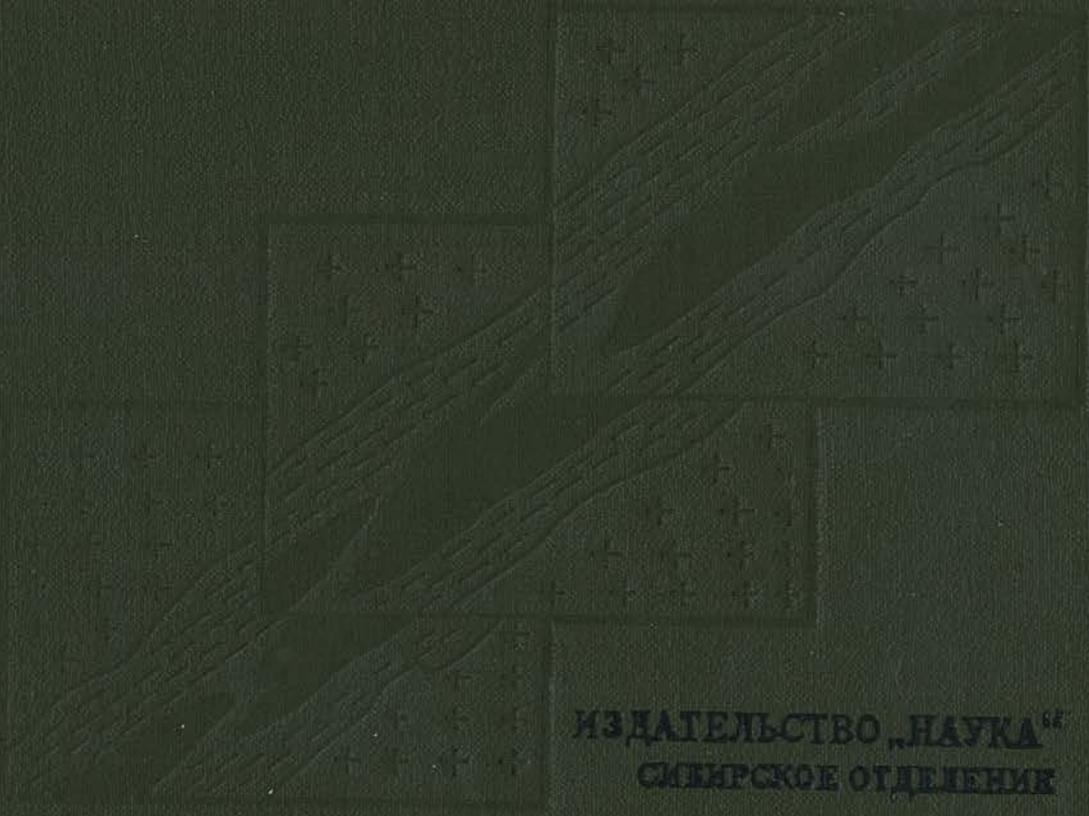


А. С. Лапухов

Зональность колчеданно- полиметаллических месторождений



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 247

А. С. ЛАПУХОВ

ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАННО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственный редактор

д-р геол.-минералог. наук проф. Г. Л. Поспелов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

Рассматриваются различные формы проявления рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа, Рудного Алтая и Урала и возможные связи ее с магматизмом. Показаны элементы сходства и различия зональности эпигенетических и вулканогенно-осадочных месторождений. Выявлена многоэтажно-ритмическая зональность по восстанию эпигенетических рудных залежей, дающая основания для нового метода прогнозирования оруденения на глубину. Разработаны математические модели фациальной зональности, развивающейся при параллельном протекании зависимых реакций.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов по рудным месторождениям, геохимии, металлогении и петрологии, а также занимающихся вопросами связи оруденения с магматизмом.

Одна из особенностей развития рудообразующих флюидных динамических систем состоит в зональном отложении рудных компонентов. При этом образование и пространственная дифференциация аномальных концентраций металлов обусловлены не только структурно-литологическими факторами и пульсационным изменением рудообразующих растворов во времени и пространстве, но и теми процессами, которые связаны с внутренней эволюцией флюидных динамических систем. Последние являются проходящими и оставляют следы в виде пространственно дифференцированных рудных и окологрудных ассоциаций. Тем самым анализ зональности по сути представляет собой специфическую форму структурно-генетических исследований, поскольку рассматриваемая проблема является составной частью проблемы флюидных динамических систем, генерирующих рудные месторождения.

Проблема зональности рудных месторождений привлекала внимание многих зарубежных и советских исследователей. Она являлась предметом всестороннего обсуждения на Первом всесоюзном совещании (Москва, 1958 г.), на конференции «Проблемы постмагматического рудообразования» (Прага, 1963 г.) и симпозиуме по глубинности и зональности оруденения при VI Всесоюзном металлогеническом совещании (Владивосток, 1971 г.). Как показали результаты работы II Всесоюзного совещания «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений» (Москва, 1972 г.), закономерности проявления зональности оруденения и первичных геохимических ореолов рудных элементов в настоящее время успешно применяются для выявления слепых рудных тел и месторождений. И тем не менее многие теоретические и практические вопросы оруденения по-прежнему остаются спорными.

Одной из наиболее дискуссионных является проблема происхождения зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, объединяющих обширную группу однотипных по вещественному составу, но различных по генезису объектов. Ее исследованию посвящены работы А. Н. Заварицкого, С. Н. Иванова, В. И. Смирнова, М. Б. Бородаевской, Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского, Г. Н. Щербы, Л. Н. Овчинникова, Н. С. Скрипченко, Г. С. Дзоценидзе, П. Я. Яроша, П. Ф. Иванкина, Т. Ватанабе, А. Кинкель и др.

В настоящей работе обобщены результаты десятилетнего изучения рудной зональности главным образом гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений, основанные на личных наблюдениях автора. Кроме того, по материалам, любезно предоставленным Э. Г. Дистановым, рассмотрены особенности проявления рудной зональности Озерного (Западное Забайкалье) вулканогенно-осадочного месторождения. Детальный анализ рудной зональности в литературе пока не получил достаточно полного освещения, поскольку он сопряжен со значительной трудоемкостью обработки обширного аналитического материала, а также некоторыми методическими затруднениями, связанными с выявлением малокоонтрастных форм зональности. Проведенные исследования подтвердили правильность представлений О. Д. Левицкого

и В. И. Смирнова о сложном сочетании в рассматриваемых месторождениях пульсационного и фациального типов зональности. Вместе с тем установлены своеобразные формы проявления полиморфной, многомасштабной и многоярусной зональности оруденения с помощью специальных методов анализа, основанных на объемно-статистической обработке значительного количества химических анализов проб.

Данная работа была начата автором в 1962 г. в процессе детальных структурно-генетических исследований Салаирского рудного поля под руководством и при участии Г. Л. Поспелова. Позднее задача была конкретизирована, основное внимание переключено на изучение закономерностей внутреннего строения глубоко вскрытых колчеданно-полиметаллических месторождений, входящих в состав Салаирского, Каменушинского, Ускандинского, Урского (Салаирский кряж), Зырянского, Тишинского (Рудный Алтай), Гайского и Дегтярского (Урал) и других рудных полей. По этим объектам объемно-статистическими методами автором обработано около полумиллиона химических анализов эксплуатационно-разведочных проб. По изученным месторождениям отстроены сотни вертикальных продольных проекций, разрезов и погоризонтных планов, позволяющих судить об объемном распределении ведущих рудообразующих компонентов. Эти данные увязывались со стадийностью рудообразующих процессов, зональностью рудных и околорудных минеральных парагенезисов и реставрацией термодинамических условий в зонах рудоотложения. С этой целью наряду с минералогическими наблюдениями (просмотрено около 2500 шлифов и аншлифов) проводились термо- и барометрические исследования газовой-жидких включений в жильных и рудных минералах. Кроме того, изучались особенности проявления вещественной и температурной зональности предрудных порфировых интрузий с использованием анализа расплавных включений, заключенных в фенокристаллах кварца. Эти данные позволили оценить особенности эволюции температурного поля в процессе становления предрудных порфировых интрузий, их автотаморфических преобразований и развития рудообразующих процессов.

В ходе геохимических исследований автором выявлены неизвестные ранее многоэтажно-ритмические формы зональности, обусловленные тем, что области повышенной минерализации, подобно волнам отложения, группируются многоэтажно по восстанию рудных тел, часто с регионально выдержанными уровнями локализации рудных компонентов. Волновой характер распределения последних определяет развитие стабильной многоэтажно-ритмической зональности, которая выражается в том, что каждый уровень интенсивного рудоотложения имеет свою зональную колонку. Наиболее типично при этом дву-, трехкратное повторение вертикальных ритмов зональности на фоне некоторых общих тенденций изменения относительных концентраций рудных компонентов. Такая зональность является результатом сложного сочетания структурно-литологических и динамических факторов, обусловленных внутренней эволюцией рудообразующих флюидных динамических систем, взаимодействием их с вмещающими породами и горизонтами вадозных вод. В свою очередь, становление и развитие продуктивных гидротерм, по-видимому, тесно связаны с формированием предрудных порфировых интрузий и процессами их автотаморфизма.

Поскольку на зональное отложение рудных компонентов существенное влияние оказывают особенности миграции гидротермальных растворов, автором проведена серия экспериментов в широком интервале температур и давлений по моделированию процессов диффузионного и инфильтрационного метасоматоза. Основное внимание при этом уделялось изучению эффективной скорости диффузионной миграции рудных компонентов по межзерновому пространству водонасыщенных горных пород с учетом их внутренней анизотропии. Кроме того, сделана попытка экспери-

ментального воссоздания периодических зон осадков типа диффузионных и фильтрационных осадочных хроматограмм, которые являются аналогом некоторых макро- и микроритмических текстур руд.

Наряду со стохастическими моделями для анализа зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений нами привлекались детерминированные модели, основанные на динамике протекания параллельных зависимых реакций многокомпонентных гидротермальных растворов с минералами вмещающих пород. Автором совместно с Л. В. Миловой была разработана серия программ для ЭВМ, с помощью которых рассчитано около 200 моделей, охватывающих различные варианты в пределах верхней и нижней оценок природных рудообразующих систем при постоянных и переменных константах скоростей реакций.

Анализу зональности рассматриваемых месторождений предшествовало уточнение некоторых дискуссионных генетических вопросов: доли участия структурных, литологических и магматических факторов в пространственном размещении оруденения, особенностей динамометаморфизма вмещающих пород и руд и т. д. При этом автором был разработан вариант декриптометрического метода, основанный на фиксации динамики вскрытия газово-жидких включений в процессе их нагревания с помощью катарометра (газового хроматографа).

Наряду с традиционным структурно-геологическим картированием автором применялся оптический микроструктурный анализ в сочетании с текстур-дифрактометрическим методом, позволяющим изучать статистическую ориентировку любых тонкокристаллических веществ, в том числе кристаллов рудных минералов. Для привлечения последнего метода автором совместно с В. Ф. Бородичем и Г. М. Рыловым была сконструирована и изготовлена на опытном заводе СО АН СССР автоматическая приставка к дифрактометру УРС-50И-М.

Методика исследования зональности колчеданно-полиметаллических месторождений заключалась в следующем: 1) анализ объемного распределения средневзвешенных концентраций ведущих рудообразующих компонентов, их линейных запасов и соотношений, основанный на статистической обработке около 500 000 химических анализов эксплуатационно-разведочных проб и отстройке сотен разрезов, погоризонтных планов и вертикальных продольных проекций рудных залежей; 2) изучение зональности минеральных парагенезисов; 3) качественный анализ морфологии рудных тел и их корреляций со структурно-литологическими элементами вмещающих пород; 4) анализ пространственной дифференциации рудных столбов.

