены локально (20%), обычно в зонах развития серноколчеданной минерализации. Структура смятия отмечается в зернах сфалерита, двойники которого иногда слабо изогнуты, а иногда приобретают некоторую ориентировку.

Руды месторождения характеризуются широким проявлением текстур, возникших в процессе метасоматического замещения пород (70%), с подчиненной ролью текстур выполнения (10%). Наиболее характерны массивные, прожилковые и полосчатые текстуры. При замещении метасоматитов выщелачивания и осадения возникают тонкозернистые руды массивной или же полосчатой текстуры с реликтами минералов замещаемых пород. Полосчатость обусловлена чередованием полосок халькопирит-пиритового и галенит-сфалеритового составов и повторяет сланцеватость замещаемых пород.

Текстуры, образованные при процессе дробления и смятия, имеют подчиненное значение (20%). Иногда отмечаются плейчатые текстуры, характерные для метасоматических залежей и прожилков полиметаллических руд. Брекчиевидные текстуры присущи серноколчеданным рудам.

Как показало изучение минералогических особенностей руд Тишинского месторождения, они подверглись действительно метаморфизму, проявление которого в рудах крайне неравномерно. Наиболее отчетливо метаморфизм проявлен в ранних серноколчеданных прожилках, что выражается в интенсивном катаклазе агрегатов пирита с возникновением гранокластических, порфирукластических структур; полиметаллические руды метаморфизованы локально. Их метаморфизм проявляется в перекристалли-

зации минеральных агрегатов сфалерита, а также в частичном переотложении минералов.

Изучение температурных условий минералообразования на Тишинском месторождении методом гомогенизации показало, что формирование полиметаллических руд происходило в основном при температуре 355—100°С. Включения в кварце, сфалерите, кальците в подавляющем большинстве мелкие (в среднем 0,003 м), изометричные, однофазные жидкие, в отдельных случаях двухфазные с небольшим газовым пузырьком. Близкие значения начальных температур кристаллизации главных продуктивных минеральных ассоциаций полиметаллических руд говорят об одинаковых температурных условиях их формирования и подтверждают мысль об одновременности их выпадения.

Б. В. Маньковым для руд месторождения установлены элементы зональности по падению и по мощности рудных залежей. Зональность по падению заключается в постепенной смене свинцово-цинковых руд медно-цинковыми, а затем медными. По мощности рудных тел отмечается симметричная зональность: в центральной части обособляются полиметаллические руды, а во внешних зонах — медно-цинковые и серноколчеданные.

Согласно данным авторов, на месторождении наиболее четко проявлена минеральная зональность по мощности рудных тел (рис. 14): от лежащего бока к всисячему рудной залежи уменьшается количество пирита; мономинеральные скопления халькопирита преимущественно приурочены к лежащему боку залежи; намечается явная тенденция к обогащению сфалеритом и галенитом всисячего бока залежи. По восстанию отдельных рудных тел иногда наблюдается тенденция в обособлении руд, обогащенных галенитом (халькопирит-галенитовая ассоциация) в верхних частях тел.

В последнее время А. С. Лапуховым проведены дополнительные исследования по рудной зональности Тишинского месторождения с использованием методов математической статистики. Выявлено закономерное повторение по восстанию рудной залежи максимумов концентрации меди, цинка, свинца, что определяет многоэтажно-ритмическую зональность месторождения.

Завершая рассмотрение послемагматических образований Тишинского месторождения, необходимо отметить существенный разрыв во времени между периодом формирования основной массы околорудных метасоматитов (с серноколчеданной минерализацией) и полиметаллических руд. При этом разнотипные в геохимическом и структурном отношении измененные породы, выступая в качестве субстрата, обуславливают фациальное распределение продуктивных минеральных ассоциаций в пределах рудной зоны месторождения. Рудам и метасоматитам свойственны элементы зональности, ориентированной преимущественно в поперечном к рудной зоне направлении, что указывает на преобладающий диффузионный тип перераспределения вещества на доступном наблюдению уровне.

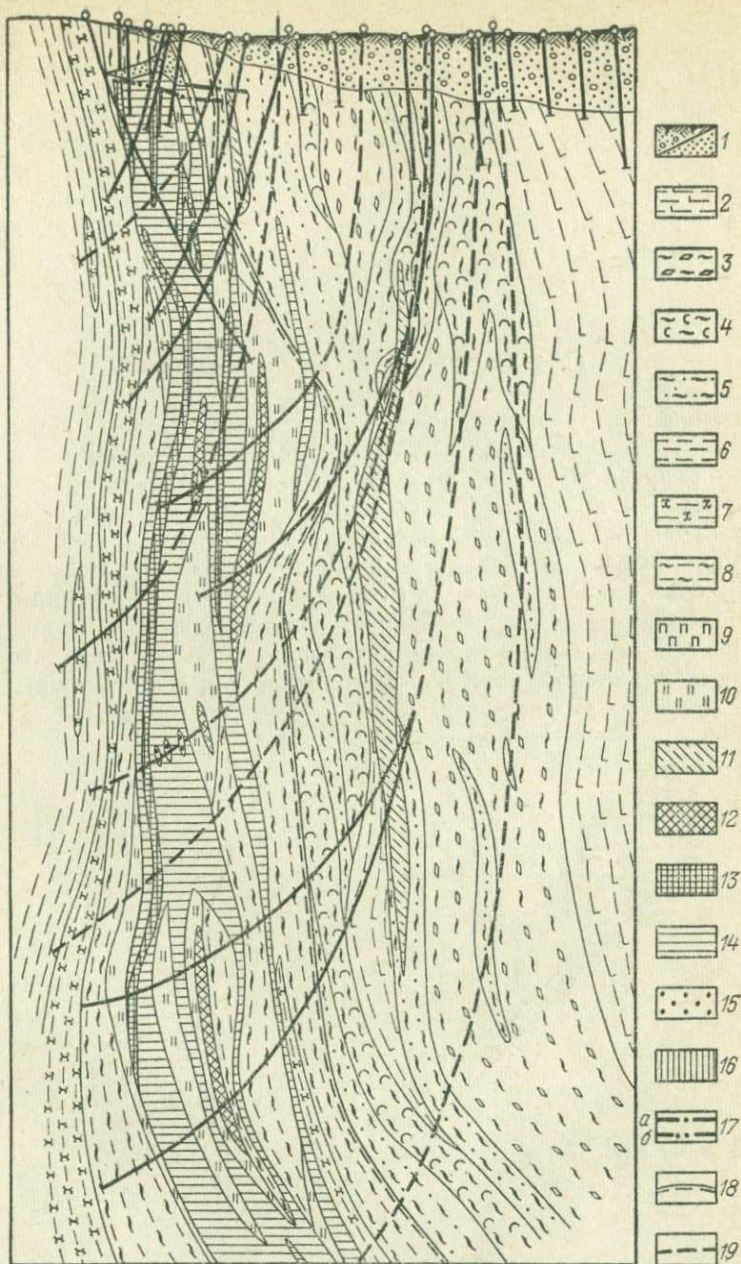


Рис. 14. Пространственное размещение минеральных парагенетических ассоциаций руд в центральной части Тишинского месторождения.

1—10 см. усл. обозначения к рис. 12; 11 — зоны пиритизации; минеральные ассоциации полиметаллических руд: 12 — халькопиритовая в зонах пиритизации, 13 — халькопирит-галенит-сфалеритовая, 14 — сфалеритовая, 15 — сфалерит-доломит-кварцевая, 16 — халькопирит-галенитовая; 17 — линии тектонических нарушений (а — прослеженные, б — предполагаемые); 18 — контакт сокольной и ильинской свит; 19 — скважины спроектированные

## Ново-Золотушинское месторождение

Ново-Золотушинское месторождение располагается на юго-западном крыле Алейского антиклинория юго-восточнее Золотушинского месторождения. Оно выявлено в 1960 г. при поисковом бурении на ранее установленных эндогенных геохимических ореолах. История открытия и изучения месторождения связана с именами М. П. Астафьева, А. П. Беляева, М. Ф. Рульковского, М. С. и А. А. Шнайдер, Б. Л. Бальтер, М. К. Ершовой, А. А. Гармаша, И. М. Юдина и других геологов.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Район месторождения сложен вулканогенно-осадочными толщами средне-верхнедевонского возраста. В основании вскрытой части разреза располагаются породы верхов березовской свиты (эйфельский ярус), представленные глинистыми, кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми алевропелитами с прослоями песчаников, туффов, лав и туфов кислого состава. Выше залегают отложения таловской свиты (живетский ярус), характеризующиеся преобладанием лав и лавобрекчий кислого состава с подчиненным количеством туфов и терригенных пород. Разрез венчается существенно осадочной каменевской свитой (франский ярус), сложен

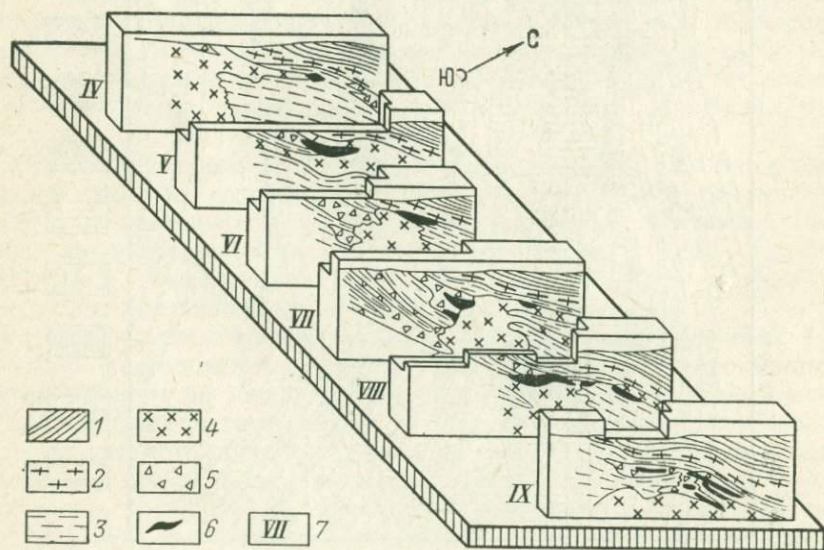


Рис. 15. Схематизированная блок-диаграмма Ново-Золотушинского месторождения. По материалам М. С. Шайдера.

1 — осадочные отложения, франкий ярус; 2 — вулканогенные отложения, живетский ярус; 3 — вулканогенно-осадочные отложения, эйфельский ярус; 4 — кварцевые альбитофиры и эруптивные брекчии; 5 — эксплозивные брекчии; 6 — рудные тела; 7 — разведочные профили

ной известково-глинистыми алевропелитами при подчиненной роли кислых и основных вулканитов (рис. 15).

Участок месторождения приурочен к юго-западному склону крупного палеовулканического сооружения. В то же время располагаясь на крыле антиклинальной структуры, породы моноклинально падают на северо-восток под углом 20—40°, осложняются второстепенными складками и разбиваются серией разломов. Наиболее крупные из них — Центральный сброс и Северный взброс обуславливают блоковое строение участка месторождения. Широко представлены также межпластовые зоны рассланцевания и дробления пород, преимущественно развитые вблизи контакта березовской и таловской свит. Эти зоны играли важную роль в процессе локализации руд.

Интрузивные образования на участке представлены эпипаритовыми кварцевыми альбитофирами (согласно терминологии В. И. Чернова), магматогенными брекчиями и дайками среднего и основного состава. Кварцевые альбитофиры, по природе субвулканические (Астафьев, 1974), слагают вытянутый в северо-восточном направлении массив, который по данным буровой разведки может рассматриваться либо как многоярусный лакколлит, либо как удлиненный шток с многочисленными межслоевыми апофизами (силлами). Наблюдается отчетливое погружение массива согласно с падением контакта березовской и таловской свит, причем по мере погружения интрузив сближается с плоскостью Центрального разлома.

С интрузией кварцевых альбитофиров пространственно тесно ассоциируют многочисленные согласные и секущие тела магматогенных брекчий. Область максимального их развития приурочена к апикальной части массива (см. рис. 15). Детальное изучение брекчиевидных образований (Шнайдер, Астафьев, 1965) позволило подразделить их на две главные генетические группы: эруптивные и взрывно-гидротермальные. Первые формировались при инъецировании раздробленных вмещающих сред порфировой магмой, обогащенной летучими компонентами. Взрывное отделение летучих, приводящее к перемещению обломочного материала вдоль зияющих трещинных структур, обуславливало накопление взрывных разностей брекчий. Последние нередко содержат обломки околорудных метасоматитов и руд, что представляет большой интерес для суждения о генезисе месторождения.

Рудная зона месторождения приурочена к тектонически нарушенной полосе контакта пород березовской и таловской свит и залегает над апикальной частью штока кварцевых альбитофиров. В близком соответствии с элементами залегания гребневой части штока рудная зона вытягивается с погружением в северо-восточном направлении более чем на 1000 м. В ее пределах выделяются 20 рудных тел преимущественно линзовидной и пластообразной формы, залегающих кулисообразно в метасоматитах, терригенных породах и магматогенных брекчиях. Большинство рудных тел «слепые».

Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций околорудно измененных пород и руд Ново-Золотушинского месторождения

Этап	Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно) *	Типы метасоматитов и руд
Гидротермальный	Гидролитического разложения (автометасоматическая)		1. Кварц—хлорит—карбонат—серицит—апатит—рутил—пирит	Неправильные по форме тела, пятна, прожилки	Кварцевые альбитофиры и эруптивные брекчии, менее терригенные породы в их экзоконтактах	Значительная	Хлорит-серицит-кварцевые
		I Условия выщелачивания	2. Кварц—серицит—апатит—рутил—пирит	Линзообразные тела	Кварцевые альбитофиры	Незначительная (на вскрытом уровне)	Серицит-кварцевые, хлоритовые, кварц-хлоритовые, кальцит-хлоритовые, серицит-хлоритовые и др. с прожилково-вкрапленным пиритом
	II Условия осаждения	3. Хлорит—апатит—рутил—пирит	Линзо- и жиллообразные тела, жилы и прожилки	Алевропелиты, магматогенные брекчии, реже кварцевые альбитофиры	Преобладающая		
		4. Кварц—хлорит—апатит—рутил—пирит					
		5. Хлорит—кальцит—апатит—рутил—пирит					
		6. Хлорит—серицит—кальцит—апатит—рутил—пирит					
		7. Хлорит—серицит—(кварц)—апатит—рутил—пирит					
	8. Серицит—апатит—рутил—пирит	Значительная					
Гипогенного выщелачивания—осаждения					Второстепенная		
					Значительная		
					Второстепенная		
Гидротермальный	Галенит-халькопирит-пирит-сфалеритовая	I	9. Кварц—(барит)—сфалерит—халькопирит—хлорит—серицит	Линзообразные тела, пятна, обломковидные образования	Обогащенные хлоритом метасоматиты, магматогенные брекчии	30	Существенно цинковые
		II	10. Барит—(кальцит)—пирит—сфалерит—халькопирит—галенит—блеклая руда	Обломковидные образования, прожилки	Эксплозивные брекчии, экзоконтактные зоны порфиров и эруптивных брекчий, обогащенные карбонатом и серицитом метасоматиты	40	Медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, колчеданно-барит-полиметаллические, барит-полиметаллические, барит-серноколчеданные
			11. Барит—пирит			20	
	III	12. Кальцит—блеклая руда (штернбергит, прустит, фрейслебенит, сурьма, серебро)	Маломощные прожилки, вкрапленность	Колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические руды	<1		
Кальцит-карбонатная (пострудных прожилков)			13. Хлорит—кварц—карбонат 14. Серицит—кварц	Маломощные прожилки	Руды и околорудные зоны	Незначительная	
Контактово-метаморфический			15. Эпидот—актинолит—карбонат 16. Кварц—карбонат—пирротин 17. Кварц—карбонат—халькопирит	Пятна и прожилки	Предрудные метасоматиты, колчеданно-полиметаллические руды	Незначительная	Рассеянная эпидотизация и актинолит-эпидотовое замещение

Примечание. I. Полу жирным даны главные минералы парагенезисов; в скобках—минералы, которые присутствуют в составе парагенезисов эпизодически.

\* 10% от объема рудных залежей составляет пирит предрудной стадии.

Комплекс гидротермальных образований Ново-Золотушинского месторождения отличается многообразием слагающих его минеральных ассоциаций, входящих в состав руд и околорудно измененных пород. Выявленные временные и фациальные соотношения отдельных парагенезисов позволяют представить последовательность их формирования в виде следующей схемы (табл. 17).

Проявления автометасоматической стадии в основном сосредоточены в апикальной части массива кварцевых альбитофиров и в сопряженных с ним телах эруптивных брекчий. В меньшей мере преобразование претерпевают вмещающие туфогенные породы, причем ореол изменений в них затухает на удалении 250—350 м в стороны от гребня порфиристового штока.

В составе измененных порфиров и эруптивных брекчий отмечается полное разложение полевых шпатов и первичных темноцветных минералов с замещением их скоплениями вторичного кварца, серицита, хлорита и карбоната. Главным метасоматическим минералом постоянно сопутствует рассеянная вкрапленность апатита, рутила и пирита (см. табл. 17, парагенезис 1). Новообразования нередко выделяются в виде псевдоморфоз и тогда первичные микроструктурные черты пород различимы вполне отчетливо. В других случаях развиваются системы неправильных пятен, линз и прожилков упомянутых минералов, полностью преобразующих блоки пород (в поперечнике до нескольких десятков метров).

Следует отметить, что количественные соотношения главных метасоматических минералов в породах широко варьируют вплоть до полного преобладания одного из них. Соответственно выделяются повышено хлоритизированные, серицитизированные или окварцованные разновидности метасоматитов. Последнее обстоятельство дало ранее повод некоторым исследователям выделить две фазы порфиристовой интрузии и соответственно два этапа гидротермальной деятельности (Шнайдер, Астафьев, 1965). Однако многочисленные случаи постепенных переходов одних типов изменений в другие, наблюдаемые в одном образце и даже шлифе, при отсутствии сколько-нибудь существенных взаимопересечений, не позволяют согласиться с этим мнением.

Химический состав серицитов рассматриваемой стадии представлен в табл. 18. Рассчитанные кристаллохимические формулы соответствуют гидратированным фенгитам (Болдырев, 1937). Хлорит, судя по имеющимся анализам повышено хлоритизированных пород, принадлежит к существенно магниальной разновидности.

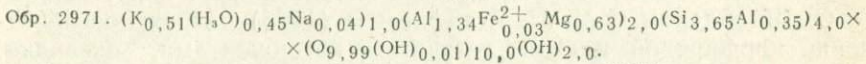
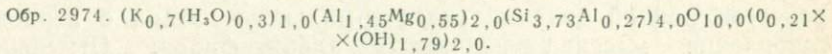
Сопоставление химического состава исходных и новообразованных пород и подсчеты баланса привноса — выноса вещества (рис. 16) свидетельствуют о том, что миграция большинства компонентов обнаруживает тесную связь с преобладающим типом метасоматического замещения (хлоритовым, серицитовым или

## Химический состав серицитов автотасоматической стадии, вес. %

Компоненты	Гидрофенгит	
	Обр. 2974 (скв. 571, глуб. 392,2 м)	Обр. 2971 (скв. 572, глуб. 381,5 м)
SiO <sub>2</sub>	56,23	57,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,00	22,50
FeO	0,59	0,62
MgO	5,51	6,67
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,34
K <sub>2</sub> O	8,25	6,32
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,69	1,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,04	5,77
S	0,24	He обн.
Сумма	100,77	100,50

Анализы выполнены в лаборатории ЦНИГРИ, аналитик Н. В. Чернышева.

Кристаллохимические формулы



Формулы рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

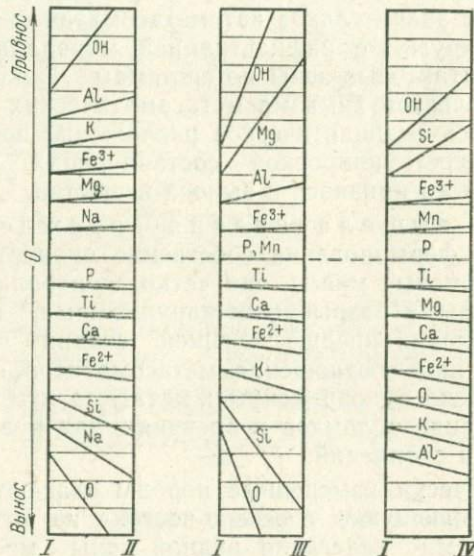


Рис. 16. Диаграмма миграции компонентов при автотасоматическом преобразовании кварцевых альбитовых порфиров. Расчет проведен по методу В. А. Рудника. Масштаб: 1 деление — 10 атомов.

I — кварцевый альбитовый порфир (исходный); II — серицитизированный порфир; III — хлоритизированный порфир; IV — окварцованный порфир

кварцевым) и может рассматриваться как взаимно компенсируемое их перемещение в пределах одной системы. Исключение в этом отношении составляют натрий, выносящийся при всех замещениях, и сера, присутствующая в составе пирита. С позиции парагенетического анализа ассоциация, состоящая из семи минералов (см. табл. 17), могла сформироваться при инертности всех основных порообразующих компонентов, кроме щелочей и серы. Различия в составе метасоматитов в этом случае находят объяснение в ограниченном перемещении инертных компонентов (магния, кальция, глинозема, кремнекислоты) в пределах зоны изменения, а также в возможном неоднородном составе исходного порфира за счет включений ксенолитов вмещающих пород.

Проявления рассматриваемой стадии в экзоконтактах порфировой интрузии среди туфо-терригенных сред представлены в резко ослабленной форме — в виде редких пятен и прожилков. Однако характер замещений и их главная черта — развитие кварц-хлорит-серицитовых скоплений на фоне разложения полевого шпата — сохраняются и здесь.

Проведенные наблюдения свидетельствуют о тесной связи процессов ранней стадии гидротермального этапа с периодом становления массива кварцевых альбитофиров. Отмеченное М. С. Шнайдером и М. П. Астафьевым (1965) вероятное обогащение порфировой магмы летучими компонентами, очевидно, обусловило не только ее подвижность и способность к тонкому инъецированию вмещающих толщ (с формированием эруптивных брекчий), но и значительное автометасоматическое преобразование самой интрузии с инфильтрацией минерализующих гидротерм в экзоконтактовые зоны по системам тонкой трещиноватости. Основной чертой химизма метасоматических процессов этого времени явилось гидrolитическое разложение первичных минералов пород с перегруппировкой составляющих их компонентов без существенного привноса и выноса вещества.

Стадия выщелачивания — осаднения характеризует период формирования собственно околорудно измененных пород. Как и рудные массы, они четко контролируются локальными межслоевыми разрывными нарушениями, пересекают и замещают проявления предшествующей стадии гидротермального этапа. Возрастные соотношения метасоматитов с взрывными брекчиями близко одновременные: метасоматиты (и руды) встречаются как в виде обломков в брекчиях, так и в виде наложенных на брекчии скоплений.

Метасоматически измененные породы слагают плитообразную залежь, воздымающуюся с северо-востока на юго-запад в согласии с элементами залегания рудной зоны месторождения. По мере приближения к поверхности наблюдается уменьшение мощности залежи метасоматитов от 75—80 до 5—7 м, расщепление ее на отдельные линзы, переходящие далее в прожилково-вкрапленный ореол (рис. 17, 18). Соответственно здесь все более ча-

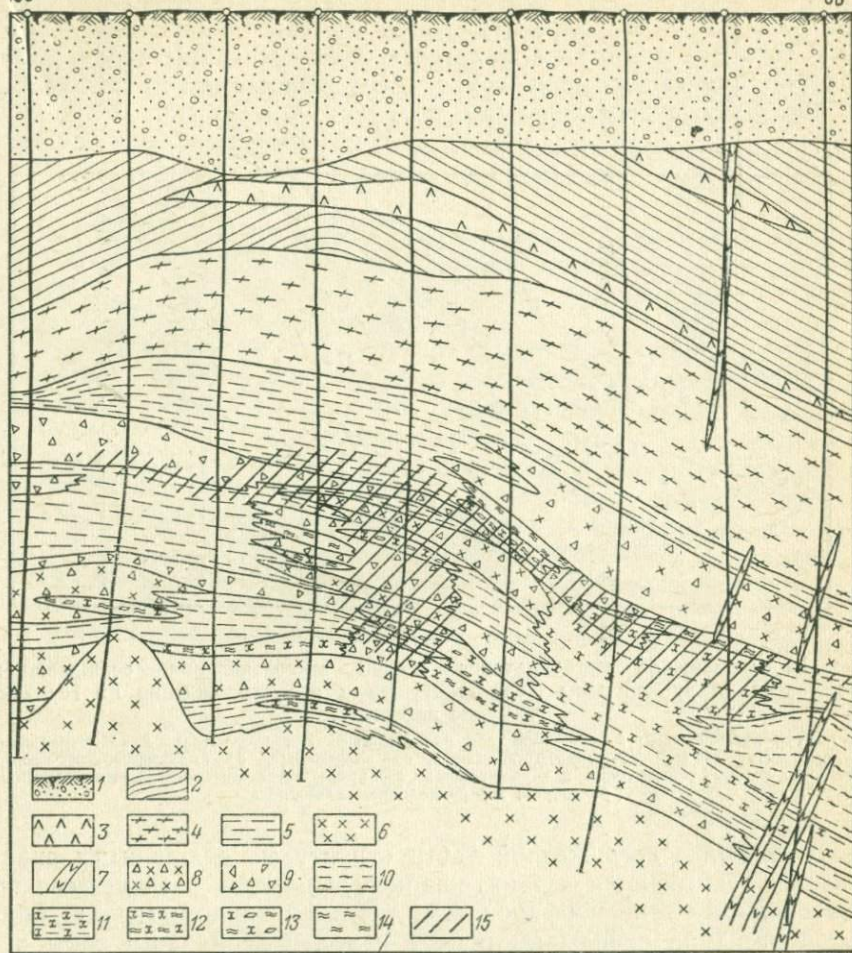


Рис. 17. Размещение метасоматитов стадии выщелачивания — осаднения в разрезе центральной части Ново-Золотушинского месторождения.

1 — рыхлые отложения; каменевская свита; 2 — известково-глинистые алевропелиты, 3 — лавы и туфы основного состава; 4 — лавы и лавобрекчи кислого состава (таловская свита); 5 — алевропелиты, песчаники, туффиты (березовская свита); 6 — кварцевые альбитофиры; 7 — дайки андезитовых и диабазовых порфиритов; 8 — эруптивные брекчи; 9 — взрывчатые брекчи; метасоматиты: 10 — серицит-кварцевые, 11 — хлоритовые и кварц-хлоритовые, 12 — серицит-хлоритовые, 13 — серицит-кальцит-хлоритовые, 14 — серицитовые; 15 — рудная зона

сты случаи выхода сульфидных масс в неизменные вмещающие породы.

Внутреннее строение зоны изменения отличается значительной сложностью. Она обусловлена присутствием многочисленных прослоев, не затронутых преобразованием вмещающих пород, а также отчетливой пространственной дифференциацией разно-

типных метасоматитов. В пресс-проекции комплекса метасоматитов на горизонтальную плоскость удается выделить несколько участков или полос, характеризующихся преобладающим развитием того или иного типа парагенезисов измененных пород, закономерно сменяющих друг друга с северо-востока на юго-запад по восстанию рудной зоны (см. рис. 18).

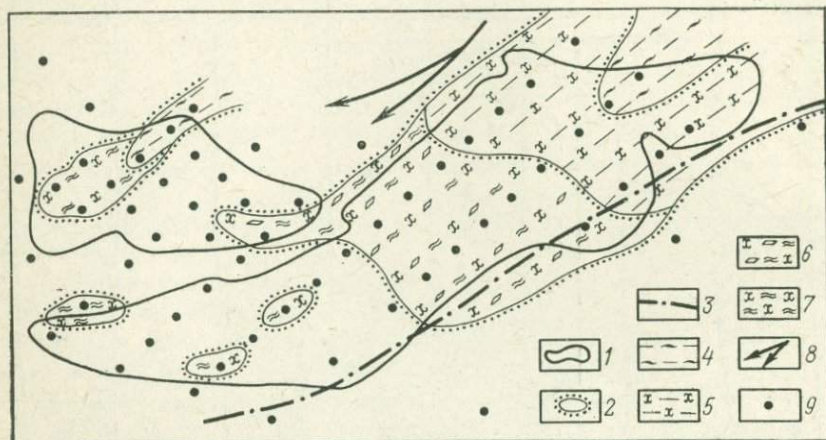


Рис. 18. Размещение метасоматитов стадии выщелачивания—осаждения в пресс-проекции рудной зоны Ново-Золотушинского месторождения на горизонтальную плоскость.

1 — контур рудной зоны; 2 — границы зон разнотипных метасоматитов; 3 — Центральный разлом; метасоматиты: 4 — серицит-кварцевые, 5 — хлоритовые, 6 — кальцит-серицит-хлоритовые, 7 — хлорит-серицитовые и серицитовые; 8 — предполагаемые направления движения растворов; 9 — разведочные скважины

В наиболее погруженной части структуры единичными скважинами вскрываются серицит-кварцевые породы, развившиеся по линзовидному телу порфиров (см. табл. 17, парагенезис 2). Аналогичного типа породы выступают и в западной части зоны изменения. Следующая по восстанию полоса слагается преимущественно хлоритолитами — породами, состоящими на 80—90% из хлорита (см. табл. 17, парагенезис 3). Развиваются они преимущественно по алевропелитам и в меньшей мере по туфам, туфоосадочным породам и эксплозивным брекчиям. В тех случаях, когда хлоритизации подвергаются кварцевые альбитофиры или эруптивные брекчии, обогащенные кремнеземом, значительную роль в упомянутой минеральной ассоциации приобретает перекристаллизованный кварц (см. табл. 17, парагенезис 4). Хлоритовые породы по падению зоны изменения не оконтурены и, огибая в плане и по вертикали серицит-кварцевые метасоматиты, уходят на значительные глубины (см. рис. 17, 18). В следующей полосе сочетаются линзы метасоматитов, в разной степени обогащенных серицитом, хлоритом и кальцитом. Среди них преобла-

дают породы кальцит-хлоритового состава (парагенезис 5) и кальцит-серицит-хлоритовые (парагенезис 6). Набор исходных сред сохраняется, но среди них заметно большую роль приобретают взрывчатые брекчии. Последняя к юго-западу полоса, состоящая из ряда разобщенных линз измененных пород, характеризуется господством хлорит-серицитовых и существенно серицитовых метасоматитов (парагенезисы 7 и 8). Замещаемые среды представлены в основном алевропелитами и взрывчатыми брекчиями.

В составе всех упомянутых парагенезисов отмечаются мелкие кристаллы и скопления рутила, апатита и пирита. Количество последнего иногда возрастает, вплоть до возникновения густо-вкрапленных серноколчеданных руд.

Следует отметить, что помимо метасоматических образований в зоне изменения в заметном количестве присутствуют кристаллические и метакolloидные агрегаты выполнения. Состав их соответствует типу вмещающих метасоматитов, а относительное количество возрастает по мере движения от глубин к поверхности. Особенно характерны сетчато-прожилковые выделения кальцита в карбонатсодержащих метасоматитах (иногда до 50—90% объема пород). Обычны также хлорит-серицитовые с кварцем и кальцитом фестончатые и глобулярные массы, выполняющие пустоты в взрывчатых брекчиях.

Помимо дифференциации метасоматитов в направлении востанова рудной зоны отчетливые элементы зональности наблюдаются и по мощности структуры. Наиболее характерно накопление хлоритовых пород в нижних и средних частях зоны изменения, а хлорит-серицитовых и существенно серицитовых пород — вблизи ее кровли. Положение карбонатсодержащих метасоматитов менее определено. Однако в ряде случаев улавливается тенденция к их размещению непосредственно под обогащенными серицитом образованиями.

Химический состав главных порообразующих минералов рассматриваемой стадии — серицита и хлорита — приведен в табл. 19. Кристаллохимическая формула серицита соответствует гидратированному фенгиту (Болдырев, 1937). Хлориты, согласно классификации Д. П. Сердюченко (1953), относятся к магнезиальным разновидностям прохлорита, клинохлор-прохлорита и клинохлора.

Особенности химизма разнотипных преобразований иллюстрирует рис. 19. Главной чертой хлоритового (I—II) и хлорит-серицитового (I—III) замещений первичного алевропелита является привнос магнезия и глинозема и вынос кремнекислоты. Для первого типа изменений характерно также дополнительное поступление железа, а для второго — калия. В процессе карбонатизации взрывчатых брекчий (IV—V) в породы привносились кальций и углекислота и выносились главным образом кремнекислота и глинозем.

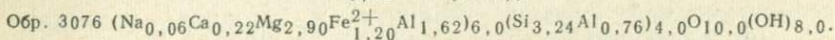
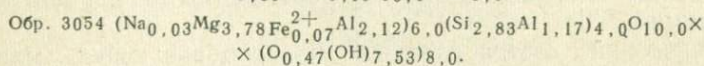
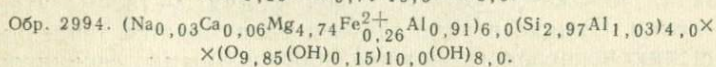
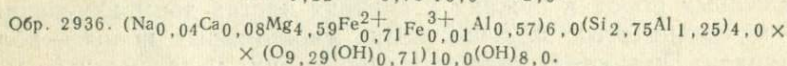
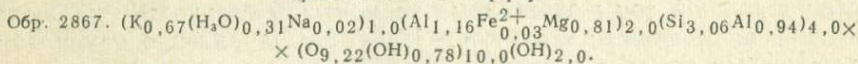
Особенности зонального размещения метасоматитов и химизм процессов их формирования позволяют составить схему инфильт-

## Химический состав серицита и хлорита из околорудных метасоматитов, вес. %

Компоненты	Гидрофенгит, обр. 2867 (скв. 540, глуб. 226 м)	Прохлорит, обр. 2936 (скв. 556, глуб. 504 м)	Клинохлор- прохлорит, обр. 2994 (скв. 549, глуб. 385 м)	Прохлорит, обр. 3054 (скв. 568, глуб. 321 м)	Клинохлор, обр. 3076 (скв. 554, глуб. 239 м)
SiO <sub>2</sub>	45,10	29,30	31,89	35,93	35,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,00	16,50	17,70	27,60	21,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,12	0,08	—	—
FeO	1,27	8,46	3,11	1,35	9,95
MgO	8,61	30,09	31,58	18,34	14,23
CaO	—	0,74	0,59	—	1,21
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,19	0,15	0,19	0,25
K <sub>2</sub> O	8,21	0,47	0,48	3,37	2,55
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,87	0,75	0,74	0,98	0,88
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,63	12,75	12,66	11,02	12,33
S сульфидн.	0,60	0,29	0,61	0,57	1,05
Сумма	100,52	99,66	99,59	99,35	99,51

Обр. 2867 — серицит из серицитолитов по алевропеллитам; обр. 2936 и 2994 — хлориты из хлоритолитов по алевропеллитам; обр. 3054 — хлорит из хлорит-серицитовых метасоматитов; обр. 3076 — хлорит из серицит-хлоритовых скоплений в межзерновых выделениях густовкрапленых серпиколчеданных руд. Анализы выполнены в лаборатории ЦНИГРИ, аналитик Н. В. Чернышева.