Для генетической интерпретации выявленных таким образом различных форм проявления зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений автором привлекался следующий комплекс теоретических и экспериментальных исследований: 1) изучение состава, температур и давлений продуктивных гидротермальных растворов в период формирования рудных залежей; 2) реконструкция вероятных путей миграции рудоносных растворов путем анализа дифференциальной подвижности рудных компонентов, палеоградиентов температур в зонах рудоотложения и структурно-литологических особенностей вмещающих пород; 3) выявление возможных связей зональности оруденения с внутренним строением предрудных порфировых интрузий на основании объемно-статистического анализа некоторых геохимических и петрографических характеристик; 4) экспериментальное изучение диффузионного переноса ряда рудных компонентов сквозь водонасыщенные горные породы, явления сульфидизации железосодержащих минералов в гидротермальных условиях и дифференциальной подвижности элементов в футеровке доменной печи; 5) физическое моделирование процесса формирования ритмической зональности при диффузионном и фильтрационном переносе рудных компонентов в увлажненных пористых средах; 6) разработка с помощью

ЭВМ математических моделей инфильтрационной зональности гидротермальных рудных месторождений, основанных на кинетике параллельно протекающих зависимых реакций.

Совокупность проведенных полевых и лабораторных исследований позволила установить ряд новых важных особенностей зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений, дать им определенное генетическое толкование и предложить способы практического использования установленных закономерностей при прогнозировании, разведке и отработке рудных залежей. В частности, предложены способы палеорекоstructions возможных путей миграции рудоносных растворов и обнаружена особая сквозная форма многоэтажной, ритмически повторяющейся зональности по восстанию эпигенетических рудных залежей, дающая основания для нового метода прогнозирования оруденения на глубину.

При проведении полевых исследований большую помощь автору оказали И. И. Федоров, А. В. Плеханова, Е. Г. Тазиева, С. С. Геринг, С. А. Солтан, В. А. Варганов, Э. И. Путилина, Д. Г. Ажгирей, А. М. Марьин, Н. Н. Биндеман, А. В. Верещагин, А. И. Каталинец, Н. А. Дементьева, Э. А. Штраль и другие геологи, которым автор выражает искреннюю признательность.

Автор благодарен академику В. А. Кузнецову, член-корреспонденту Л. Н. Овчинникову, Г. Ф. Яковлеву, Д. И. Горжевскому, М. Б. Бородаевской, П. Ф. Иванкину, Э. Г. Дистанову, Ю. Г. Щербакову, Б. Н. Лапину, Ю. А. Долгову, А. С. Митропольскому, Н. А. Рослякову, И. Т. Бакуменко, Н. А. Шугуровой, И. П. Щербаню, коллегам по лаборатории С. С. Лапину, В. Н. Шарарову, А. Л. Павлову, А. И. Васильевой и другим товарищам за ценные советы и консультации.

Автор высоко чтит память о бывшем заведующем лабораторией экспериментального рудообразования, докторе геолого-минералогических наук профессоре Г. Л. Поспелове, который проявлял постоянное внимание и создавал условия, во многом способствовавшие выполнению данной работы.

Часть I

**О проблеме зональности
колчеданно-полиметаллических месторождений
и методах ее изучения**

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О ПОНЯТИИ «ЗОНАЛЬНОСТЬ» ОРУДЕНЕНИЯ

История развития взглядов на зональность рудных месторождений приводится в работах Ч. Парка (1959, 1966), Ф. И. Вольфсона (1962, 1969), В. И. Смирнова (1969) и других, поэтому остановимся лишь на отдельных вопросах терминологии и некоторых представлениях о зональности, в частности, колчеданно-полиметаллических месторождений.

Особенности закономерных изменений вещественного состава руд в объеме рудных тел и месторождений давно привлекали внимание геологов и получили название «зональность», однако этот термин использовался геологами по-разному. Одни вкладывали в него определенный генетический смысл, другие придавали ему более широкое толкование.

В частности, на зональное строение рудных месторождений обращали внимание Луи де Лоне (Lapau, 1900), Дж. Коллинс (Collins, 1902), Г. Уоллер (Waller, 1904) и другие исследователи. Позднее этот вопрос детально рассматривался в работах Дж. Сперра (Spurr, 1907). По мнению Сперра, большинство рудных месторождений представляет собой продукт дифференциации интрузий; их распределение обусловлено изменениями температур и давлений, убывающими по мере удаления от магматического очага. Отложение рудных минералов происходит в порядке, обратном их растворимости. Эта точка зрения получила дальнейшее развитие в трудах В. Эммонса (Emmons, 1924, 1936), который разработал обобщенную схему зональности в виде «реконструированной системы жил», отражающую в упрощенном виде порядок отложения жильных и рудных минералов «в пределах и вокруг куполов батолитов, а также в их краевых частях и в прибатолитовых участках». Подобно Сперру, явления зональности он объяснял эволюционным изменением растворов в связи с падением температур и давлений вокруг остывающего интрузива.

В последующие годы теория зональности критически рассматривалась В. Линдгреном (1935), С. С. Смирновым (1937), Р. Бланшаром (Blanchard, 1947), Ю. А. Билибиным (1947, 1951), В. И. Смирновым (1957, 1963), Е. А. Радкевич (1959, 1971), Ф. И. Вольфсоном (1949, 1962), О. Д. Левицким (1959), Р. М. Константиновым (1965) и другими исследователями, которые значительно расширили и углубили представления о зональности месторождений. В частности, С. С. Смирновым была показана зависимость между зональностью рудных месторождений и рудных узлов и пульсационным характером рудообразующих процессов. Эти идеи получили дальнейшее обоснование в работах сторонников структурного направления (Королев, 1949, 1954; Дубровский, 1963; и др.). Сходные формы проявления зональности свинцово-цинковых жил Пришбрама в Чехословакии описаны Я. Кутина (Kutina, 1957), Дж. Гаррисоном (Harrison, 1955) в рудном районе Фриланд Ламартин, Колорадо и др., которые получили название «полиасцендентных».

Вместе с тем, основываясь на многочисленных наблюдениях над свинцово-цинковыми месторождениями, в которых отмечаются постепенные переходы с глубиной существенно свинцовых руд в цинковые, и признавая возможность пульсационного характера поступления растворов, Ю. А. Билибин (1951) обосновал необходимость выделения «зональности отложения». По его мнению, подобный тип зональности обусловлен осо-

бенностями отложения галенита и сфалерита в пределах отдельного рудного тела из одних и тех же порций рудоносных растворов.

Термин «зональность» в литературе, посвященной рудным месторождениям, используется в различном смысле. Во-первых, этот термин употребляется при описании изменений характера рудной минерализации в пределах отдельных рудных тел, рудных полей, рудных узлов и региональных поясов, т. е. охватывает понятия различной масштабности.

Л. Рейли (Riley, 1936) предложил ограничить применение термина «зональность» только для отдельных рудных тел, хотя большинством исследователей он используется шире. В частности, В. И. Смирновым (1963) выделяется региональная зональность (зональность рудных поясов), зональность рудных полей и рудных тел.

Во-вторых, зональность оруденения имеет три измерения в пространстве. В. И. Смирновым (1969) выделяется зональность по мощности, простиранию и по падению рудных тел. Зональность рудных полей как объемных фигур рассматривается также П. Ф. Иванкиным (1970).

Ссылаясь на Интернациональный словарь, Ч. Парк (1959) приводит геологическое определение термина «зоны» как «пояса, слоя или серии слоев породы правильной или неправильной формы, залегающей горизонтально, вертикально, концентрически или каким-либо другим образом и характеризующейся определенными свойствами, способом образования и составом».

Вслед за Дж. Сперром и В. Эммонсом многими геологами термин «зональность» используется как закономерное пространственное распределение минеральных парагенезисов относительно кровли батолитов или центров магматических очагов. Так, по С. С. Смирнову (1937), «в отношении рудного узла зональностью называют закономерную смену рудных формаций по мере удаления от металлоносного интрузива», а в пределах отдельного месторождения — «закономерные колебания в характере рудного материала как по простиранию, так и по падению рудного тела». По степени удаленности рудных тел от активного источника рудообразующих растворов Е. А. Радкевич (1963) выделила типы зональности оловянных и полиметаллических месторождений Тихоокеанского рудного пояса.

Вместе с тем Ф. И. Вольфсон (1969) показал, что зональность оруденения может быть обусловлена не только размещением выходов отдельных интрузивных массивов. Она может развиваться также относительно различных тектонических элементов, которыми могут быть «складчатые сооружения или зоны долгоживущих разломов глубокого заложения, отдельные интрузивные массивы или их группы, крупные дизъюнктивные нарушения и выдержанные трещины». По Вольфсону, «под зональностью оруденения следует понимать закономерную смену в пространстве относительно какого-либо геологического образования типов оруденения, минеральных ассоциаций, отдельных минералов или даже распространения химических элементов».

Более общее определение зональности дается В. И. Смирновым (1969). Он считает, что «первичная зональность рудных районов, месторождений и тел определяется закономерным изменением минерального и связанного с ним химического состава на площадях районов, месторождений и в контурах рудных залежей». Для различного типа зональности гипогенных месторождений В. И. Смирновым предлагается следующая классификация.

«Зональность первого рода, или стадийная,— это зональность, обусловленная последовательным отщеплением от родоначальных магматических очагов рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложением руд разного состава. Эта зональность разделяется на три типа: 1) зональность повторных тектонических разрывов; 2) зональность тектонического раскрывания; 3) зональность внутрирудного метасоматоза.

Зональность второго рода, или фациальная, — это зональность, связанная с изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на пути их движения с последовательным отложением минеральных комплексов, характеризующихся различным соотношением рудообразующих минералов. Фациальная зональность также подразделяется на три типа: 1) зональность состава пород; 2) зональность фильтрации; 3) зональность отложения».

Следует отметить, что во многих случаях конкретные связи оруденения с теми или иными геологическими образованиями проявляются весьма неопределенно, поэтому сходные формы зональности могут быть также при осадочных и метаморфогенных процессах. В связи с этим, на наш взгляд, наиболее объективное определение зональности оруденения предлагается В. И. Смирновым, поскольку оно не зависит от субъективных генетических интерпретаций.

На месторождениях различных генетических типов многими авторами отмечается сложное сочетание различных типов зональности, т. е. пульсационная, или стадийная, зональность часто усложняется фациальной сменой состава рудных компонентов, обусловленной особенностями миграции рудообразующих растворов. Так, И. Н. Кига́й (1966) установил, что на Лифудзинском касситерито-сульфидном месторождении наряду с признаками пульсационной зональности наблюдаются постепенные изменения в распределении элементов-примесей в минералах первой стадии минерализации. Аналогичные примеры комбинированной зональности приведены Г. Н. Щерба (1955) для некоторых редкометалльных и полиметаллических месторождений Центрального Казахстана, Д. О. Онтоевым (1960), Д. В. Рундквистом (1968а, б) — для ряда оловорудных месторождений и др.

В фациальных и пульсационных типах зональности с глубиной чаще наблюдается смена более низкотемпературных минеральных ассоциаций более высокотемпературными. Такую зональность принято называть прямой. Вместе с тем Н. А. Хрущовым (1953), А. Д. Щегловым (1956) и другими описаны примеры обратной зональности оруденения, обусловленной сменой с глубиной высокотемпературных парагенезисов минералов более низкотемпературными. Следует, однако, отметить, что в отдельных случаях «обратная» зональность оруденения выделяется ошибочно. В частности, Г. Н. Щерба (1960) отмечал, что на заключительных этапах формирования гидротермально-метасоматических месторождений в связи с общим охлаждением рудообразующей системы поздние генерации частично фиксировались и на глубоких горизонтах, но обратной зональности в целом не наблюдалось. По мнению Г. Н. Щерба, при описании «казахского месторождения» Н. А. Хрущовым (1953) была допущена ошибка, связанная с тем, что общее снижение содержания молибдена с глубиной здесь было связано с развитием ранних, а не поздних прожилков слабоминерализованного кварца. При этом под основным штокверком позднее были обнаружены и другие залежи.

В. Д. Богдановым (1965) в Маданском рудном поле (Болгария) описаны примеры обратной пульсационной зональности, которая выражена в переходе с глубиной ранних кварцево-сульфидных жил в более поздние карбонатные. Обратная зональность, по мнению В. Д. Богданова, обусловлена наряду с затуханием тектонических подвижек к концу рудообразующего процесса и уменьшением количества рудоносных растворов главным образом падением внутреннего давления растворов, в связи с чем минеральные ассоциации поздних стадий отлагались на нижних горизонтах.

Таким образом, обзор литературных данных показывает, что уточнение и детализация понятия «зональность» шла по линии уточнения генезиса, характера поступления рудоносных растворов, влияния структурно-литологических особенностей вмещающей среды на дифференци-

альное рудоотложение и т. д. При этом разными исследователями под зональностью месторождений подразумевается проявление определенных неоднородностей в размещении зон обогащения или относительных концентраций рудных компонентов.

Следует отметить, что в процессе количественного анализа закономерностей пространственного распределения ведущих рудообразующих компонентов по различным показателям выявляются неоднородные полиморфные и перекрестные формы зональности, обусловленные разнородными факторами миграции, отложения и внутреннего перераспределения рудного вещества. В связи с этим при изучении колчеданно-полиметаллических месторождений нами использовано понятие «зональность» в широком смысле этого слова — как проявление закономерных пространственных изменений минеральных, химических, физических или других показателей рудных масс и околорудноизмененных вмещающих пород.

Ярким примером сложного сочетания различных форм зональности — признаков фациальной и пульсационной зональности — являются колчеданно-полиметаллические месторождения, приуроченные к областям развития вулканогенных образований и формирующиеся на разных этапах развития геосинклиналей. Как показано В. И. Смирновым (1960), отличительная особенность рассматриваемой группы месторождений — их конвергентные свойства, поскольку они могут формироваться как в гипогенных, так и в вулканогенно-осадочных условиях; при этом образуются сходные по минеральному составу и условиям залегания рудные залежи.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В истории изучения зональности колчеданно-полиметаллических месторождений можно условно выделить два периода.

В первый, ранний, основное внимание уделялось выявлению некоторых общих тенденций зонального распределения рудных минералов. В частности, в литературе имеются многочисленные описания постепенных изменений вещественного состава рудных залежей по их восстанию, простиранию и мощности. При этом, по-видимому, сказалось влияние работ С. С. Смирнова, В. Эммонса, Дж. Сперра и других, стремление увидеть в изучаемом объекте проявления «классических» форм зональности. Вместе с тем определенное значение имела и недостаточная детальность разведочных работ, поскольку в большинстве случаев подробно были изучены лишь верхние зоны месторождений, а на глубину они были разведаны в лучшем случае редкой сетью разведочных скважин.

Впервые признаки проявления первичной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, генетически связанных с древним вулканизмом, были подмечены М. А. Усовым (1933) и И. В. Дербиковым (1935) на Салаире и А. Н. Заварицким (1927) — на Урале. По наблюдениям М. А. Усова, на салаирских рудниках «рудные массы состоят преимущественно из кварца и барита, к которым на более глубоких горизонтах присоединяются карбонаты и содержащие мелкую вкрапленность сульфиды с преобладанием сфалерита, пирита и галенита», а для колчеданных месторождений М. А. Усов (1933) отмечал приуроченность медного колчедана, а также сфалерита и галенита к краевым частям рудных тел, где руда приобретает полосчатую текстуру.

Элементы зонального строения описаны А. Н. Заварицким (1927) на ряде медноколчеданных месторождений Урала. Так, для Березогорского месторождения им отмечалось преимущественное развитие барита и сульфидов цинка, меди и отчасти свинца в северной его части, а магнетита — в южной. Для разных рудных тел Конюховской залежи (Кыштым-

окое месторождение) приводятся данные об увеличении к их центральным частям концентраций пирита и убывании в этом направлении содержания серебра, золота, меди и цинка. При этом в ряде работ А. Н. Заварицкий (1943а, б) подчеркивал, что как в месторождениях глубокой зоны, так и в метаморфизованных эпитегрмальных залежах «черных» руд японских месторождений обнаруживается одинаковый состав по крайней мере в отношении главных компонентов. Зональность рассматриваемых месторождений, по его мнению, обусловлена дифференциацией вещества в процессе их метаморфизма, с которым связано возникновение поздних жилков и полосчатых текстур.

Идеи А. Н. Заварицкого о сингенетичности колчеданного оруденения и вулканогенно-осадочных пород спилито-кератофировой формации и метаморфогенной природе зональности уральских месторождений получили дальнейшее развитие в работах С. Н. Иванова (1959, 1965), Н. С. Скрипченко (1964) и др. Согласно данным С. Н. Иванова (1937, 1945), отчетливые признаки зонального строения обнаруживаются на Дегтярском месторождении, центральная часть которого обогащена серным колчеданом, а фланги — халькопиритом, сфалеритом и теннантитом. Зональность по мощности рудного тела выражена в том, что серный колчедан преимущественно развит у висячего бока рудного тела и почти не встречается у лежащего.

Обратная картина первичной зональности описана В. М. Крейтером и др. (1958) на Блявинском месторождении, в рудных телах которого (вблизи лежащих боков) мелкозернистый пирит и мельниковит встречаются в заметных количествах. К средним частям месторождения резко возрастает содержание халькопирита и мельниковита, а в направлении висячего бока количество всех компонентов резко понижается. В. М. Крейтером установлена также прямая связь между степенью кристаллической зрелости геля FeS_2 и явлениями динамического характера.

Сходные типы продольной и поперечной зональности описаны Н. С. Скрипченко (1964) на примере медноколчеданных месторождений Северного Кавказа, которые он объясняет с точки зрения гипотезы эксгальционно-осадочного генезиса.

И. В. Дербигов и Ю. А. Нуварьева (1967) пришли к выводу, что в отличие от гидротермально-метасоматических месторождения вулканогенно-осадочного генезиса характеризуются асимметричной формой зональности, которую авторы предложили назвать паравулканической. По их мнению, формирование подобной зональности связано с последовательным наслоением осадков, выпадающих из растворов последующих стадий минерализации на предыдущие.

Следует, однако, отметить, что факт асимметричного характера зональности не может быть определяющим при решении вопроса о генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений, поскольку, как будет показано ниже, подобный тип зональности широко распространен среди гидротермально-метасоматических месторождений.

В отличие от представлений, развиваемых А. Н. Заварицким и его последователями, многие геологи (Амирасланов, 1937; Логинов, 1958; Пэк, 1958; и др.) считали зональность уральских медноколчеданных месторождений первичной, обусловленной гидротермально-метасоматическими процессами. Основные доказательства этому на примере среднеуральских месторождений приведены в работе В. П. Логинова (1958). Сводятся они к следующему.

1. Приуроченность рудных тел к верхним границам участков гипогенного осветления.

2. Вертикальная направленность первичной зональности по падению крутонаклонных рудных тел, поскольку серноколчеданные разности руды тяготеют к нижним их частям и окаймляются кварц-серицитовыми породами, а медистые и цинковые — к верхним и примыкают к менее

пористым хлоритизированным породам (Кабанское, Заводское месторождения). Ряд месторождений (им. III Интернационала, Карпушихинское, Дегтярское и др.), образующих согласные с напластованием вмещающих пород залежи, отличаются первичной зональностью иного типа. Она выражается в асимметричной смене серноколчеданных руд, развитых во внутренних частях рудных тел, существенно медными в лежащем боку и цинковистыми — к висячему боку при однообразном изменении состава первичных руд в направлении к флангам рудной залежи. Направление вектора зональности оруденения использовалось В. П. Логиновым (1974) для реконструкции первоначального залегания рудных залежей.

Зональность медноколчеданных месторождений Урала рассмотрена также в работах Т. Н. Шадлун (1950), А. Г. Белова (1958), З. И. Путильной (1969а, б) и др. В. Г. Прохоровым (1970) выявлена гипогенная зональность в распределении элементов-примесей в рудных телах и вмещающих их породах на Султановском колчеданном месторождении. При этом сделана попытка расшифровки путей миграции рудоносных растворов.

Аналогичные формы зональности описаны на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и Кавказа. Так, Т. В. Иваницкий (1963) отмечает, что зональность проявляется только на некоторых месторождениях Грузии и имеет неконтрастный характер, причем почти на всех зональность отсутствует вовсе. Признаки зонального строения наблюдаются, по данным этого автора, на Дамбулакском месторождении, верхние кварц-карбонатные зоны которого с глубиной постепенно сменяются кварц-карбонат-свинцово-цинковой и затем кварц-карбонат-свинцово-цинково-медной минерализацией. Возрастание с глубиной цинково- и медной минерализации фиксируется на Скатыномском и Квайсинском месторождениях. Последнее с глубиной характеризуется также резким обогащением дисульфидами железа.

Подобные закономерности установлены П. Ф. Сопко (1962, 1971) на Алавердинском и Шамлугском месторождениях. Там полиметаллические рудные тела приурочены к верхним горизонтам, в то время как на нижних преимущественным развитием пользуется медно-цинковая, медная и серноколчеданная минерализация. Сходная схема зональности наблюдается на некоторых месторождениях Кафанского рудного поля (Ванюшин, Лейе, Малхасян, 1957).

На колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая многими исследователями отмечалась гипогенная зональность. Подобно уральским и кавказским месторождениям, для них характерна плавкая смена минеральных комплексов, зачастую незаметная «на глаз». Лишь в редких случаях наблюдается резкая пространственная дифференциация рудных зон с отчетливыми геологическими границами. Так, в пределах вертикального разреза Лениногорского месторождения Н. Н. Куреком и П. П. Буровым (1934) выделено два пространственно четко дифференцированных рудных горизонта: верхний рудный — свинцово-цинковый и нижний — медный.

Вместе с тем в пределах обоих рудных горизонтов зональность проявляется лишь в некотором изменении соотношений рудных компонентов.

В столь же ярких формах наблюдается зональность на полиметаллических месторождениях Змеиногорского района, на которых А. П. Беляевым, В. П. Дмитриевым и Г. И. Полтораковым (1968) выделяются три рудных горизонта, причем медные и цинково-медные руды приурочены к лежащему боку рудной зоны, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические — к центральной ее части, а золото-серебряно-барит-полиметаллические — к ее висячему боку.

В большинстве случаев на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая зональность неконтрастна и характеризуется постепенной сменой минеральных парагенезисов.

Не останавливаясь на спорных положениях о генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений, отметим, что важным результатом первого этапа изучения их зональности явилось установление некоторых общих объемных тенденций в изменении качественного состава ведущих рудообразующих компонентов. Определены различные формы симметричной и асимметричной, прямой и обратной зональности.