## Кристаллохимические формулы



При расчете всех формул исключена примесь пирита; из анализов хлоритов исключена примесь серицита. Формулы рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

рационной метасоматической зональности в интервале глубин, доступных исследованию (табл. 20). На схеме отражено сочетание явлений гипогенного кислотного выщелачивания и последующего осаждения вынесенных компонентов. Верхние три зоны характеризуют геохимические процессы на уровне развития основной массы околорудных метасоматитов. Зональность в них обусловлена, с одной стороны, поступлением с растворами вполне подвижных компонентов (магния и кальция) и инертных перемещенных компонентов (глинозема и железа) и их дифференцированным по вертикали отложением, а с другой стороны — повышением активности калия на верхних горизонтах рудоносной

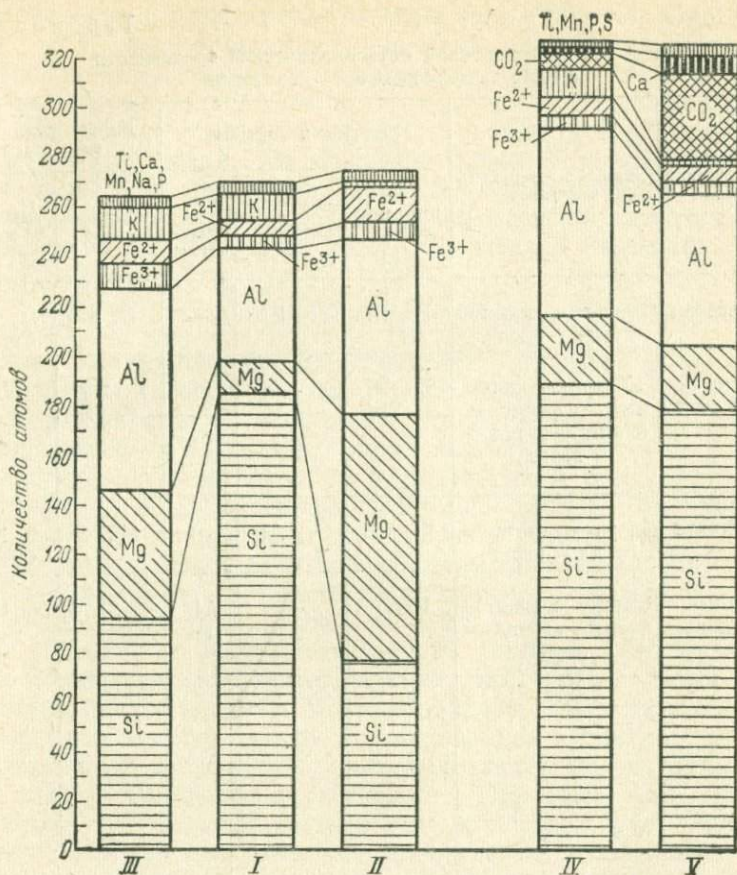


Рис. 19. Диаграммы миграции компонентов при переходе алевропелита (I) в хлоритолит (II) или в хлорит-серицитовый метасоматит (III) и в процессе карбонатизации эруптивных брекчий (IV—V). Расчет проведен по методу В. А. Рудника

структуры, видимо, за счет дополнительного его поступления в раствор на уровне зоны хлоритизации.

Основная часть зоны выщелачивания, являющаяся источником оснований и перемещенного глинозема, скрыта на глубине. Ее отражение — отдельные «языки» серицит-кварцевых метасоматитов, вскрывающиеся в погруженной части рудной зоны месторождения.

Завершая рассмотрение метасоматических образований, необходимо отметить их тесные пространственно-генетические связи с субвулканической интрузией кварцевых альбитофиров, на что ранее уже было обращено внимание (Шнайдер, Астафьев, 1965). Проявлением этих связей является последовательное сокращение ореола изменений вмещающих пород по мере развития гид-

Схема инфильтрационной метасоматической зональности  
стадии выщелачивания — осаждения

Метасоматические зоны	Главные парагенезисы минералов	Инертные компоненты			Вполне подвижные компоненты		
		непере- мещенные	перемещенные		привне- сенные	вынесен- ные	
			привнесен- ные	выне- сенные			
Условия осаждения	Серицитовая	Серицит — апатит — рутил — пирит	Fe, P, Ti	Al	—	K, S	Na, Mg, Ca, Si
	Кальцит-се- рицит-хлори- товая	Хлорит — каль- цит — серицит — apatит — рутил — пирит	Fe, P, Ti	—	Si, Al	K, Mg, Ca, S	Na
	Хлоритовая	Хлорит — апатит — рутил — пирит	P, Ti	Fe, Al	—	Mg, S	K, Na, Ca, Si
Условия выщелачивания	Серицит- кварцевая	Кварц — серицит — apatит — рутил — пирит	P, Ti	—	Al, Fe	K, Si, S	Na, Mg, Ca

ротермального процесса с приближением поздних (предрудных) продуктов к апикальной части порфирового штока, преемственность набора минералов ранней (автометасоматической) и поздней (предрудной) стадий минералообразования, «вплетение» закономерно сопряженных с интрузией эксплозивных брекчий в процесс формирования околорудных метасоматитов и руд.

Остановимся на контактово-метаморфических проявлениях. В нижней части рудной зоны на хлоритовую, кварц-хлоритовую и серицит-кварцевую ассоциации накладываются новообразования эпидота, а также актинолита с эпидотом и карбонатом в виде отдельных пятен, линзочек и прожилков. Отмечается отчетливая коррозия и замещение ими всех минералов метасоматитов предрудной стадии, в том числе и раннего вкрапленного пирита. Руды также претерпевают изменения, выражающиеся в появлении секущих пирротин-кварцевых и халькопирит-кварцевых с карбонатом прожилков, развитых спорадически вплоть до средних уровней рудоносной структуры.

Появление поздних парагенезисов (см. табл. 17, парагенезисы 15, 16, 17), характеризующих повышение температур среды минералообразования, может быть связано с внедрением послерудных интрузий гранитоидов, наличие которых на глубине подтверждается имеющимися геофизическими данными. Характерно, что скопления пирротина, эпидота, актинолита (с гранатом) отмечаются также и на глубоких горизонтах расположенного неподалеку Золотушинского месторождения, причем масштаб развития средне-температурных ассоциаций здесь значительно больший.

#### ТИПЫ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Ново-Золотушинское месторождение относится к переходной подформации с соотношением  $Pb : Zn : Cu$  как  $1 : 4,4 : 0,6$ . Основными типами руд на месторождении являются колчеданно-полиметаллические и колчеданно-барит-полиметаллические (60% от общего объема всех руд), при подчиненной роли существенно цинковых (~30%) и серноколчеданных (10%). Различные количественные соотношения минералов в выделенных типах руд обуславливают появление колчеданно-медноцинковых, колчеданно-свинцово-цинковых и колчеданно-цинковых разновидностей. Минеральный состав руд приведен в табл. 21.

В вопросах о последовательности минералообразования на Ново-Золотушинском месторождении нет единой точки зрения. Согласно представлениям М. С. Шнайдера (Шнайдер, Астафьев, 1965), руды месторождения формировались в течение двух рудных этапов, в пределах которых выделяются девять рудных стадий и 32 минеральных парагенезиса. При этом М. С. Шнайдер отмечает, что формирование парагенетических групп минералов происходило без существенных перерывов, а выделяемые парагенетические минеральные ассоциации практически не отличаются друг от друга по составу, структурным и текстурным особенностям слагающих минеральных агрегатов.

По нашему мнению, все промышленные типы руд образовались в течение одной стадии минерализации (см. табл. 17). Основными парагенетическими минеральными ассоциациями являются: сфалеритовая (парагенезис 9), халькопирит-галенит-пиритовая (10), барит-пиритовая (11), кальцит-блеклорудная с минералами серебра (12).

*Сфалеритовая минеральная ассоциация* наиболее широко проявлена в зонах развития гидротермально измененных пород. При замещении сфалеритовой ассоциацией хлоритолитов и серицитолитов возникают густовкрапленные руды характерного порфирировидного облика. Массивные тонкозернистые разновидности руд, сложенные данной ассоциацией, как правило, приурочены к контактовым зонам кварцевых альбитофиров и эруптивных брекчий с алевропелитами.

Для данной ассоциации типично наличие в сфалерите реликтов первичной колломорфной структуры на фоне его кристалли-

Минеральный состав руд Ново-Золотушинского месторождения. По материалам М. С. Шнайдера, И. М. Юдина, М. К. Ершовой

Минералы		
главные	второстепенные	редкие
<b>Рудные</b>		
Пирит Сфалерит Халькопирит Галенит	Блеклые руды Арсенопирит Пирротин	Марказит Реальгар Кубанит Штернберgit Леллингит Пентландит Тетрадимит Энаргит Гессит Фрейслебенит Прустит Сурьма самор. Вейссит Фрейберgit Бурнонит Буланжерит Гематит Ковеллин
<b>Нерудные</b>		
Хлорит Серицит Кварц Барит	Кальцит Анкерит Альбит	Сфен Рутил Апатит Цеолит Анатаз

чески-зернистой массы. Расположение выделений халькопирита в сфалерите нередко ориентированное, что подчеркивает первичную радиальнолучистую структуру агрегатов сфалерита.

Сфалеритовая парагенетическая ассоциация в случае совмещения в пространстве с предрудной серноколчеданной минерализацией замещает агрегаты пирита: наблюдается обрастание сфалеритом пирита, либо проникновение сфалерита в пирит по трещинам дробления.

*Халькопирит-галенит-пиритовая минеральная ассоциация* преимущественно развита в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения. В зонах контакта кварцевых альбитофиоров с алевролитами образует линзы массивных тонкозернистых руд, в эксплозивно-гидротермальных брекчиях отмечаются ее обломковидные выделения, а также гнезда, вкрапленность и прожилки.

Халькопирит-галенит-пиритовая ассоциация характеризуется преимущественным развитием метаколлоидных структур. Главным минералом, слагающим колломорфные руды, является пирит,

образующий сферолитовые, почковидные, концентрически-зональные выделения. В колломорфно-зональных образованиях с пиритом участвуют галенит, халькопирит, блеклые руды (теннантит, тетраэдрит), барит. Реликты колломорфного строения отмечаются и в агрегатах халькопирита. Последний иногда образует овоиды радиальнолучистой структуры в цементе взрывно-гидротермальных брекчий.

В рассматриваемой ассоциации количественные соотношения минералов варьируют в широких пределах. Часто наблюдается обогащение ее халькопиритом, особенно в случае наложения данной ассоциации на участки развития ранней серноколчеданной минерализации. Ранний пирит раздроблен и по трещинам дробления замещается халькопиритом и поздним колломорфным пиритом.

Иногда в халькопирит-галенит-пиритовой ассоциации исчезают почти полностью халькопирит и галенит (единичные включения), увеличивается роль барита и пирита, возникает *барит-пиритовая минеральная ассоциация*, представляющая собой, по нашему мнению, фаціальную разновидность халькопирит-галенит-пиритовой ассоциации. Для этой ассоциации типично метасоматическое замещение таблитчатых выделений барита пиритом, приобретающим аналогичную форму: в центральной части таких образований сохраняются реликты барита.

Халькопирит-галенит-пиритовая и барит-пиритовая парагенетические минеральные ассоциации являются более поздними по отношению к сфалеритовой ассоциации: наблюдается замещение агрегатов сфалерита колломорфно-зональными прожилками пирита, халькопирита и галенита, а гнездовые обособления сфалерита в взрывно-гидротермальных брекчиях обрастают в периферических частях баритом и метаколлоидным пиритом.

*Кальцит-блеклорудная минеральная ассоциация* с минералами серебра на месторождении практического значения не имеет. Перечисленные минералы отмечаются, по данным М. С. Шнайдера, в ранних парагенетических ассоциациях в виде единичных включений и редких тончайших прожилков.

Рудообразование на месторождении завершается отложением маломощных пострудных прожилков хлорит-кварц-карбонатного и серицит-кварцевого состава (см. табл. 17, парагенезисы 13, 14), секущих руды и зоны околорудно измененных пород.

На Ново-Золотушинском месторождении состав руд в значительной степени определяется составом вмещающих оруденение метасоматитов. В участках развития хлоритолитов наблюдаются руды преимущественно сфалеритового состава, барит-полиметаллические руды часто замещают серицитолиты. В участках развития серицитолитов и хлорит-серицитовых метасоматитов с карбонатом в составе халькопирит-галенит-пиритовой ассоциации увеличивается роль галенита.

В рудах месторождения широко распространена группа метаколлоидных структур (50% от общего объема руд), сформировав-

шихся в процессе раскристаллизации первично колломорфных агрегатов (радиальнолучистая, концентрически-зональная). Они наиболее типичны для колчеданно-барит-полиметаллических руд. Структуры зернистые (35%), чаще всего встречаются в ранней сфалеритовой парагенетической минеральной ассоциации и реже в более поздних барит-пиритовой и халькопирит-галенит-пиритовой.

Среди зернистых агрегатов минералов, слагающих все типы руд, сохраняются реликты колломорфных структур (гелевая, колломорфная), составляющие около 10%. Структуры, возникшие при дроблении минералов, имеют подчиненное значение.

Для руд месторождения характерны текстуры, образованные при заполнении пустот в породах (70%): типичны массивные колломорфно-метаколлоидные разности руд, приуроченные к зонам контактов кварцевых порфиров и эруптивных брекчий с алевропелитами. Наличие полосчатых руд, где полосы сфалерита, состоящие из мелкозернистого агрегата, ритмически чередуются с колломорфными образованиями пирита из поздней барит-пиритовой ассоциации, говорят об образовании их в трещинных полостях.

В меньшей степени в рудах месторождения проявлена группа текстур, возникших в процессе метасоматоза (20%), в основном характерная для руд существенно сфалеритового состава, метасоматически замещающих хлоритолиты. При этом возникают густовкрапленные руды, происходит частичная перекристаллизация хлорита вмещающих пород и переотложение его в виде более крупночешуйчатых образований вокруг обособлений сфалерита.

В пределах Ново-Золотушинского месторождения в explosивно-гидротермальных брекчиях выделяется также группа обломковидных текстур руд. Состав рудных обломков различен, они представлены либо мономинеральными образованиями раннего пирита, халькопирита, сфалерита, либо состав их аналогичен рудам из массивных сульфидных залежей колчеданно-барит-полиметаллического состава. Обломки имеют угловатую, линзовидную, овальную формы, иногда приближающиеся к изометричным, и погружены в хлоритизированную массу explosивных брекчий.

Вопросы генезиса обломков в настоящее время остаются дискуссионными. Согласно представлениям М. С. Шнайдера и М. П. Астафьева обломковидные образования руд в explosивно-гидротермальных брекчиях являются продуктами дробления. В меньшей степени возникновение их связано с процессами метасоматического замещения рудой обломочного материала explosивных брекчий. И. М. Юдин высказал мнение о метасоматической природе брекчиевидных руд.

Согласно данным авторов, образование обломковидных текстур руд обусловлено преимущественно выполнением рудным веществом полостей в explosивно-гидротермальных брекчиях и в меньшей степени процессами дробления и явлениями метасоматического замещения обломочного материала брекчий. В большин-

стве случаев обломковидные выделения сульфидов, представляющие собой сгустки выполнения, имеют сглаженную форму, в некоторых случаях приближающуюся к изометричной или овальной; агрегаты слагающих их сульфидов обнаруживают реликты первичного колломорфного строения. Иногда от обломковидных обособлений сульфидов отходят маломощные прожилки того же состава, секущие цемент брекчии. В случае метасоматической природы обломков отмечается избирательная приуроченность халькопирита и пирита (гнезда, вкрапленность, обломки) к участкам взрывивно-гидротермальных брекчий со значительным количеством обломков хлоритолитов, с частичным или полным замещением последних.

О температурных условиях формирования продуктивных парагенетических ассоциаций руд можно судить по косвенным данным, так как специальных исследований на месторождении не проводилось. Результаты декрепитации двух проб сфалерита из ранней сфалеритовой ассоциации (по материалам М. С. Шнайдера) показали интервалы температур 280—340°С и 320—400°С. На Ново-Золотушинском месторождении широко распространены минеральные ассоциации барит-полиметаллических руд, состав которых аналогичен соответствующим разностям руд на Зареченском и Корбалихинском месторождениях. По аналогии с ними начальная температура образования барит-полиметаллических руд Ново-Золотушинского месторождения не должна превышать 360°С.

В пределах рудной зоны Ново-Золотушинского месторождения М. С. Шнайдером выявлены следующие элементы зональности: отмечается обогащение свинцом и цинком всiachих боков рудных тел, медь обычно концентрируется в их центральной части. Наблюдается отчетливая закономерность в распределении барит-полиметаллических типов руд, локализующихся только в всiachем боку рудных тел. В пределах месторождения барит-полиметаллические руды тяготеют к юго-западной приподнятой части рудной залежи.

По восстанию и по мощности рудной зоны нами установлены некоторые закономерности в распределении парагенетических минеральных ассоциаций, главных рудообразующих минералов, а также в характере размещения основных групп структур и текстур руд. Наиболее отчетливо зональность проявлена по восстанию рудной зоны при сравнительном анализе ее верхней (юго-западной) и нижней (северо-восточной) частей.

По восстанию рудной зоны с северо-востока на юго-запад наблюдается значительное возрастание количественной роли барит-пиритовой ассоциации (барит-серноколчеданные руды), основная масса которой отмечается в верхней приподнятой части рудной зоны. В этом же направлении уменьшается роль сфалеритовой ассоциации существенно цинковых руд, а также халькопирит-галенит-пиритовой парагенетической ассоциации колчеданно-полиметаллических руд.

В идеализированном виде зональность в размещении парагенетических ассоциаций в направлении восстания рудной зоны (с северо-востока на юго-запад) можно представить как последовательную смену в пространстве сфалеритовой ассоциации халькопирит-галенит-пиритовой и далее барит-пиритовой (рис. 20).

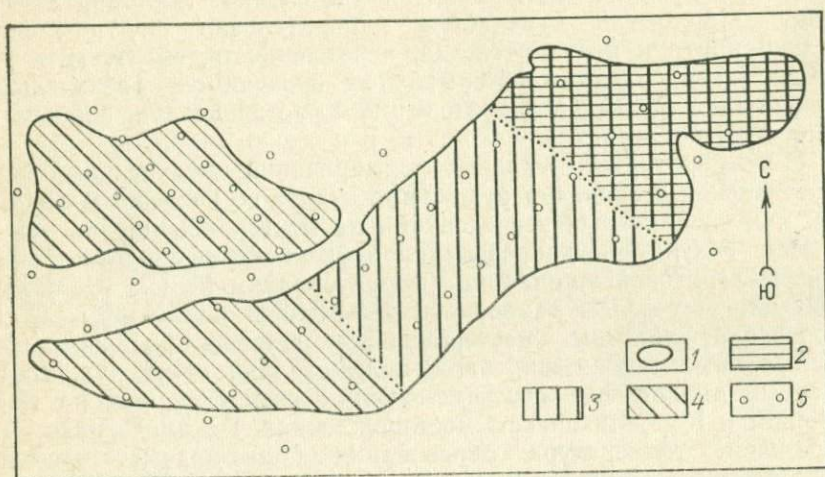


Рис. 20. Схема пространственного размещения парагенетических минеральных ассоциаций руд Ново-Золотушинского месторождения (проекция рудной зоны на горизонтальную плоскость).

1 — контур рудных залежей; парагенетические минеральные ассоциации (при количественной роли >30%): 2 — сфалеритовая, 3 — халькопирит-галенит-пиритовая, 4 — барит-пиритовая; 5 — скважины

Сопоставляя рис. 20 и 18, можно видеть, что сфалеритовая ассоциация получила максимальное развитие в зоне существенно хлоритовых пород, а барит-пиритовая — в зоне локальных скоплений хлорит-серицитовых и серицитовых метасоматитов среди неизменных вмещающих сред. Зона карбонатсодержащих разновидностей измененных пород оказалась при этом обогащенной халькопирит-галенит-пиритовыми массами при подчиненной роли других ассоциаций.

Анализ структурных и текстурных особенностей руд в пределах рудной зоны также показал наличие отчетливой закономерности: по восстанию рудной зоны (с северо-востока на юго-запад) в рудах, как и в околорудных метасоматитах, увеличивается роль колломорфных структур и текстур выполнения; зернистые структуры руд и метасоматические текстуры наибольшее развитие имеют в нижней (северо-восточной) части рудной зоны.

Отдельные элементы зональности установлены нами и по мощности рудной зоны в различных ее сечениях. В этом направ-

лении наблюдается смена сфалеритовой парагенетической ассоциации галенит-халькопирит-пиритовой и далее барит-пиритовой (рис. 21).

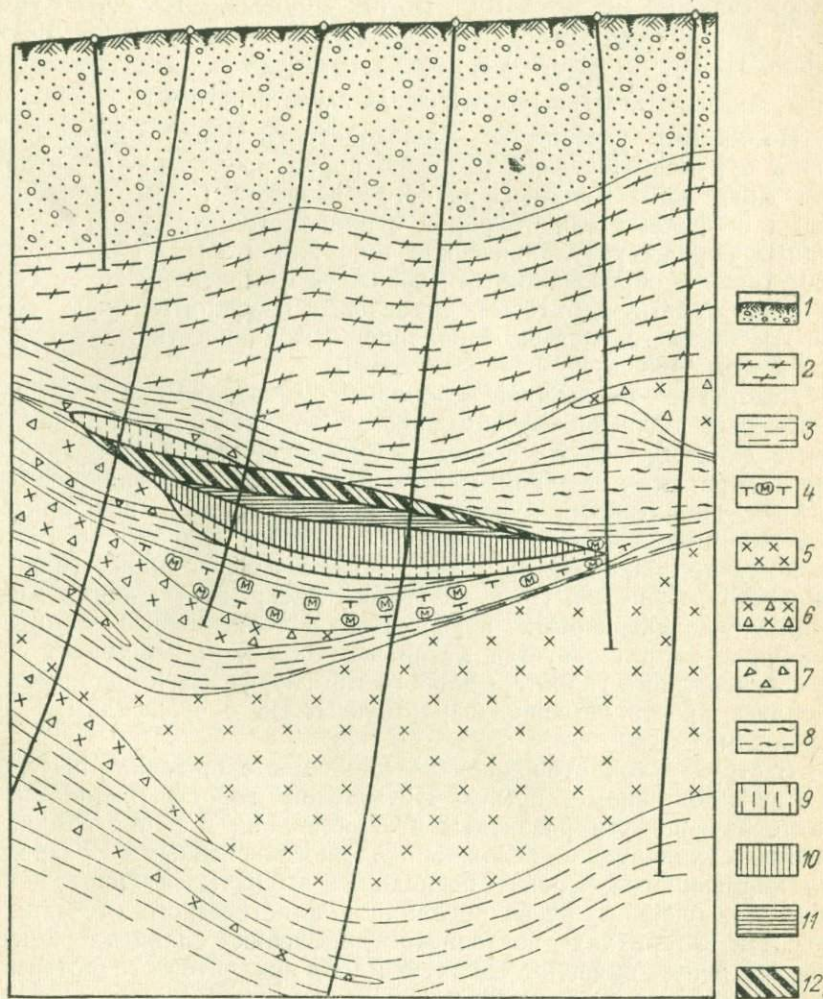


Рис. 21. Распределение парагенетических минеральных ассоциаций по мощности рудной зоны в юго-западной части Ново-Золотушинского месторождения.

1 — рыхлые отложения; 2 — вулканыты кислого состава; 3 — глинистые и кремнисто-глинистые алевропелиты; 4 — кремнистые туффиты с обломками метасоматитов; 5 — кварцевые альбитофиры; 6 — эруптивные брекчии; 7 — эксплозивные брекчии; 8 — серицит-кварцевые метасоматиты; парагенетические минеральные ассоциации: 9 — ранняя пиритовая, 10 — сфалеритовая, 11 — галенит-халькопирит-пиритовая, 12 — барит-пиритовая

## Колчеданно-полиметаллический тип

### Ново-Березовское месторождение

Ново-Березовское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Открытие месторождения (1954 г.), его разведка и изучение связаны с именами В. М. Волкова, Ю. С. Кудева, Ф. Т. Коротченко, П. Ф. Иванкина, Н. М. Митряевой, З. А. Пуркиной, Н. И. Стучевского и других геологов.

#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По данным упомянутых исследователей и наблюдениям авторов в рудовмещающем разрезе пород представлены отложения живетского — нижнефранского возраста (лавы эпипаритовых кварцевых альбитофиров с пропластками туфов и терригенных пород, субвулканические тела альбитовых плагиогранитпорфиров) и образования, отнесенные к фаменскому ярусу (андезитовые, андезит-дацитовые, диабазовые порфириты, туфы основного и среднего состава с подчиненным количеством алевролитов и известняков).

Девонские отложения прорваны линзовидными штоками кварцевых диоритов змеиногорского комплекса и многочисленными дайками. Среди последних выделяются две возрастные группы: ранняя и поздняя. Ранняя группа представлена микродиоритами, диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами. Эти дайки широко распространены в районе, подвергаются интенсивному рассланцеванию и воздействию всех стадий гидротермального изменения. Поздняя группа даек, включающая миндалекаменные диоритовые порфириты и полифировые дацитовые порфиры, характеризуется массивным обликом, пересекает продукты дорудного гидротермального метаморфизма и обнаруживает тесную пространственно-возрастную связь с сульфидным оруденением.

В структурном отношении участок месторождения приурочен к северо-восточному крылу Иртышской горст-антиклинали, характеризующемуся развитием изоклиальной и напряженной линейной складчатости, осложненной многочисленными разрывными нарушениями. Среди последних выделяются протяженные зоны повышенного рассланцевания и пластического течения пород. На интервалах повторного дробления сланцев — тектонитов эти зоны вмещают главную массу продуктов гидротермального изменения и оруденения.

Основная залежь Ново-Березовского месторождения вписана в контур одноименной зоны повышенного рассланцевания на контакте массива кварцевых диоритов с порфировой толщей. Зона прослежена на расстояние свыше 2 км. Падение крутое, юго-западное под углом  $75-85^\circ$ , склонение — на северо-запад под углом  $35-45^\circ$ . В составе рудных залежей выделяется серия жилообразных, линзовидных и неправильных по форме тел, тесно

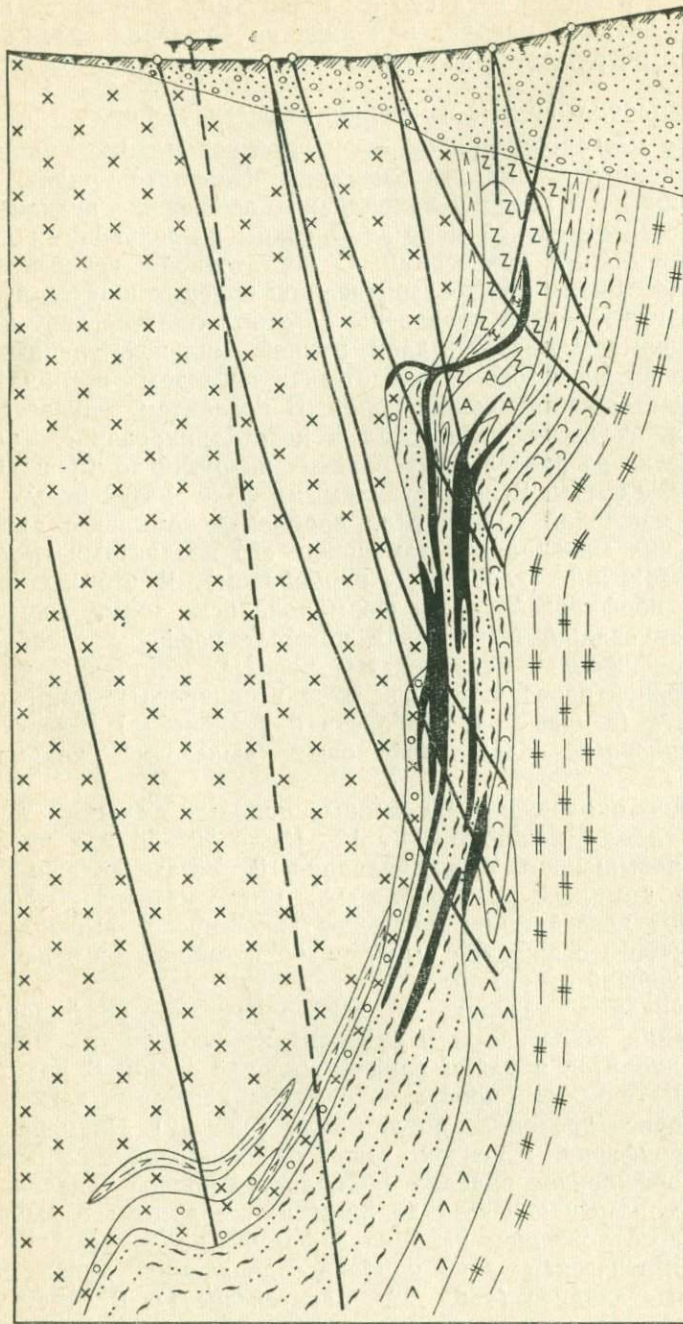
сближенных, часто соединяющихся и разветвляющихся, но ориентированных в общем согласно с элементами залегания рудовмещающей зоны. В направлении падения Основная залежь месторождения погружается под массив кварцевых диоритов.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В районе месторождения отмечены разновременные проявления послемагматической деятельности. Наиболее ранние из них, относящиеся к периоду накопления девонских вулканогенных толщ, в значительной мере затушеваны последующими динамометаморфическими процессами. С достаточной вероятностью к ним можно отнести лишь альбитизацию полевых шпатов вулканитов. Более интенсивно проявлены аутометасоматические изменения кварцевых диоритов и даек ранней жильной группы, выраженные в актинолитовом, эпидот-актинолитовом и гранат-актинолит-эпидотовом замещении пород. В последнем случае аутометасоматоз, очевидно, перерастал в аутокарнирование, выходящее нередко за пределы материнских интрузий во вмещающие вулканогенные среды. В последующем, на фоне интенсивных тектонических движений происходило дробление комплекса аутометасоматических минералов и замещение его продуктами гистерогенного разложения (хлоритом, карбонатом). В это же время в пределах порфировой толщи формировались зоны повышенного рассланцевания, в пределах которых порфиры преобразовались в порфиroidы — сланцеватые породы, состоящие из параллельно ориентированных агрегатов вторичного кварца, серицита, хлорита (с примесью карбоната и лейкоксена) и веретеновидно удлинённых бластопорфирировых выделений кварца и альбита.

Собственно околорудно изменённые породы слагают лентообразную залежь мощностью от 10—15, до 50—55 м в висячем боку зоны повышенного рассланцевания. В составе залежи устанавливается комплекс разнообразных метасоматитов, сформированных под воздействием процессов гипогенного выщелачивания и частичного осаждения вынесенных компонентов в верхних частях рудоносной структуры.

Выщелачивание развивается в основном по порфиroidам, хотя изменения затрагивают и эндоконтактовую часть массива кварцевых диоритов и дайки ранней жильной серии. В размещении метасоматических продуктов устанавливается четкая зональность, ориентированная по латерали (рис. 22). По мере движения от периферии к центру зоны рассланцевания в составе исходных порфиroidов вначале наблюдается полное разложение плагиоклаза, замещающегося кварцем и серицитом с выносом натрия и переотложением кальция в форме карбоната. Возникает метасоматическая зона карбонатсодержащих хлорит-серицит-кварцевых сланцев (табл. 22, парагенезис 1). В следующей зоне кварцем и серицитом замещается карбонат (парагенезис 2), а далее — хлорит, причем магний выносятся, а железо увязыва-



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13

ется привносимой серой в пирит. Возникают сланцы центральной зоны выщелачивания, состоящие из кварца, серицита, пирита и рутила (парагенезис 3).

Выщелачивание кварцевых диоритов и жильных порфири-тов проявлено в общем аналогично. Отличия заключаются лишь в интенсивной хлоритизации пород в периферических зонах изменения (в результате разложения темноцветных минералов) и резко сокращенной мощности зон.

Особенности химизма серицит-кварцевого замещения (рис. 23) и закономерности зонального размещения метасоматитов (табл. 23) позволяют связать процесс выщелачивания с инфильтрацией по зоне максимальной проницаемости кислотных гидротерм, привносящих в породы калий, серу и, возможно, кремнекислоту при встречной диффузии этих компонентов и ряда компонентов замещаемых пород (натрия, кальция, магния) в поперечном к потоку растворов направлении. Механизм подобного рода явления детально освещен в ряде работ Д. С. Коржинского (1953, 1969 и др.). Следует отметить, что при формировании серицит-кварцевых метасоматитов из пород выносятся небольшая часть инертных перемещенных компонентов — глинозема и железа<sup>4</sup>.

Химические составы серицитов из кварц-серицитовых пород (табл. 24) свидетельствуют об их принадлежности к фенгитам, в той или иной степени гидратированным (Болдырев, 1937). В единичных случаях была установлена хромсодержащая разность слюды — марипозит.

Продукты осаждения вынесенных компонентов обнаруживаются в верхней части рудоносной структуры в направлении ее восстания и воздымания (см. рис. 22). В всячем боку зоны расланцевания отмечены блоки массивных пород (кварцевых альбитофигов, альбитовых плагиогранит-порфигов), явившихся, очевидно, экранами для метасоматирующих растворов. Отложенные из них компоненты распределились зонально в виде трех параллельных полос, сменяющих друг друга по вертикали (см. табл. 22, парагенезисы 4, 5 и 6): первая снизу полоса сложена скоплениями кварц-альбитовых и альбит-кварцевых прожилков; выше располагается полоса хлоритизированных порфигов; вблизи современного эрозионного среза вскрываются порфиры, претерпевшие хлорит-карбонатное и участками существенно карбонатное замещение.

<sup>4</sup> Железо в значительных количествах поступает в породы в более позднюю серноколчеданную стадию минералообразования.

Рис. 22. Размещение метасоматических образований в центральной части Ново-Березовского месторождения (поперечный разрез).

1 — рыхлые отложения; 2 — кварцевые диориты; 3 — милонитизированные кварцевые диориты; 4 — микродиориты, диоритовые и кварцевые диоритовые порфиры; 5 — порфиры по кварцевым альбитофирам; 6 — актинолитовые и актинолит-эпидотовые породы; метасоматиты зоны выщелачивания; 7 — хлорит-серицит-кварцевые (с карбонатом и без него); 8 — серицит-кварцевые; метасоматиты зоны осаждения; 9 — альбитовые, 10 — хлоритовые, 11 — карбонат-хлоритовые; 12 — сирудные хлоритолиты; 13 — слюшные руды

Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций околорудно измененных пород и руд Ново-Березовского месторождения

Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд
Гипогенного выщелачивания—осаждения	I Условия выщелачивания	1. Кварц — серицит — хлорит — карбонат — рутил — пирит 2. Кварц — серицит — хлорит — рутил — пирит	Лентообразные тела, линзы	Порфиroidы, реже кварцевые диориты, дайки	Преобладающая	Карбонат-хлорит-серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварцевые
		3. Кварц — серицит — рутил — пирит			Значительная	
	II Условия осаждения	4. Альбит — кварц 5. Хлорит — кварц — сфен — пирит 6. Хлорит — кальцит — кварц — сфен — пирит	Пятна, прожилки, вкрапленность, реже мелкие линзы и неправильные тела	Порфиры, серицит-кварцевые сланцы	Второстепенная	Альбит-кварцевые, кварц-хлоритовые, кальцит-хлоритовые

Дробление. Внедрение даек поздней группы. Биотитизация хлорита осаждения

Серноколчеданная	I	7. Пирит — кварц — мусковит — рутил	Линзовидные и неправильные по форме тела, прожилки	Серицит-кварцевые сланцы, хлоритизированные порфиры, измененные кварцевые диориты	Значительная	Серноколчеданные
Полиметаллическая		8. Хлорит — пирит — кварц — сфен 9. Хлорит — кварц — пирит — сфалерит — халькопирит			Значительная	Колчеданно-полиметаллические руды пиритового ряда
		10. Хлорит — кварц — (актинолит) — пирротин — сфалерит — халькопирит — (виттихенит, кубанит, валлериит)			Преобладающая	
Гипогенного окисления сульфидов	II.	11. Сфалерит — галенит — блеклая руда — кварц — карбонат — барит — мусковит	Пятна, прожилки	Руды пирротинового ряда	Второстепенная	Полиметаллические
		12. Марказит — мельниковит — пирит			Незначительная	Самостоятельного значения не имеют
		13. Гипс — магнетит — кварц				

Примечания: 1. При составлении таблицы использованы данные П. Ф. Иванкина, Н. М. Митряевой и З. А. Пуркиной (1960).

2. Полу жирным даны главные минералы парагенезисов; в скобках — минералы, которые отсутствуют в составе парагенезисов эпизодически.

Схема метасоматической зональности продуктов  
выщелачивания вкрест простирания рудоносной структуры

Метасоматические зоны	Главные парагенезисы минералов	Инертные компоненты			Вполне подвижные компоненты	
		непере- мещенные	перемещенные		привне- сенные	выне- сенные
			привне- сенные	выне- сенные		
Порфиرويد	Альбит — кварц — серицит — хлорит — карбонат — лейкоксен	Na, K, Ca, Mg, Fe, Si, Al, Ti	—	—	—	—
Карбонат-хло- рит-серицит- кварцевая	Кварц — серицит — хлорит — карбонат — рутил — пирит	Ca, Mg, Fe, Si, Al, Ti	—	—	K, S	Na
Хлорит-серицит- кварцевая	Кварц — серицит — хлорит — рутил — пи- рит	Mg, Fe, Al, Ti	—	—	K, S, Si	Na, Ca
Серицит-квар- цевая	Кварц — серицит — рутил — пирит	Ti	—	Fe, Al	K, S, Si	Na, Ca, Mg

Таблица 24

Химический состав серицитов Ново-Березовского месторождения, вес. %

Компоненты	Фенгит, обр. 1178 (скв. 349, глуб. 200 м)	Гидрофенгит, обр. 1298 (скв. 346, глуб. 326,4 м)	Кремнеземис- тый гидро- фенгит, обр. 1507 (скв. 248, глуб. 205 м)	Фенгит, обр. 1263 (скв. 348, глуб. 155,5 м)	Мусковит, обр. 1350 (скв. 219, глуб. 134 м)
SiO <sub>2</sub>	45,1	55,7	59,4	44,80	43,60
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,27	0,32	0,36	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,70	28,50	24,90	34,90	38,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,25	1,10	0,42	0,64
MgO	3,20	2,40	3,10	2,40	0,30
CaO	Следы	0,30	0,60	0,30	0,40
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,77	2,73	3,20	—
K <sub>2</sub> O	7,50	6,10	4,10	7,70	12,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,50	0,40	0,35	0,40	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,60	4,20	4,10	5,10	5,20
Сумма	99,67	100,89	100,70	99,58	100,94

Обр. 1178, 1298 и 1507 — серициты из серицит-кварцевых сланцев стадии выщелачивания;  
обр. 1263 и 1350 — серициты периода рудоотложения. Анализы выполнены в лаборатории ИГН  
АН КазССР, аналитик О. И. Поток.

Кристаллохимические формулы

Обр. 1178.  $(K_{0,6}Na_{0,4})_1,0(Al_{1,8}Mg_{0,2})_2,0(Si_{3,1}Al_{0,9})_4,0O_{10}(OH)_2$ .

Обр. 1298.  $(K_{0,5}Na_{0,35}Ca_{0,02}(H_2O)_{0,11})_{0,98}(Al_{1,76}Mg_{0,24})_2,0(Si_{3,58}Al_{0,42})_4,0 \times O_{10}(O_{0,37}(OH)_{1,63})_2,0$ .

Обр. 1507.  $(K_{0,34}Na_{0,34}Ca_{0,04}(H_2O)_{0,07})_{0,79}(Al_{1,66}Fe_{0,05}^{3+}Mg_{0,29})_2,0 \times (Si_{3,77}Al_{0,23})_4,0O_{10,0}(O_{0,33}(OH)_{1,67})_2,0$ .

Обр. 1263.  $(K_{0,6}Na_{0,4})_1,0(Al_{1,8}Mg_{0,2})_2,0(Si_{3,0}Al_{1,0})_4,0(O_{9,8}(OH)_{0,2})_{10,0}(OH)_2,0$ .

Обр. 1350.  $(K_{1,0}Al_{1,85}(Fe^{3+}, Mg, Ca)_{0,15})_2,0(Si_{2,85}Al_{1,15})_4,0(O_{9,6}(OH)_{0,4})_{10,0} \times (OH)_2,0$ .

Формулы рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

Следует отметить, что альбитсодержащие породы в основном выполняют открытые системы трещин, а для хлоритовых и карбонат-хлоритовых новообразований характерны пятнисто-пегельчатые формы выделений при резко подчиненной роли концентрированных скоплений. Маломощные хлоритовые и хлорит-карбонатные прожилки встречаются также и среди серицит-кварцевых сланцев.

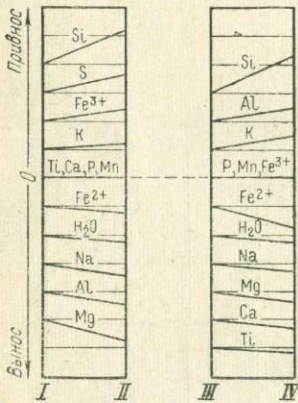


Рис. 23. Диаграмма миграции компонентов при переходе порфироида (I) в серицит-кварцевый метасоматит (II) и диоритового порфирита (III) в хлорит-серицит-кварцевый метасоматит (IV). Расчет проведен по методу Н. И. Наковника (1937). Масштаб: 1 деление — 10 г в 100 см<sup>3</sup> породы

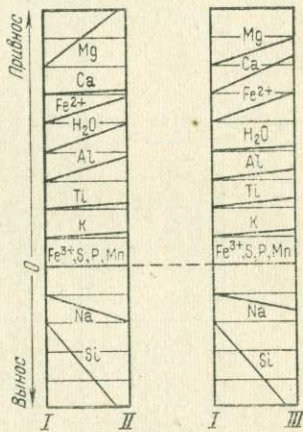


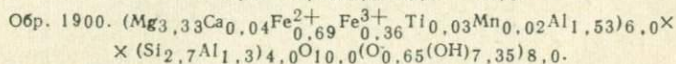
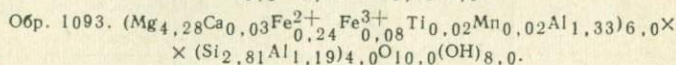
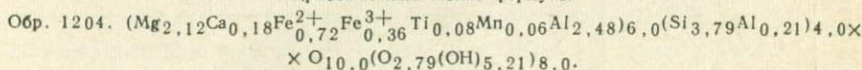
Рис. 24. Диаграмма миграции компонентов при наложении на альбитовый плагиогранит-порфир (I) хлоритового (II) и карбонат-хлоритового (III) замещений. Расчет проведен по методу Н. И. Наковника (1937). Масштаб: 1 деление — 10 г в 100 см<sup>3</sup> породы

Химический состав хлоритов Ново-Березовского месторождения, вес. %

Компоненты	Серпентин-хлорит. обр. 1204 (скв. 381, глуб. 101,8 м)	Магнезиальный прохлорит, обр. 1093 (скв. 349, глуб. 157,5 м)	Прохлорит-корундо- филлит, обр. 1900 (скв. 356, глуб. 687,5 м)
SiO <sub>2</sub>	38,20	29,40	27,40
TiO <sub>2</sub>	1,10	0,30	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,90	22,30	24,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,80	1,20	4,90
FeO	8,70	3,00	8,50
MnO	0,70	0,30	0,40
MgO	14,30	30,10	22,70
CaO	1,70	0,30	0,40
H <sub>2</sub> O+	7,20	12,70	10,70
H <sub>2</sub> O-	0,20	0,10	0,10
Сумма	99,80	99,70	99,90

Обр. 1204 — хлорит метасоматитов осаднения; обр. 1093 и 1900 — хлориты полиметаллической стадии. Анализы выполнены в лаборатории ИГН АН КазССР, аналитик С. И. Вилешина.

Кристаллохимические формулы



Формулы рассчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964).

В составе продуктов осаднения карбонат представлен кальцитом. Химический состав хлорита соответствует серпентин-хлориту (табл. 25, обр. 1204).

Расчеты баланса миграции вещества (рис. 24) и закономерности зонального размещения метасоматитов (табл. 26) свидетельствуют о преимущественном поступлении в зону осаднения тех компонентов, которые были вынесены на нижележащих уровнях выщелачивания (за исключением серы, и, возможно, кремнекислоты, выступающих как «первичные» составляющие раствора).

Завершая рассмотрение продуктов стадии выщелачивания — осаднения, необходимо отметить, что по времени формирования они отчетливо предшествуют отложению колчеданно-полиметаллических руд. Последние сопровождаются существенно иным типом метасоматического преобразования вмещающих сред, выраженным в появлении серии жилообразных тел хлоритовых пород. Мощность тел меняется от 1—2 до 15—20 м. Она максимальна в центральной и северо-западной частях месторождения, где хлоритизация накладывается на кварцевые диориты и метасоматиты осаднения, тесно пространственно ассоциируя с рудами,

Схема метасоматической зональности продуктов  
стадии выщелачивания — осадения по восстанию  
и воздыманию рудоносной структуры

Метасоматические зоны		Главные парагенезисы минералов	Инертные компоненты			Вполне подвижные компоненты	
			Неперемещенные	перемещенные		привнесенные	выщелоченные
				привнесенные	выщелоченные		
Условия осадения	Кальцит-хлоритовая	Хлорит — кальцит — кварц — сфен — пирит	Al, Ti	Fe	Si	Ca, Mg, S	Na, K
	Хлоритовая	Хлорит — кварц — сфен — пирит	Ti	Fe, Al	Si	Mg, S	Na, K, Ca
	Альбит-кварцевая	Альбит — кварц	Выполнение открытых полостей с привносом Si, Al, Na				
Условия выщелачивания	Серицит-кварцевая	Кварц — серицит — рутил — пирит	Ti	—	Fe, Al	K, S, Si	Na, Ca, Mg

обогащенными пирротинном. На юго-восточном фланге месторождения хлоритовое замещение затрагивает преимущественно серицит-кварцевые сланцы, причем интенсивность его резко убывает.

Время кристаллизации основной массы хлорита относится к началу полиметаллической стадии (см. табл. 22, парагенезисы, 8, 9, 10), и соответственно хлоритовые скопления замещают ранее сформировавшиеся серноколчеданные руды. Состав наиболее распространенной разновидности хлорита (см. табл. 25, обр. 1093) отвечает магнизальному прохлориту. Менее представлен магнизальный прохлорит-корундофиллит, который, содержит уже в заметных количествах железо (см. табл. 25, обр. 1900).

К метасоматическим образованиям периода рудоотложения следует отнести также массы перекристаллизованных минералов замещаемых рудами сред (кварца, хлорита, карбоната, серицита). Обычно они распространены незначительно и не выходят за контуры рудных скоплений. Однако в отдельных случаях миг-

рация вытесненного вещества проявлена в заметно больших масштабах. Так, в оруденелых серицит-кварцевых сланцах постоянно фиксируется перекристаллизованная генерация серицита, отличающаяся более крупночешуйчатым обликом и приближающаяся по содержанию кремнезема к мусковиту (см. табл. 24, обр. 1263). Аналогичные выделения светлой слюды, но уже вполне отвечающей составу мусковита (обр. 1350), развиты в надрудных пространствах в виде широкого ореола, распространяющегося выше кромки рудных залежей на расстояние до 150—200 м. Очевидно, здесь мы имеем дело с продуктами отложения вещества из остаточных рудоносных растворов, насыщенных петрогенными компонентами (в данном случае калием и глиноземом), вытесненными при сульфидном метасоматозе на глубине.

#### ТИПЫ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Периоду рудоотложения на Ново-Березовском месторождении предшествовали интенсивные тектонические подвижки, приведшие к формированию протяженных зон повторного дробления в предрудных метасоматитах и в эндоконтакте массива кварцевых диоритов. Эти зоны контролировали размещение даек поздней жильной серии, рассеянных скоплений биотита, замещающего хлорит в зонах осаждения, и в последующем — комплекса колчеданно-полиметаллических руд.

Руды месторождения характеризуются соотношением  $Pb:Zn:Cu$ , равным соответственно 1:19:6. Для руд месторождения характерно широкое развитие наряду с пиритом и пирротина. П. Ф. Иванкиным, Н. М. Митряевой, З. А. Пуркиной (1960) выделены группы руд «пиритного» и «пирротинового» рядов, в пределах которых отмечаются несколько типов: пирит-халькопиритовый, пирит-халькопирит-сфалеритовый, пирит-сфалеритовый, пирротин-халькопирит-сфалеритовый, пирротин-сфалеритовый, полиметаллический и барит-полиметаллический. Ведущими типами руд на месторождении являются пирит-халькопирит-сфалеритовый и пирротин-халькопирит-сфалеритовый. Полиметаллические и барит-полиметаллические руды имеют ограниченное распространение. Минеральный состав руд приведен в табл. 27.

Начало рудообразования характеризуется отложением густо-вкрапленного и массивного тонкозернистого пирита. Замещение пиритом серицит-кварцевых сланцев сопровождается частичной перекристаллизацией кварца, серицита и рутила (см. табл. 22, парагенезис 7). Переотложенные минералы корродируют пирит и выполняют в нем трещинки. Наблюдается интенсивный катаклиз пирита с образованием брекчий, сегментированных сульфидами поздних стадий минерализации. Согласно данному методу декрепитации, формирование серноколчеданных руд проходило при температурах 430—450° С.

Завершающий период отложения пирита совмещается с началом выделения магнезиального хлорита (см. табл. 22, парагене-

Минеральный состав руд Ново-Березовского  
месторождения.  
По данным П. Ф. Иванкина и др. (1960)

Минералы	
главные	второстепенные

## Рудные

Пирит	Арсенопирит
Пирротин	Виттихенит
Сфалерит	Кубанит
Халькопирит	Блеклая руда
Галенит	Валлеиит
Марказит	Галеновисмутит
Магнетит	Мельниковит-пирит
	Мельниковит
	Молибденит

## Нерудные

Кварц	Мусковит
Хлорит	Актинолит
Серцит (фенгит)	Карбонаты
Рутил	Барит
	Альбит
	Ортоклаз
	Гипс
	Сфен
	Апатит
	Клиноцоизит
	Вермикулит

зис 8). В последующем одновременно формировались парагенезисы: пирит-халькопирит-сфалеритовый и пирротин-халькопирит-сфалеритовый (см. табл. 22, парагенезисы 9, 10). В данных парагенезисах количественные соотношения основных минералов (пирита, сфалерита, халькопирита и пирротина) изменяются в широких пределах, что приводит к образованию различных типов руд «пиритного» и «пирротинового» рядов. Пирротин, халькопирит и сфалерит находятся в субграфических сростаниях. На фоне тонкозернистой массы выделяются крупные порфиридные образования пирита. Выделение минералов происходит в такой последовательности: пирротин — сфалерит — халькопирит. Однако в отдельных случаях наблюдается более ранняя кристаллизация сфалерита по отношению к пирротину.

По данным метода декрепитации, формирование колчеданно-полиметаллических руд происходило в условиях падения температуры растворов. Если для пирротина получены значения около 420—440° С, то основная масса сфалерита декрепитирует уже при температуре 340—360° С.

Продукты поздней ступени полиметаллической стадии распространены локально. Барит-галенит-сфалеритовая парагенетическая ассоциация (см. табл. 22, парагенезис 11) кристаллизовалась позже минеральных парагенезисов 7—10, цементируя и замещая их минеральные агрегаты. Количественные соотношения сфалерита, галенита, блеклой руды и барита варьируют, но постоянно преобладает сфалерит, представленный клейофаном. Барит-полиметаллические руды нередко образуют вкрапленность во вмещающих измененных породах.

В заключительный период рудоотложения на месторождении сформировались специфические минеральные парагенезисы, свидетельствующие о резко повышении потенциала кислорода в растворах (см. табл. 22, парагенезисы 12 и 13). В процессе дисульфидизации пирротина формировались марказит и мельниковит-пирит. Наблюдаются также маломощные жилы гипс-магнетитового состава, секущие серноколчеданные и пирит-сфалерит-халькопиритовые руды. Магнетит тесно ассоциирует с гипсом и метасоматически замещает пирит с образованием прожилковой и цементационной текстур.

На Ново-Березовском месторождении отмечается резкое количественное преобладание массивных разностей руд над прожилково-вкрапленными (особенно характерное для руд «пирротинового» ряда) с широким развитием метасоматических текстур — пятнистой, полосчатой, линзовидно-полосчатой. Полосчатость руд обусловлена чередованием полосок сфалеритового и сфалерит-халькопиритового состава, в различной степени обогащенных пирротинном и пиритом. Полосчатость нередко совпадает со сланцеватостью вмещающих пород, сохраняющихся в виде реликтов в рудной массе.

Однако в рудах, обогащенных пирротинном, обильные обломки хлоритизированных сланцев часто бывают разноориентированными и напоминают ксенолиты магматогенных брекчий. Это обстоятельство, наряду с «рвущими» контактами руд и слабым проявлением ореола вкрапленников, связано, по мнению П. Ф. Иванкина (Иванкин и др. 1960), с кристаллизацией руд этого типа из густых, пересыщенных растворов, обедненных растворителем. Ограниченно распространены на месторождении текстуры дробления (для раннего пирита, раздробленные агрегаты которого цементируются минералами полиметаллической стадии).

Для руд месторождения типичны структуры кристаллизации из растворов — аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, субграфическая, коррозионная, реликтовая, скелетная. Реже встречаются структуры перекристаллизации минеральных агрегатов, проявленные для продуктов пиритовой стадии.

В пространственном размещении разнотипного оруденения ус-танавливаются элементы зональности, ориентированной в направлении простираания рудоносной зоны. В продольной проекции месторождения на вертикальную плоскость (рис. 25) можно видеть, что серные колчеданы и руды пиритного ряда располагаются

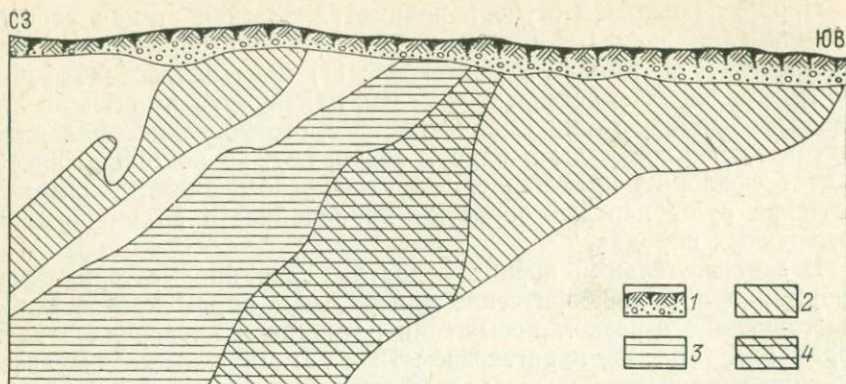


Рис. 25. Размещение разнотипного оруденения в пределах Ново-Березовского месторождения (продольная пресс-проекция на вертикальную плоскость). 1 — рыхлые отложения; 2 — серные колчеданы и руды пиритового ряда; 3 — руды преимущественно пирротинового ряда; 4 — зона совмещения руд пиритного и пирротинового рядов

па флангах залежи. В пределах центральной ее части совмещаются руды пиритного и пирротинового рядов, однако по мере движения с юго-востока на северо-запад относительное количество последних прогрессивно нарастает. Границы между отдельными типами руд погружаются к северо-западу, в соответствии со склонением рудовмещающей структуры.

При сопоставлении составов руд и вмещающих их пород выявляется следующая закономерность: в подавляющем большинстве случаев серные колчеданы и полиметаллические руды пиритного ряда располагаются в выщелоченных серицит-кварцевых сланцах, а пирротинсодержащие руды — в раздробленных кварцевых диоритах и хлоритизированных метасоматитах осаждения. Если учесть, что две последние разности вмещающих сред относительно обогащены железом, то причину формирования пирротина можно видеть в дополнительном поступлении этого элемента в систему при магнезиальном метасоматозе (хлоритизации), интенсивно проявленном, как указывалось выше, в начальные периоды отложения полиметаллических руд. Детали этого процесса рассмотрены ранее (Чекваидзе, 1969).

### Медноколчеданный тип

#### Орловское рудное поле

##### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Орловское рудное поле, открытое в 1959 г., находится в северо-западной части Рудного Алтая. Геологическое строение рудного поля В. М. Волков, А. М. Гинатулин, И. Т. Сахаров и К. А. Чекалова (Орловское рудное поле..., 1972) представляют таким образом.

Вмещающая толща сложена в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами среднего девона. Незначительно развиты вулканогенные образования верхнего девона и континентальные угленосные отложения нижнего — среднего карбона. Кроме того, в западной части месторождения развиты метаморфические породы ордовика. Последние по Березовскому региональному разлому надвинуты на девон-карбоновые толщи (рис. 26).

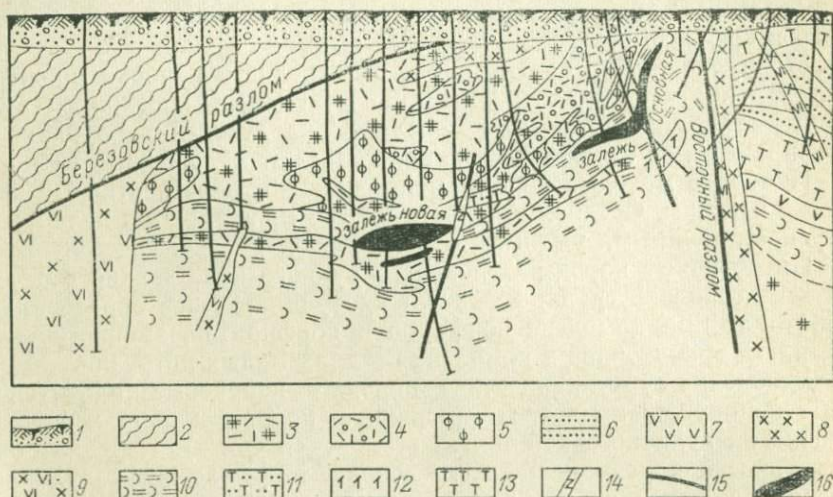


Рис. 26. Поперечный геологический разрез Орловского месторождения. По А. М. Гинатулину.

1 — рыхлые отложения; 2 — метаморфические сланцы (ордовик); 3 — эффузивно-экструзивные кварцевые альбитофиры (таловская свита); 4 — лавобрекчи кварцевых альбитофиров; 5 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 6 — песчаники (снегиревская свита); 7 — порфиры андезитовые; 8 — плагногранит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 9 — гранодиориты; 10 — кремнистые и кремнисто-глинистые алевролиты (лосишинская подсвита березовской свиты); 11 — туфопесчаники; 12 — туфы смешанного состава; 13 — туфы кислого состава; 14 — жильные диабазовые порфириты; 15 — тектонические нарушения; 16 — сульфидные руды

Отложения среднего девона представлены двумя свитами — (сверху вниз) таловской и березовской. Таловская свита сложена вулканитами кислого состава (эффузивные эпипаритовые кварцевые альбитофиры и их лавобрекчи, туфы и туффиты), при резко подчиненной роли алевролитов, туфопесчаников и андезитовых порфиритов. Мощность свиты варьирует от первых сотен метров до 600—900 м. В ее пределах значительно развиты субвулканические порфиры средне-верхнедевонского возраста. Березовская свита на месторождении представлена верхней частью (лосишинская подсвита) и сложена в основном кремнисто-глинистыми алевролитами, алевропелитами, а также эффузивно-пирокластическими породами кварц-альбитофирового состава, туфопесчаниками, песчаниками, туффитами. Мощность лосишинской подсвиты превышает 500 м.

Рудная зона месторождения приурочена к области контакта вулканогенной таловской и существенно осадочной березовской свит. Рудовмещающий разрез характеризуют три специфические особенности, сыгравшие важную роль в локализации руд: 1) пестрота пород по химизму и гранулометрии; 2) тонкое переслаивание вулканогенных и осадочных пород; 3) ритмичное строение разреза с закономерной постепенной сменой грубообломочных пород тонкозернистыми.

Отложения верхнего девона (франкий ярус) представлены алевролитами, известняками, конгломератами, вулканитами кислого и среднего состава.

Малоульбинская свита нижнего — среднего карбона сложена углисто-глинистыми алевролитами, песчаниками, конгломератами. Свита залегает с угловым несогласием на девонских породах, и, как правило, ее отложения в районе слагают наложенные мульды.

Наиболее молодые породы месторождения — четвертичные суглинки и глины. Средняя мощность их 100 м, т. е. район полностью перекрыт мощными рыхлыми отложениями.

Интрузивные породы Орловского рудного поля можно объединить в несколько групп: девонские субвулканические образования, добатолитовый комплекс порфириров и порфиритов, змеиногорский комплекс гранитоидов и комплекс поздних малых интрузий.

Девонские субвулканические породы — кварцевые альбитофиры — обнаруживают четко выраженную приуроченность к среднедевонской вулканогенной толще (таловская свита). Изредка они встречаются в разрезе верхнего девона. Морфология субвулканических порфириров разнообразна — от штоков до мелких даек, однако чаще они образуют субсогласные с напластованием вулканогенных пород тела. Мощность их от десятков до первых сотен метров.

Добатолитовые порфиры наиболее широко распространены на северном и южном флангах рудного поля. По минеральному составу они близки к эффузивным и субвулканическим кварцевым альбитофирам. Добатолитовые порфиры обычно образуют мощные штокообразные тела, реже дайки, занимающие секущее положение в разрезе. Изредка они прорывают породы верхнего девона, а в соседних районах (по литературным данным) установлены в низах нижнего карбона.

Широко развиты в пределах рудного поля гранитоиды змеиногорского комплекса. Среди пород этого комплекса выделяются габброидная, гранодиоритовая, плагиогранитная и гранитная серии. Все они прорывают фаунистически и флористически охарактеризованный разрез малоульбинской свиты нижнего — среднего карбона и, следовательно, имеют постсреднекарбонный возраст. Размещение их в рудном поле и на месторождении обычно контролируется положением разломов. Наиболее крупные тела гранитоидов приурочены к зонам Березовского и Восточного разломов. На месторождении среди пород змеиногорского комплекса преобладают плагиограниты и гранодиориты, по мнению А. М. Ги-

натулина, являющиеся апофизами интрузии, расположенной на глубине около 1 км.

Комплекс поздних малых интрузий представлен диоритовыми и диабазовыми порфиридами и гранодиорит-порфирами, образующими маломощные дайки. Дайки секут породы малоульбинской свиты и гранитоиды змеиногогорского комплекса, т. е. являются наиболее молодыми интрузивными образованиями района.

В структурном отношении рудное поле расположено в пределах осложненного складчатостью юго-западного крыла Орловской горст-антиклинали. Последняя имеет северо-западное простирание и характеризуется четко выраженным каркасно-блоковым строением, обусловленным наличием многочисленных крупных и мелких разрывных нарушений широтного, северо-западного и субмеридионального простирания. Собственно Орловское месторождение приурочено к одному из наиболее приподнятых блоков в северо-западной части рудного поля. Тектонический блок ограничен с запада региональным Березовским надвигом, с востока — Восточным сбросом, в южной части месторождения они пересекаются. Березовский разлом имеет пологое ( $25-35^\circ$ ) западное падение, а Восточный разлом — крутое ( $70-80^\circ$ ) восточное. Оба разлома участками «залечены» гранитоидами змеиногогорского комплекса. Амплитуда перемещения смежных блоков по этим разломам превышает 800—1000 м.

Рудоконтролирующий контакт таловской и березовской свит на месторождении имеет преимущественно западное падение и северо-восточное простирание. Бурением установлена сложная морфология контакта в плане, что обусловлено наличием локальных прогибов, куполов, флексурообразных изгибов, малоамплитудных круто- и пологопадающих зон тектонических срывов. Зона контакта таловской и березовской свит, как и зоны Березовского и Восточного разломов, представлена раздробленными и часто гидротермально измененными породами. Образование тектонического срыва по контакту свит, по-видимому, связано со становлением Березовского разлома. Разрядка усилий при его формировании происходила на границе вулканогенной и существенно осадочной толщ, обладающих разными физико-механическими свойствами.

Главные этапы складчатости и становление основных разломов имели место до внедрения гранитоидов змеиногогорского комплекса. Небольшие подвижки более позднего этапа проявились по иному плану деформаций. Видимо, к этому времени относится образование мелких широтных и субмеридиональных нарушений, создавших своеобразную каркасно-блоковую структуру — «ловушку» для гидротермальных растворов.

Внутреннее строение рудной зоны определяется размещением рудных тел, метасоматитов и блоков неизмененных пород. Рудные тела представлены двумя крупными залежами: Основной, включающей три мощных (Первое, Второе, Третье) рудных тела, и Новой, состоящей в основном из двух рудных тел. Основная за-

Последовательность формирования и некоторые особенности минеральных ассоциаций  
околорудно измененных пород и руд Орловского месторождения

Этап	Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд
Гидротермальный	Гидролитического разложения (автометасоматическая)		1. <b>Кварц — серицит — хлорит — карбонат — рутил — пирит</b>	Объемное замещение порфировых тел, пятна и прожилки во вмещающих терригенных породах		Незначительная	Хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварцевые (с хлоритом и карбонатом)
	Гипогенного выщелачивания — осаднения	I Условия выщелачивания	2. <b>Кварц — серицит — гидрослюда — рутил — пирит</b>	Столбообразные тела, линзы	Порфиры, порфириты, алевропелиты	Второстепенная (на вскрытом уровне)	Серицит-кварцевые с пиритом
		II Условия осаднения	3. <b>Хлорит — (кварц) — рутил — пирит</b>	Линзовидные и неправильные по форме тела	Алевропелиты, алевролиты, менее вулканиды кислого состава	Преобладающая	Хлоритовые, кварц-хлоритовые, кальцит-хлоритовые, серицит-кальцит-хлоритовые, серицитовые с пиритом
4. <b>Хлорит — кальцит — рутил — пирит</b>			Значительная				
5. <b>Серицит — кальцит — хлорит — рутил — пирит</b>	Второстепенная						

Этап	Стадия	Степень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд
Гидротермальный			6. Серицит — хлорит — рутил — пирит				
			7. Серицит — рутил — пирит				
	Серноколчеданно-медно-цинковая		8. Кварц — пирит — сфалерит — халькопирит — кальцит — доломит		Хлоритолиты, карбонат-хлоритовые породы, алевропелиты	Преобладающая	Медноколчеданные, медно-цинковые
Барит-полиметаллическая	I	9. Кварц — пирит — сфалерит — халькопирит — мельниковит — пирит	Линзы массивных тонкозернистых руд, прожилки	Кремнистые алевролиты, хлорит-карбонатные, серицит-карбонат-хлоритовые метасоматиты	Значительная	Полиметаллические, барит-полиметаллические, флюорит-полиметаллические	

Этап	Стадия	Ступень	Основные парагенезисы минералов	Морфология минеральных скоплений	Вмещающая среда	Роль парагенезисов минералов в составе метасоматитов и руд (раздельно)	Типы метасоматитов и руд
Гидротермальный		II	10. Кварц — барит — флюорит — сфалерит — блеклая руда — энаргит — халькопирит — галенит — (висмутин, теллуровисмутит, золото)		Туфопесчаники, кремнистые алевролиты	Значительная	
	Кварц-карбонатная (пострудных прожилков)		11. Кварц — серицит — доломит — кальцит — (гипс, цеолит, флюорит)	Маломощные прожилки	Руды, порфиры, лавобрекчии	Преобладающая	
Контактово-метаморфический			12. Биотит 13. Эпидот — (клиноцоизит, цоизит) — актинолит — (карбонат) — пирит	Прожилки, вкрапленность, гнезда	Хлоритовые и карбонат-хлоритовые метасоматиты, алевропелиты, порфиры	Незначительная	Рассеянная биотитизация Рассеянное эпидотовое и актинолит-эпидотовое замещение

- Примечания:
1. При составлении таблицы использованы данные К. А. Чекаловой (Орловское рудное поле..., 1972).
  2. Полужирным даны главные минералы парагенезисов; в скобках — минералы, которые присутствуют в составе парагенезисов эпизодически.
  3. Начальные температуры гомогенизации по бариту 270—250° С.

лежь имеет северо-восточное простирание, Новая — северо-западное простирание. Рудные тела залегают в общем согласно с вмещающими породами и имеют линзообразную форму. Они сложены сплошными и гнездово-прожилково-вкрапленными рудами. Длина рудных тел по простиранию и падению сотни метров, мощность десятки метров.

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Руды Орловского месторождения практически повсеместно сопровождаются метасоматически измененными породами. Ореолы изменения нередко в несколько раз превышают размеры рудных залежей по простиранию и падению и в несколько раз — по направлению их мощности.

В составе измененных пород устанавливается ряд разновременных минеральных ассоциаций, последовательность формирования которых приведена в табл. 28.

Стадия гидролитического разложения характеризует процессы изменения тел эпипларитовых кварцевых альбитофиров, развитых в разрезе лосишинской подсвиты. В большинстве случаев они нацело преобразованы, причем наиболее характерной чертой этого преобразования является полное разложение полевых шпатов и первичных темноцветных минералов с появлением псевдоморфоз или неправильных по форме пятен кварца, серицита и хлорита в ассоциации с вкрапленностью карбоната, рутила и пирита (см. табл. 28, парагенезис 1). Помимо равномерного распределения новообразований в породах наблюдаются отдельные участки обогащения тем или иным метасоматическим минералом и соответственно локальное проявление повышенной хлоритизации, серицитизации или окварцевания. Изменения нередко выходят в экзоконтактные зоны порфириров в виде прожилково-вкрапленных выделений упомянутых выше минералов среди осадочных пород. Следует отметить, что для вулканитов таловской свиты данный тип преобразования не характерен.

Химизм наблюдаемых минеральных превращений свидетельствует о преимущественном гидролитическом разложении пород, происходившем при вполне подвижном поведении щелочей и серы и инертном состоянии всех остальных породообразующих компонентов. Последние, однако, обладали способностью к ограниченному перемещению с обогащением или обеднением отдельных участков зоны изменения.

Опыт изучения аналогичных процессов на других рудноалтайских месторождениях (в частности, близлежащего Золотушинского рудного поля) указывает на их тесную связь с автосоматическим преобразованием субвулканических порфирировых интрузий. Последние, очевидно, представлены и в рудовмещающей части разреза пород Орловского месторождения и слагают здесь значительную часть порфирировых тел, отнесенных к эффузивной фации (Орловское рудное поле..., 1972).

Стадия гипогенного выщелачивания — осадения характеризует период формирования основной массы околорудных метасоматитов. Изменения этого времени отчетливо контролируются локальными разрывными структурами, накладываются на продукты аутометасоматической стадии и предшествуют отложению колчеданно-полиметаллических руд, формирующихся на завершении процессов петрогенного минералообразования.

В пространственном размещении разнотипных метасоматитов устанавливается четкая зональность, обусловленная сочетанием явлений гипогенного кислотного выщелачивания и переотложения компонентов, на что обращалось внимание ранее (Орловское рудное поле..., 1972).