Второй период в истории исследования зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, начавшийся в 60-х годах, связан с появившейся возможностью детальной геометризации распределения различных компонентов. Впервые доступными оказались километровые глубины, а открытые разработки позволили на многих месторождениях проводить непосредственные наблюдения на глубинах в сотни метров по отдельным сечениям месторождений и воссоздавать детальную картину их объемного строения. В этот период стали широко использоваться новые методы вещественного анализа горных пород и руд, локального микронзондирования минералов, различные термо- и барометрические методы и т. д. С одной стороны, стали возможными исследования по линии крупномасштабных металлогенических разработок, с другой — по линии детального изучения вещественных и структурных особенностей рудных месторождений. В последнем случае наряду с главными рудообразующими компонентами исследовалось пространственное распределение широкого круга редких и рассеянных элементов. Было обнаружено, что на фоне определенных общих тенденций зонального строения рудных месторождений выявляется сложный дискретный и волновой характер распределения рудных компонентов. В частности, Г. Н. Щерба (1955, 1960) выделил для полиметаллических и редкометальных месторождений Рудного Алтая и Центрального Казахстана новую форму многоэтажной, или многоярусной, зональности оруденения. Эта многоярусность, как полагает автор, обусловлена чередованием по вертикали на пути движения растворов, благоприятных для рудоотложения структурно-литологических горизонтов, рудонасыщенность которых различна в зависимости от глубины формирования месторождения, ресурсов рудоносных очагов и особенностей вмещающей среды (рис. 1).

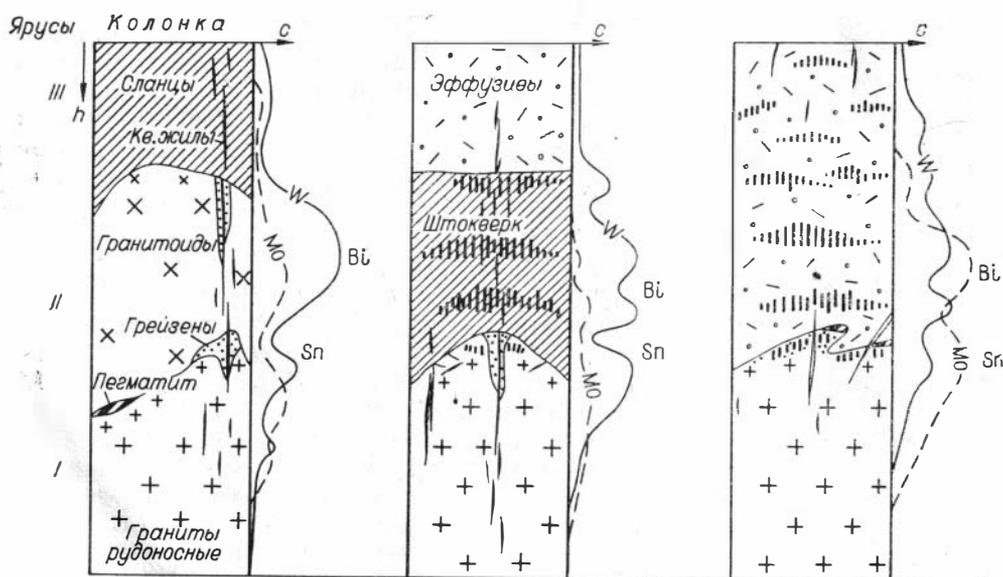


Рис. 1. Схема распределения по вертикали повышенных концентраций вольфрама, молибдена, олова и висмута в зависимости от литологического состава вмещающих пород (Щерба, 1960).

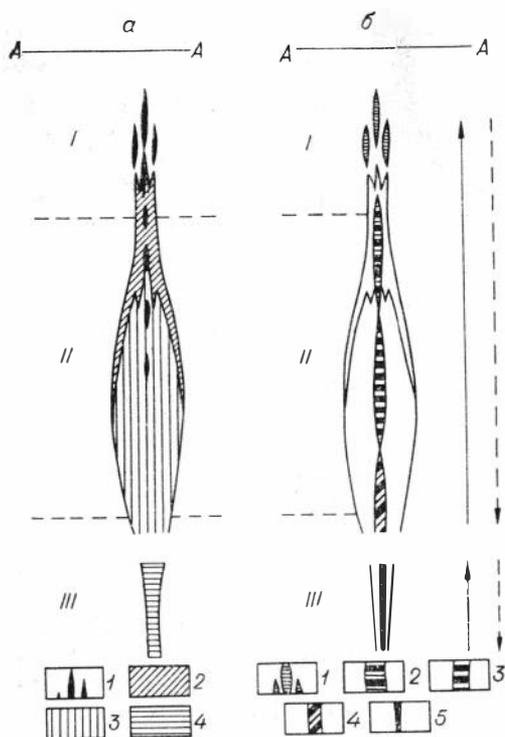


Рис. 2. Принципиальная схема сквозь-
русной зональности метасоматоза пред-
рудного этапа (а) и сульфидного оруде-
нения позднего этапа (б) по П. Ф. Иван-
кину (1961).

Зоны: I — приповерхностных и малых глубин (менее 1—1,5 км), II — малых и средних (от 1—1,5 до 3—4 км), III — средних и значительных (свыше 4—5 км); А — А — эрозионный срез периода становления метасоматических зон.
а: 1 — зона преимущественного отложения в трещинах и пустотах кварца, карбонатов; 2 — хлорито-доломитовая зона; 3 — серицитокварцевая зона; 4 — кордиерит-антофиллитовая зона.

б: 1 — зона барито-полиметаллических, преимущественно жильных и штокерковых месторождений; 2 — серноколчеданных полиметаллических месторождений; 3 — серноколчеданных медноцинковых месторождений; 4 — пирит-пирротинных медноцинковых месторождений; 5 — меднопирротинных месторождений.

зивную, сквозную, эволюционную и локальную зональности. Наиболее важные особенности пространственной дифференциации минеральных зон главнейших колчеданно-полиметаллических месторождений П. Ф. Иванкиным обобщены в виде идеализированных трехчленных колонок метасоматических пород (дорудного и рудного этапов) (рис. 2). В зональной колонке в зависимости от глубин формирования примерное положение некоторых месторождений следующее (сверху вниз): Змеиногорское, Заводинское, Риддерское, Золотушинское, Березовское, Зыряновское, Белоусовское, Иртышское, Новоберезовское, Карчигинское, Вавилонское. По направлению кверху в рудах рассматриваемой зональной колонки возрастает относительное количество свинца, золота, серебра, сурьмы, кадмия, селена, теллура, а с глубиной — железа, меди, кобальта, никеля, титана.

Важное значение имеет вышедшая недавно монография П. Ф. Иванкина (1970), посвященная морфогенетической зональности магматогенных рудных полей, в которой большое внимание уделяется анализу объемного строения колчеданно-полиметаллических месторождений раз-

Наиболее детальные исследования в этом направлении, основанные на горногеометрическом анализе сотен тысяч проб, проводились в течение нескольких десятилетий на Лениногорском, Зыряновском и некоторых колчеданно-полиметаллических месторождениях Иртышской зоны смятия группой сотрудников Алтайского отдела Института геологических наук АН Казахской ССР, возглавляемой К. Ф. Ермолаевым. При этом, помимо существенного усовершенствования метода геометризации распределения элементов, упомянутыми исследователями выявлена роль дизъюнктивных и пликтивных структурных элементов в локализации богатых скоплений рудных компонентов, изучены особенности их миграции и пространственной дифференциации.

Аналогичные исследования проводились также на Урале, Рудном Алтае и на Кавказе В. Д. Барановым и др. (1960, 1963, 1972), С. В. Григорьяном, Е. М. Янишевским (1968); особое внимание ими уделялось эндогенным геохимическим ореолам для глубинного прогнозирования рудных залежей.

Соотношение типов зональности различных минеральных типов месторождений и положение их в общей металлогенетической зональности рассмотрены в работах П. Ф. Иванкина (1959, 1961). Он выделяет региональную, или тектоно-магматическую, околоинтрузивную, сквозную, эволюционную и локальную зональности.

личных регионов Советского Союза. Морфологическая и вещественная зональность этой группы рудных полей, по П. Ф. Иванкину, является результатом фазового расслоения саморасширяющейся рудно-магматической системы и активно вторгающегося высококонцентрированного рудного флюида.

Таким образом, для различных типов колчеданно-полиметаллических месторождений довольно детально изучены некоторые качественные тенденции вещественной и структурной зональности рудных залежей. Во многих случаях на месторождениях подмечены лишь те закономерности, которые выявляются «на глаз»; детального количественного анализа зональности оруденения не проведено. Между тем выявление и расшифровка зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, проявляющейся чаще в скрытых завуалированных формах, невозможна без привлечения массового объемно-статистического анализа десятков тысяч проб в сочетании с детальными минералогическими исследованиями. В этом отношении еще недостаточно используется та информация, которая заключена в результатах эксплуатационно-разведочного опробования керна скважин и забоев горных выработок. Подобный анализ зачастую отпугивает исследователей трудоемкостью и недостаточной разработанностью некоторых методических приемов. В связи с этим необходимо рассмотреть возможности существующих методов расшифровки зональности оруденения, среди которых наряду с традиционными методами геометризации в последние годы все шире внедряется тренд-анализ с использованием ЭВМ.

Глава II

МЕТОДЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С переходом от качественного анализа некоторых общих тенденций в распределении рудообразующих компонентов к количественному анализу зональности рассматриваемых месторождений возникает вопрос — какие параметры являются объективной характеристикой зональности оруденения. Как показал обзор существующих взглядов по этому вопросу, термин «зональность» оруденения понимается разными исследователями по-разному. Одни под этим термином подразумевают, вероятно, закономерности пространственной дифференциации абсолютных концентраций определенных химических компонентов, минералов или парагенезисов минералов, другие — характер распределения их соотношений и т. д. Между тем, как будет показано ниже, данные показатели являются отражением различных сторон рудообразующего процесса.

Геометризация распределения компонентов, необходимая для количественного анализа зональности рудных месторождений, может быть произведена двумя отличными и не исключаящими друг друга способами. Одним из них, наиболее распространенным, является метод изолиний, при отстройке которых учитываются обычно определенные структурные особенности вмещающей среды: наблюдаемая поточность, рудоконтролирующее влияние определенных систем трещин, зон экранирования и т. д.; вторым, получившим название тренд-анализа, — способ формализованного обобщения геологических данных (структурных отметок, геохимических наблюдений и др.). Сущность этого анализа: с помощью определенных расчетных методов находится аналитическое выражение по-

верхности, наиболее адекватной исследуемым значениям случайных величин в точках равномерно или неравномерно разбросанных наблюдений с применением ЭВМ.

Общие принципы объемно-статистического анализа рудных месторождений разработаны проф. П. К. Соболевским (1932), который рассматривал месторождение полезного ископаемого как геохимическое, структурное или тектоническое поле. Под геохимическим полем П. К. Соболевским подразумевалось такое пространство недр, в пределах которого может быть установлена закономерность распределения объемной плотности или объемной насыщенности определенными компонентами. Анализируя геохимические поля, П. К. Соболевский обосновал возможность изображения их в виде системы непересекающихся изолиний. Он разработал математический аппарат их сложения, вычитания, графического дифференцирования, интегрирования и т. д.

Метод геометризации геохимических полей получил дальнейшее развитие. П. А. Рыжовым (1964) разработаны общие принципы графо-аналитических методов исследования структур месторождений, геометрии размещения в рудных телах запасов и определенных свойств полезных ископаемых, методы линейного и площадного сглаживания и т. д. К. Ф. Ермолаевым (1955а, б, 1962) предложены методы пространственного разделения отдельных стадий минерализации, основанные на горно-геометрическом анализе, обоснованы методы объемного сглаживания разведочных данных.