Зона выщелачивания достоверно установлена на северном наиболее погруженном фланге месторождения (рис. 27). Проведенные исследования показали, что она представляет собой крутопадающую столбообразную залежь, имеющую в плане форму

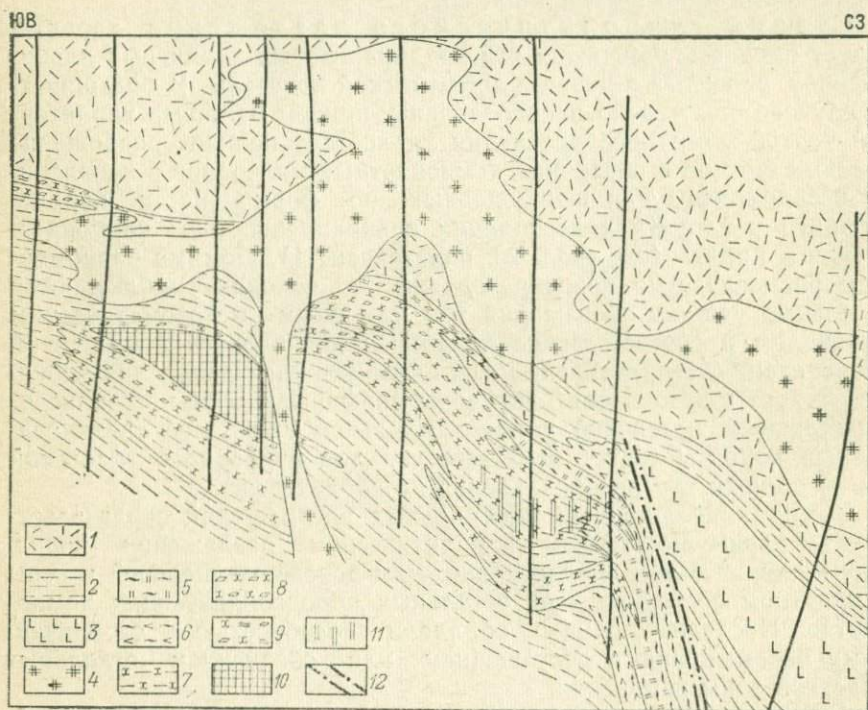


Рис. 27. Размещение околорудных метасоматитов в разрезе залежи Новой Орловского месторождения. Составлено В. Б. Чеквадзе с использованием материалов А. М. Гинатулина.

1 — вулканогенные отложения (таловская свита); 2 — вулканогенно-осадочные отложения (лошишинская подсвита); 3 — андезитовые и андезит-дацитовые порфириды; 4 — кварцевые альбитовые субвулканические; метасоматиты зоны выщелачивания: 5 — серицит-кварцевые, 6 — хлорит-серицит-кварцевые с карбонатом и реликтовым полевым шпатом; метасоматиты зоны отложения: 7 — существенно хлоритовые, 8 — хлорит-кальцитовые, 9 — хлорит-кальцит-серицитовые, кальцит-серицитовые и существенно серицитовые; 10 — массивные руды; 11 — вкрапленные руды; 12 — разрывные нарушения

эллипса (400×200 м), вытянутого в субширотном направлении в узле пересечения двух разноориентированных дизъюнктивов.

Наиболее характерными представителями пород зоны выщелачивания являются серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом и рутилом. На отдельных участках они в заметном количестве содержат также гидрослюда (см. табл. 28, парагенезис 2). Замещению подвергаются кварцевые альбитофиры, андезитовые и андезит-дацитовые порфириды и в меньшей мере терригенные породы. Метасоматиты максимального выщелачивания обрамляются в поперечных к зоне направлениях менее измененными разностями пород, но боковая (диффузионная) зональность выщелачивания проявлена в общем плохо и к серицит-кварцевым образованиям нередко примыкают относительно малозмененные исходные среды с сохранившимся полевым шпатом.

В южном направлении крутопадающая структура зоны выщелачивания сопряжена с системой межслоевых срывов, локализующих продукты отложения (см. рис. 27). Непосредственно на выклинивании серицит-кварцевых метасоматитов располагается полоса развития хлоритолитов и кварц-хлоритовых пород (см. табл. 28, парагенезис 3). Первые формируются за счет алевролитов и алевропелитов, а вторые — по вулканитам кислого состава и кремнистым породам. Далее в направлении воздымания рудоносной структуры преимущественно развиты кальцит-хлоритовые и хлорит-кальцитовые породы (см. табл. 28, парагенезис 4), хотя здесь нередки и тела хлоритолитов. Наконец, в южной части месторождения помимо указанных разностей метасоматитов отмечаются породы, обогащенные серицитом, вплоть до серицитолитов (см. табл. 28, парагенезисы 5, 6 и 7). Близкая по типу зональность устанавливается и по мощности зоны изменения в направлении от ее лежачего к висячему боку.

Химические анализы исходных и новообразованных пород, а также расчеты миграции вещества (Орловское рудное поле..., 1972) показывают, что главной геохимической чертой процесса выщелачивания является вынос магния, кальция и натрия и привнос калия и серы при относительно стабильных содержаниях прочих компонентов. Первые два из вытесненных элементов становятся наиболее характерными привнесенными составляющими на уровне зоны осаднения, соответственно в нижней и средней ее частях. Вытеснение калия при хлоритовом и карбонат-хлоритовом замещении и последующее переотложение этого компонента на вышележащих горизонтах обеспечивает формирование серицитолитов отложения. К числу прочих особенностей химизма формирования метасоматитов следует отнести постоянно фиксируемое возрастание содержания глинозема и пиритного железа в хлоритолитах (в сравнении с исходными средами) и десиликацию пород на всех уровнях зоны осаднения.

В составе метасоматитов хлорит представлен высокоглиноземистой магниальной разностью клинохлора и клинохлор-прохлорита. Серициты по составу отвечают фенгитам. Среди карбонатов

помимо кальцита в единичных случаях фиксировался магнезит. Для упомянутых минералов обычны кристаллически-зернистая и равномерночешуйчатая структуры выделений. Однако нередко отмечаются также и метаколлоидные агрегаты (концентрически-зональные, радиальнолучистые, глобулярные и т. д.), количество которых возрастает с севера на юг по мере приближения к поверхности.

Закономерности зонального размещения минеральных ассоциаций и особенности химизма их формирования позволяют составить схему инфильтрационной метасоматической зональности (табл. 29) и определить термодинамическую роль отдельных компонентов (для упрощения на схеме представлены парагенезисы, развитые лишь в терригенных средах).

Таблица 29

Схема инфильтрационной метасоматической зональности  
стадии выщелачивания — осаждения

Метасоматические зоны	Главные парагенезисы минералов	Инертные компоненты			Вполне подвижные компоненты		
		неперемещенные	перемещенные		привнесенные	вынесенные	
			привнесенные	вынесенные			
Условия осаждения	Серицитовая	Серицит — рутил — пирит	Al, Fe, Ti	—	—	K, S	Na, Ca, Mg, Si
	Кальцит-хлоритовая	Хлорит — кальцит — рутил — пирит	Al, Fe, Ti	—	—	Ca, Mg, S	Na, K, Si
	Хлоритовая	Хлорит — рутил — пирит	Ti	Al, Fe	—	Mg, S	Na, K, Ca, Si
Условия выщелачивания	Серицит-кварцевая	Кварц — серицит — (гидрослюда) — рутил — пирит	Al(Si), Fe, Ti	—	—	K, S	Na, Ca, Mg

Интересно отметить поступление инертных перемещенных компонентов глинозема и железа (в форме серноколчеданных скоплений) в породы хлоритовой зоны, в то время как на вскрытом

уровне нижележащей серицит-кварцевой зоны эти компоненты выступают как инертные стабильные (неперемещенные). Очевидно, источник глинозема и железа нужно искать на более глубоких горизонтах зоны выщелачивания, где вследствие повышенной интенсивности метасоматического процесса могли сформироваться породы типа кварцитов с вытеснением в раствор значительных масс указанных компонентов.

При рассмотрении пространственных соотношений околорудных метасоматитов и руд устанавливается следующая закономерность: сульфидные залежи в основном располагаются среди пород зоны отложения, а с переходом к зоне выщелачивания интенсивность оруденения резко убывает, так что в составе серицит-кварцевых метасоматитов северного фланга месторождения фиксируется преимущественно убогая сульфидная вкрапленность.

В заключение характеристики околорудных изменений необходимо упомянуть о контактово-метаморфических проявлениях. На месторождении устанавливаются многочисленные факты замещения хлоритовых, хлорит-карбонатных, серицит-хлоритовых и других разновидностей метасоматитов прожилково-вкрапленными скоплениями эпидота, цоизита, клиноцоизита, биотита, актинолита, иногда с карбонатом и пиритом (см. табл. 28, парагенезисы 12, 13). Взаимоотношения этих новообразований с продуктивными рудными ассоциациями достоверно не установлены, хотя известны случаи наложения упомянутых минералов на серноколчеданные руды.

Поскольку степень биотитизации и актинолит-эпидотового замещения нарастает по мере приближения к контакту с гранитоидами змеиногорского комплекса, вскрытыми скважинами в западной части месторождения, есть основание связать метаморфические преобразования именно с этими интрузиями и по аналогии с участком близлежащего Ново-Золотушинского месторождения отнести их к послерудному времени.

#### ТИПЫ РУД И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

На Орловском месторождении выделены следующие типы руд: серноколчеданные, серноколчеданно-медно-цинковые, медно-колчеданные, полиметаллические, барит-полиметаллические, флюорит-полиметаллические (Орловское рудное поле..., 1972; Чекалова, 1971<sub>1,2</sub>). В количественном отношении преобладают медноколчеданные и серноколчеданно-медно-цинковые разности руд. Соотношение Pb:Zn:Cu для массивных разностей руд составляет 1:5,1:4,8, а в отдельных рудных залежах оно изменяется до 1:4:5 или 1:4:6. Во вкрапленных рудах преобладает медь, а цинк и свинец присутствуют в незначительном количестве.

Минеральный состав руд и их парагенетические минеральные ассоциации приведены в табл. 28 и 30.

На месторождении в больших масштабах проявлена серноколчеданная минерализация, образующая густорассеянную вкраплен-

Минеральный состав руд Орловского месторождения.  
По данным К. А. Чекаловой 1971<sub>1</sub>

Минералы		
главные	второстепенные	редкие
<b>Рудные</b>		
Пирит Халькопирит Сфалерит Галенит	Мельниковит-пирит Магнетит Арсенопирит Блеклая руда	Марказит Пирротин Люцит Фаматинит Энаргит Золото Теллуровисмутит Висмутин Висмут самор. Ильменит
<b>Нерудные</b>		
Кварц Барит Флюорит	Альбит Кальцит Доломит Серицит Хлорит	Рутил Эпидот Клиноцоизит Анальцит Шабазит

ность во вмещающих гидротермально измененных породах. Наблюдаются скопления пирита в виде мелких линзочек, располагающихся согласно со слоистостью пород (серноколчеданные руды). Полиметаллическое оруденение наложено на зоны серноколчеданной минерализации, при этом имело место переотложение и перераспределение раннего пирита.

Образование руд проходило в течение двух продуктивных стадий минерализации: серноколчеданно-медно-цинковой и барит-полиметаллической.

Серноколчеданно-медно-цинковая стадия характеризовалась отложением кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовой парагенетической ассоциации (см. табл. 28, парагенезис 8), слагающей массивные и вкрапленные руды. Отмечаются различные количественные соотношения пирита, сфалерита и халькопирита, чем обусловлено появление медно-колчеданных и медно-цинковых типов руд. Для минералов кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовой парагенетической ассоциации типичны зернистые структуры и тесные взаимопрорастания. Халькопирит, как и на других месторождениях Алтая, обнаруживает постоянную приуроченность к пириту, корродируя его зерна, образуя вокруг пирита каемки и цементируя раздробленные агрегаты пирита. Наблюдается метасоматическое замещение кварц-пирит-сфалерит-халькопи-

ритовой минеральной ассоциацией метасоматически измененных пород (хлоритолитов, кварц-серицитовых метасоматитов).

В барит-полиметаллическую стадию минерализации имело место образование двух парагенетических ассоциаций: пирит-халькопирит-сфалеритовой и галенит-баритовой (см. табл. 28, парагенезисы 9 и 10), являющихся основными ассоциациями полиметаллических и барит-полиметаллических типов руд.

В пирит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации сфалерит и халькопирит образуют субграфические структуры сростания. Для данной ассоциации характерно широкое развитие колломорфных структур в минеральных агрегатах сфалерита и пирита.

Основной минерал галенит-баритовой ассоциации галенит находится в тесном сростании с баритом и флюоритом. В небольшом количестве присутствуют блеклые руды (тетраэдрит и теннантит), характеризующиеся значительной серебристостью. В составе галенит-баритовой ассоциации появляются также самородное золото и минералы висмута.

Парагенетические минеральные ассоциации выделенных стадий минерализации пространственно совмещены и основными признаками их одновременности являются: наличие текстур дробления, брекчирование и цементация ранней кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации более поздними парагенетическими ассоциациями барит-полиметаллической стадии; процессы перекристаллизации и переотложения минеральных агрегатов серно-колчеданно-медно-цинковой стадии (перекристаллизация зерен пирита, укрупнение эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите и переотложение халькопирита в виде прожилкообразных выделений).

Минералообразование на месторождении завершается отложением поздних послерудных прожилков кварца, карбоната, цеолитов, флюорита, гипса, не содержащих вкрапленности сульфидов (см. табл. 28, парагенезис 11).

По мнению К. А. Чекаловой, длительного перерыва между стадиями не существовало. Растворы различных стадий отличались величиной рН, кислородным потенциалом и потенциалом серы. Процесс минералообразования на месторождении характеризовался высокой концентрацией серы, что приводило к отложению значительного количества пирита.

К концу барит-полиметаллической стадии снизилась концентрация серы (выделение галенита и блеклых руд), резко возрос кислородный потенциал (появление значительных масс барита) и щелочные растворы стали нейтральными (образование минералов группы фаматинита — люционита).

Для выделенных типов руд Орловского месторождения наиболее характерны структуры кристаллизации растворов (около 55% от общего объема): гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, субграфическая (взаимное прорастание сфалерита, халькопирита и галенита, блеклой руды и халькопирита), скелетная и

реликтовая (замещение агрегатов пирита халькопиритом, галени- том и сфалеритом). Распространена на месторождении также группа метаколлоидных структур (около 30% от общего объема руд), типичная для минеральных агрегатов полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Наблюдаются радиально-лучистая и концентрически-зональные структуры (подчеркиваются располо- жением выделений халькопирита в почках пирита). Подчиненную роль играют структуры, возникшие при метасоматозе, а также при дроблении и смятии минеральных агрегатов.

В рудах полно представлена группа текстур выполнения пус- тот в породах (массивная, полосчатая, пятнистая, колломорфно- метаколлоидная, прожилковая), характерная для всех типов руд (около 70% от общего объема).

На месторождении отмечаются текстуры, возникшие при мета- соматическом замещении вмещающих пород (около 25% от об- щего объема) — прожилковая, вкрапленная, гнездово-вкраплен- ная, типичные для медноколчеданных и серноколчеданно-медно- цинковых типов руд. Для данной группы текстур характерно наличие рассеянной вкрапленности и гнездовых скоплений халько- пирита, пирита, реже сфалерита и галенита, а также прерывистых прожилков халькопирита и пирита в околорудно измененных поро- дах (хлоритолитах, серицит-хлоритовых метасоматитах).

Руды Орловского месторождения слабо метаморфизованы. На- блюдается лишь локально проявленный катаклиз, а также пере- кристаллизация минералов, наиболее часто встречающиеся в агре- гатах пирита.

О температурных условиях образования руд ранней стадии минерализации (серноколче- данно-медно-цинковой) можно судить лишь по решетчатым структурам распада халькопи- рита в сфалерите, наличию звездочек сфалерита в халько- пирите (350—400°С по А. А. Филимоновой, 1965). Для поз-

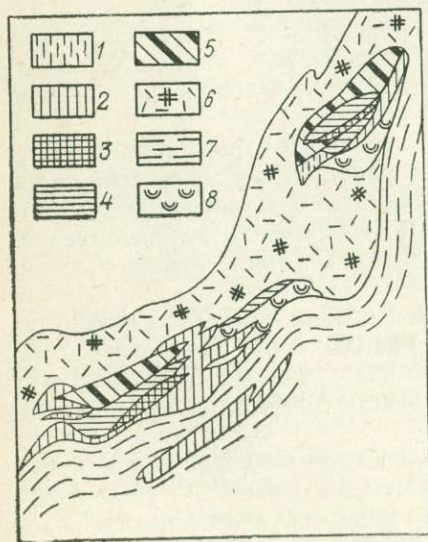


Рис. 28. Размещение минеральных типов руд на Орловском месторождении. По К. А. Чекаловой (Орлов- ское рудное поле..., 1972).

Типы руд: 1 — серноколчеданный, 2 — медноколчеданный, 3 — серноколчеданно- медно-цинковый, 4 — полиметаллический, 5 — барит-полиметаллический. Вмещаю- щие породы: 6 — кварцевые альбитофиры с редкими прослоями кремнистых але- вролитов и туфогенных песчаников, 7 — кремнистые алевролиты с линзами туфо- генных алевролитов, песчаников, кварце- вых альбитофиров и их лавобрекчий, 8 — хлоритолиты

дней барит-полиметаллической стадии установлены начальные температуры гомогенизации баритов 270—250° С.

На месторождении в распределении основных компонентов руд (меди, цинка и свинца) проявлена вертикальная зональность: наблюдается наибольшая концентрация цинка и свинца на верхних горизонтах, а меди — на нижних (рис. 28). В распределении типов руд по мощности рудных залежей устанавливается следующая тенденция: сульфидные скопления, тяготеющие к ореолу существенно хлоритовых пород, обычно сложены медноколчеданными рудами; в центральных частях залежей на уровне хлорит-карбонатных метасоматитов развиты серноколчеданные медно-цинковые руды; наконец, висячем боку залежей в ассоциации с карбонат-серицитовыми и существенно серицитовыми породами локализуются полиметаллические и барит-полиметаллические руды (последние при этом нередко выходят в неизменные вмещающие породы).

## МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУД

Процесс минералообразования на месторождениях различных подформаций характеризуется небольшим количеством продуктивных стадий, в течение которых возникли руды, и многообразием минеральных парагенезисов. Последнее в значительной степени обусловлено фациальной изменчивостью парагенетических минеральных ассоциаций.

Для фациально изменчивых парагенетических минеральных ассоциаций отсутствуют текстуры пересечения и цементации друг другом. В случае пространственного совмещения наблюдаются постепенные переходы между ними без явной коррозии одних минералов другими. При этом состав фациально изменчивых минеральных ассоциаций в значительной степени определяется составом вмещающих пород и характером их гидротермальных изменений, а также структурными особенностями рудолокализирующей среды.

Фациальную изменчивость минеральных ассоциаций характеризуют следующие признаки:

1. Наблюдается зависимость состава жильных минералов от характера пород, к которым приурочены минеральные парагенезисы (на Риддер-Сокольном месторождении различия в составе карбонатов определяются степенью железистости вмещающих пород (см. табл. 5, парагенезисы 10, 11).

2. Характерно изменение количественной роли основных рудных минералов, в частности халькопирита (количество его значительно возрастает в зонах повышенной хлоритизации и пиритизации вмещающих пород — Орловское, Корбалихинское, Тишинское, Ново-Золотушинское, Риддер-Сокольное месторождения).

3. Отмечаются различия в текстурно-структурных особенностях минеральных агрегатов, обусловленные физико-механическими свойствами вмещающих пород (на Риддер-Сокольном месторождении при выполнении пустот и трещин в микрокварцитах и кварцитах имеет место образование крупнозернистых выделений сульфидов, при замещении алевропелитов — массивных тонкозернистых руд).

4. Наблюдаются изменения составов, а также структурно-текстурных особенностей минеральных агрегатов в зависимости от характера трещинообразования в период рудного процесса, определяющего степень открытости системы, связь ее с атмосферой, а отсюда и термодинамические условия формирования руд и минеральных парагенезисов, слагающих их. Так, появление фациально

изменчивых минеральных ассоциаций барит-полиметаллических руд Зареченского месторождения — баритовой, барит-гематитовой и барит-пиритовой (марказитовой) обусловлено локальными изменениями окислительно-восстановительных условий минералообразования.

В отдельных случаях образование баритовой ассоциации, приуроченной к контакту известняков и кремнистых пород, обусловлено взаимодействием рудоносного раствора с известняками (Зареченское месторождение), которые вследствие химической активности вступают во взаимодействие с растворами; это приводит к нарушению в них равновесия (Н. А. Озеров, А. Г. Бетехтин, П. М. Татарinov). Углекислота, поступающая из известняков в раствор, повышает его кислородный потенциал, что способствует выпадению барита. В случае присутствия железа в растворах образуется гематит (барит-гематитовая ассоциация), а в узких локальных тектонических зонах в сравнительно более восстановительных условиях, при пересыщении растворов ионами серы и железа выпадают марказит либо пирит, характеризующийся коллоидным строением агрегатов.

Фациальная изменчивость парагенетических минеральных ассоциаций часто приводит к образованию простых по составу руд. При этом наблюдается определенная зависимость между типом руд и характером вмещающих пород. Мономинеральные халькопиритовые руды локализуются в породах повышенной железистости, сфалеритовые — в метасоматитах хлорит-серицитового и кварц-хлорит-серицитового состава, галенитовые руды — в участках интенсивной серицитизации и карбонатизации вмещающих пород.

На сравниваемых месторождениях ранняя стадия рудообразования характеризуется отложением ряда парагенетических минеральных ассоциаций, основными рудными минералами которых являются сфалерит, халькопирит, галенит, а из жильных — кварц и доломит. Образование разновременных минеральных парагенезисов связано, по-видимому, с изменением кислотно-щелочных свойств раствора. Для количественной характеристики кислотно-основных свойств минералов можно использовать условный потенциал ионизации «у» (Жариков, 1967). Повышение его значений отражает более кислотные условия образования тех или других минералов.

Формирование продуктивных минеральных ассоциаций поздней стадии рудоотложения (барит-полиметаллической) проходило на фоне более высокой щелочности растворов. Типоморфными минералами поздней стадии, кроме сфалерита и галенита, являются блеклые руды, а из жильных минералов — барит и кальцит, т. е. минералы с более низкими условными потенциалами ионизации по сравнению с минералами ранней полиметаллической стадии минерализации.

На всех месторождениях отложение парагенетических минеральных ассоциаций барит-полиметаллической стадии со значи-

тельным количеством блеклых руд и барита происходило в условиях высокой концентрации кислорода в растворах. Об этом свидетельствует также появление на ряде месторождений борнит-халькозиновой ассоциации. Смена халькопирита борнитом и халькозином, находки энаргита и электрума, а также содержание серебра — все это говорит о снижающейся активности серы в растворах.

Необходимо также отметить, что если при образовании ранних минеральных парагенезисов имели место процессы метасоматического замещения вмещающих пород, то формирование руд заключительной стадии минерализации (или ступени) проходило преимущественно путем заполнения открытых полостей в породах и рудах.

Наконец, следует обратить внимание на возможность появления минеральных ассоциаций, обусловленных процессами метаморфизма и частичной регенерации ранее образованных руд. Эти вопросы пока слабо изучены.

Температуры формирования полиметаллических руд сравниваемых месторождений колеблются в пределах 360—100°С, причем характерен широкий температурный диапазон формирования продуктивных минеральных ассоциаций. Начальные температуры кристаллизации парагенетических минеральных ассоциаций ранней стадии (полиметаллической) близки, и образование различных парагенезисов проходит на фоне снижающейся температуры в растворе. Для фациально изменчивых минеральных ассоциаций характерны сходные температурные пределы их образования. Формирование минеральных парагенезисов заключительной барит-полиметаллической стадии (месторождения Риддер-Сокольное, Зареченское) чаще всего проходило в неравновесных условиях со значительными перепадами температуры, хотя сохраняется общая тенденция к понижению температуры к концу стадии.

Интересно отметить, что на сравниваемых месторождениях, где проявлена ранняя и поздняя стадии минерализации, наблюдается следующая закономерность: температура растворов начала поздней барит-полиметаллической стадии значительно повышается по сравнению с температурой растворов, завершающих раннюю полиметаллическую стадию. Однако резкое повышение температуры в начале поздней барит-полиметаллической стадии можно объяснить также значительным обогащением гидротермальных растворов кислородом при отложении продуктивных минеральных ассоциаций данной стадии (Летников, 1968). Не исключено также, что повышению температуры может способствовать взаимодействие гидротермальных растворов с известняками, так как растворение кальцита и замещение известняков сульфидами является экзотермическим процессом (Кларк, 1970).

На месторождениях различных подформаций наблюдаются также и иные отличительные особенности. Наиболее четко они проявлены для месторождений медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и переходной к колчеданно-полиметаллической под-

формаций (первая группа), а также для месторождений собственно-полиметаллической (вторая группа) и барит-полиметаллической (третья группа) подформаций (табл. 31). От первой к третьей группе месторождений уменьшается роль парагенетиче-

Таблица 31

**Роль характерных показателей минерального состава руд месторождений различных подформаций Рудного Алтая**

Характерные показатели минерального состава руд	Подформации		
	медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая и переходная к колчеданно-полиметаллической	собственно-полиметаллическая	барит-полиметаллическая
<b>Парагенетические минеральные ассоциации:</b> ранней полиметаллической стадии	Преобладающая	Значительная	Второстепенная
поздней барит-полиметаллической стадии (ступени)	Второстепенная	Значительная	Преобладающая
<b>Продуктивные золотоносные ассоциации:</b> ранней полиметаллической стадии	Малосущественная	Значительная	Второстепенная
поздней барит-полиметаллической стадии (ступени)	Малосущественная	Значительная	Преобладающая
<b>Текстуры:</b> выполнения	От малосущественной до значительной	Преобладающая	
метасоматические	Значительная	Второстепенная	Малосущественная
<b>Минералы:</b> пирит (предрудная серноколчеданная минерализация)	Значительная	Второстепенная	Малосущественная
блеклые руды	Малосущественная	Второстепенная	Значительная

Характерные показатели минерального состава руд	Подформации		
	медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая и переходная к колчеданно-полиметаллической	собственно-полиметаллическая	барит-полиметаллическая
борнит, халькозин	Малосущественная	Второстепенная	Значительная
пирротин	Второстепенная до значительной	Малосущественная	Отсутствует
барит	Второстепенная	Значительная	Преобладающая
<b>Редкие минералы:</b> висмута	Обычны	Не типичны	
серебра	Не типичны	Обычны	
теллуриды Pb и Ag	То же	То же	
<b>Элементы-примеси:</b> Se/Te Zn/Cd Ag в галените (%)	>4—5 >200 >0,5	<4—5 <200 <0,5	

ских минеральных ассоциаций ранней полиметаллической стадии, соответственно возрастает значение продуктов поздней барит-полиметаллической стадии (степени) минерализации. Для месторождений первой группы роль продуктивных золотоносных ассоциаций малосущественна по сравнению с месторождениями собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической подформаций.

При этом для месторождений собственно-полиметаллической подформации в отличие от барит-полиметаллической основное значение имеют золотоносные ассоциации ранней полиметаллической стадии и второстепенное — золотоносные ассоциации поздней барит-полиметаллической стадии. От месторождений первой группы к месторождениям собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической подформации возрастает роль текстур выполнения и соответственно уменьшается значение метасоматических текстур. В этом же направлении в рудах падает содержание ран-

него пирита, исчезает пирротин и возрастает роль блеклых руд, борнита, халькозина и барита. Для месторождений медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и переходной подформаций характерны редкие минералы висмута (висмутин, виттихенит, тетрадимит, теллуrowисмутит). В рудах месторождений собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической подформаций минералы висмута практически не встречаются, но часты находки теллуридов свинца, серебра, золота (алтаит, гессит, петцит) и типичны серебросодержащие минералы (самородное серебро, штернбергит, штроемейрит, аргентит).

Изучение характера распределения элементов-примесей в главных рудообразующих минералах продуктивных минеральных ассоциаций показало некоторое возрастание содержания кадмия в сфалеритах от Тишинского и Риддер-Сокольного месторождения к Среднему и Зареченскому, хотя сфалериты различных парагенетических минеральных ассоциаций в пределах каждого месторождения близки по содержанию кадмия, что отмечалось и другими исследователями (А. А. Гармаш, 1960 г.). Для месторождений Рудного Алтая типично закономерное увеличение кадмиеносности сфалерита от месторождений колчеданно-полиметаллических подформаций к барит-полиметаллической (Гармаш и др., 1966).

Отмечается также уменьшение значений отношения  $Se/Te$  от месторождений медноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и переходной подформаций к месторождениям собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической подформаций. В рудах месторождений барит-полиметаллической подформации оно составляет 1:1, а колчеданно-полиметаллической подформации — >4—5 (Гармаш и др., 1966; Иванов, 1966).

Интересно распределение серебра в галените. Наблюдается тенденция к сравнительному уменьшению концентрации серебра в галенитах месторождений собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической подформаций (сравнительно с месторождениями первой группы подформаций). При этом в рудах возрастает количество серебра, образующего самостоятельные минералы (Кореннова, Исакович, 1972). Отмечается также преимущественное накопление сурьмы в рудах месторождений собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической подформаций в связи с увеличением в них количественной роли блеклых руд. В пределах некоторых месторождений (Риддер-Сокольное, Среднее, Зареченское) ранние парагенетические ассоциации содержат сурьмянистые блеклые руды, а поздние — мышьяковистые.

Приведенные данные иллюстрируют специфические отличия руд месторождений выделенных подформаций и еще раз свидетельствуют о теоретическом и практическом значении этой проблемы.

## РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Изучение рудной зональности имеет важное значение для расшифровки происхождения и истории формирования руд, выяснения перспектив и оценки глубоких горизонтов месторождений, а также для поисков скрытого оруденения. С точки зрения масштабов проявления можно выделить три порядка эндогенной рудной зональности: региональную, промежуточную и локальную (Смирнов, 1969).

На Рудном Алтае, как и в других рудных провинциях, наблюдаются региональная зональность, обусловленная размещением полиметаллических месторождений различных подформаций по отношению к региональным структурам, промежуточная зональность, обусловленная размещением месторождений различного состава в пределах рудных полей и рудных тел в пределах одного месторождения и локальная зональность, обусловленная размещением минеральных ассоциаций в пределах единых рудных тел.

Размещение типов полиметаллических месторождений по отношению к зонам смятия Рудного Алтая давно привлекало внимание исследователей. К. Н. Тульчинский и В. К. Котульский в 1918 г. отмечали приуроченность существенно медных месторождений к Иртышской, а свинцово-цинковых к Северо-Восточной зоне смятия. Впоследствии это подчеркивалось многими исследователями.

Действительно вблизи Иртышской зоны смятия (в ее северо-восточном борту) наблюдается широкое распространение медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, в то время как вблизи Северо-Восточной зоны смятия локализуются главным образом месторождения собственно-полиметаллической и переходной подформаций. Вместе с тем, некоторые исследователи (Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, 1957 г.) подчеркивали, что месторождения собственно-полиметаллического типа локализуются преимущественно в ядерной части антиклинорий или прилегающих к ним участках, в то время как колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к участкам, расположенным в краевых частях или на погружениях антиклинорий или в участках воздымания синклинорийных структур, испытавших в девонское время умеренное прогибание.

В качестве примера размещения месторождений в пределах рудных полей можно привести Змеиногорское рудное поле (рис. 29). Здесь месторождения барит-полиметаллической формации локализуются в полосе маломощных девонских отложений. Барит-полиметаллические месторождения образуют зону, приуроченную к широтным разломам; они содержат незначительное количество меди, а приблизительные соотношения свинца, цинка и бария составляют 1 : 1,5 : 3,0.

На некотором удалении от ядра Алейского антиклинория располагаются собственно-полиметаллические месторождения, также содержащие мало меди и заметно меньше барита. В них соотноше-

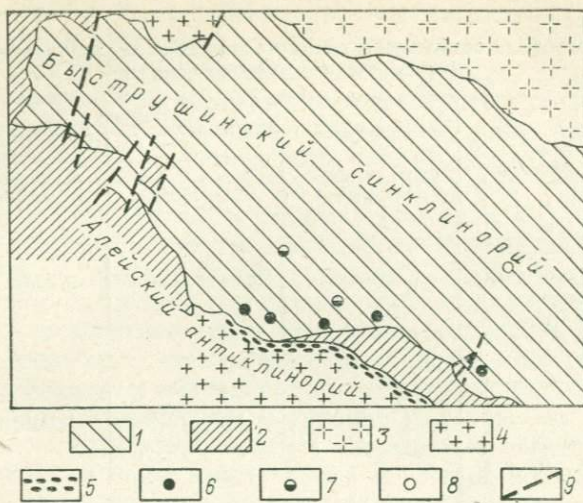


Рис. 29. Размещение типов свинцово-цинковых месторождений в пределах Зmeinогорского рудного поля.

1 — средне- и верхнедевонские отложения; 2 — нижнепалеозойские отложения; 3 — граниты Саушинского массива (калбинский комплекс); 4 — гранитоиды Алейского массива (зменногорский комплекс); 5 — зона измененных (альбитизированных) гранитоидов; месторождения и рудопроявления: 6 — барит-полиметаллические, 7 — собственно-полиметаллические, 8 — колчеданно-полиметаллические, 9 — разломы

ние свинца, цинка и барита приблизительно соответствуют 1:2:0,5. Наконец, на еще большем удалении от ядра Алейского антиклинория, уже в осевой части Зmeinогорской синклинали расположены месторождения переходной к колчеданно-полиметаллической формации с приблизительными соотношениями в руде свинца, цинка, меди и бария, равными 1:7:1:0,5.

В табл. 32 хорошо видно, как изменяется состав рудовмещающих пород месторождений, характер околорудных изменений и количественные соотношения металлов в рудах в зависимости от расположения месторождений по отношению к ядерной части Алейского антиклинория.

Сравнительно детально на полиметаллических месторождениях Алтая изучена локальная рудная зональность, обусловленная пространственным размещением внутри рудных зон и рудных тел различных минеральных ассоциаций и сменой одних ассоциаций другими в тех или иных направлениях.

На некоторых месторождениях четко выражена зональность по мощности рудных тел. Подобная зональность обычно обусловлена преобладанием в лежачем боку рудных тел халькопирит-пиритовой минеральной ассоциации (медноколчеданной), в средней части — халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовой (колчеданно-полиметал-

**Характерные особенности полиметаллических месторождений  
Змеиногорского рудного поля**

Характерные особенности	Подформации		
	барит-полиметаллическая	собственно-полиметаллическая	переходная к колчеданно-полиметаллической
Положение месторождений по отношению к ядру Алейского антиклинория	Смежное	Промежуточное	Удаленное
Соотношение известковистых, кремнистых и глинистых пород (в разрезе)	1:0:0,05	1:0,1:0,2	1:0,5:0,9
Преобладающие околорудные изменения	Малоинтенсивное гидролитическое разложение с прожилково-вкрапленными выделениями кварца, серицита, хлорита и карбоната		Интенсивный железомagneзиево-кальциевый метасоматоз с образованием хлоритовых, тальковых и карбонатных метасоматитов
Соотношения свинца, цинка, меди и бария в рудах	1:1,5:0,2:30	1:2:0,2:0,5	1:7:1:0,5
Примеры месторождений	Зареченское	Среднее	Колбалихинское

лической), а висячем боку — галенит-сфалерит-баритовой (собственно-полиметаллической и барит-полиметаллической). Такую зональность можно назвать «прямой». Подобная зональность наблюдается на Орловском, Золотушинском, Зареченском, Белосовском месторождениях. Однако она характерна не для всех месторождений. На таких относительно хорошо изученных месторождениях, как Зыряновское, Риддер-Сокольное, Березовское, Ново-Березовское, Среднее и др., поперечная зональность не устанавливается. Кроме того, иногда наблюдается и «обратная» поперечная зональность, при которой лежащий бок рудных тел сложен галенит-сфалеритовыми рудами, средняя часть халькопирит-сфалеритовыми, а висячий бок халькопирит-пиритовыми рудами (Иртышское месторождение).

Другой не менее важной формой зональности является зональность, выраженная по падению и склонению рудных тел. Так,

нижнюю часть Риддер-Сокольного месторождения слагают крутопадающие медноколчеданные рудные тела, которые кверху сменяются согласными залежами и штокверками полиметаллических руд, а затем и телами барит-полиметаллических руд (см. рис. 7). Более сложная зональность устанавливается для Тишинского (Маньков, 1969), Зыряновского (Лапухов, 1974), Березовского, Белоусовского и ряда других месторождений. Преобладание в каждом месторождении определенного типа руд позволило некоторым исследователям рассматривать полиметаллические месторождения Рудного Алтая в качестве членов единой колонны, положение которых обусловлено глубиной их формирования и уровнем эрозионного среза (Иванкин, Иншин, Кузбный, 1961).

На некоторых месторождениях наблюдается также горизонтальная рудная зональность, обусловленная сменой минеральных ассоциаций по простиранию рудных тел.

Все эти типы зональности (по мощности, падению и простиранию) тесно связаны между собой и, вероятно, являются лишь элементами единой рудной зональности, проявленной в объемном пространстве.

Среди алтайских полиметаллических месторождений, как уже отмечалось, господствует «прямая» зональность. При этом, как подчеркивает А. С. Лапухов (1974), ориентировка генерального вектора зональности свидетельствует об эпигенетическом характере оруденения в заранее структурно подготовленных толщах как на месторождениях, приуроченных к моноклинально залегающим рассланцеванным породам (Тишинское месторождение и др.), так и в пределах горст-антиклинальных структур (Зыряновское месторождение).

Иногда с зональным строением рудных тел полиметаллических месторождений связано зональное распределение элементов-примесей. Например, для Белоусовского месторождения установлено, что от медноколчеданных руд к барит-полиметаллическим понижаются концентрации висмута, селена и теллура и, наоборот, повышаются содержания кадмия и таллия (Гармаш, Рубо, 1972).

Распределение металлов в рудах в основном также совпадает с зональностью первичных ореолов на полиметаллических месторождениях, что свидетельствует о тесной связи процессов образования руд и первичных ореолов.

Наряду с минералого-геохимической зональностью на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая иногда можно наблюдать и структурную зональность. Последняя проявляется в преобладании на верхних горизонтах месторождений пластообразных залежей, согласных с залеганием вмещающих пород, а на более глубоких горизонтах — рудных тел, секущих пласты вмещающих пород. В качестве примера подобной структурной зональности можно привести рудные тела Риддер-Сокольного месторождения (см. рис. 4).

Отмеченное обстоятельство хорошо согласуется с динамикой современных гидротермальных систем в изверженных и вулкано-

генно-осадочных породах; восходящее движение термальных растворов по глубинным разломам часто сменяется в приповерхностной зоне пластово-трещинным, что наблюдается, например, в Паужетской гидротермальной системе на Камчатке.

По степени контрастности проявления зональности в рудных телах полиметаллические месторождения Рудного Алтая могут быть разделены на две группы: а) с резко выраженной контрастной зональностью, б) со слабо выраженной контрастной зональностью. В первом случае, на протяжении первых сотен метров по падению происходит двух-трехкратное изменение состава продуктивных минеральных ассоциаций (Риддер-Сокольное и Среднее месторождения). Ко второй группе относятся месторождения, в которых одни и те же продуктивные минеральные ассоциации прослеживаются по падению рудных тел на многие сотни метров, существенно не изменяя состава. (Тишинское и Зыряновское месторождения, разведанные на глубину более 1 км).

Со степенью контрастности тесно связана вертикальная протяженность рудных тел, что имеет важное практическое значение. Одной из главных причин, обуславливающих вертикальную протяженность руд, является глубина их формирования. Примерами малоуглубинных месторождений на Рудном Алтае, кроме Риддер-Сокольного являются месторождения его северо-западной части — Золотушинское, Ново-Золотушинское, Орловское, Зареченское и др. Для руд этих месторождений характерны текстуры выполнения и колломорфные структуры. В верхних частях рудных тел нередко накапливаются массы барита и выделяются породы типа опалолитов, сформированные, вероятно, при смешении гидротермальных растворов с вадозными водами.

Руды тесно ассоциируют с хлоритовыми, карбонатными и тальковыми метасоматитами, хотя оруденение нередко распространяется и в малоизмененные вмещающие породы. На глубине около 1 км иногда устанавливается переход к серицит-кварцевым метасоматитам (зона кислотного выщелачивания); одновременно резко сокращается мощность рудных тел и содержание в них полезных компонентов и руды выклиниваются.

К месторождениям, сформированным на сравнительно больших глубинах, относятся Тишинское, Ново-Березовское и др. Они отличаются выдержанным характером оруденения по падению рудных тел. Руды характеризуются текстурами метасоматического генезиса и зернистыми структурами. Рудные тела располагаются в центральных частях мощных ореолов кислотного выщелачивания, причем как вмещающие серицит-кварцевые метасоматиты, так и руды часто прослеживаются на глубины более 1 км.

Другой важной причиной, обуславливающей протяженность рудных тел, является структурная позиция месторождений. По данным Е. М. Некрасова (1971 г.), месторождения, контролирующиеся сравнительно крупными разломами древнего заложения, интенсивно подновлявшимися в процессе оруденения, обычно обладают большей вертикальной протяженностью по сравнению с мес-

торождениями, рудные тела которых приурочены к мелким трещинным структурам и слабо подновленными разломам. В первом случае рудоконтролирующие дизъюнктивы нередко выступают как рудолокализирующие структуры, во втором — рудоподводящие разломы обычно слабо минерализованы, а главная масса руд накапливается в структурных ловушках при существенной роли экранов. Первый тип на Рудном Алтае представляют месторождения, залегающие в Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия (Березовское, Белоусовское, Тишинское и др.). В тектоническом отношении зоны смятия представляют собой глубинные разломы древнего заложения, неоднократно обновлявшиеся в процессе тектонического развития, причем с течением времени пластические деформации сменялись хрупкими, с возникновением проницаемых для растворов зон повторного дробления. Последние характеризуются значительной протяженностью на глубину, что и определило формирование выдержанных по простиранию и падению рудных тел.

Примером месторождений второго типа является Корбалихинское, структурная позиция которого определяется сочетанием крутопадающих (рудоподводящих) разломов с пологими надвигами. Последние вмещают основную массу руд месторождения, причем наиболее богатые рудные концентрации сосредоточены вблизи зоны сопряжения двух упомянутых дизъюнктивов.

По данным А. С. Лапухова, общие тенденции зональности Зырянского и Тишинского месторождений, выражаются в последовательной смене по восстанию и к флангам рудных залежей существенно колчеданной и медноколчеданной минерализации — полиметаллической. Данная закономерность осложняется многоэтажной ритмически-зональной группировкой максимумов линейных запасов и концентраций рудных компонентов. По восстанию рудных залежей наиболее распространенными являются случаи двух-четырёхкратного повторения зональных колонок, в пределах которых наблюдается следующая идеализированная вертикальная последовательность максимумов концентраций (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит.

Как известно, с точки зрения происхождения рудная зональность является стадийной или фациальной. Зональность рассматриваемых полиметаллических месторождений обусловлена совместным проявлением этих обоих типов зональности. При этом, вероятно, в случае стадийной зональности, поступление растворов различных стадий происходило из единого последовательно эволюционирующего рудоносного очага, так как практически всегда, как подчеркнул Д. В. Рундквист, наблюдается общая направленность процесса рудообразования, несмотря на многочисленные тектонические подвижки.

Для многих полиметаллических месторождений Рудного Алтая стадийная зональность обусловлена наличием пиритовой, галенит-сфалерит-халькопиритовой и галенит-сфалерит-баритовой стадий минерализации. Тесная пространственная связь продуктов этих

стадий в рудных телах, вероятно, свидетельствует о незначительных временных перерывах в проявлении данных стадий в пределах одного геологического этапа формирования месторождений.

С нашей точки зрения, главное значение для формирования рудной зональности на алтайских полиметаллических месторождениях имеет фациальная зональность. Роль и значение фациальной зональности в рудах этих месторождений подтверждается следующими данными: а) обычным отсутствием четких секущих взаимоотношений между минеральными ассоциациями — продуктами разных стадий минерализации, б) тесной связью между составом минеральных ассоциаций и литологическим составом вмещающих пород, в) такой же связью между составом этих ассоциаций и составом окорудно измененных пород, г) зависимостью состава минеральных ассоциаций от степени трещиноватости и раздробленности вмещающих пород.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что иногда рудная зональность может осложняться явлениями частичной регенерации руд, обусловленной переотложением некоторых минеральных ассоциаций внутри рудных тел. В других случаях ранее образованные рудные тела могут принять участие в процессах складчатости, в связи с чем первоначально полого залегающие руды с зональным строением могут приобрести крутое, вертикальное или даже опрокинутое залегание. Происхождение рудной зональности является сложным вопросом, который должен решаться на каждом месторождении с учетом конкретных данных.

Рудная зональность является элементом общей минералого-геохимической зональности полиметаллических рудных полей и месторождений. Последняя прослеживается как ниже, так и выше рудных тел. Если зональность, проявленная в пределах рудных тел, имеет важное значение для оценки глубоких горизонтов месторождений, то элементы надрудной минералого-геохимической зональности имеют важнейшее значение для поисков скрытых глубокозалегающих месторождений. Не рассматривая здесь первичные ореолы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, которым посвящена обширная специальная литература, следует подчеркнуть в первую очередь значение жил и прожилков нерудных минералов, развитых в надрудных ореолах многих изученных месторождений. Исследованиями авторов установлено, что вокруг скрытых рудных тел некоторых полиметаллических месторождений развиваются зоны маломощных (0,2—1 см) прожилков, сложенных баритом, флюоритом, кварцем и карбонатом, обычно не привлекающие внимание геологов.

На Зареченском месторождении вокруг скрытых рудных тел наблюдается зональное концентрическое расположение этих прожилков в пространстве; внутренняя зона слагается преимущественно прожилками барита, а внешние зоны прожилками кварца и кальцита. Зоны кварцевых и кальцитовых прожилков распространяются в стороны и вверх от рудного тела на расстояние более 100 м, образуя своеобразные минеральные ореолы (рис. 30).

Другим возможным источником информации о наличии скрытых полиметаллических руд является изучение пиритов, часто образующих широкие ореолы вкрапленной минерализации вокруг рудных тел. Проведенное О. М. Чирко на Тишинском рудном поле подобное исследование показало зональное распределение в пиритах таких примесей, как медь, цинк, свинец, серебро, висмут, мышьяк и др. Определенное значение имеют также микротвердость пиритов и данные по их декрепитации. Таким образом, с помощью изучения пиритов можно определять местонахождение полиметаллических рудных тел.

Третий метод, или поисковый критерий, при поисках скрытых руд основан на выявлении в надрудных толщах «ореолов пропаривания», устанавливаемых по декрепитации газовой-жидких включений минералов. Эта методика, основанная на зональном расположении «ореолов пропаривания» по отношению к рудными телами, была предложена Н. П. Ермаковым (1966 г.) и с успехом применялась на некоторых полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.

Физико-химические причины формирования зональности в рудных телах и надрудных отложениях сложны и многообразны. Как установлено (Голева, 1968), в относительно глубинных зонах земной коры основное значение в растворах имеют комплексные соединения металлов. Под воздействием увеличивающихся концентраций углекислоты здесь формируются слабокислые ( $\text{Ph} \sim 5-6$  и  $\text{Eh} \sim 0,2-0,5$ ) хлоридные термы, обогащенные ионами таких сильных комплексообразователей, как хлор, фтор, иод, бром, бор, фосфор и др. В этой зоне повышенных температур и давлений преобладают легко растворимые галогенидные комплексы металлов. Поступая в поверхностную зону, с понижением температуры и давления, гидротермальные растворы дегазируются, нейтрализуются и ощелачиваются, что сопровождается появлением неустойчивых сульфатных и гидрокарбонатных комплексов металлов.

Наблюдающийся в рудных телах с глубиной рост отношений  $\text{Cu} : \text{Zn}$ ,  $\text{Cu} : \text{Pb}$ ,  $\text{Cu} : \text{Ba}$  обусловлен (как полагает Г. Голева)

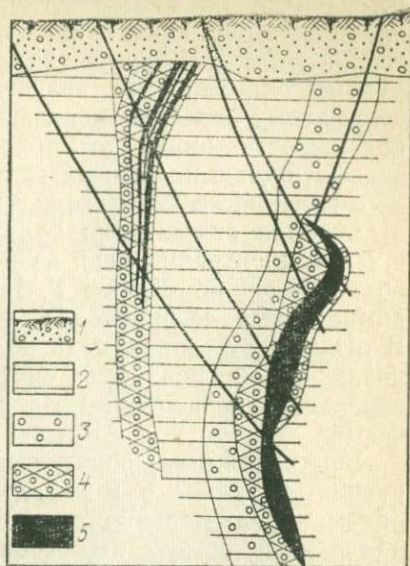


Рис. 30. Пространственное размещение прожилков различного состава в поперечном разрезе через Зареченское месторождение.

1 — рыхлые отложения. Зоны прожилковой минерализации: 2 — кальцитовые, 3 — кварц-кальцитовые, 4 — кварц-баритовые; 5 — барит-полиметаллические руды

бóльшей подвижностью в гидротермальных высокотемпературных хлоридных растворах свинца и цинка. Преобладание существенно галенитовых и барит-полиметаллических руд в верхних частях рудных тел, вероятно, является результатом их накопления на сульфатных барьерах, появляющихся в приповерхностной зоне. На подвижность цинка эти барьеры, обусловленные повышенной сульфатностью подземных вод или вмещающих пород, существенного влияния не оказывали, так как сульфатные соединения цинка отличаются значительно более высокой растворимостью. Вместе с тем концентрация меди на более низких интервалах рудных тел объясняется, по мнению Г. Голевой, меньшей устойчивостью ее комплексных соединений в зоне восстановительных процессов. В отличие от свинца медь обладает низким потенциалом восстановления, обуславливающим ее переход даже при относительно небольшом понижении  $E_h$  в менее подвижную одновалентную форму.

Эти положения, определяющие общие закономерности размещения металлов и минералов в рудных телах, осложняются рядом дополнительных обстоятельств. Сюда относятся сорбционная и ионно-обменная способность рудовмещающих пород, строение кристаллических решеток рудных и нерудных минералов, явления изоморфизма, размеры атомов, величина ионных потенциалов и др.

## ОКОЛОРУДНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ И ИХ СВЯЗЬ С ОРУДЕНЕНИЕМ

Вопросы околорудных изменений пород, вмещающих полиметаллические месторождения Рудного Алтая, затрагивали многие исследователи (В. В. Авдонин, О. В. Андреева, Б. Л. Бальтер, М. С. Безсмертная, П. Н. Белькова, Э. И. Венцловайте, В. А. Верещагин, Ю. Ю. Воробьев, Д. И. Горжевский, Б. Ф. Зленко, П. Ф. Иванкин, П. В. Иншин, В. М. Иншина, А. К. Каюпов, Т. В. Кирова, Н. Г. Кудрявцева, Н. Н. Курек, Л. Г. Никитина, М. А. Петрова, Л. К. Пожарицкая, М. Г. Хисамутдинов, В. Б. Чекваидзе, Г. Н. Щерба и др.). Данные проведенных исследований показывают, что в рассматриваемом регионе проявлены образования различных метасоматических формаций: кордиерит-антофиллитовой, скарновой, пропилитовой, вторично-кварцитовой и др. Однако подавляющая масса промышленных месторождений обнаруживает тесную связь с породами лишь одной формации — серицит-кварцевых метасоматитов, включающей (в широком понимании этого термина) как продукты выщелачивания, так и продукты осаждения вынесенных компонентов (Жариков, Омеляненко, 1965). Рассмотрим образования этой формации.

### ТИПЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

Анализ имеющихся материалов и вновь полученные данные позволяют выделить три главных типа околорудно измененных пород, сопровождающих основную часть промышленного оруденения на Рудном Алтае:

1) метасоматиты рудоносных зон гипогенного выщелачивания (Тишинское, Зыряновское, Ново-Березовское, Иртышское и другие месторождения);

2) метасоматиты рудоносных зон осаждения (Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское, Корбалихинское и др.);

3) метасоматиты рудоносных зон малоинтенсивного гидrolитического разложения (Зареченское, Среднее, Стрижковское и др.).

Метасоматиты рудоносных зон гипогенного выщелачивания (рис. 31 А) приурочены к региональным зонам смятия или глубинным разломам, сопряженным с зонами смятия. Для них характерны мощные (до 300—500 м) и протяженные (до 3—5 км) метасоматические ореолы, на глубину, как правило, не оконтуренные. В морфологическом отношении зоны изменений представляют собой относительно выдержанные пласто- и ленто-

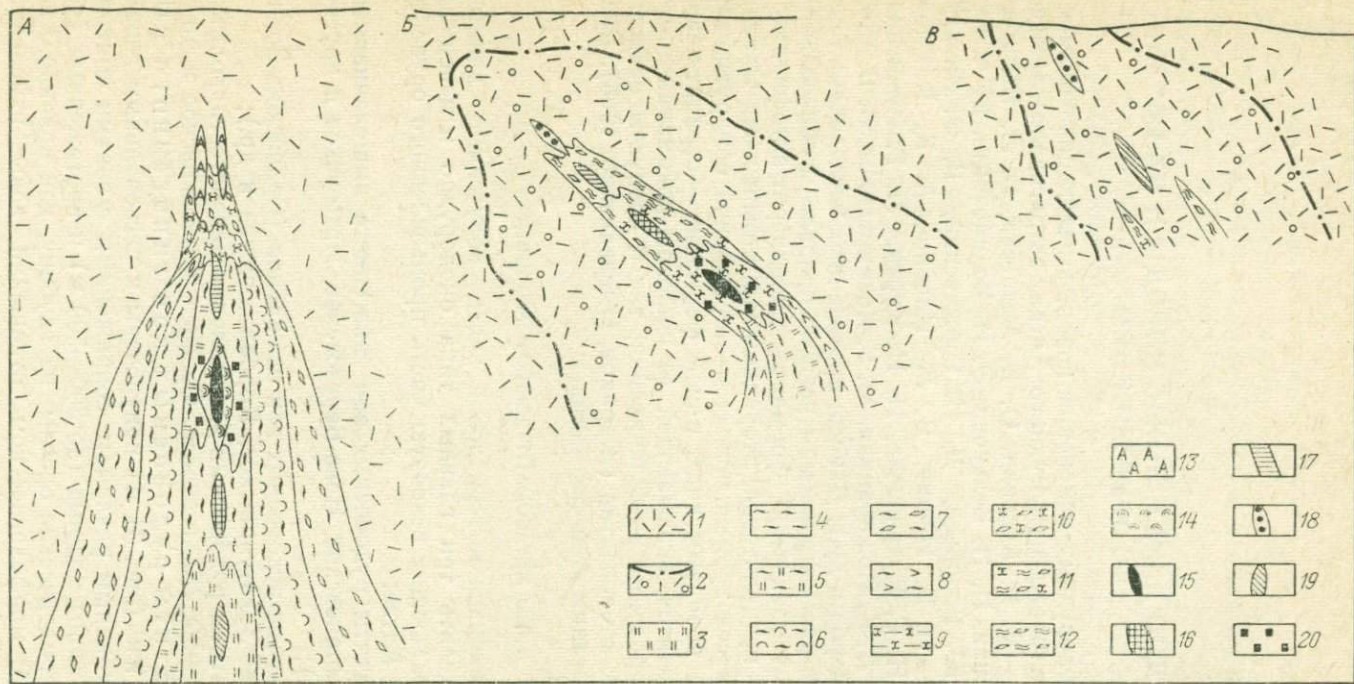


Рис. 31. Обобщенная схема строения рудоносных зон гипогенного выщелачивания (А), осадения (Б) и гидrolитического разложения (В).

1 — вмещающая осадочно-вулканогенная толща пород; 2 — контур малоинтенсивного гидrolитического разложения; метасоматиты выщелачивания: 3 — существенно кварцевые, 4 — существенно серицитовые, 5 — серицит-кварцевые, 6 — хлорит-серицит-кварцевые, 7 — карбонат-хлорит-кварцевые, 8 — незональные периферические зоны выщелачивания; метасоматиты осадения: 9 — хлоритовые, 10 — карбонат-хлоритовые, 11 — серицит-хлорит-карбонатные, 12 — карбонат-серицитовые и существенно серицитовые, 13 — кварц-альбитовые, 14 — синрудные хлоритолиты; руды: 15 — медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, 16 — переходного типа, 17 — полиметаллические, 18 — барит-полиметаллические и переходного типа, 19 — нерасчлененные; 20 — серноколчеданные скопления.

образные тела, обычно секущие складчатые структуры, хотя на отдельных интервалах и вписывающиеся в них.

В процессе формирования комплекса метасоматитов устанавливается отчетливая стадийность. Предрудные метасоматиты отделены от синрудных периодом повторных тектонических подвижек, а на ряде объектов и внедрением даек. Начальная стадия гидротермальной деятельности, наиболее широко и интенсивно проявленная, выразилась в кварц-серицитовом замещении пород под воздействием инфильтрации кислотных гидротерм вдоль трещинных зон повышенной проницаемости. В обрамлении этих зон на каждом из месторождений рассматриваемой группы сформировался зональный ореол метасоматитов выщелачивания, обязанный возникновением встречной диффузии компонентов раствора и замещаемых пород в поперечном к структурам направлении (Коржинский, 1953).

В кислых вулканогенных средах (лавах кварцевых альбитофиоров, туфах, туффитах) от периферии к центру ореола наблюдается последовательное замещение кварцем и серицитом плагиоклаза, карбоната и хлорита исходных пород и соответственно появление карбонат-хлорит-серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых зон метасоматитов, содержащих примесь рутила и пирита (Ново-Березовское, Иртышское месторождения). Близкий порядок зональности отмечается и при выщелачивании терригенных пород (алевролитов, алевропелитов) и пород среднего состава (андезитовых порфириров, туфов, кварцевых диоритов), однако в последнем случае мощность периферических зон заметно увеличивается, и они обогащаются хлоритом и карбонатом. При замещении известковистых осадочных пород и магматических образований основного состава наблюдается обратный порядок разложения хлорита и карбоната и соответствующие зоны меняются местами (Тишинское и Зыряновское месторождения).

При движении от краевых зон к внутренним в составе породообразующих минералов метасоматитов устанавливаются закономерные изменения. Железо-магнезиальные хлориты обедняются железом и становятся существенно магнезиальными. Изменение карбонатов идет в направлении кальцит — анкерит — брейнерит — мезитит, т. е. железистость в них, напротив, возрастает. В составе серицитов понижается степень их «фенгитовости» (уменьшается кремнеземистость и повышается содержание калия), и они приближаются к мусковитам. Значительные вариации содержаний компонентов в минералах переменного состава подтверждают существенную роль диффузионных явлений при становлении комплекса метасоматитов (Коржинский, 1953).

Изучение химизма метасоматических реакций показывает, что процесс выщелачивания связан с переводом в подвижное состояние и дифференцированным выносом из пород натрия, магния и кальция на фоне поступления с растворами калия, серы и местами кремнекислоты. Железо и глинозем инертны, однако имеются данные, свидетельствующие о значительных перемещениях этих ком-

понентов в направлении инфильтрации минерализующих гидротерм.

Обращают на себя внимание резкие различия в составе центральных зон выщелачивания на разных объектах. В одних случаях эти зоны слагаются существенно кварцевыми породами, содержащими серицит в подчиненных количествах (Зырянское, Гусялковское месторождения), в других — существенно серицитовыми породами (Тишинское месторождение), в третьих — серицит-кварцевыми метасоматитами, содержащими в целом оба минерала в отношении 30—40 к 60—70% (Ново-Березовское, Иртышское месторождения). При этом первые из

указанных объектов содержат относительно убогую серноколчеданную минерализацию, вторые — более значительную, а для третьих характерно развитие мощных пиритовых скоплений (сплошных и вкрапленных).

С точки зрения химизма соответствующих замещений формирование существенно кварцевых пород связано с выносом глинозема и железа исходных сред. Глинозем обогащает породы в зонах развития, серицитолитов, а железо накапливается в форме пирита среди серицит-кварцевых метасоматитов, содержание глинозема в которых приблизительно соответствует таковому в замещаемых средах.

Микроскопические наблюдения показывают, что при переходе пиритсодержащих серицит-кварцевых метасоматитов в существенно кварцевые вначале разлагается пирит, а затем уже серицит. Очевидно, глинозем в рассматриваемом процессе является более инертным компонентом, чем железо, и, следовательно, в условиях переотложения он должен выпадать из раствора первым. Учитывая это обстоятельство, а также закономерное положение кварцевых пород в тыловой зоне выщелачивания (Коржинский, 1953), все разнотипные метасоматические проявления можно сгруппировать в одну инфильтрационную колонку (рис. 32). Последняя отражает возможность существования различных уровней

выщелачивания в пределах одних и тех же растворопроводящих структур, благодаря выносу глинозема и железа в зоне максимальной кислотности гидротерм (зона I) с последующим диффе-

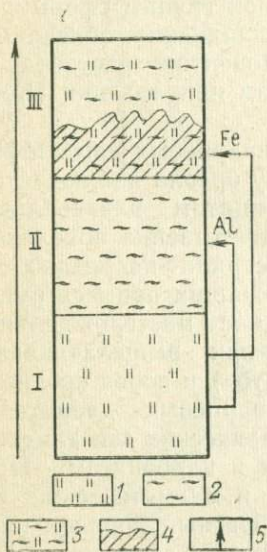


Рис 32 Схема инфильтрационной метасоматической колонки выщелачивания (в отношении Al и Fe) вдоль главных путей движения растворов.

Зоны выщелачивания: I — тыловая, II — промежуточная, III — фронтальная; 1 — существенно кварцевые породы (зона выноса глинозема и железа); 2 — существенно серицитовые породы (зона накопления глинозема); 3 — серицит-кварцевые породы (зона стабильности глинозема); 4 — пиритовое оруденение (зона накопления железа); 5 — направление движения растворов

ренцированным по вертикали переотложением этих компонентов на более высоких в гипсометрическом отношении горизонтах (зоны II и III). При этом необходимо оговориться, что в зависимости от условий минералообразования (состава замещаемых сред, кислотно-щелочных свойств раствора и т. д.) в пределах конкретных структур преимущественное развитие может получить та или иная из выделенных зон, хотя порядок их смены в пространстве в основном должен сохраняться.

Следует также отметить, что в случае обогащения той или иной зоны перемещенным компонентом создаются условия для его диффузионной миграции в стороны от путей инфильтрации гидротерм. Подобного рода явления были отмечены нами на Тишинском месторождении, где накопление глинозема фиксируется не только в центральной зоне выщелачивания, но и в следующей к периферии диффузионной зоне, сложенной хлорит-кварц-серицитовыми метасоматитами.

Рассмотрим метасоматические образования сопряженного с выщелачиванием осаждения. В виде прожилков и мелких линзовидных тел они повсеместно распространены в ореоле серицит-кварцевого замещения, но наибольшие их концентрации тяготеют к внутренним зонам ореола. В составе прожилков устанавливаются карбонатные, альбитовые, кварцевые, хлоритовые и смешанные разновидности пород, нередко тесно ассоциирующие с пиритовыми скоплениями. Очевидно, на фоне общего выноса оснований в локальных участках (трещинах, зонах дробления) возникали условия пересыщения растворов и выпадения выносимых компонентов, нередко совместно с ограниченно мигрирующими составляющими пород — глиноземом и железом.

Более значительные массы метасоматитов осаждения отмечаются в висячих боках рудоносных структур, на участках их выклинивания или под локальными экранами. Во всех перечисленных случаях, наиболее типичных для объектов зоны III (см. рис. 32), нижние горизонты экранирующих сред оказываются обогащенными хлоритом (обычно магнезиальным и реже железо-магнезиальным), выше располагается зона хлорит-кальцитовых новообразований, а на переходе к неизменным вмещающим породам — зона развития жил и линз кварц-альбитового состава (см. рис. 31 А). Последние отчетливо представлены на Греховском, Снегиревском и других месторождениях. Отложение кварц-альбитовых прожилков ниже хлоритовой зоны, отмеченное при характеристике Новоберезовского месторождения, скорее всего отражает влияние местных условий (повышенную трещиноватость нижней кромки экранирующих порфиров) и вряд ли типично для рассматриваемой группы месторождений.

Химизм метасоматических замещений в каждой из перечисленных зон отражает последовательное осаждение магния, кальция и натрия, вынесенных из пород на нижележащих уровнях выщелачивания. Дифференциация компонентов по вертикали находит объяснение в различной (для каждого из них) степени проявления

фильтрационного эффекта (Коржинский, 1957; Жариков и др., 1962). При этом следует подчеркнуть, что выделение описываемых образований в виде сколько-нибудь протяженных концентрированных масс не характерно. В большинстве случаев они обогащают экранирующие породы системами прожилков, пятен и гнезд и по суммарному масштабу развития ни в коей мере не сопоставимы с объемами выщелоченных сред. По-видимому, описанный комплекс метасоматитов осаждения отражает вынос компонентов лишь с верхних уровней выщелачивания. Главная же часть оснований, вероятно, накопилась в тыловых зонах потока раствора и поступила на уровни наблюдения позднее «опережающей кислотной волны» (Коржинский, 1958) в виде скоплений синрудных метасоматитов.

Переходя к рассмотрению последних, следует отметить, что они (как и полиметаллические руды) отчетливо наложены на продукты выщелачивания, тяготеют к внутренним зонам изменения и заходят на уровни осаждения (в случае их развития) обычно лишь на участках верхнего выклинивания рудных залежей. В составе метасоматитов выделяются преимущественно карбонатные, кварцевые, серицитовые, альбитовые и хлоритовые новообразования, как мономинеральные, так и сочетающиеся между собой в самых различных относительных количествах. Хлорит в них представлен существенно магнезиальной разностью, карбонаты — доломитом, реже кальцитом, анкеритом, брейнеритом. Серицит в основном является перекристаллизованным минералом вмещающих пород; по составу он приближается к мусковиту.

Масштаб развития синрудных метасоматитов на разных месторождениях обнаруживает определенную зависимость от их положения в инфильтрационной колонке выщелачивания (см. рис. 32). Если для рудных объектов нижних двух зон колонки (Зыряновского, Тишинского и др.) характерны малоконцентрированные прожилково-вкрапленные выделения метасоматических минералов, незначительно выходящие за пределы контура сульфидных скоплений, то на рудных объектах верхней зоны нередко представлены мощные и протяженные тела метасоматитов, как это видно на примере хлоритолитов Ново-Березовского месторождения. Находящееся в аналогичной позиции Иртышское месторождение, по данным Ю. Ю. Воробьева (1963), характеризуется значительным развитием близко парагенных с оруденением существенно альбитовых пород. Очевидно, интервал, пройденный рудоносными растворами на путях инфильтрации, заметным образом сказался на их обогащении щелочными и щелочноземельными компонентами.

Метасоматиты рудоносных зон осаждения (см. рис. 31 Б) развиты в основном вне зон смятия среди слабо дислоцированных толщ. Для них также характерно сочетание зон выщелачивания и осаждения, однако рудные залежи располагаются в пределах последних. Размеры ореолов изменения относительно невелики. По простиранию и восстанию структур они распространяются за пределы контура рудных залежей на расстояние не

свыше первых сотен метров, а по мощности — редко превышают размеры сульфидных тел более, чем в 2—3 раза.

Морфология метасоматических скоплений различна: в нижних частях рудоносных структур нередко относительно концентрированные линзовидные тела метасоматитов, по мере приближения к поверхности они распадаются на множество мелких гнезд, пятен и линз, в той или иной мере насыщающих вмещающие породы. Соответственно на средних и верхних уровнях структур обычные случаи залегания руд в неизмененных средах. В направлении от глубин к поверхности наблюдается также возрастание роли выполнения открытых полостей кристаллическими и метаколлоидными минеральными агрегатами, что свойственно как нерудным, так и рудным образованиям.

На большинстве объектов рассматриваемого типа комплекс околорудных метасоматитов и руд оказывается вложенным в контур малоинтенсивного гидролитического разложения пород, сформированный в начальную стадию гидротермальной деятельности. На отдельных месторождениях (Ново-Золотушинском, Орловском) устанавливается связь изменений этого типа с аутометасоматическим преобразованием апикальных частей порфировых интрузий. В составе последних разлагаются полевые шпаты и первичные темноцветные минералы и возникают зональные скопления вторичного кварца, хлорита, серицита и карбоната. Аналогичные образования в виде вкрапленности, пятен и прожилков распространяются в экзоконтактные зоны интрузивов — во вмещающие осадочные и вулканогенные породы. Наблюдаемые минеральные замещения свидетельствуют о том, что данный процесс происходил при вполне подвижном поведении щелочных элементов и инертности всех прочих породообразующих компонентов, испытывающих при наиболее интенсивных изменениях ограниченные перемещения в пространстве.

Собственно околорудные метасоматиты отчетливо наложены на продукты гидролитического разложения пород. В их составе, как указывалось, можно выделить образования выщелачивания и осаднения. Первые вскрываются на самых глубоких горизонтах рудоносных структур и представлены в достоверном виде на участках Орловского и Ново-Золотушинского месторождений. Весьма ограниченный материал по зонам выщелачивания, относящийся лишь к верхним уровням изменения, недостаточен для их характеристики, но дает основание для предположения, что они контролируются крутопадающими разрывными нарушениями, пересекающими различные горизонты вмещающего разреза пород. Среди новообразований господствуют серицит-кварцевые метасоматиты, иногда содержащие гидрослюда. Мощность ореола изменений обычно не превышает первых десятков метров. При этом характерно ограниченное развитие боковых диффузионных зон, слабо дифференцированных по составу.

На сопряжении крутопадающих разрывов с пологозалегающими (межслоевыми) выщелоченные породы сменяются метасома-

татами осаждения. Последние в направлении восстания и воздымания структур, обнаруживают отчетливую зональность. Нижняя зона обычно сложена существенно хлоритовыми породами; выше располагается область развития смешанных серицит-хлорит-карбонатных новообразований со значительно варьирующими соотношениями минералов на различных месторождениях; наконец, в верхней зоне представлены карбонат-серицитовые и существенно серицитовые метасоматиты. Элементы аналогичного типа зональности проявлены и по мощности структур. В породах всех зон присутствует серноколчеданная минерализация, заметно сгущающаяся в пределах нижней зоны. Относительные размеры каждой из выделенных зон значительно отличаются на разных объектах.

Хлорит метасоматитов варьирует по составу от магнезиального до железисто-магнезиального. Среди карбонатов господствует кальцит, а в отдельных случаях доломит.

Изучение химизма перехода исходных пород в новообразованные свидетельствует о дифференцированном по вертикали привносе магния, кальция и калия. В качестве источника первых двух компонентов можно рассматривать нижележащую зону выщелачивания. Что же касается калия, то повышение его активности в ряде случаев обнаруживает связь с дополнительным поступлением этого элемента в раствор на уровнях хлоритового и хлорит-карбонатного замещений. Нередко фиксируемое обогащение метасоматитов осаждения железом и глиноземом (в сравнении с исходными породами) заставляет предполагать перемещение этих компонентов (инертных в данных процессах) также из зоны выщелачивания.

Комплекс метасоматитов осаждения вместе с основной массой серных колчеданов предшествует отложению полиметаллических руд. Последние на объектах рассматриваемого типа не сопровождаются сколько-нибудь значительными скоплениями синрудных образований. Отмечается лишь частичная перекристаллизация ранее выделившихся минералов (хлорита, серицита, карбонатов) в ассоциации с жильным кварцем. В целом, взаимоотношения околорудно измененных пород и руд свидетельствуют об их сближенности во времени, возможном формировании из одной порции растворов с последовательным выпадением вначале нерудных минеральных ассоциаций с пиритом, а затем и сульфидных полиметаллических.