Существенную помощь в обработке геохимических данных оказывают ЭВМ. Например, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР В. А. Головкиным, Н. А. Клямбергом, Ю. А. Романенко, М. Л. Шемякиным и К. А. Шемякиной созданы программы «Изолиния-2» и «Изолиния-3» для ЭЦВМ, которые в сочетании с шаговым графоопроистроителем, разработанным в СНИИГГиМСе и ИАиЭ СО АН СССР, осуществляют автоматическое вычерчивание карт изолиний (1970, 1971).

Рассмотренные выше способы обработки геохимических полей вручную или с использованием ЭВМ применимы в том случае, если главные тенденции изменения рассматриваемых параметров выражены достаточно четко. Иногда при расшифровке зональности некоторых месторождений, и в частности колчеданно-полиметаллических, возникают определенные затруднения, обусловленные сложным рельефом геохимических полей, недостатком данных, слабовыраженными тенденциями и т. д. Обычные методы сглаживания, основанные на линейной интерполяции или на методе скользящей средней, могут существенно исказить исследуемую геометрическую поверхность. Весьма эффективным при этом оказывается тренд-анализ, особенно когда необходимо разделить общие и локальные тенденции исследуемых характеристик. Свое название данный метод получил вслед за исследованиями В. Крамбайна (Krumbein, 1956), который предложил использовать регрессию на географические координаты наблюдаемых величин, назвав их поверхностями тренда. В Советском Союзе тренд-анализ получил дальнейшее развитие в работах А. Б. Вистеллуса (1963), М. Д. Белониной (1964), М. А. Романовой (1964, 1968) и др. В последние годы появились многочисленные публикации*, в которых данный метод привлекался для анализа региональных геофизических полей, в петрологических, структурных и других исследованиях. Особенно эффективным тренд-анализ оказался при поисках нефти и газа. Он позволил более надежно и по минимальному количеству данных выделять продуктивные структуры. При этом поисковым признаком оказалось локальное отклонение маркирующей поверхности от общего регионального структурного тренда (Merriam, Harbaugh, 1963). Довольно

* Обширная библиография по этому вопросу приведена в сб. «Математическая геология», 1969. и в работе М. А. Романовой, 1968.

успешно привлекается тренд-анализ также для решения ряда задач рудничной геологии. В частности, рассматриваемый метод позволил значительно повысить точность подсчета запасов и улучшить качество прогнозирования золотой минерализации в древних конгломератах Южной Африки (Криге, 1968). Тем не менее применительно к исследованию рудных полей и месторождений возможности данного метода далеко не исчерпаны. В связи с этим автором сделана попытка привлечения тренд-анализа для изучения зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, которая проявляется нередко в скрытых формах.

Как уже отмечалось, тренд-анализ основан на аппроксимации исследуемых величин поверхностью тренда и получении аналитического выражения этой поверхности. При этом коэффициенты полиномов вычисляются с помощью взвешенных скользящих средних линейных регрессий, метода наименьших квадратов, экспоненциальной функции и т. д. Экспоненциальная функция не может принимать отрицательные значения, хорошо сглаживает значения с большой положительной асимметрией, легко линеаризуется — в этом ее преимущество. Однако с повышением степени полиномов резко ухудшается обусловленность матриц (Романова, 1964), и тем самым исключается возможность применения полиномов выше третьего порядка. Поскольку при анализе неоднородностей распределения рудных компонентов приходится исследовать пространственную дифференциацию локальных максимумов и минимумов, для этой цели необходим такой метод, который бы давал возможность увеличивать приближения с повышением степени полинома. Этому требованию удовлетворяет программа для ЭВМ, разработанная В. Н. Синяевым и М. Л. Шемякиным в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, в которой в качестве аппроксимирующей функции использовано разложение по полиномам Чебышева:

$$z = \sum_{i=0}^P c_i \Psi_i(x, y),$$

где P — степень полинома; x, y — переменные.

Полиномы Чебышева строятся следующим образом:

$$\Psi_m(x, y) = \varphi_m - \sum_{i=0}^{m-1} \frac{[\varphi_m \Psi_i(x, y)]}{[\Psi_i(x, y) \varphi_i(x, y)]} \Psi_i(x, y),$$

$$\left[\varphi_m \Psi_i \right] = \sum_{j=1}^N \varphi_m(x_j, y_j) \Psi_i(x_j, y_j),$$

где j — номер точки наблюдения; $\varphi_m(x, y)$ — m -й член, в который разлагается функция y , например, $y = ax + by + cx^2 + dxy + fy^2$; $\varphi_1 = x$; $\varphi_2 = y$; $\varphi_3 = x^2$; $\varphi_4 = xy$; $\varphi_5 = y^2$ и т. д. до произвольной степени. Однако из-за погрешностей привязки проб, ошибок химических анализов и т. п. применение алгебраических полиномов выше четвертой степени, которые являются удовлетворительной аппроксимацией исходных величин, нецелесообразно.

Коэффициенты c_i находятся по формуле

$$c_i = \frac{[z \Psi_i]}{[\Psi_i \Psi_i]}.$$

Аппроксимирующий полином четвертой степени имеет вид:

$$z = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + a_6x^3 + a_7x^2y + a_8xy^2 + a_9y^3 + a_{10}x^4 + a_{11}x^3y + a_{12}x^2y^2 + a_{13}xy^3 + a_{14}y^4.$$

Компонент	a_0	a_1x	a_2y	a_3x^2
Zn	0,361	$2,73 \cdot 10^{-2}$	$-8,95 \cdot 10^{-2}$	
Pb	-1,917	0,336		$-1,75 \cdot 10^{-2}$
Mo	$2,17 \cdot 10^{-2}$	$-1,0 \cdot 10^{-3}$		$1,48 \cdot 10^{-5}$
Au	1,161			$-8,85 \cdot 10^{-2}$
Ag	-1,935	-1,132	2,808	$4,38 \cdot 10^{-2}$
Pu	-28,97	9,561		$-7,28 \cdot 10^{-1}$
Cu/Mo	78,37	24,37	-23,086	
Ag/Au	19,5			
Cu/Ag	2,224	$-4,63 \cdot 10^{-1}$	$-1,7 \cdot 10^{-1}$	$1,66 \cdot 10^{-2}$
SPy/SChp	-6,599		1,971	

Данная программа составлена таким образом, что при построении очередного члена полинома, начиная с первого (нулевой считается заданным), сравниваются относительные ошибки последующих членов по отношению к предыдущим. Если относительная ошибка $\varepsilon = \sqrt{\beta! / (N - m - 1)}$ (β — сумма квадратов ошибок, m — номер члена) меньше предыдущей, то член φ_i оставляется и вычисляется следующий. Если относительная ошибка больше, то данный член выбрасывается и рассчитывается следующий и т. д. до заданной степени полинома. Таким образом, рассчитывается многочлен, являющийся аналитическим выражением исследуемой геохимической поверхности.

В качестве примера рассмотрим характер пространственного распределения главных рудообразующих компонентов в пределах рудных тел Каменушинского месторождения (Салаирский кряж), которое представлено участками штокверково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации, приуроченной к крутопадающим зонам расланцевания интрузивных кварцевых порфиров. Рассматриваемые рудные тела имеют расплывчатые границы, и их контуры носят условный характер. Результаты расчета коэффициентов полиномов, отражающих характер пространственной дифференциации содержаний и ряда соотношений цинка, свинца, молибдена, серебра, золота, пирита в пределах рудных тел Каменушинского месторождения, приведены в табл. 1.

В качестве исходного материала для расчета служили вертикальные продольные проекции рудных тел, на которые наносились проекции пересечения их скважинами. В пределах последних вычислялись средневзвешенные концентрации исследуемых компонентов на основании разведочного опробования керн скважин и находились координаты x, y (в условных единицах) центров тяжести отдельных пересечений.

Аналитические выражения тренд-поверхностей рассматриваемых геохимических показателей, которые являются наилучшим приближением к распределению исходных величин, могут быть использованы для разных целей. Так, с их помощью можно производить более обоснованные экстраполяции поведения анализируемых компонентов на глубину и на фланги рудных тел, исследовать характер их пространственной дифференциации, выявлять пространственные корреляции обогащенных участков рудных тел (рудных столбов) с определенными структурными элементами и т. д. С их помощью можно также значительно упростить и повысить точность подсчета запасов полезных ископаемых.

Анализ полученных многочленов, отражающих особенности пространственной изменчивости исследуемых геохимических характеристик, можно производить численными или аналитическими методами. Использо-

рудобразующих компонентов и их соотношений в пределах рудных тел Каменушинского рождения

a_4xy	a_5y^2	a_6x^3	a_7x^2y	a_8xy^2
$-7,69 \cdot 10^{-3}$	$3,81 \cdot 10^{-3}$	$2,77 \cdot 10^{-4}$	$-1,79 \cdot 10^{-5}$	$-5,33 \cdot 10^{-5}$
	$5,6 \cdot 10^{-3}$		$2,44 \cdot 10^{-4}$	
$-7,63 \cdot 10$	$-1,29 \cdot 10^{-1}$	$1,66 \cdot 10^{-4}$	$-5,3 \cdot 10^{-4}$	$4,53 \cdot 10^{-4}$
		$1,89 \cdot 10^{-2}$	$-3,27 \cdot 10^{-3}$	$4,04 \cdot 10^{-3}$
	$1,184$	$-2,75 \cdot 10^{-4}$		$7,38 \cdot 10^{-3}$
	$7,17 \cdot 10^{-3}$			
	$-7,09 \cdot 10^{-2}$			

зую численные методы, с помощью ЭВМ рассчитываются значения концентраций, линейных запасов, соотношений компонентов и т. д. как функции пространственных координат $z=f(x, y)$. Затем рассчитанные величины z наносятся в соответствии с заданными прямоугольными координатами, исследуемая поверхность отстраивается в изолиниях. Эту трудоемкую операцию можно значительно облегчить, применив графо-построитель, о котором упоминалось выше. Он позволяет автоматизировать процесс построения изолиний. Наряду с поверхностью тренда, которая является лучшей аппроксимацией изучаемых величин, при анализе зональности рудных месторождений целесообразно также применение поверхностей более низких степеней, в частности первой, второй и третьей. Поверхность первой степени представляет собой плоскость, направление наклона которой отражает общие тенденции изменения рассматриваемого компонента. Например, на рис. 3, а плоскость, аппроксимирующая распределение концентраций пирита в пределах вертикальной продольной проекции рудных тел Каменушинского месторождения, наклона лишь относительно горизонтальной оси абсцисс. В пределах ошибки аппроксимации можно сделать вывод, что общие тенденции изменения концентраций пирита на данном месторождении наблюдаются главным образом в горизонтальном направлении и не зависят от вертикальной составляющей. При аппроксимации исходных данных поверхностью второго порядка появляются «купола», характеризующие положение наиболее крупных максимумов и минимумов. В частности, на рис. 3, б отчетливо обозначаются два крупных максимума концентраций пирита, обособляющиеся в пределах западного и восточного рудных тел. При дальнейшем повышении степени аппроксимирующих полиномов отмеченные выше максимумы усложняются и детализируются (см. рис. 3, в, г). При этом последовательно уменьшается относительная ошибка аппроксимации, отражающая степень отклонения очередного полинома от исходного гео-

химического поля в заданных точках: $v = [\beta / (N - m - 1)]^{1/2}$, где $\beta = \sum_{j=1}^N \varepsilon_j^2$;

m — номер полинома; ε_j — ошибка в j -й точке; N — количество исходных точек. Например, в рассматриваемом случае относительная ошибка линейной поверхности $v_{л}=4,07$, для тренд-поверхности $v_{т}=2,46$. Другими словами, последняя является наилучшим приближением к исходным величинам и в общих чертах сходна с аналогичной поверхностью, отстроенной с помощью обычного метода изолиний (см. рис. 3, е), хотя и является более объективной, поскольку не зависит от незначительных колебаний исходных величин, находящихся в пределах ошибки построения.