Заключительные стадии минералообразования на ряде месторождений данного типа (Орловском, Золотушинском, Ново-Золотушинском и др.) связаны с контактовым воздействием более поздних гранитоидных интрузий, обусловивших наложение на ранее сформированные метасоматиты рассеянных или концентрированных выделений биотита, эпидота, цоизита, иногда с гранатом. Возможно, близкие процессы, но в форме контактово-инфильтрационного метасоматоза, проявились и в случаях развития тальковых, калишпатовых и скарноидных образований, замещающих комплекс околорудно измененных пород на ряде месторождений в

северо-западной части Рудного Алтая (Майском, Корбалихинском, Семеновском и др.). Поскольку имеющиеся данные свидетельствуют о наложении полиметаллических руд на высокотемпературные ассоциации (Сидоренко, Ершова, 1960), приходится либо допускать значительный временной разрыв между периодами формирования околорудных метасоматитов и руд, либо рассматривать последние как частично или полностью регенерированные образования. Склоняясь к последнему, мы считаем, что этот вопрос заслуживает постановки специальных исследований.

Метасоматиты рудоносных зон малоинтенсивного гидrolитического разложения (см. рис. 31 В) в «чистом» виде ограниченно распространены. Они развиты в основном в северо-западной части Рудного Алтая в тесной пространственной связи с проявлениями предыдущего типа изменений и по составу и морфологическим особенностям соответствуют его ранним послемагматическим продуктам (стадии гидrolитического разложения). Следует лишь отметить, что в зависимости от состава вмещающих сред преимущественное развитие приобретает либо ассоциация кварца с серицитом (в осадочных породах и вулканитах кислого состава), либо карбоната с хлоритом (в вулканитах среднего и основного состава, дайках порфиритов). По сути, данный тип замещений соответствует изменениям пород на наиболее высоких гипсометрических уровнях структур предыдущего типа, где рудные залежи выходят в малоизмененные вмещающие среды (см. рис. 31 Б). На тесную генетическую связь двух указанных групп околорудных метасоматитов указывают также отдельные случаи обнаружения маломощных тел хлоритовых, хлорит-серицитовых и хлорит-карбонатных пород внутри ореолов гидrolитического разложения (Среднее и Змеиногорское месторождения).

Завершая рассмотрение типов околорудных изменений на рудноалтайских месторождениях, необходимо остановиться на возможных причинах, обусловивших их появление. Представляется, что ведущую роль в этом процессе сыграла структурная позиция соответствующих рудных объектов, определившая вертикальный интервал путей движения растворов и продолжительность их инфильтрации.

При общем близком характере преобразования пород, выраженном в сочетании явлений выщелачивания и осаждения, на объектах первой группы метасоматитов наибольшее развитие получили протяженные и сложно дифференцированные зоны серицит-кварцевого замещения с телескопированным наложением на них синрудных и рудных продуктов, а на месторождениях второго типа — относительно небольшие по размерам зоны хлорит-карбонатного (с серицитом) метасоматоза, сопутствующего сульфидному оруденению.

По-видимому, региональные разрывные структуры, контролирующие метасоматиты первого типа, вскрывали материнские очаги на весьма значительных глубинах, в связи с чем на большом по вертикали интервале путей движения гидротерм могла в пол-

ной мере реализоваться «кислотно-щелочная дифференциация» растворов (Коржинский, 1958, 1966), с появлением опережающей кислотной волны, а затем и тыловой волны потока, обогащенной основаниями и рудными компонентами. При этом значительный масштаб развития диффузионных зон выщелачивания свидетельствует о длительности инфильтрации растворов (Жариков, Зарайский, 1973), что связано с долгоживущим типом растворопроводящих структур.

Существенно иные условия формирования свойственны второй группе метасоматитов. В большинстве случаев они локализируются в небольших по протяженности и амплитуде смещений разрывах, контролирующих размещение порфиров субвулканической фации и, вероятно, являющихся структурами синвулканическими. Относительно малая их протяженность на глубину, а также кратковременность инфильтрации по ним минерализующих гидротерм выразились в слабом проявлении диффузионных процессов на уровне выщелачивания, резкой смене условий выноса компонентов условиями их осаждения при переходе к экранирующим средам с тесно пространственно совмещенным и близкодновременным отложением комплекса петрогенных и металлогенных образований.

Что касается метасоматитов третьего типа, то они отражают обстановку верхних горизонтов структур предыдущего типа, где собственно околорудные изменения проявлены незначительно и рудные тела оказываются вписанными в контур ранних малоинтенсивных изменений, связанных, по-видимому, с послемагматической деятельностью периода становления субвулканических порфировых интрузий.

#### СООТНОШЕНИЕ ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ С РАЗНОТИПНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Данный вопрос целесообразно рассмотреть применительно к каждой из выделенных групп метасоматитов. Метасоматиты рудоносных зон выщелачивания сопровождают в основном месторождения колчеданно-полиметаллической, собственно-полиметаллической и переходной между ними групп. При этом устанавливается определенная зависимость между составом измененных пород и соотношениями меди, свинца и цинка в сопряженных с ними рудных залежах. Так, существенно кварцевые метасоматиты, обедненные железом, обычно ассоциируют с собственно-полиметаллическим оруденением (Зыряновское месторождение), умеренно железистые серицитовые метасоматиты — с оруденением переходного типа (Тишинское месторождение), а серицит-кварцевые метасоматиты, на уровне их обогащения серноколчеданными скоплениями, — с залежами колчеданно-полиметаллического состава (Ново-Березовское месторождение). Последние к тому же в ряде случаев закономерно сочетаются с мощными телами синрудных

хлоритолитов. В идеализированном виде выявленные закономерности представлены на рис. 31 А.

Если учесть, что продуктивные рудные ассоциации повсеместно накладываются на ранее сформировавшиеся серные колчеданы в условиях дефицита железа в минерализующих растворах (Д. И. Горжевский, 1959 г.), то степень накопления пирита в породах выступает как один из ведущих факторов концентрации основного медьсодержащего минерала руд — халькопирита. Соответственно колчеданистость рудных залежей нарастает по мере движения от тыловой к верхней зоне колонки выщелачивания. В пределах последней уровень массового осаждения пирита может быть ограничен определенным по вертикали интервалом и над ним вполне уместно вновь ожидать появления залежей переходного или полиметаллического типа.

Выявленный фактор дифференциации разнотипного оруденения в пространстве, естественно, не единственный. Его влияние в пределах каждой структуры, видимо, сложно сочетается с различной специализацией растворов в отношении главных рудообразующих компонентов.

Необходимо также подчеркнуть, что положение рудных залежей различного состава в колонке выщелачивания не может рассматриваться как указание на глубины их формирования, так как в условиях конкретных структур в зависимости от состава растворов и замещаемых сред, преимущественное развитие может получить та или иная зона, а прочие будут «сжаты» или редуцированы. Соответственно не во всех случаях следует ожидать смену типов оруденения с глубиной, хотя сама возможность подобной смены представляется вполне реальной.

Метасоматиты рудоносных зон осаждения сопровождают более широкий диапазон групп месторождений — от медноколчеданных до полиметаллических. Им также свойственны определенные ассоциации околорудно измененных пород и руд. Эти ассоциации с различной степенью полноты нередко представлены в пределах одного месторождения в виде зонально размещенных комплексов послемагматических образований. В составе последних на уровне нижней метасоматической зоны хлоритолиты ассоциируют с медными и цинково-медными рудами, выше — среди серицит-хлорит-карбонатных пород — размещается оруденение переходного и полиметаллического типов, в зоне карбонат-серицитовых и существенно серицитовых метасоматитов господствуют полиметаллические руды и наконец на уровне развития редких пятен серицита и в неизменных средах — барит-полиметаллические руды (см. рис. 31, Б).

Степень развития той или иной разновидности околорудно измененных пород на разных рудных объектах обнаруживает тесную связь с преобладающим типом представленного на них оруденения. Так, основную массу метасоматитов медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений (Орловского, Золотушинского и др.) составляют существенно хлоритовые и карбо-

нат-хлоритовые разности, а полиметаллических месторождений (Риддер-Сокольное) — карбонат-серицитовые. Месторождения переходного типа (Ново-Золотушинское и др.) характеризуются промежуточными соотношениями главных породообразующих минералов в метасоматитах.

В целом, с возрастанием количеств основной «фемической» составляющей пород — хлорита — повышается содержание в рудах меди, а с повышением роли «сиалического» компонента — серицита — увеличивается содержание свинца. В последнем случае заметно сокращается уровень концентрации в породах пирита.

Метасоматиты рудоносных зон гидrolитического разложения являются единственными представителями измененных пород лишь на барит-полиметаллических и некоторых собственно-полиметаллических месторождениях, также баритсодержащих (Зареченском, Змеиногорском, Среднем и др. (см. рис. 31, В). Данная ассоциация метасоматитов и руд аналогична комплексу образований, развитых на верхних уровнях месторождений предыдущей группы, где рудоотложение происходило в малоглубинных условиях при высоком потенциале кислорода в растворах. Соответственно, в ряде случаев есть основания ожидать смену с глубиной барит-полиметаллических руд полиметаллическими с нарастанием в них содержания цинка и меди, хотя нельзя исключить и возможность формирования незональных объектов специфического состава при отложении основной массы рудного вещества в отмеченных выше условиях.

Приведенные данные о разнотипных ассоциациях околорудно измененных пород и руд наводят на мысль о том, что в процессе их формирования важную роль играл состав вмещающих сред на путях подъема минерализующих растворов. Ориентировочное представление о рудной специализации последних можно получить при расчете средних соотношений содержаний основных рудообразующих компонентов для рудноалтайских месторождений в целом. Применительно к промышленным объектам это соотношение выглядит следующим образом:  $Pb:Zn:Cu=1:3:0,7$ . На диаграмме типов месторождений (см. рис. 1) этот условный средний рудный объект попадает на границу полей распространения полиметаллической и переходной групп месторождений.

Основываясь на величинах кларковых содержаний металлов в различных породах рудовмещающего разреза (данные А. А. Головина), можно предположить, что при инфильтрации гидротерм через мощные толщи основных по составу сред осуществлялся сдвиг указанных соотношений в сторону обогащения медью при одновременном насыщении растворов основаниями (магнием и железом). На уровнях отложения соответственно формировались «фемического» типа метасоматиты, пиритовые скопления и руды медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического состава. Влияние кислых сред могло сказаться на накоплении в растворах свинца, калия и кремнекислоты с последующим становлением «сиалического» типа метасоматитов и полиметаллических руд.

Возможны и промежуточные варианты между этими крайними случаями, при равном распределении в разрезах вулканитов основного и кислого состава, а также разнообразных осадочных толщ.

Высказанные соображения соответствуют отмеченным ранее закономерностям размещения разнотипных месторождений в различных структурно-формационных подзонах Рудного Алтая, характеризующихся и разными типами разрезов вмещающих оруденение пород.

## ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первые представления о происхождении полиметаллических руд и месторождений Рудного Алтая были заложены в тридцатые годы нашего столетия работами И. Ф. Григорьева, Н. А. Елисеева, В. П. Нехорошева и др. И. Ф. Григорьев (1934 г.) обратил внимание на связь полиметаллических месторождений с порфировыми породами и рассматривал эту связь как генетическую. По его мнению, порфиры являлись продуктами гранитоидной магмы (создавшей породы змеиногорского комплекса), выдавленными в толщу осадочных пород, где они в зонах разломов подверглись быстрой кристаллизации. Близкую точку зрения развивал и Н. А. Елисеев (1938 г.).

В конце сороковых и начале пятидесятих годов исследователи другой группы (Т. Н. Шадлун, Б. И. Вейц, И. В. Дербигов, Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, А. И. Семенов) высказали представления об эффузивном происхождении полиметаллических руд и о связи месторождений с вулканогенными породами девонского и нижнекаменноугольного возраста. По их мнению, формирование руд происходило вполне синхронно с излиянием эффузивов, до процессов складчатости и возникновения разрывов.

Однако обилие накопившихся к тому времени фактических данных, свидетельствующих о рудоконтролирующей роли складчатых и разрывных структур, заставило многих алтайских геологов (В. П. Нехорошев, П. Ф. Иванкин, А. К. Каюпов, Г. Н. Щерба и др.) подвергнуть эти представления критике. Следует отметить, что в тот период еще господствовали представления об образовании складок и разрывов только в период общей инверсии геосинклиналей и на орогенном этапе их развития.

В дальнейшем накапливались данные о пространственной и возрастной связи полиметаллических месторождений с девонским вулканизмом (уже в широком смысле этого слова) и вновь возродились представления о вулканогенном происхождении этих месторождений. Были опубликованы работы Г. Н. Щербы (1968, 1974), в которых этот исследователь, отказываясь от своих прежних представлений, пришел к выводу о том, что возникновение полиметаллических месторождений связано с формированием дифференцированного базальтоидного вулканогенного комплекса средне-верхнедевонского возраста. Однако в отличие от прежних представлений, рассматривавших полиметаллические руды как

образования вулканогенно-осадочного происхождения, Г. Н. Щерба делает вывод, что руды возникли после литификации осадков, формирования вулкано-тектонических структур и разломов, но до внедрения интрузий змеиногогорского комплекса и процессов рассланцевания пород в зонах смятия. По мнению Г. Н. Щербы, источником рудоносных растворов являлись дифференцированные очаги девонского базальтоидного вулканизма, а руды вместе с вмещающими породами подверглись складчатым деформациям, динамометаморфизму и контактовому воздействию со стороны более молодых интрузий. Эти выводы в целом были подтверждены исследованиями ряда рудноалтайских геологов (О. А. Ковриго, Б. В. Маньков, И. В. Покровская, Б. В. Чепрасов, А. Ф. Черных и др.).

Вместе с тем другая группа исследователей (Н. Л. Бубличенко, П. Ф. Иванкин, Д. Г. Ажгирей, В. С. Кузечный, Ю. Ю. Воробьев, В. В. Попов и др.), по-прежнему, считает, что полиметаллические месторождения Рудного Алтая тесно парагенетически связаны с комплексом змеиногогорских малых интрузий. По их мнению, этому комплексу свойственна определенная петрографо-геохимическая зональность, с которой закономерно сопоставляется зональность гидротермально-метасоматических пород и полиметаллической минерализации.

В последние годы появились работы, авторы которых (М. Г. Хисамутдинов, Г. Ф. Яковлев и др.) подчеркивают конвергентность алтайских полиметаллических месторождений и полагают, что последние имеют весьма различный генезис, причем подтверждается существование не только «вулканогенных» — девонских и «постинтрузивных» — верхнепалеозойских, но также и регенерированных месторождений, руды которых были переотложены под действием более молодых интрузий.

Рассматривая все вышеизложенные точки зрения, следует отметить две характерные особенности.

Сторонники первых двух направлений распространяют выводы, полученные ими на отдельных изученных месторождениях и на другие полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Вместе с тем свинцово-цинковая минерализация на Рудном Алтае, что признается всеми исследователями, является разновозрастной, она отмечается в течение весьма длительного времени — от эйфельского до позднепермского. Следовательно, вопросы возраста и генезиса руд должны решаться на каждом месторождении самостоятельно и выводы, сделанные на одном месторождении, в отношении других месторождений следует использовать с большой осторожностью.

Другая особенность дискуссии сторонников эффузивного и интрузивного происхождения месторождений заключается в том, что полиметаллические руды рассматриваются как продукты геологически довольно кратковременных событий, как однажды созданные и в дальнейшем не подвергавшиеся переотложению. Вместе с тем В. И. Смирнов (1970, 1972 г.) ясно показал длительность

Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.  
(Генетические типы)

Генетические группы месторождений	Магматические формации и комплексы	Рудовмещающие структуры	Этапность и стадийность рудообразования	Морфология рудных тел	Характерные текстуры руд	
						группа
Вулканогеиные	Моногенные	Контрастная базальт-липаритовая формация (фации промежуточной, прижерловой зон, редко удаленной зоны)	Вулканокупольные структуры, склоновые части вулканических построек, приконтактные части поздних субвулканических тел, локальные депрессионные структуры	Одно-этапные	Пластообразные и линзообразные залежи	Преобладают текстуры замещения благоприятных по физико-механическим свойствам рудовмещающих пород: массивная, обломковидная, полосчатая, вкрапленная
		Андезит-дацитовая формация островных дуг	Фронтальные части субвулканических тел	Одно-этапные	Жилы, жиллообразные тела, реже линзы	Прожилково-вкрапленная, вкрапленная
Плутонические	Полигенные	Базальт-липаритовая формация (фации удаленной зоны). Руды второго этапа — флюид-порфировый комплекс базальт-липаритовой формации	Локальные синвулканические депрессии, склоновые части вулканических куполов, приконтактные и фронтальные части субвулканических тел; прототектонические трещины	Руды образованы в два этапа: 1) эксталяционно-осадочный; 2) субвулканический гидро-термально-метасоматический	Пластовые залежи, штокверковые и жиллообразные тела	Ритмичнослоистая, слоистополосчатая, густовкрапленная, массивная, прожилково-вкрапленная
		Позднепалеозойский комплекс даек кислого и основного состава («альбитофиров — порфиристов»)	Крылья горст-антиклиналей зоны расщелачивания	Одно-этапные	Ленты, жилы и жиллообразные тела, реже пластообразные залежи	Массивная, полосчатая, пятнистая, вкрапленная

По Д. И. Горжевскому, Г. Ф. Яковлеву, Ю. И. Демину, И. В. Крейтеру  
(1975)

Взаимоотношение руд и магматических пород	Околорудные метасоматиты	Тип месторождений	Особенности эндогенной зональности	Возраст рудных залежей	Примеры месторождений
Рудные тела и рудные зоны пересекаются по аднегеосин-клинальным и оргенными дайками основного состава	Разнообразны по составу и обычно полистадийны	Колчеданные (приурочены к фациям прижерловой зоны); полиметаллические (располагаются внутри фаций промежуточной и удаленной зон)	Слабо проявлена вертикальная зональность, обычно незначительно осложненная ритмичной зональностью; часто хорошо выражена зональность по мощности	Средне-верхне-девонский	Орловское, Золотушинское, Степное, Таловское, Сугатовское, Ново-Золотушинское
Рудные тела и рудные зоны метаморфизуются раннеэпигеосинскими интрузиями	Разнообразны по составу и обычно полистадийны; метасоматиты главной стадии отличаются четко выраженной зональностью продуктов выщелачивания и магнетитового метасоматоза	Полиметаллические	Прямая вертикальная зональность	Нижне-каменно-угольный	Долинское, Заводинское, Орманское
Рудные тела первого этапа пересекаются и метаморфизуются поздними субвулканическими телами (D <sub>2-3</sub> ) и дайками (D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> )	Для руд первого этапа характерно отсутствие околорудных изменений; руды второго этапа сопровождаются продуктами гипогенного выщелачивания и осаднения	Состав месторождений определяется фациальными и петрохимическими особенностями рудовмещающих вулканических толщ, степенью метаморфизованности и особенностями строения тел флюид-порфирового комплекса	В эксталяционно-осадочных залежах зональность не установлена. Для гидротермально-метасоматических образований характерна вертикальная и горизонтальная зональность	Возраст залежей первого этапа среднедевонский, второго — средне-верхнедевонский	Риддер-Сохольное, Николаевское, Стрежанское
Рудные гидротермально-метасоматические породы накладываются на роговики эффузивных гранитоидов и послегранитные дайки	Метасоматиты образовались в одну стадию, представлены продуктами кислотного выщелачивания и перетолжения, образующими четко выраженную зональность	Полиметаллические, переходные к колчеданно-полиметаллическим	Характерна прямая вертикальная ритмическая зональность	Верхнепалеозойский	Зырянское, Белоусовское, Брезовское, Тишинское (?)

Генетические группы месторождений		Магматические формации и комплексы	Рудовмещающие структуры	Этапность и стадийность рудообразования	Морфология рудных тел	Характерные текстуры руд
группа	под-группа					
Регенерированные	Моногенные	Экзоконтактовые зоны гранитоидных интрузивов калбинского и змеиногогорского комплексов	Зоны расщепления, дробления, разрывные нарушения	Обычно одно-этапные, в отдельных случаях присутствуют реликты древних руд	Секущие лентообразные, штокверковые тела	Преобладают текстуры, обусловленные перетолжением рудного вещества в трещинные структуры: полосчатая, прожилково-сетчатая
	Полигенные		Склоны вулканокупольных структур, экзоконтакты флюид-порфировых тел, зоны дробления и расщепления	Месторождения формируются в два и более этапов; некоторые полистадийны	Комбинация секущих и пластовых рудных тел	Массивная, пятнистая, сетчатая, полосчатая

формирования многих типов рудных месторождений. Этот вывод подтверждается на многих полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и свидетельствует о полихронности многих месторождений, сформированных в результате длительной геологической истории, благодаря пространственному совмещению различных по генезису руд.

В свете сказанного, представляется рациональным выделить следующие генетические группы алтайских полиметаллических месторождений: вулканогенные, плутогенные и регенерированные. Основные геолого-минералогические особенности этих групп отражены в табл. 33, составленной нами совместно с Г. Ф. Яковлевым, Ю. И. Деминым и И. В. Крейтер.

**Вулканогенные месторождения.** Существование вулканогенных, т. е. связанных с девонским вулканизмом, месторождений подтверждается рядом фактов. Отметим следующие.

1. В вулканогенно-осадочных породах, перекрывающих рудные залежи, встречаются обломки и гальки колчеданных полиметаллических руд (районы Николаевского и Риддер-Сокольного месторождений).

Взаимоотношение руд и магматических пород	Околорудные метасоматиты	Тип месторождения	Особенности эндогенной зональности	Возраст рудных залежей	Примеры месторождений
Оруденение накладывается на роговики гранитов змеиногогорского комплекса	Состав метасоматитов и степень замещения первичных пород определяются местоположением рудных зон по отношению к интрузивам	Состав руд определяется типом первичных руд, условиями метаморфических преобразований и составом растворов, отделившихся от гранитов	В открытых геологических структурах формируется прямая зональность, в закрытых преобладает обратная зональность	Верхнепалеозойский	Часть рудных объектов Талово-Тургунского поля
Руды первых этапов подверглись интенсивному термальному воздействию или дислокационному метаморфизму; руды поздних этапов накладываются на роговики гранитов					

2. На некоторых месторождениях наряду с рудами гидротермально-метасоматического происхождения присутствуют слоистые руды, не сопровождающиеся околорудными изменениями вмещающих пород и обладающие рядом особенностей, характерных для образований вулканогенно-осадочного происхождения. Такие руды описаны И. В. Покровской и О. А. Ковриго (1970) на Риддер-Сокольном месторождении.

3. Доказательством связи полиметаллических месторождений с вулканогенными породами девонского возраста является приуроченность месторождений к древним вулканическим сооружениям (Риддер-Сокольное, Николаевское, Золотушинское, Корбалихинское, Тишинское (?) и другие месторождения). При этом важно подчеркнуть, что медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к фациям прижерловой зоны древних вулканов, а «переходные» и собственно-полиметаллические располагаются внутри фаций промежуточной и удаленной зон.

4. Важное значение для доказательства вулканогенного происхождения этой группы месторождений имеет временная и пространственно-структурная связь полиметаллического оруденения с

субвулканическими и экструзивными липаритовыми порфирами и их автомагматическими брекчиями, относящимися к флюид-порфировому комплексу девонского возраста (Яковлев, Яковлева, 1973).

5. На некоторых месторождениях этой группы (Ново-Золотушинском, Золотушинском, Орловском) устанавливается четкое наложение на околорудные хлоритолиты более поздней и более высокотемпературной минеральной ассоциации, представленной биотитом, эпидотом, цоизитом, актинолитом и иногда гранатом. В парагенезисе с этими минералами в ряде случаев наблюдаются поздние кварц-пирротиновые прожилковидные выделения, пересекающие и корродирующие полиметаллические руды. Эти поздние образования обычно приурочены к контактовым ореолам интрузий змеиногорского комплекса (районы Орловского и Золотушинского рудных полей).

**Плутоногенные месторождения.** К этой группе относятся месторождения, руды которых не обнаруживают возрастной связи с девонскими вулканогенными породами и наложены на интрузивные породы нижнекаменноугольного и верхнепалеозойского возраста или на связанные с этими интрузиями контактовые образования. В пространственном и возрастном отношении они обнаруживают тесную связь с комплексом постзмеиногорских даек альбитофиров-порфиритов.

Примером месторождений этого типа служит детально изученное Зыряновское рудное поле (Н. Н. Биндеман, 1975 г.; А. М. Марьин и др., 1975 г.). О плутоногенном происхождении и верхнепалеозойском возрасте Зыряновского месторождения свидетельствуют следующие данные.

1. Значительная часть рудных тел месторождения контролируется разломами, которые секут сформированную ранее горст-антиклинальную структуру. Таким образом, в возрастном отношении они значительно моложе вмещающих их вулканогенно-осадочных отложений среднедевонского возраста.

2. Рудные тела (по материалам И. П. Пугачевой) расположены незакономерно по отношению к палеовулканическим аппаратам среднедевонского возраста и не обнаруживают с ними какой-либо связи.

3. Установлена тесная пространственная и возрастная связь руд с дайками основного и среднего состава, которые в нескольких километрах западнее месторождения секут массивы гранитоидов змеиногорского комплекса и вмещают полиметаллические месторождения (Парыгинское).

4. Вытянутая в меридиональном направлении вдоль контакта с породами змеиногорского комплекса полоса контактовых роговиков пересекается субширотными зонами околорудных метасоматитов. Среди последних нередко обнаруживаются реликты контактовых минералов — биотита, эпидота и актинолита.

На ряде месторождений, расположенных в Иртышской зоне смятия (Ново-Березовском, Березовском, Белоусовском), можно

наблюдать наложение полиметаллических руд на интенсивно рассланцованные породы. Интенсивному рассланцеванию в Иртышской зоне смятия подверглись не только вулканогенные и осадочные породы девонского и нижнекаменноугольного возраста, но и прорывающие их гранитоиды змеиногорского комплекса. В то же время постзмеиногорские дайки альбитофиров, плагиогранит-порфириров и порфириров, пересекая интенсивно рассланцованные породы, нередко сохраняют массивный облик. Колчеданно-полиметаллические руды наложены на змеиногорские гранитоиды и дайки (Ново-Березовское месторождение), и, вероятно, имеют верхнепалеозойский возраст (Иванкин, 1957; Стучевский, 1974; Чекваидзе, 1960 и др.).

На Тишинском месторождении установлено «залечивание» сланцеватости вмещающих пород околорудными метасоматическими кварцитами (Чекваидзе, Исакович, 1971), что косвенно указывает на «поздний» возраст оруденения (после завершения основных процессов динамометаморфизма в районе). Однако, по мнению авторов, образование некоторой части плутогенных месторождений, возможно, обусловлено процессами регенерации и ремобилизации.

**Регенерированные месторождения.** Как установлено исследованиями последних лет (Ю. И. Демин, Ловчук, 1971 г.; Яковлев, Демин, 1974), руды древних месторождений (чаще тех, которые связаны с процессами вулканизма), а также рассеянная рудная минерализация, распределенная во вмещающих осадочно-вулканогенных породах, могут подвергаться последующим преобразованиям. Последние чаще всего обусловлены явлениями регионально-го и контактового метаморфизма различных по возрасту и составу интрузий и связанными с ними газовой-жидкими растворами. При этом могут возникать и промышленные месторождения колчеданно-полиметаллических руд.

Основные особенности регенерированных месторождений определяются главным образом степенью метаморфизма и условиями растворения, переноса и перетолжения рудных минералов. Особенно важную роль при этом играет динамика тепловых полей интрузивных массивов. Она обуславливает минеральный состав руд, а часто и зональность месторождений. Динамикой теплового поля интрузива, внедрившегося вблизи уже существовавших ранее сульфидных руд или зоны рассеянной вкрапленности сульфидов, определяется температурный режим экстракции этих сульфидов и их последующего отложения. С температурой тесно связан режим кислорода и серы при отложении регенерированной минерализации. Наиболее характерно падение парциального давления серы на фоне снижающейся температуры. Этим, в частности, вызвано появление пирит-пирротиновой минеральной ассоциации со своеобразными взаимоотношениями раннего пирита и более позднего пирротина (Старковское, Талово-Тургусунское, Таловское и другие месторождения).

При хорошо выраженной однонаправленной тенденции в изме-

нении теплового поля застывающих интрузий во времени, возникают рудные поля с четко проявленной прямой зональностью по отношению к телам интрузивов; в случае перемещения эпицентра и изотерм теплового поля могут возникать рудные объекты со сложной зональностью.

Структура участков регенерированных месторождений также играет большую роль, оказывая решающее влияние на степень концентрации рудного вещества и существенное на зональность переотложенной минерализации; в открытых структурах в случае отсутствия экранирующих пород происходит рассеяние рудных компонентов. Такие явления характерны для зон интенсивного рассланцевания. Концентрация вещества происходит в зонах менее интенсивного рассланцевания, особенно в структурах, закрытых в период переотложения сульфидов.

Хорошим примером регенерированного месторождения является детально изученное Ю. И. Деминим Старковское месторождение, расположенное северо-восточнее Лениногорска, в Белоубинской рудоносной зоне. В центральной части зоны на глубине менее 3 км расположена кровля Белоубинского гранитного массива, относящегося к калбинскому комплексу. Сателлиты этого массива выходят на поверхность вблизи Старковского месторождения. Участок месторождения сложен кислыми и основными вулканитами эйфельского яруса, на которых залегают осадочные породы живетского возраста. Вулканогенные породы слагают вулканическое сооружение, прорванное субвулканическим телом дацитовых порфиритов, в приконтактной зоне которого располагаются колчеданные и медноколчеданные руды девонского возраста. Руды дислоцированы, интенсивно рассланцованы и пересекаются дайкой габбро-диабазов верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Габбро-диабазы имеют массивную текстуру и не содержат вкрапленности рудных минералов, близ их контактов наблюдается биотитизация хлорита околорудных метасоматитов. Все эти факты позволили Ю. И. Демину определить возраст руд как средневерхнедевонский.

Более молодые руды, образующие линейно вытянутый шток-верк, представлены полиметаллическими рудами, которые наложены на все породы участка и в том числе на роговики, залегающие в контактовом ореоле гранитов калбинского комплекса. Установлена минеральная температурная зональность полиметаллического оруденения по отношению к гранитному массиву. Она заключается в постепенной смене высокотемпературных парагенезисов руд и околорудных метасоматитов более низкотемпературными. Учитывая вышесказанное, Ю. И. Демин считает, что более молодые руды являются продуктом регенерации древних.

К другой группе регенерированных, или точнее ремобилизованных, месторождений относятся месторождения, источниками металлов которых являются вулканогенные и осадочные породы. Есть основания предполагать, что барий, свинец, цинк и, возможно, некоторые другие металлы извлекаются из порообразующих

минералов; барий и свинец — из калиевых полевых шпатов, а цинк и, возможно, медь — из амфиболов и биотита. Эти предположения основаны на следующем. Фоновые содержания этих металлов на Рудном Алтае значительно меньше, чем кларки этих металлов в кислых вулканогенных и осадочных породах (Г. И. Россман, А. А. Головин). Во многих районах Рудного Алтая большая часть пород подверглась процессам альбитизации, в результате чего произошло замещение калиевого шпата альбитом, а темноцветных компонентов — хлоритом. В результате этих процессов происходил интенсивный вынос из пород калия (до 90%), бария (до 80%) (Горжевский, Королев, Крейтер, 1971) и, вероятно, свинца и цинка. Сопоставление кларковых и фоновых содержаний цветных металлов в осадочно-вулканогенных породах Рудного Алтая показывает, что из одного кубического километра этих пород при процессах альбитизации выносятся количество металлов, соответствующее запасам руд в месторождении среднего масштаба. Процесс выноса металлов из вмещающих пород теоретически хорошо обоснован с помощью гипотезы адиабатической мобилизации (Долгов, 1965).

Возможность образования полиметаллических руд за счет извлечения металлов из вмещающих пород подтверждается также и одинаковым изотопным составом свинца вмещающих пород и руд (Л. И. Шилов, 1971 г.).

Учитывая различия геологической истории формирования полиметаллических месторождений, а также существование нескольких геологических этапов рудообразования, некоторые исследователи (Яковлев, Хисамутдинов, Демин, 1975) разделяют полиметаллические месторождения на моногенные и полигенные.

Определение абсолютного возраста околорудно измененных пород полиметаллических месторождений по данным калий-аргонового метода в целом также подтверждает существование двух возрастных групп полиметаллических месторождений (табл. 34).

Таблица 34

Абсолютный возраст околорудно измененных пород полиметаллических месторождений. По данным Л. Н. Овчинникова, С. Н. Вороновского (1973); В. М. Чекалина и др. (О возрасте . . . , 1972) и В. Б. Чекваидзе

Плутогенные месторождения	Средние значения возраста, млн. лет	Вулканогенные месторождения	Средние значения возраста, млн. лет
Тишинское	275	Золотушинское и Ново-Золотушинское	287
Белоусовское	280	Корбалихинское	364
Иртышское	287	Степное	368
Ново-Березовское	294	Орловское	329
Березовское	294		
Греховское	266		
Зыряновское	277		
Среднее	282	Среднее	337

Данные об источниках металлов в рудах полиметаллических месторождений, в частности свинца, можно получить и при изучении изотопного состава свинца. Изучение изотопного состава свинцов галенитов четырех десятков полиметаллических месторождений и рудопроявлений Рудного Алтая, проведенное Л. И. Шиловым и другими, показало, что главная масса промышленных месторождений и ряд рудопроявлений характеризуются весьма небольшими колебаниями содержания изотопа  $Pb^{204}$  — от 1,378 до 1,374%.

Несущественные различия наблюдаются также и по другим изотопным отношениям. На этом основании Л. И. Шилов делает вывод о единообразии рудного свинца на всех месторождениях Рудного Алтая и генетической общности их источника.

Вместе с тем имеется группа рудопроявлений, которые отличаются от главных месторождений несколько повышенным содержанием радиогенных изотопов свинца. К этой группе за отдельными исключениями относятся рудопроявления кварцево-жильной формации (Черепановское, Комиссаровское, Авроринское, Черемшанское и др.).

## СРАВНЕНИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ СО СХОДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ ДРУГИХ ПРОВИНЦИЙ

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая относятся к колчеданно-полиметаллической формации, продукты которой приурочены к участкам земной коры, характеризующимся определенными чертами строения и истории развития. Среди провинций, локализирующих колчеданно-полиметаллические месторождения, выделяются две группы: провинции вулканогенных геосинклиналей и провинции терригенных геосинклиналей.

Рудный Алтай относится к первой группе провинций. Колчеданно-полиметаллические месторождения второй группы провинций, охарактеризованные Г. А. Твалчрелидзе и В. И. Буадзе (1973 г.), обладают специфическими особенностями и существенно отличаются от месторождений Рудного Алтая.

Можно выделить три типа вулканогенных провинций, в которых размещаются колчеданные и полиметаллические месторождения (Горжевский, 1974):

I. Вулканогенно-карбонатные геоантиклинали.

II. Эвгеоантиклинали.

III. Эвгеосинклинали.

Основные черты строения и история развития этих типов провинций, имеющие с нашей точки зрения важное значение для формирования полиметаллических и колчеданных месторождений, локализованных в их пределах, отражены в табл. 35. Из таблицы можно сделать следующие выводы.

1. Провинции типа I и II развиваются на месте древних поднятий, а провинции типа III — на месте древних прогибов.

2. Для каждого типа провинций характерны особые формации горных пород; особенно четко это различие проявляется на геосинклинальном этапе развития тектонических структур.

3. Во всех случаях процесс вулканизма завершается формированием малых интрузий. Однако, если для провинций типа I процесс идет от кислых к основным, то для провинции типа III от основных к кислым. Что касается провинций типа II, то здесь процесс формирования малых интрузий был длительным, а состав интрузий — весьма разнообразным.