Компонент	a_0y^3	$a_{10}x^4$	$a_{11}x^3y$	$a_{12}x^2y^2$	Ошибка тренда V
Zn					0,041
Pb	$-1,59 \cdot 10^{-4}$				0,022
Mo					0,012
Au					0,466
Ag			$1,74 \cdot 10^{-5}$		1,523
Pu	$-2,26 \cdot 10^{-3}$	$-1,62 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$-1,85 \cdot 10^{-4}$	2,467
Cu/Mo					2,412
Ag/Au					5,283
Cu/Ag					0,833
SPu/SChp					3,409

Примечание. SPu — сера в пирите, SChp — в халькопирите.

Кроме того, последовательный анализ исходного геохимического поля с помощью полиномов нарастающих степеней позволяет выявлять тенденции зональности с разной детализацией, которые зачастую ускользают от внимания исследователей, использующих обычные методы геометризаци. Вместе с тем при рассмотрении особенностей пространственного распределения отдельных компонентов и выявлении их корреляций с определенными структурно-литологическими элементами вмещающих толщ большое значение приобретает метод разностных поверхностей различной степени, например, тренд-поверхность (z_T) минус поверхность первой степени (z_1); $z_T - z_2$; $z_T - z_3$ и т. д. Данный метод, в частности, может дать положительные результаты при выявлении локальных рудоуплотняющих складчатых структур в ходе поисков гидротермально-метасоматических месторождений, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам (например, месторождения Риддер-Сокольного типа). Метод вычитания поверхностей разных степеней можно привлекать и для выделения обогащенных участков рудных тел — «рудных столбов».

В качестве примера на рис. 3, *д* приведена схема распределения разности поверхности тренда и поверхности третьей степени. В правой и левой частях рисунка показаны локальные максимумы, сходные с таковыми на рис. 3, *б* — *в*. В отличие от них, однако, на рис. 3, *д* появляется ряд максимумов и минимумов, которые контрастно выделяются на фоне относительно невысоких концентраций пирита. Как показал анализ геологического материала, с последними коррелируется положение участков, обогащенных медью.

Наряду с рассмотренными выше численными и графическими методами анализа уравнений поверхностей, аппроксимирующих распределение определенных геологических характеристик, возможно эффективное применение методов дифференциальной геометрии. С их помощью определяются все виды кривизны (полной, средней, максимальной и минимальной), направления максимального и минимального изгибов поверхностей в исследуемых точках, координаты максимумов, минимумов и т. д.

При анализе общего вида уравнений тренд-поверхностей, характеризующих особенности распределения различных геохимических характеристик рудных тел Каменунипского месторождения (см. табл. 1), обращает на себя внимание то, что в разных случаях степень аппроксимирующих полиномов (наиболее приближающихся к распределению исходных величин) меняется от нулевой до четвертой. Например, распределение соотношений серебра к золоту с наименьшей ошибкой аппроксимируется плоскостью, параллельной плоскости осей координат. Распределение молибдена отражается в виде уравнения второй степени, причем изме-

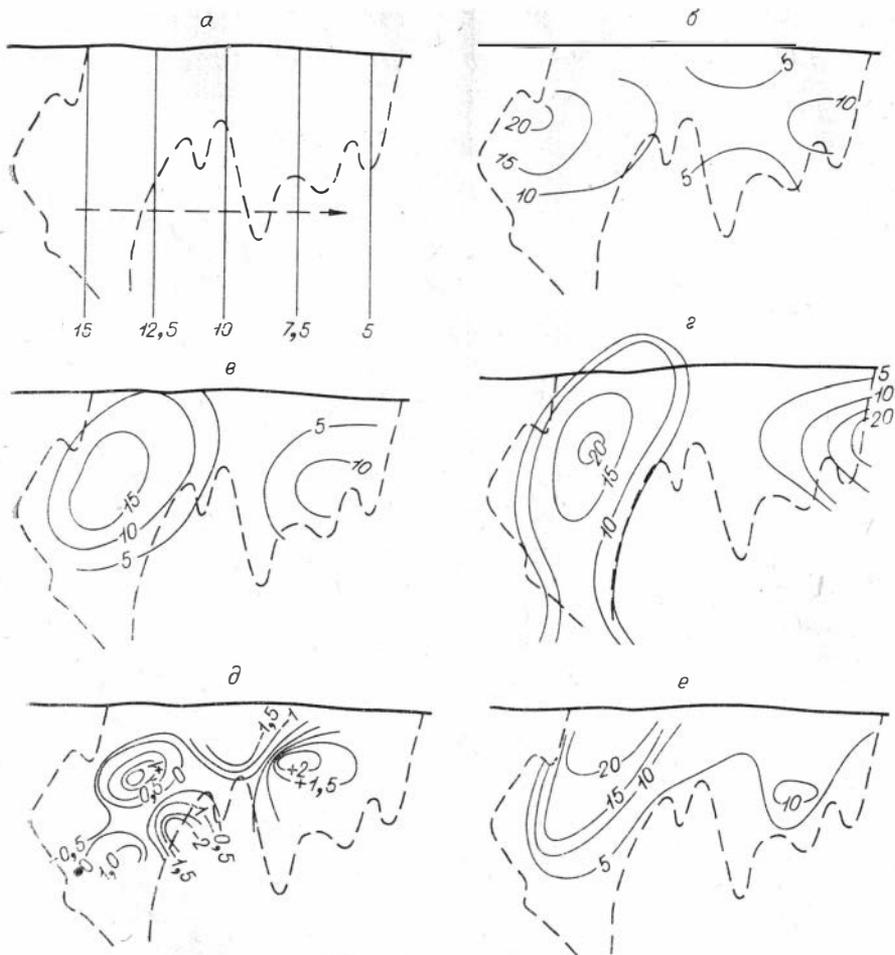


Рис. 3. Схемы пространственного распределения концентраций пирита на продольных вертикальных проекциях рудных тел Каменушинского месторождения, аппроксимированных поверхностями разных порядков.

а — первой степени, *б* — второй, *в* — третьей, *г* — четвертой (поверхность тренда), *д* — поверхность тренда минус поверхность третьей степени; *е* — та же поверхность распределения концентраций пирита, построенная методом изолиний с линейной интерполяцией исследуемых величин.

нения его концентраций наблюдаются лишь в горизонтальном направлении и не зависят от глубины. Аналогичные тенденции изменения имеют также линейные запасы молибдена, хотя они аппроксимируются уравнением третьей степени.

В отличие от концентраций и линейных запасов молибдена, пространственное размещение соотношений серы пиритной к сере халькопиритной отражается в виде уравнения второй степени и является функцией глубины. Следует отметить, что данная закономерность имеет определенный геохимический смысл, поскольку халькопирит отлагается из гидротермальных растворов при более высоких значениях окислительного потенциала, чем пирит. Подобные условия рудоотложения на Каменушинском месторождении, формировавшемся в близповерхностных условиях, обусловлены постепенным возрастанием окислительного потенциала снизу вверх.

Аналитические методы, как уже отмечалось, удобны также для расчета координат максимумов (или минимумов) концентраций рудообразующих компонентов, которые необходимы при анализе пространственной дифференциации «рудных столбов». Для этого необходимо найти первые

производные $\frac{\partial z}{\partial x}$ и $\frac{\partial z}{\partial y}$ аналитического выражения тренд-поверхности $z=f(x,y)$ и решить систему уравнений с двумя неизвестными. В частности, для рассмотренного выше случая аналитического выражения пространственного распределения молибдена $z_{Mo} = 2,17 \cdot 10^{-2} - 1,0 \cdot 10^{-3}x + 1,48 \cdot 10^{-5}x^2$ достаточно решить одно уравнение:

$$\frac{\partial z}{\partial x} = -1,0 \cdot 10^{-3} + 2,96 \cdot 10^{-5}x = 0; \quad x = 33,8.$$

Данное значение x соответствует координате осевой линии перегиба поверхности распределения молибдена.

Более сложный случай — при нахождении экстремальных значений аналитического выражения тренд-поверхности пирита, для которого необходимо решить систему уравнений:

$$\begin{cases} \frac{\partial z}{\partial x} = 9,561 - 1,456x + 5,67 \cdot 10^{-2}x^2 + 7,38 \cdot 10^{-3}y^2 - 6,48 \cdot 10^{-4}x^3 + \\ + 1,08 \cdot 10^{-4}x^2y - 3,7 \cdot 10^{-4}xy^2 = 0; \\ \frac{\partial z}{\partial y} = 1,476 \cdot 10^{-2}xy - 6,78 \cdot 10^{-3}y^2 + 3,6 \cdot 10^{-5}x^3 - 3,7 \cdot 10^{-4}x^2y = 0. \end{cases}$$

Решение данной системы уравнений вручную представляет определенные трудности, поэтому целесообразно применение ЭВМ.

Аналитически можно рассчитывать уравнения кривых пересечения поверхностей разной степени. В частности, уравнение линий пересечения тренд-поверхности с поверхностью третьей степени имеет следующий общий вид:

$$z_T - z_3 = a_{10}x^4 + a_{11}x^3y + a_{12}x^2y^2 + a_{13}xy^3 + a_{14}y^4.$$

Так, для распределения пирита это уравнение можно представить таким образом:

$$z_T - z_3 = -1,62 \cdot 10^{-4}x^4 + 3,6 \cdot 10^{-5}x^3y - 1,85 \cdot 10^{-4}x^2y^2.$$

Данное уравнение можно легко решить численным методом.

Таким образом, тренд-анализ с применением ЭВМ, несмотря на трудоемкость, имеет ряд преимуществ по сравнению с «кустарными» методами геометрического анализа рудных месторождений. В методическом отношении тренд-анализ более объективен и однозначен при составлении качественных планов, структурных карт и т. д. Кроме того, сходные результаты можно получить при меньшем числе исходных данных. Как известно, теоретически минимальное количество точек (в случае равномерной сети), необходимое для построения поверхности первой степени, составляет 3, второй — 7, третьей — 11, четвертой — 16 и т. д. Как показывает опыт, для надежного построения тренд-поверхности это число точек необходимо увеличить в 1,5—2 раза, однако дальнейший рост числа наблюдений существенно не меняет структуру тренд-поверхности. Минимизация числа наблюдений, основанная на особенностях тренд-анализа, позволяет выявлять тенденции поведения рудных компонентов на глубину уже на ранних стадиях разведки месторождений. Это же свойство рассматриваемого метода, особенно метода вычитания поверхностей разной степени, создает предпосылки для его более широкого внедрения при прогнозных оценках и поисках сленых рудных тел.

Вместе с тем возможность построения математически обоснованных доверительных поверхностей делает этот метод незаменимым при количественном анализе зональности рудных тел и месторождений и исследовании характера пространственной дифференциации «рудных столбов».

На основании тренд-анализа, по-видимому, можно конкретизировать и само понятие «рудный столб» как геологическое тело, ограниченное поверхностями определенного порядка.

Все сказанное посвящено исследованию плоских двумерных трендов, однако современные возможности вычислительной техники делают реальным применение трехмерных, объемных трендов, которые представляют особый интерес при изучении рудных полей и месторождений.