4. Свинцово-цинковые и медно-колчеданные месторождения в пространственном и возрастном отношении тесно ассоциируют с

## Характерные особенности свинцово-цинковых и медноколчеданных провинций и месторождений

Характерные особенности	Вулканогенные провинции		
	I. Вулканогенно-карбонатные геантиклинали	II. Эвгеоантиклинали	III. Эвгеосинклинали
Отношение структур складчатого комплекса к структурам основания	Унаследованные от древних поднятий	Наложённые на древние срединные массивы и геантиклинали	Унаследованные и наложенные на древние прогибы
Главнейшие вулканогенно-осадочные и осадочные формации геосинклинального этапа	Терригенные и карбонатные	Вулканогенно-обломочные и вулканогенно-карбонатные	Яшмовые, кремнисто-сланцевые, фтанитовые с малым количеством терригенного материала
Вулканогенные формации геосинклинального этапа	Чаще отсутствуют	Контрастная базальт-металипаритовая и металипаритовая	Недифференцированная андезит-базальтовая, последовательно дифференцированная липарит-дацит-андезит-базальтовая, контрастная липарит-базальтовая
Главнейшие осадочные и вулканогенные формации орогенного этапа	Липаритовая	Континентальная молассовая, наземная андезит-трахидацитовая	Молассовая, базальт-липаритовая, базальт-трахит-трахилипаритовая
Роль кислых пород в составе вулканогенных формаций	80—90 %	~80 %	<20—30 %
Роль калия и натрия в петрохимическом составе кислых пород вулканогенных формаций	Калинатровые	Переходные от калинатровых к натровым, существенно натровые и калинатровые	Существенно натровые
Магматические породы, с которыми месторождения находятся в наиболее тесной пространственной и возрастной связи	Малые интрузии основного и среднего состава — дифференциаты габбро-диорит-гранодиоритовой формации (послебатолитовые)	Малые интрузии калинатровых порфиринов (добатолитовые), малые интрузии альбитофиринов — порфиринов (послебатолитовые)	Малые интрузии калинатровых порфиринов (добатолитовые)

Характерные особенности	Вулканогенные провинции		
	I. Вулканогенно-карбонатные геантиклинали	II. Эвгеоантиклинали	III. Эвгеосинклинали
Время формирования месторождений по отношению к этапам развития геосинклиналей и геантиклиналей	Орогенный этап	Геосинклинальный и орогенный этап	Геосинклинальный этап
Главнейшие типы околорудных изменений на месторождениях	Скарнирование и доломитизация	Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз и кислотное выщелачивание	Кислотное выщелачивание
Роль сульфидов железа (пирита, марказита, халькопирита и др.) в рудах месторождений	Сравнительно незначительная (<20—25%)	Различная	Ведущая (>50%)
Примерные количественные соотношения Cu:Pb:Zn в рудах	0,1:1:1	1:1:3	4—1:0,1:1
Ориентировочная (минимальная) мощность сиалического слоя земной коры (до поверхности Конрада)	> 15 км	10—15 км	<10 км
Примерные соотношения мощности базальтового и сиалического слоя	<2:1	4—2:1	>4:1
Примеры рудных провинций	Сихотэ-Алинь, Кураминский хр., Приаргунская зона Забайкалья	Рудный Алтай, Юго-Западный Гиссар, Сомхето-Кировабадская зона Малого Кавказа	Тагильско-Магнитогорская зона Урала, Передовой хребет Кавказа

Примечания: 1. Под вулканогенно-карбонатными геантиклиналями понимаются геосинклинальные структуры, у которых геосинклинальный этаж сложен терригенно-карбонатными отложениями, где и размещаются свинцово-цинковые месторождения, а орогенный этаж — вулканогенными породами дацит-липаритовой, реже андезитовой формации. По классификации В. И. Смирнова (1962 г.), эти структуры рассматриваются как периферические зоны геосинклиналей типа С, а по данным Г. А. Твалчрелидзе (1966 г.) — относятся к геосинклинальным поднятиям терригенных геосинклиналей.

2. Под термином «эвгеоантиклинали» подразумеваются частные поднятия, у которых геосинклинальный этаж складывается породами металипаритовой (альбитофировой) или собственно-липаритовой формации (геосинклинальные поднятия вулканогенных геосинклиналей, по Г. А. Твалчрелидзе).

этим малыми интрузиями. Для провинций типа I малые интрузии и месторождения формируются на орогенном этапе развития, для провинций типа III — в геосинклинальном, а в провинциях типа II (по многочисленным данным) возникали как в процессе геосинклинального, так и орогенного этапов.

5. Обращают на себя внимание разные количественные соотношения металлов в рудах месторождений. Если для руд месторождений провинций типа I характерно незначительное количество сульфидов железа, а соотношения  $Cu:Pb$  равны 0,1:1, то для месторождений типа III сульфиды железа играют в рудах господствующую роль, а соотношения  $Cu:Pb$  равны 4—1:0,1. Руды месторождений провинций типа II занимают в этом отношении промежуточное положение. Следует подчеркнуть, что соотношения металлов в провинциях типа I близки к соотношениям кларков этих металлов в кислых породах ( $Cu:Pb:Zn=1:2:1,5$ ), а соотношения этих же металлов в провинциях типа III — к кларкам в основных породах ( $Cu:Pb:Zn=1:0,08:1,3$ ) (А. П. Виноградов, 1962 г.).

6. Для каждого из рассмотренных типов свинцово-цинковых и медноколчеданных провинций характерны определенные мощности сиалического слоя земной коры и соотношения мощностей базальтового и сиалического слоя. Для провинций типа I соответственно  $>15$  км и  $<2:1$ ; для провинций типа III  $<10$  км и  $>4:1$ . Для провинций типа II промежуточные значения равны 10—15 км и 4—2:1. Мощность всей земной коры до поверхности Мохоровичича не играет существенной роли для типа провинции и состава руд месторождений.

Из вышесказанного можно предположить, что особенности эндогенной металлогении рассмотренных типов рудных провинций в значительной мере определяются зоной формирования магматических расплавов и миграцией этой зоны в пределах сиалического и базальтового слоя земной коры в процессе развития геотектонической структуры рудной провинции.

При малой мощности сиалического слоя формирование магматических очагов, по-видимому, происходило в базальтовом слое. В этом случае магматические породы и руды являются дифференциатами базальтовой магмы (Урал, Передовой хребет Кавказа). Этим, вероятно, объясняются и количественные отношения металлов в рудах ( $Cu:Pb:Zn$ ), совпадающие с отношениями кларков этих металлов в основных породах. При большой мощности сиалического слоя магматические очаги частично располагаются в пределах этого слоя; в связи с этим возникают руды с низким содержанием меди, обладающие приблизительно равными количественными соотношениями свинца и цинка, что характерно для отношений кларков металлов в кислых породах (Сихотэ-Алинь, Кураминский хребет).

В промежуточном случае (Рудный Алтай) магматические породы относятся к смешанным образованиям. С одной стороны, породы девонской контрастной металипаритовой формации, вероятно,

представлены продуктами расплавления сиалического слоя, а с другой — интрузивные породы габбро-диорит-гранодиоритовой формации (змеиногорский интрузивный комплекс), по-видимому, являются продуктами базальтового слоя<sup>1</sup>.

Вышеприведенные данные еще раз подчеркивают связь истории развития и характера тектонических структур, локализирующих некоторые типы свинцово-цинковых и медноколчеданных провинций, с типами располагающихся в их пределах эндогенных месторождений. Вместе с тем они позволяют предположить, что многие процессы формирования магматических и рудных формаций этих провинций определяются строением земной коры, существовавшей в период образования тектонических структур, и в частности соотношениями мощностей сиалического и базальтового слоев.

Таким образом, по типу провинций и локализованных в их пределах месторождений Рудному Алтаю наиболее близки провинции Юго-Западного Гиссара и Сомхето-Кировабадской зоны Малого Кавказа.

Юго-Западный Гиссар представляет собой часть древнего срединного массива, который в начале каменноугольного времени подвергся активизации под влиянием смежной Зеравшано-Гиссарской геосинклинали. Активизация проявилась в появлении серии региональных разломов, разбивших срединный массив на ряд относительно приподнятых и опущенных тектонических блоков. В пределах опущенных блоков в нижнекаменноугольное время образовались наложенные синклинальные впадины, выполненные осадочно-вулканогенными отложениями с преобладанием пород липаритовой формации; с последними тесно связано колчеданно-полиметаллическое оруденение. Характерной особенностью размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Юго-Западного Гиссара является их приуроченность к периферическим частям палеовулканических структур, где наблюдаются сокращенные разрезы и относительно меньшие мощности осадочно-вулканогенных образований. Наиболее благоприятны для рудоотложения туфы липаритовых, реже андезитовых порфиритов и карбонатные породы.

Рудовмещающие породы на месторождениях Юго-Западного Гиссара, среди которых наиболее хорошо изученным является Хандизинское месторождение (Панкратьев, Михайлова, 1971), подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму развившемуся в березитизации (Андреева, 1973). Преобладают пластообразные и линзовидные, согласные с вмещающими породами, реже пологосекущие их формы рудных тел. Колчеданно-полиметаллические руды отлагались преимущественно метасоматическим путем, наследуя строение вмещающих пород; руды сплошные и жилково-вкрапленные с главными текстурами — массивно-

---

<sup>1</sup> По данным П. С. Ревякина и В. С. Кузубного (1966 г.), формирование магматического очага на Рудном Алтае происходило на глубине 18—20 км, т. е. в пределах базальтового слоя земной коры.

полосчатой, массивно-сланцеватой, брекчиевидной, штокверковой, вкрапленно-пятнистой и т. д. По составу руды халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовые. Отношение  $Pb:Zn:Cu$  составляет  $1:2:0,3$ . В целом по сравнению с большинством месторождений Рудного Алтая месторождения Юго-Западного Гиссара характеризуются меньшей ролью основных вулканитов, меньшей колчеданностью руд и меньшими содержаниями меди. Сравнение руд месторождений Юго-Западного Гиссара с рудами месторождений различных подформаций Рудного Алтая показало, что по ряду особенностей они близки к типу собственно-полиметаллических месторождений.

Сомхето-Кировабадская (Сомхето-Карабахская) структурно-формационная зона развивалась в течение лейаса — нижнего мела как наложенная геосинклиналь (вторичная вулканогенная эвгеосинклиналь, по Г. А. Твалчрелидзе) на разбитом разломами складчато-глыбовом палеозойском основании (континентальной коре). Анализ развития магматической деятельности в Аллавердском районе привел П. Ф. Сопко (1971) к выводу о том, что возникший в начальные стадии прогибания эвгеосинклинали очаг базальтовой магмы относительно быстро переместился в верхние горизонты земной коры и здесь вследствие ассимиляции значительных масс более кислого сиалического материала приобрел андезитовый состав. Общность родоначального очага для всех магматических образований лейаса — нижнего мела и общие петрографические особенности этих пород позволили П. Ф. Сопко рассматривать их в качестве членов единой вулcano-плутонической ассоциации. В составе этой ассоциации выделяются две формации: последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая и контрастная базальт-дацит-липаритовая. В Болнисском рудном районе тектоно-магматический комплекс близок вышеописанному, но имеет верхнемеловой возраст.

История метаморфических и метасоматических процессов, как отмечает П. Ф. Сопко, чрезвычайно сложна. Вслед за автометасоматическими и регионально-вулканическими преобразованиями, связанными с внедрением главной массы субвулканических тел и выраженными в виде пропилитизации, интенсивно проявились процессы низкотемпературного околотрещинного метасоматоза, которые обусловили дорудное гипогенное выщелачивание и последующее отложение выщелоченных и привнесенных из магматического очага компонентов. С этим этапом метасоматоза и связана большая часть колчеданных рудных тел Северной Армении и Болнисского района Грузии.

Колчеданные месторождения Малого Кавказа разделяются на три подтипа (Сопко, 1971): 1) серноколчеданный, 2) медноколчеданный и медно-цинковый, 3) полиметаллический и барит-полиметаллический. Различия между ними заключаются главным образом в количественных соотношениях главных рудообразующих минералов. Подобная тенденция изменения подтипов колчеданных месторождений находит свое дальнейшее выражение в образова-

нии собственно баритовых месторождений, содержащих примесь сульфидов.

По мнению П. Ф. Сопко, одни районы Сомхето-Кировабадской зоны (Аллавердский, Кафанский, Болнисский) характеризуются более полным развитием всех минеральных подтипов месторождений, другие (Карабахский, Чирагидзорский) содержат только серноколчеданные, медно-колчеданные и медно-цинковые руды. В первом случае рудовмещающие вулканогенные серии сложены непрерывным рядом дифференциатов и относятся к базальт-андезит-дацит-липаритовой формации; во втором рудоносные вулканогенные серии и сопровождающие их субвулканические породы относятся к контрастной базальт-липаритовой формации.

Рудноалтайские колчеданно-полиметаллические месторождения весьма напоминают недавно открытые и изученные колчеданно-полиметаллические месторождения Чехословакии. Эти месторождения (Горное место, Горный Бенешов и Золотые горы) расположены в восточной части Чешского срединного массива в горах Есеники. Рудные тела, по данным Я. Гавелки (1974), локализируются в кварцевых кератофирах (вероятно, в породах металипаритовой формации) среднедевонского возраста, интенсивно гидротермально измененных и местами преобразованных в кварц-серицитовые метасоматиты. Преобладают линзовидные, согласные с вмещающими породами формы рудных тел. Основными рудными минералами являются пирит, сфалерит и галенит, подчиненную роль играют халькопирит и пирротин. На всех месторождениях присутствует барит, который нередко образует линзовидные залежи в всiach боку рудных тел. Среди текстур руд преобладают массивная и полосчатая, иногда широко распространены метаколлоидные.

На основе детального изучения этих месторождений (Я. Гавелка, Б. Фойт, Б. Шарп и др.) было установлено, что первичными вмещающими породами месторождений были кислые вулканические и осадочно-вулканогенные породы спилит-кератофировой формации и вмещающие породы и руды в одинаковой степени подверглись процессам регионального метаморфизма. При этом сфалерит, галенит и пирротин подверглись пластической деформации, зерна пирита катаклазированы, а агрегаты барита несут признаки катакlastического течения.

Весьма интересно сравнить рудноалтайские месторождения со знаменитыми месторождениями Куроко в Японии. Как известно, месторождения Куроко располагаются в так называемой области зеленых туфов, в северо-восточной части острова Хонсю и приурочены к отложениям среднего миоцена. В этой группе месторождений выделяются две подгруппы: собственно пластообразные залежи Куроко и штокверковые месторождения, которые японскими геологами (Киносито, 1932) иногда называются «месторождения типа Куроко».

Собственно месторождения Куроко залегают в стратифицированных отложениях морских осадочных пород, переслаивающихся с риолит-дацит-андезитами и базальтами и принадлежащих из-

вестково-щелочной серии. По данным Т. Мацукума и Е. Хорикоси (1973), большинство месторождений генетически связаны с поствулканической деятельностью лавовых куполов, однако часть месторождений залегает в пирокластических толщах, где отсутствуют купола и лавовые потоки. Рудовмещающие породы подверглись процессам диагенеза, регионального метаморфизма и постмагматического гидротермального изменения, в результате чего в кислых вулканитах образовалась ассоциация цеолитов с монтмориллонитом, хотя вследствие малой интенсивности метаморфизма большинство пород сложено неизменными минералами и вулканическим стеклом (рис. 33). Более интенсивные метаморфи-

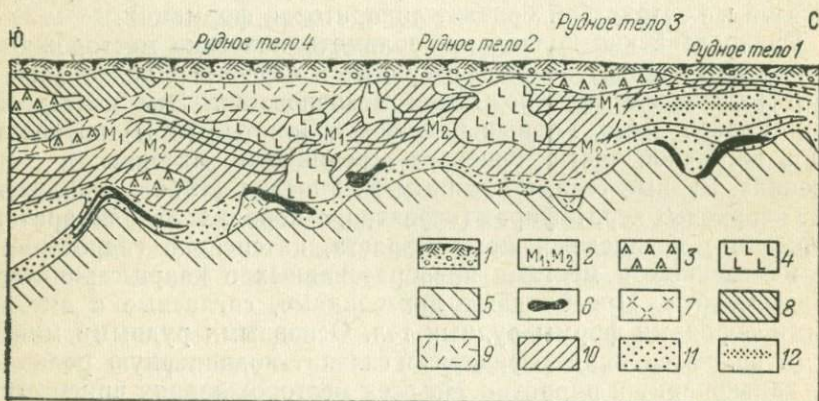


Рис. 33. Геологические разрезы через рудник Сакапан. По Т. Мацукума и Е. Хорикоси (1973).

1 — четвертичные отложения; 2 — аргиллиты; 3 — долериты; 4 — риолиты; 5 — комплекс подстилающих пород; 6 — сульфидные рудные тела типа Куроко; 7 — гипсовые тела; 8 — морденитовая зона; 9 — монтмориллонитовая зона; 10 — серицит-хлоритовая зона; 11 — зона огипсования; 12 — зона повышенной концентрации гипса

ческие преобразования непосредственно сопровождают оруденение. По данным Т. Мацукума и Е. Хорикоси, выделяются следующие зоны измененных пород (от внешних к внутренним):

1. Монтмориллонит-цеолитовая.
2. Серицит-хлорит-пиритовая.
3. Серицит-хлорит-кварцевая.
4. Зона окремнения с серицитом и хлоритом.

Мощность осадков, затронутых процессами окolorудного метаморфизма и перекрывающих рудные тела, достигает 200 м. Ассоциация серицита с хлоритом над рудными залежами Куроко возникла в результате действия на породы восходящих растворов, после формирования основной массы сульфидных руд.

Рудные тела не всегда имеют пластообразную форму, чаще встречаются неправильные по форме, а иногда изометричные. Как правило, они обладают зональностью по мощности со следующей последовательностью (сверху вниз):

1. Висячий бок — вулканическая или осадочная толща кровли.
2. Зона железистых роговиков — гематит, кварц, пирит.
3. Баритовая зона — мономинеральная баритовая руда.
4. Зона Куроко — полиметаллическая сульфидная руда с баритом (Zn, Cu, Pb, Ag).
5. Зона Око — халькопирит.
6. Зона Кейко — меденосные кремнистые руды, штокверковые и вкрапленные.
7. Зона Секкоко — ангидрит-гипс-пиритовые руды.
8. Лежащий бок — окварцованные риолиты и пирокластические породы с вкрапленностью и прожилками сульфидов.

Минеральный состав наиболее интересной зоны Куроко довольно сложный. Главные минералы — сфалерит, галенит, халькопирит, барит и блеклые руды; местами встречаются борнит, электрум и минералы серебра. Приблизительные количественные соотношения галенита, сфалерита и халькопирита отвешают 1:3:0,3; блеклая руда обычно в количественном отношении уступает галениту, но преобладает над халькопиритом.

В нижней части рудных тел преобладает ассоциация пирит — халькопирит — сфалерит — галенит, в верхней части она обычно сменяется ассоциацией галенит — блеклые руды — барит, к которой иногда присоединяется борнит; серебро связано с блеклыми рудами и с ассоциацией серебросодержащих минералов (аргентит, пирит, пираргирит и др.) и отсутствует в галените.

Штокверковые месторождения обычно располагаются под рудными телами Куроко. Они представлены халькопирит-пирит-кварцевыми и сфалерит-галенит-кварцевыми жилами, залегающими в риолитовых породах или туфах, с которыми связаны и месторождения Куроко. Рудные тела имеют трубообразную форму и вытянуты в вертикальном направлении. В них наблюдается вертикальная зональность, выраженная в последовательной смене следующих типов руд (сверху вниз): баритовые или барит-кварцевые жилы; кварцевые жилы с золотом и серебром; сфалерит-галенитовые жилы; халькопирит-пиритовые жилы.

В настоящее время большинство японских геологов рассматривают руды Куроко как эксгальационно-осадочные образования, не отрицают, однако, признаков метасоматоза и заполнения открытых полостей, особенно четко выраженных в штокверковых рудах.

Таким образом, в целом месторождения Куроко во многих отношениях напоминают месторождения Рудного Алтая и по минеральному составу наиболее близки к барит-полиметаллической подформации последних. Вместе с тем между этими месторождениями наблюдаются и существенные отличия. Они заключаются в различии метасоматической колонки околорудных изменений, в которой на Рудном Алтае отсутствует верхняя цеолитовая зона и нижняя зона экремнения; в составе минералов околорудно измененных пород месторождений Куроко отсутствует доломит, характерный для рудноалтайских месторождений; околорудный метасоматоз рассматривается как послерудный процесс, в то время как на месторождениях Рудного Алтая имеются убедительные факты,

свидетельствующие о том, что основная масса окolorудно измененных пород предшествует продуктивным минеральным ассоциациям.

Существенные отличия наблюдаются и при сравнении минерального состава руд. Для месторождений Куроко характерно обилие гипогенного гипса, залежи которого залегают ниже сульфидных рудных тел, причем количество гипса на месторождениях больше, чем количество сульфидов в рудных телах. На Рудном Алтае эндогенный гипс встречается в рудах в ничтожных количествах; в колонке рудной зональности на Рудном Алтае отсутствует верхняя зона железистых роговиков; в количественном отношении для руд Куроко характерно преобладание блеклых руд над халькопиритом и связь серебра с блеклыми рудами и серебро-содержащими минералами, в то время как галенит практически не содержит серебра; что нехарактерно для руд алтайских полиметаллических месторождений.

С нашей точки зрения многие вышеупомянутые отличия могут быть обусловлены значительно меньшей глубиной формирования руд Куроко по сравнению с рудноалтайскими либо последующим метаморфизмом последних.

## МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудный Алтай является одной из наиболее старых рудных провинций России. На его территории уже двести пятьдесят лет проводятся интенсивные поиски полиметаллических руд и все приповерхностные месторождения и рудопроявления давно выявлены. Новые открытия возможны лишь за счет выявления скрытых месторождений, в том числе погребенных под мощным чехлом кайнозойских отложений. Существование таких месторождений и их важное значение в развитии горнодобывающей промышленности подтверждается открытием в конце пятидесятых — шестидесятых годов нашего века целого ряда месторождений.

Резерв неизвестных на Рудном Алтае скрытых месторождений еще далеко не исчерпан. Об этом свидетельствуют благоприятные геологические перспективы таких слабо изученных рудных районов, как Рубцовский, Локтевский, Верхубинский и др. Однако трудности обнаружения подобных месторождений, залегающих на глубинах многих десятков и первых сотен метров, да еще часто перекрытых комплексом более молодых отложений, чрезвычайно велики и методика их поисков слабо разработана.

Как неоднократно подчеркивал В. М. Крейтер, эффективность и успех поисков месторождений (в том числе и скрытых) определяются уровнем решения трех вопросов: **что искать, где искать и как искать**. Ответ на первый вопрос дают изучение месторождений соответствующих полезных ископаемых и выделение среди них промышленно-генетических типов. Решение второго вопроса зависит от степени разработки поисковых критериев и признаков, а третьего — от уровня и состояния методов прогнозирования и поисков, их эффективности и рационального комплексирования.

На Рудном Алтае в настоящее время установлено, что среди большого разнообразия медных и свинцово-цинковых рудопроявлений, относящихся к самым различным рудным формациям (вторичнокварцевой, пропилитовой, жильной, скарновой, колчеданно-полиметаллической), лишь последняя представляет собой определенный промышленно-генетический тип, имеющий важнейшее значение не только для Рудного Алтая, но и для всего мира. Это, конечно, не означает, что среди данного типа месторождений нет мелких рудных объектов. Однако, как показывает опыт, месторождения всех других рудных формаций не имеют большого промышленного значения.

Месторождения колчеданно-полиметаллической (или как мы ее называем полиметаллической) формации обладают рядом общих геологических особенностей и вместе с тем разделяются на ряд подформаций, каждая из которых характеризуется специфическими особенностями, обуславливающими существенно различные поисковые критерии и признаки.

Общими поисковыми критериями для формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая являются стратиграфо-литологические магматогенные и структурные.

Неравномерное размещение полиметаллических месторождений в стратиграфическом разрезе среднепалеозойских отложений уже давно отмечалось рядом исследователей (Бубличенко, 1945; Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, 1957 г.; Биндеман, 1971). В частности, Н. Н. Биндеманом было показано, что месторождения, залегающие в образованиях эйфельского яруса, содержат 71% запасов свинца, цинка и меди, среди живецких отложений размещается 6% запасов этих металлов, среди франских 23%, а среди фаменских и нижнекаменноугольных только 0,05%. С точки зрения литологического состава вмещающих пород оказалось (Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, 1957 г.; Н. Н. Биндеман, 1972 г.), что наибольшее практическое значение имеют разрезы, представленные частым чередованием осадочных, а также вулканогенных пород кислого и значительно реже среднего и основного состава, обладающих контрастными физико-механическими и химическими свойствами. Именно этой особенностью отличаются рудовмещающие толщи от более однородных по составу преимущественно вулканогенных или преимущественно осадочных отложений, слагающих подрудные и надрудные толщи.

К важнейшим магматогенным поисковым критериям относится приуроченность промышленных полиметаллических месторождений к образованиям контрастной базальт-липаритовой формации эйфельско-франского возраста и пространственная и возрастная их связь с порфировыми интрузиями дацит-липаритового состава среднего — верхнего девона для вулканогенных месторождений девонского возраста и с полями и зонами постбатолитовых даек альбитофиров — порфиритов для плутоногенных месторождений верхнепалеозойского возраста. Вместе с тем подмечено, что часто для локализации рудных тел благоприятны околонинтрузивные, реже надинтрузивные зоны слепых гранитоидных массивов. По-видимому, последняя обстановка характерна для месторождений регенерированного происхождения.

Для поисков вулканогенных месторождений важнейшее значение имеют фациальные геологические предпосылки и, в частности, расчленение пород базальт-липаритовой формации на жерловые, прижерловые и удаленные группы фаций, выделение автомагматических брекчий, субвулканических тел, поздних порфировых интрузий и т. д.

Важное рудоконтролирующее значение имеют вулканотектонические структуры, представленные поднятиями или депрессиями и

обусловленные особенностями процессов вулканизма, развивавшегося в определенных структурно-формационных зонах. Среди важнейших структурных поисковых критериев следует отметить локализацию полиметаллических месторождений в участках флексурных перегибов складок и в местах пересечения и сопряжения разломов северо-западного и субширотного направлений. Важное значение имеют также относительно опущенные тектонические блоки, ограниченные разноориентированными разломами.

Важнейшим поисковым критерием для размещения полиметаллических месторождений является регионально-тектонический, обусловленный локализацией барит-полиметаллических и собственно-полиметаллических месторождений в краевых частях наложенных синклиналий, а переходных и колчеданно-полиметаллических месторождений — в более центральных частях этих структур.

Такая тектоническая позиция участков, в которых располагаются полиметаллические месторождения разных типов, обуславливает различный литологический состав осадочных пород и количественные соотношения разных вулканитов, разную структурную обстановку, в которой локализуются месторождения, и другие их особенности.

Основной задачей прогнозирования является предсказание возможности выявления новых рудных объектов (рудных районов, полей, месторождений и рудных тел) и определение степени вероятности обнаружения их, в пределах исследуемых территорий. Прогнозная карта должна служить основой для планирования поисковых, геофизических, геохимических и разведочных работ, а также тематических исследований, определять очередность изучения и оценки территорий, объемы и виды работ, необходимые для выявления рудных объектов. Она должна также отражать уровень современного понимания проблем происхождения и формирования руд и состояние изученности этих вопросов в данном регионе.

На Рудном Алтае, как и во многих других рудных провинциях, наибольший эффект при прогнозировании дает метод формационно-металлогенического анализа, сущность которого состоит в установлении всего многообразия форм связи оруденения с рудоконтролирующими факторами (формациями и фациями осадочных и магматических пород, литолого-стратиграфическими толщами или пачками, тектоническими структурами и др.), в разделении всей массы рудопроявлений региона на формационные группы и выделении среди них важнейших промышленно-генетических типов месторождений.

Прогнозная карта на Рудном Алтае должна иметь объемный характер и сопровождаться серией разноориентированных разрезов. Это обстоятельство обусловлено тем, что задача прогнозирования здесь — поиски глубокозалегающих месторождений и закономерности их размещения могут быть поняты только в результате объемно-пространственного анализа и изображения. Глубина прогнозирования определяется, с одной стороны, экономической целе-

сообразностью обработки месторождений в конкретных условиях, а с другой, наличием и качеством исходных материалов.

На Рудном Алтае в процессе составления крупномасштабных прогнозных карт глубина прогнозирования для рудных районов составляла 300—500 м, а для рудных полей 1000—1500 м.

Существенную помощь при составлении прогнозных карт оказывают аэрогеологические методы. В условиях слабо обнаженной территории Рудного Алтая, обычные аэрофотоматериалы, вдобавок уже использованные при составлении геологических карт, имеют ограниченное значение; большую роль играет дешифрирование высотных и космических снимков и сопоставление их с обычными; при этом четко выявляется весь тектонический каркас региона, обусловленный сочетанием разноориентированных разломов различного масштаба и значения.

Весьма важное значение при составлении прогнозных карт имеют геофизические методы. Они используются при решении трех задач: 1) для уточнения геологической основы и прослеживания структур в закрытых районах; 2) для прямого выявления аномалий, которые могут интерпретироваться как рудные и их разбавки; 3) для выявления глубинного строения территории с помощью количественного обчета гравимагнитных данных на ЭВМ по специальным программам. Первая задача является традиционной и в основном осуществляется при геологическом картировании и составлении специализированной геологической основы. Решение второй задачи осуществляется на Рудном Алтае комплексом поисковых методов (вызванной поляризации, переходных процессов, естественного электрического поля, гравиразведки, магниторазведки и комплекса скважинных геоэлектрических методов). При этом выявляются не промышленные рудные тела, а сульфидные залежи, в том числе существенно пиритовые, часто не представляющие практического интереса. Успешные поиски таких залежей, по данным П. С. Ревякина, возможны лишь при благоприятных геологических условиях — мощности низкоомных рыхлых отложений до 10—50 м и глубине залегания залежей до 50—100 м.

Решение третьей задачи имеет особо важное значение. Если при решении первых двух задач геофизические исследования имеют важное, но все же подсобное значение, то выявление глубинного строения территории можно осуществить только геофизическими методами. Конечным результатом объемного моделирования геологического строения исследуемых районов является карта элементов глубинного геологического строения, дающая представление о размещении магматических пород и тектонике района до глубин 5—7 км. На карте могут быть отражены такие группы аномальных геологических объектов: 1) интрузивные тела различных магматических комплексов, выходящие на поверхность, и слепые; 2) вулканогенные, а иногда и осадочно-вулканогенные комплексы; 3) разрывные структуры; 4) зоны метаморфизованных пород.

Не менее важное значение имеют геохимические методы прогнозирования. Среди них главную роль играют первичные ореолы.

Не останавливаясь на общей характеристике первичных ореолов полиметаллических месторождений Рудного Алтая, освещенных в специальной литературе, упомянем лишь о методах выявления, разбраковки, интерпретации и оценки первичных ореолов в условиях Рудного Алтая, освещенных А. А. Головиным. Для выявления геохимических аномалий, обусловленных первичными ореолами, наиболее перспективны методы комплексных ореолов и суммированных ореолов. Сущность первого заключается в расчете параметров фонового распределения элементов-индикаторов и определении минимально аномальных содержаний, последующем выделении в таблице анализов аномальных проб, установлении в каждой аномальной пробе или группе проб ассоциаций элементов и вынесении их условным знаком на разрез. Этот метод позволяет быстро выделить и оконтурить аномалию, а также показать внутреннее строение аномалии и ее зональность. Второй метод основывается на суммировании содержаний элементов-индикаторов, нормированных по фону, или логарифмов их содержаний — всех или различных ассоциаций, в зависимости от их положения в зональной колонке ореолов. Это позволяет выделить и оконтурить как общий ореол прямых элементов-индикаторов, так и ореолы комплекса элементов, характерных для тыловых или фронтальных частей ореолов. Преимущество второго метода — возможность использования его материалов для обработки на ЭВМ.

Разбраковка геохимических аномалий заключается в установлении отличия рудогенных ореолов, связь которых с рудными телами установлена или предполагается, от петрогенных аномалий, не обусловленных рудообразующими процессами. Для последних характерен обычно простой, но специфический элементный состав ореолов при низких концентрациях элементов.

Интерпретация геохимических ореолов предусматривает определение рудно-формационного типа минерализации, с которой связан ореол. Она основана на составе и размерах ореолов отдельных элементов. Существенно различаются ореолы, связанные с месторождениями различных рудных формаций. Так, в ореолах месторождений скарновой формации, распространенных на Рудном Алтае, помимо свинца, цинка и меди часто присутствуют олово, вольфрам, хром и марганец, не характерные для ореолов полиметаллической формации. Интерпретация полиметаллических ореолов и выделение среди них ореолов различных подформаций (барит-полиметаллической, собственно-полиметаллической, колчеданно-полиметаллической и др.), по данным А. А. Головина, основана на использовании рядов доминационной<sup>1</sup> составляющей зональности ореолов месторождений этих подформаций.

<sup>1</sup> Под доминационной составляющей А. А. Головин понимает черты строения зонального ореола, зависящие от минералого-геохимического типа оруденения и обусловленные такими внешними факторами миграции элементов, как концентрация элементов в рудообразующих растворах, что в свою очередь приводит к преобладанию тех или иных ассоциаций элементов в ореолах различных типов полиметаллических месторождений.

Оценка геохимических ореолов сводится к определению уровня пересечения ореола эрозионным срезом. В основе определения этого уровня лежит ряд сепарационной<sup>1</sup> составляющей зональности. Преобладание в данном срезе ореола элементов фронтальных зон свидетельствует о надрудном уровне пересечения ореола и, следовательно, о сохранности прогнозируемого оруденения; преобладание элементов тыловых зон указывает на подрудный уровень пересечения и свидетельствует об эродированности оруденения.

Составной частью комплекса минералого-геохимических поисковых критериев являются околорудные изменения вмещающих пород. Эти изменения на большинстве промышленных месторождений Рудного Алтая представлены либо ореолами гипогенного выщелачивания (серицит-кварцевого замещения), либо ореолами осаждения (хлоритизации, карбонатизации, альбитизации, карбонат-серицитового замещения и т. д.). Последние могут быть и безрудными, но в этом случае их следует рассматривать как индикаторы скрытых на глубине зон выщелачивания, потенциально рудоносных.

Для оценки рудоносности выявленных зон серицит-кварцевого замещения помимо эндогенных ореолов рассеяния могут быть использованы продукты повторного переотложения вещества, вытесненного при сульфидном метасоматозе. В условиях Рудного Алтая эти продукты нередко формируют широкий ореол мусковитизации вокруг рудных залежей, уходящий в виде протяженного шлейфа по восстанию и воздыманию структур. При этом степень накопления мусковита (и мусковитовидного серицита) в зоне выщелачивания может указывать на интенсивность сульфидного замещения на более глубоких горизонтах и, следовательно, на масштаб оруденения.

При прогнозировании полиметаллических месторождений могут применяться и математические методы. Эти методы были использованы А. Н. Бугайцом, Г. К. Дворниченко и Л. Л. Горбуновой с целью определения степени перспективности рудопроявлений и точек минерализации в Зырянском районе Рудного Алтая. Была разработана система признаков для изученных и разведанных месторождений юго-восточной части Рудного Алтая (44 признака). Исследования проводились тремя методами: 1) с помощью алгоритмов автоматической классификации, 2) в системе координат Корунена — Лоэва, 3) по оценке энтропии признаков, преобразованных в системе разложения Корунена — Лоэва.