В данной работе для исследования зональности колчеданно-полиметаллических месторождений привлекались все рассмотренные выше методы. При этом выбор той или иной методики объемно-статистического анализа определялся прежде всего степенью контрастности зональности. Во всех случаях методом изолиний предварительно отстраивались схемы пространственного распределения исследуемых компонентов в виде погоризонтных планов, разрезов и вертикальных продольных проекций. Следует отметить, что степень изученности верхних и нижних участков рассматриваемых месторождений весьма неоднородна. В связи с этим при построении продольных проекций для верхних частей рудных тел и месторождений, по которым имеется обильная информация в виде результатов опробования разведочных скважин и эксилуационно-разведочных горных выработок, использовалась методика «сглаживающих окон», а по их нижним частям, разведанным более редкой сетью скважин, — методы линейной интерполяции. В том случае, если неоднородности распределения исследуемых компонентов проявлялись нечетко, дополнительно привлекался тренд-анализ с применением ЭВМ.

Для получения наиболее полной характеристики внутренней зональности колчеданно-полиметаллических месторождений обработка материалов производилась по следующей программе: 1) анализ объемного распределения средневзвешенных концентраций рудообразующих компонентов и их линейных запасов и соотношений; 2) качественный анализ морфологии рудных тел и связи их со структурно-литологическими элементами вмещающих пород; 3) выяснение связей внутрирудной зональности с зональностью предрудных интрузий с привлечением объемно-статистического анализа некоторых петрографических характеристик; 4) анализ пространственной дифференциации рудных столбов и выяснение роли структурно-литологических и динамических факторов; 5) изучение возможных путей миграции растворов; 6) исследование связей внутрирудной зональности с зональностью окolorудных процессов.

Поскольку выделение и анализ пространственной дифференциации рудных столбов вызывает определенные затруднения, рассмотрим некоторые методические приемы их изучения, использованные в настоящей работе.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДНЫХ СТОЛБОВ

Представление о рудных столбах как обогащенных металлами участках рудных тел, вытянутых в вертикальном направлении, возникло в золоторудной промышленности еще в начале XX в. Детальные исследования причин их локализации были впервые проведены Б. Котта (Cotta, 1855), Р. Беком (Beck, 1909), которые считали, что их локализация обусловлена главным образом влиянием структурно-литологических особенностей вмещающих пород. Позднее эти представления были развиты американскими геологами Р. Бланшаром, В. Ньюхаузом, С. Роско (Blanchard, 1931; Newhouse, 1942; Roscoe, 1951), Г. Мак-Кинстри (1959), а в Советском Союзе — Ф. И. Вольфсоном (1947), В. М. Крейтером (1956), П. И. Бородаевским (1960), Н. В. Петровской (1963а), А. В. Ко-

ролевым и П. А. Шехтманом (1954, 1965) и др. Исследованиями упомянутых авторов установлено, что морфология рудных столбов весьма разнообразна. Оказалось, что скопления богатых руд могут вытягиваться не только в вертикальном направлении, но и образовывать произвольно ориентированные гнезда, линзы, струи и т. д.

Различные морфологические типы рудных столбов рассмотрены Д. В. Тимофеевским (1947) и М. М. Константиновым (1948). Ф. И. Вольфсоном описаны узкие рудные столбы некоторых месторождений Карамазара (1936, 1947). Специализированные исследования рудных столбов, развивающихся в трещинных структурах, проведены В. Ньюхаузом (Newhouse, 1940). Он рассмотрел некоторые теоретические модели формирования рудных столбов, обусловленных смещением по простиранию, восстанию и падению трещин. В дальнейшем «структурное» направление исследования рудных столбов было существенно углублено и детализировано А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1965). Вместе с тем было выяснено, что морфологические особенности и характер пространственной дифференциации рудных столбов связаны не только с влиянием структурно-литологических неоднородностей вмещающей среды, но и в значительной мере определяются закономерностями внутренней эволюции рудообразующих флюидных динамических систем. Данный вопрос детально разобран в серии статей Г. Л. Поспелова (1962, 1963, 1972, 1973). Им показано, что рудные столбы являются полигенными образованиями и являются результатом комбинационных эффектов. К сходным выводам пришел также автор при изучении рудных полей Салаирского кряжа (1972 в). По генетическому признаку Н. В. Петровской (1963а) было предложено различать «стадийные» и «фациальные» рудные столбы.

Проблема формирования рудных столбов и в настоящее время привлекает внимание многих геологов, о чем свидетельствует специально проведенный симпозиум в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в декабре 1969 г. Как показала работа этого совещания, в проблеме исследования рудных столбов невыясненными оказываются не только вопросы их генезиса. Определенные затруднения возникают также и при их выделении. В частности, обсуждался вопрос, являются ли рудные столбы участками рудных тел с аномально высокими значениями концентраций или линейных запасов исследуемых компонентов. Этот вопрос становится особенно существенным при изучении штокверково-вкрапленных рудных тел, в которых некоторое накопление рудообразующих компонентов обычно намечается в участках их выклинивания, а основные запасы локализуются в обедненных, но более мощных частях. Поэтому пространственное положение и морфологические особенности рудных столбов в подобных метасоматических залежах во многих случаях различаются в зависимости от того признака, по которому они выделяются. Зачастую метасоматические зоны минерализации имеют постепенные переходы от богатых руд к бедным, которые заканчиваются во вмещающих породах в виде убогих вкрапленных зон. В подобных рудных телах, как правило, отсутствуют более или менее ярко выраженные геологические границы рудных столбов. При их геометризации за их границы принимаются обычно те или иные значения концентраций или линейных запасов, которые носят условный характер.

Следует отметить, что при выделении рудных столбов привлекались методы математической статистики. В частности, В. А. Нарсеевым, Г. Б. Левиным и В. Л. Лось (1972) был установлен полимодальный характер распределения содержаний полезных компонентов в медных, полиметаллических и золоторудных месторождениях. При выделении рудных столбов авторы используют естественные границы в содержаниях, соответствующих минимумам вариационной кривой. Данная методика заслуживает внимания, поскольку она не зависит от геолого-экономи-

ческих условий каждого конкретного месторождения и связана с естественными геохимическими уровнями минерализации.

К сожалению, она оказывается неприменимой для многих колчеданно-полиметаллических месторождений, характеризующихся одномодальным, логнормальным распределением рудообразующих компонентов. В этом случае при анализе рудных столбов нами использованы также характеристики, как положение осевых линий, центров тяжести и мод максимумов исследуемых рудообразующих компонентов. Последние определялись графическими и аналитическими методами.

Один из способов нахождения геометрических центров тяжести рудных столбов сводится к приведению их контуров к более простым геометрическим фигурам. Затем центр тяжести находится на линиях, соединяющей центры простых геометрических фигур на расстояниях, обратно пропорциональных размерам площадей геометрических фигур. Таким методом, в частности, пользовался Н. П. Семененко (1946) при изучении склонения рудных залежей Кривого Рога. Другая, более точная методика определения координат центров тяжести рудной залежи в целом или отдельных намечающихся рудных столбов, использованная в данной работе, заключается в следующем. Исследуемый контур рудной залежи после построения в изолиниях распределения анализируемых величин разбивался через определенный шаг системой параллельных сечений. В пределах каждого из них определялись средневзвешенные концентрации изучаемых компонентов. Затем задача сводилась к решению уравнения

$$h = \frac{\int_a^b yf(y) dy}{\int_a^b f(y) dy},$$

где h — гипсометрический уровень центра распределения, a и b — пределы интегрирования. Интегралы рассчитывались численным методом. Таким способом определялись координаты центра тяжести (hx , hy) по горизонтальным и вертикальным сечениям.

Положение в пространстве мод максимумов является важной характеристикой неоднородностей распределения рудообразующих компонентов. В случае симметричного распределения изолиний положение мод совпадает с геометрическими центрами тяжести рудных столбов. Обычно они смещаются относительно друг друга, причем тем сильнее, чем асимметричнее конфигурация изодоний. Координаты модальных значений максимумов легко найти графически. Для точного определения пространственного положения максимумов можно воспользоваться аналитическим выражением тренд-поверхности исследуемых величин с помощью методики, рассмотренной выше.

Как видно, исследование пространственной дифференциации рудных столбов с использованием аналитических методов связано с применением трудоемких вычислительных операций. Поэтому аналитические методы нами привлекались лишь в том случае, если относительное смещение в пространстве рудных столбов сопоставляемых компонентов не улавливалось графическими методами или находилось в пределах ошибки построения.

О ВОЗМОЖНЫХ ВАРИАНТАХ СООТНОШЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗОНАЛЬНОСТИ

В качестве иллюстрации соотношения различных типов зональности можно привести следующий простой пример. Допустим, в пределах исследуемого сечения рудного тела, имеющего форму треугольника с вер-

Параметры рудных тел, использованные для иллюстрации соотношения различных типов зональности

№ сечения	Мощность, м	Вариант I			Вариант II (d постоянно)		Вариант III		
		d, г/см ³	c _A	c _B	c _A	c _B	d, г/см ³	c _A	c _B
5	1	3,23	5	6	3	1	3,30	5	9
4	3	3,18	4	5	2,5	1,5	3,32	8	7
3	5	3,14	3	4	2	2	3,25	6	6
2	7	3,08	2	3	1,5	2,5	3,16	3	5
1	9	3,05	1	2	1	3	3,06	2	2

шиной, обращенной кверху, с глубиной мощность линейно возрастает и соответственно изменяются концентрации компонентов *A* и *B* и объемный вес руды (табл. 2).

Рассмотрим первый случай, при котором концентрации обоих компонентов с глубиной линейно убывают, однако разность их абсолютных значений остается постоянной (см. табл. 2, вариант I; рис. 4, а, б). В данном случае можно считать, что зональность концентраций данных компонентов отсутствует, поскольку их максимумы и минимумы находятся на одинаковой глубине. Вместе с тем для тех же компонентов наблюдается вертикальная дифференциация максимумов линейных запасов, при которой компонент *A*, присутствующий в меньшей относительной концентрации, занимает более высокий гипсометрический уровень, чем компонент *B*. Вертикальная последовательность максимумов последних отвечает схеме *A* → *B* (сверху вниз). Сходный порядок зональности устанавливается и по соотношениям данных компонентов (см. рис. 4, а).

В варианте II концентрации компонентов *A* и *B* распределяются линейно, но связаны между собой обратно пропорциональной зависимостью. При таком распределении компонентов схема зональности их концентраций имеет вид *A* → *B*. Эта схема зональности соответствует также изменению с глубиной соотношений данных компонентов и линейных запасов (см. рис. 4, в, г).

В отличие от рассмотренных случаев, в варианте III наблюдается инверсия в относительном расположении гипсометрических уровней зон повышенных концентраций и линейных запасов. При этом зональность концентраций отвечает схеме *B* → *A*, а зональность линейных запасов — *A* → *B*, хотя максимумы последних смещаются вниз. Своеобразна также кривая распределения соотношений компонентов, у которой появляются два максимума.

Решение задачи о соотношении различных типов зональности можно провести также в общем виде, учитывая особенности кривых распределения концентраций и линейных запасов рассматриваемой группы месторождений. Введем следующие буквенные выражения: *c_A*, *c_B* — концентрации компонентов *A* и *B*; *h* — глу-

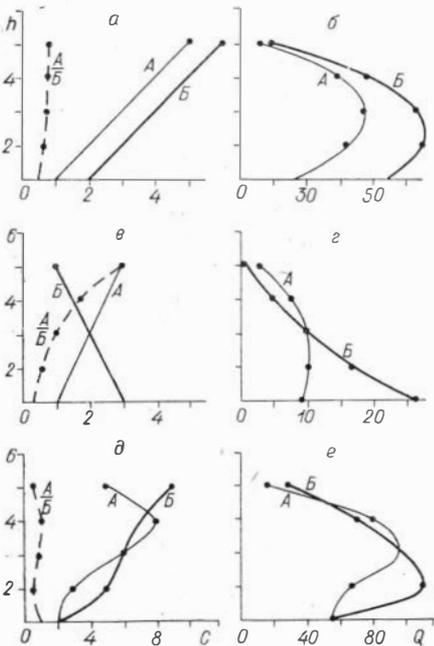


Рис. 4. Схемы соотношения простейших типов зональности (объяснения в тексте).