Первый метод основан на последовательной разбивке объектов каждый раз на две группы, максимально отличающиеся друг от друга. Если исходить из гипотезы, что наиболее крупные месторождения приурочены к участкам земной коры с наиболее аномальным строением, то «аномальные» группы объектов должны

---

<sup>1</sup> Под сепарационной составляющей зональности ореола понимают зональное строение ореола, обусловленное действием внутренних факторов миграции, т. е. свойствами элементов, и не зависящее от внешних факторов миграции.

быть наиболее перспективными. Действительно, в Зырянском районе наиболее «аномальным» объектом оказался участок самого крупного в этом районе Зырянского месторождения. Используя дальнейшую разбивку объектов, все объекты были последовательно расположены в один ряд по мере удаления их признаков от признаков участка Зырянского месторождения.

Второй метод заключался в построении новой системы признаков в системе координат Корунена — Лоэва и выбора среди них тех, на которые падает бóльшая доля изменчивости признаков. В результате оказалось, что уже известные промышленные месторождения четко обособлены от других объектов. Последние можно расположить по степени сходства с промышленными месторождениями, что, вероятно, будет отвечать степени их перспективности.

Однако решающее значение для отделения промышленных месторождений от непромышленных, по мнению А. Н. Бугайца, Г. К. Дворниченко и Л. Л. Горбуновой, имеет третий метод оценки величин энтропии признаков, преобразованных в системе разложения Корунена — Лоэва. При обработке по этой методике промышленных месторождений Рудного Алтая из 24 объектов у 17 оценки энтропии оказались меньше нуля и только в семи случаях они оказались положительными, но достаточно малыми (не превышающими +3,56). Поэтому можно полагать, что только рудопоявления, у которых значение энтропии меньше +3,56, могут относиться к классу промышленных месторождений.

Исходными материалами для составления прогнозной карты на Рудном Алтае являются геологические карты соответствующего или более детального масштаба, карта эндогенных геохимических аномалий с результатами металлометрического изучения коренных пород, рыхлых отложений и данных гидрогеохимии, гравиметрические карты соответствующего или более детального масштаба, серии карт локальных и региональных аномалий поля силы тяжести, а также карты геомагнитного поля  $\Delta T_a$  и аэрофотоматериалы соответствующего масштаба. Кроме того, используются результаты тематических исследований, имеющих прямое или косвенное значение для прогнозирования.

Составление прогнозных карт целесообразно проводить полистно, однако нет необходимости снимать все листы. Между группами листов, где осуществляется прогнозирование, могут сохраняться и не охваченные прогнозированием территории, в том случае если они слагаются заведомо неперспективными комплексами пород (гранитоидами, габбро, отложениями нижнего палеозоя, нижнего карбона и др.). В этом случае параллельно с составлением крупномасштабных прогнозных карт целесообразно составлять мелкомасштабную тектоническую карту или лучше серию палеотектонических карт, для увязки и сопоставления прогнозируемых площадей. Такие карты преследуют также и другую задачу — сопоставление уже известных рудных районов (и в частности, прогнозируемых) со смежными территориями. Так, в 1971—1973 гг.

на Рудном Алтае была составлена серия палеотектонических карт масштаба 1 : 500 000 (в составе 11 карт, отражающих палеотектонические черты развития Рудного Алтая от нижнедевонского до пермского времени), которые определили границы Рудноалтайской полиметаллической провинции на юго-западе, северо-востоке и юго-востоке и вместе с тем показали, что эта структурно-формационная зона продолжается в северо-западном направлении уже в пределах южной части Западно-Сибирской низменности.

Крупномасштабная прогнозная карта представляет собой комплект карт, количество которых, а также и содержание каждой карты могут варьировать в зависимости от задач прогнозирования, геологической обстановки и степени изученности прогнозируемой территории. В условиях Рудного Алтая, учитывая высокую степень изученности территории и большую глубину прогнозирования, комплект прогнозных карт состоял из следующих карт: 1) специализированная геологическая основа; 2) карта рудной нагрузки; 3) карта геологических предпосылок и поисковых признаков; 4) карта элементов глубинного строения по геолого-геофизическим данным; 5) собственно прогнозная карта.

Указанный перечень карт отвечает принципу последовательного приближения к выделению и оценке перспективных площадей, учитывает необходимость органической связи объективного фактического материала с вытекающими из него выводами.

Специализированная геологическая основа представляет собой геологическую карту палеозойских образований, с которой полностью снят покров мезо-кайнозойских отложений и в изолиниях показан рельеф кровли палеозойских образований. На карте выделены стратиграфические подразделения, интрузивные и субвулканические комплексы, отражены литологический и петрографический составы пород, показаны различные типы разрывных нарушений, вторичных изменений пород и проявления сульфидной минерализации. Специализированная геологическая основа является основным фактическим материалом, на котором в дальнейшем осуществляется прогнозирование.

Карта рудной нагрузки составляется на нераскрашенной геологической основе и содержит всю информацию о рудной минерализации данной площади. Сюда наносятся все месторождения и рудопроявления черных, цветных, редких и благородных металлов эндогенного происхождения. Для каждого месторождения и рудопроявления полиметаллической формации условными знаками (в меру имеющихся данных) указывается его масштаб, минеральный тип (подформация), качество руд, структурно-морфологический тип, глубина залегания, вертикальный интервал распространения оруденения и состояние промышленного освоения.

На карту рудной нагрузки также выносятся рудогенные геохимические аномалии (первичные ореолы), типизированные по минеральному типу прогнозируемого оруденения и уровню их эрозийного среза, а также экзогенные и гидрохимические аномалии на

участках, где спробование коренных пород проводилось недостаточно.

Карта геологических предпосылок и поисковых признаков является основной базой для составления собственно прогнозной карты. Она составляется на формационно-фациальной основе, на которой, в частности, образования вулканогенных формаций разделяются на группы фаций (жерловая и прижерловая, промежуточная и удаленная) и конкретные фации (экструзивные, лавовые, пирокластические, вулканомиктовые и др.). На этой карте специальными знаками показываются те предпосылки и признаки (стратиграфо-литологические, магматические, структурные, минералого-геохимические), которые имеют прямое отношение к локализации полиметаллического оруденения.

Так, в частности, на карты наносятся участки разрезов продуктивных толщ, характеризующиеся частым переслаиванием осадочных пород и вулканитов, палеовулканические постройки, поля развития порфировых интрузий дацит-липаритов и даек «альбитофиров — порфиритов», участки флексурных изгибов рудокализирующих пачек, разломы, ограничивающие рудоносные блоки и места их пересечений и т. д. Наносятся также месторождения и рудопроявления полиметаллической формации и отмечаются околорудно измененные породы и их минеральные типы. На карте геологических предпосылок и признаков показываются геохимические (первичные) ореолы, уже проинтерпретированные и оцененные как перспективные, а также рудогенные аномалии вызванных потенциалов, естественного поля и переходных процессов. С помощью этой карты производится оконтуривание перспективных площадей и при этом используется карта элементов глубинного строения по геолого-геофизическим данным.

Карта элементов глубинного геологического строения по геолого-геофизическим данным в основном отражает форму и строение массивов интрузивных пород и региональных разрывов на глубоких горизонтах (рис. 34). Результаты объемной количественной интерпретации локальных гравиметрических аномалий и иногда сейсморазведочных данных (МОВ) отражены в изолиниях с сечением через 1 км. Условными знаками на эту карту вынесены локальные аномалии поисковых методов ВП, ЕП и МПП. Эта карта также имеет существенное значение для прогнозирования глубокозалегающих месторождений. Как оказалось, в одних случаях под перспективными зонами уже на глубине менее 1 км залегают массивы гранитоидов, а в других, наоборот, перспективные зоны перекрыты сравнительно маломощным телом гранитоидов, надвинутым по пологим надвигам на продуктивные отложения среднего девона (см. рис. 34).

Собственно прогнозная карта может быть составлена в виде прозрачной наклейки, совмещаемой с картой геологических предпосылок и признаков. На этой карте показывается степень перспективности прогнозируемых участков, вероятная структурная позиция и глубина залегания прогнозируемых месторождений,

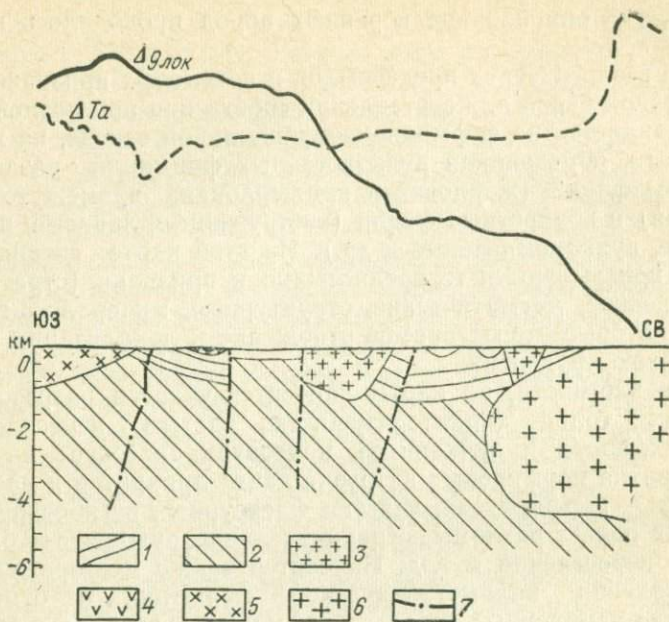


Рис. 34. Глубинный разрез через Змеиногорский рудный район. По А. А. Солодову.

1 — осадочные отложения среднего и верхнего девона; 2 — метаморфические сланцы и песчаники нижнего палеозоя; 3 — субвулканические интрузии порфиров верхнего девона; 4 — силлы диабазов верхнего девона; 5 — граниты пермского возраста; 6 — каледонские гранитоиды; 7 — разломы

очередность изучения участков и необходимый для этого комплекс поисково-разведочных работ. По степени перспективности прогнозируемые площади разделяются на три группы: перспективные, малоперспективные и недостаточно изученные. Перспективные группы в свою очередь делятся на: 1) участки, расположенные на флангах известных месторождений, 2) участки, расположенные в удалении от известных месторождений и характеризующиеся относительно полным комплексом геологических предпосылок и признаков, 3) участки, расположенные в удалении от известных месторождений и характеризующиеся неполным комплексом геологических предпосылок и признаков. Для каждой площади указывается методика рекомендуемых для открытия месторождений работ и комплекс наиболее эффективных методов, а в ряде случаев намечаются места заложения профилей поисковых скважин.

Как при прогнозировании, так и при поисках глубокозалегающих полиметаллических месторождений важное значение имеет правильное сочетание геологических, геофизических, геохимических исследований и буровых и горных работ. На каждом этапе геологоразведочных работ перед исследователями должны быть поставлены конкретные геологические задачи и выбраны наиболее рацио-

нальные и экономические методы, способные решить эти задачи. С этой целью рационально составлять схемы комплексирования геологических, геофизических и геохимических работ, которые должны быть неотъемлемой частью программ или проектов работ. Ниже приводится образец такой схемы, составленной для поисков погребенных и «слепых» полиметаллических месторождений в условиях закрытых районов северо-западной части Рудного Алтая (табл. 36).

Таким образом, ведущим способом поисков глубокозалегающих полиметаллических месторождений на Рудном Алтае является геологический прогноз. Главным методом этого прогноза служит формационно-металлогенический анализ с использованием минералогических, геохимических и геофизических методов поисков и применением математических методов оценки прогнозируемых объектов.

Однако методика прогнозирования глубокозалегающих эндогенных месторождений вообще и полиметаллических месторождений Рудного Алтая в частности только начинает создаваться и в этом отношении перед исследователями стоят очень большие задачи. Главнейшие из них следующие.

1. Дальнейшее развитие детального объемного изучения рудных районов, полей и месторождений геологическими, геофизическими, геохимическими и другими методами. Особое значение здесь имеет совершенствование геофизических методов с целью выделения не только интрузивных пород, но также основных стратиграфо-литологических и структурных комплексов.

2. Совершенствование палеовулканического и палеотектонического анализа. Разработка методов выявления и оконтуривания вулcano-тектонических структур, контролирующих распределение и локализацию полиметаллических месторождений.

3. Установление роли процессов регенерации и ремобилизации в формировании полиметаллических месторождений свидетельствует о необходимости более глубокого изучения не только окolorудных изменений, но также процессов постмагматического, регионального и контактового метаморфизма и составления карт метаморфических формаций и фаций.

4. Дальнейшее совершенствование методов геохимических поисков глубокозалегающих месторождений, и в частности изучение первичных ореолов; определение с их помощью глубины залегания рудных тел и протяженности их по падению; разработка методики определения масштабов оруденения и прогнозных запасов руд по первичным ореолам. Необходимо на новую ступень поднять изучение вторичных геохимических ореолов, уделив при этом основное внимание исследованию количественных связей их параметров с параметрами первичных ореолов месторождений, что позволит произвести оценку вторичных ореолов. Следует принять меры для увеличения глубинности геохимических поисков перекрытых более молодыми породами.

Схема комплексирования различных методов исследований при прогнозировании

Основные этапы	Задачи	Методы исследований				Результаты работ
		геологические	геофизические	геохимические	технические	
<i>Первый</i> Составление геологической карты палеозойских отложений	Картирование вулканогенно-осадочных отложений. Выявление разломов и зон трещиноватости. Картирование массивов гранитоидов. Поиски участков гидротермально измененных пород и зон рудной минерализации	Дешифрирование аэроснимков. Документация керна скважин картировочного бурения. Составление карты мощностей кайнозойских отложений	Вертикальное электрозондирование. Магниторазведка. Гравиметрия. Сейсмокартирование. Комплекс скважинных методов поисков	Металлометрическая съемка по вторичным ореолам. Изучение вторичных ореолов в основании кайнозойских отложений по керну картировочных скважин. Изучение первичных ореолов в палеозойских породах, вскрытых картировочными скважинами	Бурение картировочных скважин по профилям глубиной 50—200 м	Среднемасштабная геологическая карта палеозойских пород. Геохимические карты палеозойских и кайнозойских отложений
<i>Второй</i> Составление прогнозной карты	Составление геолого-геофизических профилей глубиной 500—1000 м	Документация керна структурно-поисковых скважин	Магниторазведка. Гравиметрия. Сейсморазведка (по профилям). Комплекс методов поисков	Изучение первичных ореолов в скважинах структурно-поискового бурения Анализ и интерпретация геологических, геофизических и геохимических материалов	Бурение серии структурно-поисковых скважин по нескольким профилям	Среднемасштабная прогнозная карта, сопровождающаяся серией глубинных геолого-геофизических и геохимических профилей
<i>Третий</i> Изучение перспективных участков и поиски скрытых месторождений	Изучение геологического строения перспективных участков. Прослеживание зон минерализации и изучение их минералогическо-геохимических особенностей. Поиски скрытых рудных тел	Документация керна поисковых скважин. Составление детальной схематической геологической карты	Комплекс скважинных методов поисков	Изучение первичных ореолов в скважинах поискового бурения	Бурение серии скважин	Схематическая детальная геологическая карта, сопровождающаяся глубинными геолого-геофизическими профилями

5. Определить возможности и разработать методику поисков глубокозалегающих месторождений на основании изучения пиритов, образующих широкие шлейфы вокруг рудных тел, а также с помощью жильных минералов (кварца, барита и карбоната) и их типоморфных особенностей. Провести широкие экспериментальные работы по выявлению «ореолов пропаривания», устанавливаемых по декрепитации газовой-жидких включений минералов в породах надрудных толщ.

6. В области прямых геофизических методов поисков — разработать электрохимические методы с целью определения состава минералов, слагающих сульфидные залежи, а также методы определения прогнозных запасов руд. Последнее можно осуществить, применив комплекс электрометодов (ВП, ЕП, МПП) для определения количества сульфидов в прогнозируемом пространстве и используя электрохимические методы для выяснения состава и количественных соотношений различных сульфидов, слагающих рудные тела (пирита, халькопирита, сфалерита и галенита).

7. Разработать математические методы оценки количественной роли различных рудоконтролирующих факторов, а также дать математическое обоснование выбора разведанных и изученных объектов для метода аналогии. С помощью математических исследований разработать методику определения и подсчета прогнозных запасов металлов в месторождениях.

8. Совершенствовать принципы составления рациональных схем комплексирования геологических, геофизических и геохимических методов поисков глубокозалегающих полиметаллических месторождений в различных по геологическому строению и ландшафтно-климатическим особенностям районах Рудного Алтая.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Рудного Алтая распространены различные рудные формации свинцово-цинковых руд — скарновая, пропилито-кварцитовая, вторичнокварцитовая, колчеданно-полиметаллическая и др. Однако лишь колчеданно-полиметаллическая имеет важное промышленное значение и является представителем определенного промышленно-генетического типа свинцово-цинковых месторождений.

В составе колчеданно-полиметаллической формации следует выделить несколько типов месторождений, которые отличаются количественными соотношениями главных металлов и главных рудообразующих сульфидов в рудах, а также элементами-примесями и геологической обстановкой формирования. Геологическая обстановка позволяет рассматривать эти типы месторождений в качестве рудных подформаций (барит-полиметаллической, собственно-полиметаллической, переходной к колчеданно-полиметаллической, колчеданно-полиметаллической и медноколчеданной) единой колчеданно-полиметаллической формации. Месторождения каждой из этих подформаций локализуются в различных участках региональных структур Рудного Алтая. Они отличаются друг от друга составом вмещающих рудные тела пород, структурными условиями локализации руд, характером околорудных изменений, формой рудных тел и т. д.

Практическое значение выделения этих подформаций заключается в том, что руды месторождений двух первых подформаций обогащены свинцом, серебром и золотом, а иногда и баритом (барит-полиметаллическая подформация), а двух последних — медью. Это обуславливает возможность целеустремленно проводить поиски руд определенных полезных ископаемых.

Как показывают данные по околорудным изменениям, подавляющее число рудноалтайских промышленных месторождений обнаруживает тесную связь с породами одной метасоматической формации — серицит-кварцевых метасоматитов. При этом выделяются три главных типа измененных пород: метасоматиты зон гипогенного выщелачивания, метасоматиты осаждения и метасоматиты малоинтенсивного гидrolитического разложения. Они определенным образом увязываются с выделенными типами (подформациями) колчеданно-полиметаллических месторождений.

Анализ имеющихся данных приводит к выводу о том, что колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая имеют различный возраст и генезис. Многие месторождения, связанные

с контрастной базальт-липаритовой формацией эйфельско-франского времени и ее производными, имеют девонский возраст. Вместе с тем другая группа месторождений ассоциирует в возрастном и пространственном отношении с послепалеозойскими (постмеиногорскими) дайками и имеет верхнепалеозойский возраст. Авторы подчеркивают также значение тектоно-магматических и метаморфических процессов, которые оказывают большое влияние на ранее образованные руды, способствуя их растворению и переотложению, что приводит к формированию регенерированных месторождений. Таким образом, руды полиметаллических месторождений Рудного Алтая можно рассматривать в целом как полихронные и полигенные образования (Смирнов, 1970).

Важнейшим методом прогнозирования новых глубокозалегающих полиметаллических месторождений в условиях Рудного Алтая является формационно-металлогенический анализ, сущность которого состоит в установлении разнообразных форм связи промышленных руд с рудоконтролирующими факторами и в выделении среди формационного типа колчеданно-полиметаллических месторождений рудных подформаций. При поисках конкретных рудных объектов первостепенное значение имеет рациональное комплексирование геологических, геохимических и геофизических поисковых методов применительно к условиям локализации месторождений каждой подформации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева О. В. Основные черты околорудных изменений на месторождениях полиметаллической формации на примере месторождений Тишинское (Рудный Алтай) и Хандиза (Южный Узбекистан).—Иzv. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 67—80.

Астафьев М. П. Закономерности размещения полиметаллического оруденения и направление поисковых работ в Золотушинском рудном поле (Рудный Алтай). Автограф. канд. дисс. Томск, 1974. 16 с.

Биндеман Н. Н. Типы рудовмещающих разрезов полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их роль в концентрации оруденения.—Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4, с. 895—898.

Болдырев А. К. Химическая конституция и кристаллическая структура слюд.—В кн.: Слюды СССР. М., ЦНИГРИ, 1937, с. 32—92.

Бубличенко Н. Л. К стратиграфии и металлогении Рудного Алтая.—Иzv. Каз. фил. АН СССР. Сер. геол., 1945, вып. 4—5, с. 7—14.

Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае.—«Цветные металлы», 1939, № 3—6, с. 24—38.

Вейц Б. И. Минералогия Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 484 с.

Венцловайте Е. И. Околорудный метаморфизм вмещающих пород Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). Автореф. канд. дисс. М., 1974. 29 с.

Верещагин В. А. Зональность околорудных изменений на Тишинском полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай).—Иzv. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 2, с. 10—18.

Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1963. 126 с.

Гавелка Я. Корреляция и изучение генезиса колчеданных полиметаллических месторождений Есеницкого девона в ЧССР. IV симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Тезисы докладов. Варна, 1974, с. 88—91.

Гармаш А. А., Иванов В. В., Кузнецов К. Ф. Редкие элементы в свинцово-цинковых месторождениях в вулканогенно-осадочных породах (колчеданно-полиметаллические месторождения).—В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. III, М., «Наука», 1966, с. 421—510.

Гармаш А. А., Рубо Г. А. Первичная структура и минералого-геохимическая зональность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.—В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1972, с. 143—145.

Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., 1975, № 9, с. 3—18. Авт.: Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, Ю. И. Демин и др.

Геология Зыряновского полиметаллического месторождения.—В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 213—362. Авт.: А. К. Каюпов, В. А. Ким, Л. Г. Никитина и др.

Голева Г. А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 291 с.

Горжевский Д. И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 1, с. 159—162.

Горжевский Д. И. Сопоставление свинцово-цинковых и медноколчеданных рудных провинций.—«Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 89—92.

Горжевский Д. И., Королев Г. Г., Крейтер И. В. О возможных источниках металлов при образовании полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного поля.—В кн.: Труды Первого международного геохимического конгресса. Т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1971, с. 123—130.

Демин Ю. И. Параметры ореолов пропаривания и комплексные характеристики дикрептофонических и геохимических аномалий.—«Вестник МГУ. Сер. геол.», 1971, № 4, с. 83.

Дмитриев В. П. Месторождение руд позднего полиметаллического парагенезиса в Змеиногорском районе на Алтае.—«Советская геология», 1960, № 12, с. 115—119.

Дмитриев В. П. Геологическое строение и размещение оруденения на Корбалихинском месторождении.—Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1963, № 2, с. 27—35.

Долгов Ю. А. Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов и рудоотложениях.—«Геология и геофизика», 1965, № 8, с. 3—16.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.—«Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 75—89.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максакова Э. М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 1, с. 41—65.

Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.—В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М., «Недра», 1965, с. 119—194.

Жариков В. А., Зарайский Г. П. Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы.—«Геология рудных месторождений», 1973, № 4, с. 3—18.

Иванкин П. Ф., Митряева Н. М., Пуркина З. А. Типы руд и стадии рудообразования на Новоберезовском месторождении.—Труды Алтайского горнометал. научно-исслед. ин-та, 1960, т. III, с. 146—149.

Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Госгеолиздат, 1957. 248 с.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. 286 с.

Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966. 389 с.

Исакович И. З. Минералогические критерии поисков скрытого оруденения Корбалихинского рудного поля (Рудный Алтай).—«Советская геология», 1975, № 5, с. 133—141.

Исакович И. З., Гибшер Н. А. К вопросу о температурных условиях образования полиметаллических руд некоторых месторождений Рудного Алтая.—«Геология и геофизика», 1972, № 10, с. 79—85.

Исакович И. З., Чекваидзе В. Б. О пиритах Тишинского месторождения.—Труды ЦНИГРИ, вып. 96, ч. I, 1971, с. 85—91.

Каюпов А. К. Основные черты геологии и металлогении Зырянского района и некоторых его рудных полей. Автореф. докт. дисс. Алма-Ата, 1964. 46 с. Киносито. О генезисе месторождений Курамоно. М., Цветметиздат, 1932. 23 с.

Кларк С. П. Температурные условия рудообразования.—В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 267—388.

Кореннова Н. Г., Исакович И. З. Изучение состава галенита некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая методом лазерного микроспектрального анализа.—«Изв. вузов, Геология и разведка», 1972, № 7, с. 52—59.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.

Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—12.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 122, № 2, с. 267—270.

Коржинский Д. С. Метасоматическая модель опережающей волны кислотности. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2, с. 429—432.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 108 с.

Кужельный Н. М. О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая. — «Геология и геофизика», 1962, № 5, с. 125—129.

Лапухов А. С. Зональность оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений юга Западной Сибири и Урала. Автореф. докт. дисс. Новосибирск. 70 с.

Летников О. А. К вопросу об источниках тепловой энергии при формировании гидротерм. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», с. 161—165.

Маньков Б. В. Структурные особенности Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — «Изв. вузов, Геология и разведка», 1969, № 9, с. 66—71.

Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений в Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 129—150.

Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. II. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1957, 424 с. Авт.: Г. П. Болгов, Б. И. Вейц, И. М. Петровская и др.

Наковник Н. И. Месторождение Коунрад, его горные породы и минералы. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1937. 176 с.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. Абсолютный возраст колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Тр. XVI сессии комиссии по определению абсолютного возраста. М., «Наука», 1973, с. 284—296

О возрасте полиметаллического оруденения Степного месторождения. — В кн.: Проблемы комплексного изучения девонских прогибов Саяно-Алтайской горной области. Новокузнецк, 1972, с. 24—26. Авт.: В. М. Чекалин, А. П. Беляев, А. Д. Строителев и др.

Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата, «Наука», 1972. 109 с. Авт.: В. М. Волков, А. М. Гинатулин, И. Т. Сахаров и др.

Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, «ФАН», 1971, 185 с.

Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 3, с. 64—75.

Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1968. 173 с.

Послерудные диабазовые дайки Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай). Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, вып. 5, с. 539—551. Авт.: Б. Л. Чепрасов, И. В. Покровская, С. И. Изюмский и др.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962. 1132 с.

Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. М., «Недра», 1966. 118 с.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. — Труды ИГЕМ, вып. 140, 1953. 340 с.

Сидоренко З. В., Ершова М. К. Изменения боковых пород Березовогорского месторождения на Алтае. — Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, вып. 33, с. 169—180.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.—«Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 3—15.

Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., «Недра», 1971. 255 с.

Структура Тишинского рудного поля.—«Советская геология», 1973, № 8, с. 43. Авт.: В. И. Старостин, Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин.

Стучевский Н. И. Анализ геологических формаций и тектонического развития Иртышского глубинного разлома в связи с проблемой поисков скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения. Автореф. канд. дисс. М., 1974. 23 с.

Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И. К вопросу о генезисе колчеданных месторождений Кавказа.—«Советская геология», 1964, № 10, с. 27—38.

Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры.—В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 37—48.

Фоминных А. Ф., Колдаева Т. Г., Королев Г. Г. Новые данные по геологии и закономерностям размещения полиметаллических месторождений в пределах Корбалихинского рудного поля в Змеиногорском районе.—«Тр. ЦНИГРИ», 1975, вып. 118, с. 24—30.

Хисамутдинов М. Г. Этапы изменения вмещающих пород Зырянского месторождения.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. М., 1956, с. 45—57. («Тр. ВСЕГЕИ», новая серия, вып. 19.)

Хисамутдинов М. Г. О температуре и глубине образования полиметаллических руд Алтая.—Инф. сб. ОНТИ ВСЕГЕИ, № 13, 1959, с. 117—124.

Чекалова К. А. Минералогические типы руд Новой залежи Орловского месторождения.—«Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая», 1971, т. 31, с. 73—83.

Чекалова К. А. О стадийности минералообразования на Орловском месторождении (Рудный Алтай).—«Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 47—57.

Чекваидзе В. Б. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород Новоберезовской рудоносной зоны на Алтае.—«Вестник АН КазССР», 1960, № 11 (188), с. 84—98.

Чекваидзе В. Б. К вопросу о результатах воздействия остаточных рудоносных растворов при формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая.—«Тр. ЦНИГРИ», 1967, вып. 67, с. 201—203.

Чекваидзе В. Б. О некоторых закономерностях в процессе формирования пирротинового оруденения на приртышских колчеданно-полиметаллических месторождениях.—«Тр. ЦНИГРИ», 1969, вып. 80, с. 161—164.

Чекваидзе В. Б., Шатагин Н. Н. О путях движения минерализующих растворов при формировании Корбалихинского полиметаллического месторождения.—«Геология рудных месторождений», 1970, № 1, с. 46—53.

Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения.—«Советская геология», 1971, № 6, с. 106—123.

Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения.—«Геология рудных месторождений», 1972, № 6, с. 30—45.

Чернов В. И. Девонские вулканические формации Рудного Алтая.—«Бюлл. МОИП, Отдел геол.», 1970, № 6, с. 128—142.

Шатагин Н. И. Статистическая оценка факторов рудообразования. М., Изд-во МГУ, 1972. 203 с.

Шнайдер М. С., Беспяев Х. А. Типы руд и минеральные парагенезисы в Тишинском месторождении на Рудном Алтае.—Труды Алтайского горно-металлургического науч.-исслед. ин-та АН КазССР, 1963, т. XVI.

Шнайдер М. С., Астафьев М. П. Магматогенные брекчии Ново-Золотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.—«Советская геология», 1965, № 11, с. 78—90.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.—В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—181.

Щерба Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.—«Советская геология», 1968, № 6, с. 49—65.

Щерба Г. Н. Еще раз о генезисе руд Лениногорского района.—«Советская геология», 1974, № 7, с. 151—154.

Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 332—350.

Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюидпорфировые комплексы юго-западного Алтая.—«Вестник МГУ. Серия геол.», 1973, № 2, с. 72—86.

Яковлев Г. Ф., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность рудно-алтайских полиметаллических месторождений. Тезисы докладов на Варненском симпозиуме, «IACOD». София, 1974, с. 135—136.

Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.—«Геология рудных месторождений», 1975, № 3, с. 67—77.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	3
Краткая геолого-металлогеническая характеристика Рудного Алтая. <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	5
Группировка полиметаллических месторождений и рудопроявлений. Типы полиметаллических месторождений. <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	7
Барит-полиметаллический тип . . . . .	13
Зареченское месторождение. <i>И. З. Исакович, Н. Г. Кудрявцева, В. Б. Чекваидзе</i> . . . . .	13
Собственно-полиметаллический тип . . . . .	24
Лениногорское рудное поле. <i>В. Б. Чекваидзе, И. З. Исакович, Д. И. Горжевский</i> . . . . .	24
Зыряновское месторождение. <i>Н. Г. Кудрявцева</i> . . . . .	48
Тип переходный к колчеданно-полиметаллическому Тишинское рудное поле. <i>В. Б. Чекваидзе, И. З. Исакович, Д. И. Горжевский</i> . . . . .	61
Ново-Золотушинское месторождение. <i>В. Б. Чекваидзе, И. З. Исакович</i> . . . . .	80
Колчеданно-полиметаллический тип . . . . .	100
Ново-Березовское месторождение. <i>В. Б. Чекваидзе, И. З. Исакович</i> . . . . .	100
Медноколчеданный тип . . . . .	112
Орловское рудное поле. <i>В. Б. Чекваидзе, Д. И. Горжевский, И. З. Исакович</i> . . . . .	112
Минеральные ассоциации руд. <i>И. З. Исакович</i> . . . . .	128
Рудная зональность. <i>Д. И. Горжевский, И. З. Исакович</i> . . . . .	134
Околорудно измененные породы и их связь с оруденением. <i>В. Б. Чекваидзе</i> . . . . .	143
Вопросы генезиса полиметаллических месторождений. <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	156
Сравнение полиметаллических месторождений Рудного Алтая со сходными месторождениями других провинций. <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	167
Методы прогнозирования и поисков полиметаллических месторождений. <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	177
Заключение <i>Д. И. Горжевский</i> . . . . .	190
Список литературы . . . . .	192

ИБ № 395

Давид Иосифович Горжевский  
Виктор Борисович Чекваидзе  
Ирина Зигмундовна Исакович

ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ.  
ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МЕТОДЫ ПОИСКОВ

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*

Обложка художника *Г. А. Петрова*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Технические редакторы *О. А. Болтунова,*

*Л. Г. Лаврентьева*

Корректор *Р. Я. Ускова*

---

Сдано в набор 18/X 1976 г.

Подписано в печать 8/VI 1977 г.

Т-07997 Формат 60×90<sup>1/16</sup> Бумага № 2

Печ. л. 12,5 Уч.-изд. л. 13,65 Тираж 900 экз.

Заказ 2560/5877-4 Цена 2 р. 05 к.

---

Издательство «Недра»,

103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд. 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома

при Государственном комитете Совета

Министров СССР по делам издательств,

полиграфии и книжной торговли.

109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

## *Уважаемый товарищ!*

В издательстве «Недра» готовятся к печати новые книги

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ формирования гидротермальных месторождений бериллия.** 20 л. 2 р. 25 к. Авт.: Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И. и др.

В книге рассматриваются основные проблемы формирования постмагматического оруденения, генетически связанного с различными гранитоидными формациями. На примере выделенных формаций приводятся общие закономерности размещения бериллиеносных провинций, их металлогенические особенности в зависимости от регионально-тектонической обстановки, петрологическая характеристика гранитоидных формаций, генерирующих бериллиевое оруденение, условия структурной локализации оруденения и влияния на него состава и физико-механических свойств вмещающих пород. Выявляется зависимость парагенетических ассоциаций бериллиевых и сопутствующих минералов от щелочности материнских интрузивов, их глубинности и других факторов. На основе термодинамических расчетов делаются выводы о физико-химических условиях рудообразования.

Книга предназначена для геологов, изучающих месторождения не только бериллия, но и олова, вольфрама, молибдена, флюорита и других полезных ископаемых.

**ПРОГНОЗНАЯ оценка рудоносности вулканогенных формаций.**  
30 л. 3 р. 35 к.

В книге описаны теоретические основы эволюции процесса рудообразования в ходе истории развития подвижных зон земной коры. Рассматриваются геодинамический, энергетический и химический аспекты последовательной смены условий тепло- и массопереноса, магмообразования, метаморфизма и рудообразования на разных стадиях развития подвижных зон (рифтовые зоны, океанические хребты, эвгеосинклинали, орогены, зоны активизации и др.). Развивается концепция эволюции глубинного интрателлурического потока, изменяющегося во времени, но устойчивого в пространстве, которое определяется как магматическая или металлогенетическая провинция или ее структурный этаж с определенным и закономерным парагенезисом вулканогенных формаций. Показана эволюция интрателлурического потока и форм тепло- и массопереноса по этапам от глубин суперметаморфических процессов в мантии до субвулканических условий гидротермального рудообразования.

Книга предназначена для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием и оценкой месторождений полезных ископаемых.

**ПРИНЦИПЫ** прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. В 2-х томах. Т. I. 25 л. 2 р. 75 к.

Рассмотрена проблема прогнозирования, поисков и оценки месторождения в целом с позицией рудно-формационного анализа, намечены пути ее решения. На основе анализа материала, касающегося позиций месторождений в истории развития земной коры, их структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей разработаны принципы рудно-формационного анализа и сформулированы критерии прогноза и оценки месторождений редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора и слюды. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения месторождений указанных полезных ископаемых.

Книга предназначена для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

**ПРИНЦИПЫ** прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. В 2-х томах. Т. II. 20 л. 2 р. 25 к.

На основе материала, касающегося позиций месторождений в истории развития земной коры, их структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей разработаны принципы рудно-формационного анализа и сформулированы критерии прогноза, поисков и оценки месторождений железа, хромитов, бокситов и полезных ископаемых, связанных с крабонатами. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения месторождений указанных полезных ископаемых.

Работа предназначена для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием и оценкой месторождений полезных ископаемых.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:*

№ 17—199178. Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

№ 59—127412. Москва, Коровинское шоссе, 20.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»**

2 р. 05 к.

2344

НЕДРА