бина; $Q = m \cdot c \cdot d$ — линейные запасы, где m — мощность рудного тела, d — объемный вес руды. В первом приближении можно допустить, что d постоянно, поскольку данная величина в интересующем нас интервале изменения концентраций варьирует незначительно и положение зон определяется главным образом значениями концентраций и мощностей рудного тела.

Как отмечалось выше, графики рассматриваемых величин по вертикали имеют сложное волновое строение, однако участки их отдельных максимумов чаще имеют параболическую конфигурацию. В этом случае распределения концентраций можно выразить в виде следующих уравнений:

$$c_A(h) = a_0^A + a_1^A h + a_2^A h^2,$$

$$c_B(h) = a_0^B + a_1^B h + a_2^B h^2.$$

С помощью аналогичных уравнений можно описать также изменение линейных запасов как функцию глубины:

$$Q_A(h) = b_0^A + b_1^A h + b_2^A h^2,$$

$$Q_B(h) = b_0^B + b_1^B h + b_2^B h^2.$$

Взяв первые производные данных уравнений, получим выражения, определяющие положение гипсометрических уровней соответствующих максимумов: $c'_A = a_1^A + 2a_2^A h$, откуда $h_{\max c}^A = -\frac{a_1^A}{2a_2^A}$. Аналогичным образом найдем:

$$h_{\max c}^B = -\frac{a_1^B}{2a_2^B}; \quad h_{\max Q}^A = -\frac{b_1^A}{2b_2^A} \quad \text{и} \quad h_{\max Q}^B = -\frac{b_1^B}{2b_2^B}.$$

Для исследуемых типов колчеданно-полиметаллических месторождений гипсометрические уровни максимумов линейных запасов находятся чаще глубже максимумов повышенных концентраций, при этом сохраняется относительный порядок расположения данных зон. Вместе с тем возможна инверсия рассматриваемых типов зональности. Последняя наступает в двух случаях:

$$1) -\frac{a_1^A}{2a_2^A} > -\frac{a_1^B}{2a_2^B},$$

$$-\frac{b_1^A}{2b_2^A} < -\frac{b_1^B}{2b_2^B}.$$

$$2) -\frac{a_1^A}{2a_2^A} < -\frac{a_1^B}{2a_2^B},$$

$$-\frac{b_1^A}{2b_2^A} > -\frac{b_1^B}{2b_2^B}.$$

Сходные решения можно получить и для уравнения кривой третьей степени. Например, $c_A(h) = a_0^A + a_1^A h + a_2^A h^2 + a_3^A h^3$.

Для нахождения максимумов данной кривой найдем первую производную:

$$c'_A = a_1^A + 2a_2^A h + 3a_3^A h^2, \quad \text{откуда}$$

$$h_{\max c}^A = \frac{-2a_2^A \pm \sqrt{4a_2^{A2} - 12a_1^A a_3^A}}{6a_3^A} = \frac{-a_2^A \pm \sqrt{a_2^{A2} - 3a_1^A a_3^A}}{3a_3^A}.$$

Аналогично найдем $h_{\max c}^B$, $h_{\max Q}^A$, $h_{\max Q}^B$.

Исходные уравнения можно получить с помощью тренд-анализа для всей совокупности исследуемых величин либо путем подбора алгебраических полиномов для отдельных максимумов кривых.

АНАЛИЗ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

При попытках реставрации рудообразующих флюидных динамических систем возникают трудности, связанные с анализом путей миграции рудоносных растворов. Данная задача усложняется тем, что исследуемые рудные тела представляют собой результат сложного и продолжительного взаимного наложения процессов на фоне пульсирующего поступления растворов.

Обзор различных методов изучения направления движения минерализующих растворов приведен в работе У. Гросса (1960), который выделяет по крайней мере пять методов. Рассмотрим некоторые из этих методов, которые можно использовать при исследовании колчеданно-полиметаллических месторождений.

Структурный метод основан на выявлении наиболее вероятных рудоподводящих каналов и проницаемых зон. Этот метод был широко использован Дж. Сперром (Sprigg, 1923), В. Ньюхаузом (Newhouse, 1940, 1941), Г. Мак-Кинстри (1959) и другими исследователями и наиболее детально разработан А. В. Королевым и др. (1949, 1954, 1965). Следует отметить, что рассматриваемые нами гидротермально-метасоматические месторождения формируются в сложной структурно-литологической обстановке, например, в участках сочетания пликативных и дизъюнктивных структур в пределах зон расщелачивания вулканогенно-осадочных пород и пересечения их с поперечными флексурно-трещинными зонами и т. д. В большинстве случаев исключается возможность однозначной интерпретации рудоподводящих структур. Эта задача еще усложняется и тем, что подчас бывает трудно судить о той относительной проницаемости вмещающих пород, которая была во время рудообразования, поскольку в рудных районах породы подвержены интенсивным гидротермальным преобразованиям. В частности, как показал Г. Мак-Кинстри (1959), описаны лишь редкие примеры рудоподводящих структур, имеющих вид открытых трещин и труб. Во многих районах поиски ярко выраженных питающих каналов оказываются бесплодными, и авторы приходят к выводу о том, что их роль выполняют только мелкие трещинки или участки пород с повышенной пористостью. Г. Мак-Кинстри приводит примеры трубообразных рудных тел, имеющих явное гидротермальное происхождение, которые заканчиваются в своих нижних частях только мелкими трещинами с рассеянным пиритом. По-видимому, расшифровка путей миграции минерализующих растворов может быть проведена лишь с использованием комбинации различных методов после детального структурно-геологического анализа вмещающих пород.

Кристаллографический метод. Некоторые критерии для суждения об общей направленности гидротерм могут быть получены на основании изучения морфологии друзовидных кристаллов. Предпосылкой для этого метода служат опыты В. Ньюхауза (Newhouse, 1941), Э. Армстронга (Armstrong, 1943) и В. Д. Кузнецова (1954), в результате которых было доказано, что рост кристаллов идет быстрее в направлении, обратном потоку минерализующих растворов, за счет того, что сторона кристаллов, омываемая маточным раствором, получает питание лучшее, чем обратная сторона минерала. Поэтому признаками преимущественного движения растворов могут служить закономерности асимметричного строения кристаллов и нарастания одних минералов на поверхности других. В качестве примеров использования этого метода можно привести работы

Р. Стройбера (Stroiber, 1946), наблюдавшего асимметричный рост кристаллов галенита в свинцово-цинковых месторождениях района Пичер, в штатах Оклахома и Канзас (США). Стройбером показаны также многочисленные примеры неравномерного нарастания марказита на сфалерите, халькопирита на сфалерите, халькопирита на доломите и т. д. Аналогичный метод был использован также Г. Б. Жилинским (1959, 1965) при изучении ряда редкометалльных месторождений Центрального Казахстана.

Следует отметить, что данная методика была подвержена серьезной критике Д. П. Григорьевым (1947), который указывал на то, что асимметричный рост кристаллов обусловлен не только влиянием течения растворов. Серьезное влияние при этом может оказывать направление силы тяжести. С этих позиций Г. Г. Леммлейном (1941) были исследованы кристаллы кварца из месторождений Памира, Урала и Дофини, которые он использовал в качестве минералогических «уровней» и «отвесов», для восстановления первичного залегания кварцевых жил. Аналогичные объяснения асимметричного роста кристаллов приведены в работах М. Бэнди (Bandy, 1942), который изучал морфологию кристаллов кварца и нарастание одних минералов на другие на месторождении Ллаллагуа в Боливии. Гравитационную причину нарастаний минералов в кварцевых жилах Западного Аркапзаса использовал также А. Энгель (Engel, 1946, 1948). Таким образом, данный метод еще недостаточно разработан для его практического использования. Кроме того, колчеданно-полиметаллические месторождения чаще представлены метасоматическими сливными и штокверково-вкрапленными рудными телами, в пределах которых друзовидные образования встречаются редко, что также ограничивает возможность применения кристаллографического метода, хотя подобные попытки предпринимались (Антонов, Тарантов, 1967).

Методы определения путей миграции растворов, основанные на анализе зональности оруденения. Расшифровка направления движения минералообразующих растворов, по-видимому, может быть основана на исследовании зонального строения рудных тел. С этой целью можно использовать обильную информацию по опробованию месторождений, которая, как правило, используется в недостаточной мере. Последнее обусловлено не только трудоемкостью существующих методов геометризации геохимических полей, но и отсутствием надежных теоретических обоснований методов исследования направления движения минерализующих растворов.

Первые попытки реставрации путей миграции рудообразующих растворов появились в связи с развитием зональной теории Сперра — Эммонса, согласно которой, как уже отмечалось, минеральные ассоциации распределяются в соответствии с удаленностью от рудоносного интрузива и контролируются температурой и давлением. В качестве логического следствия этой теории наметились некоторые возможности определения направления движения растворов на основании количественных соотношений металлов, которые предполагались зональной теорией. Так, исходя из этих предпосылок, У. Гросс (1960) для определения направления движения минерализующих растворов на руднике Блайклиппен анализировал характер пространственного распределения свинцово-цинковых соотношений и обнаружил хорошее совпадение с результатами, основанными на других методах (рис. 5). Т. Бродерик (Broderick, 1929) исследовал зональность месторождений самородной меди. Анализируя распределения отношений мышьяка к меди, он отметил независимость данного метода от абсолютных величин содержания компонентов. В. Велчев и П. Василев (1968) установили закономерности изменения соотношений серебра к золоту в зависимости от глубины на золото-полиметаллических месторождениях Говежда и Злата (Болгария), причем на месторождении Говежда коэффициент корреляции серебра к золоту

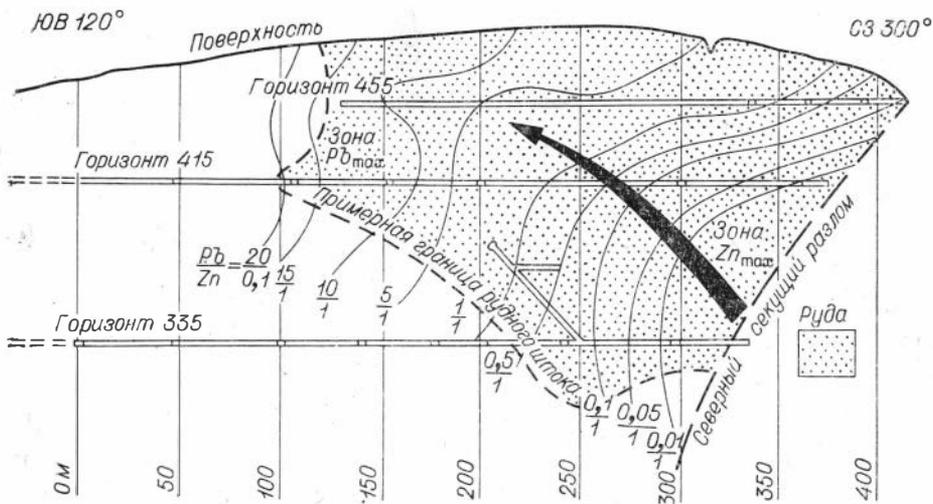
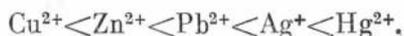


Рис. 5. Реставрация путей миграции рудообразующих растворов на руднике Блайк-липпен по У. Гроссу (1960).

увеличивается с глубиной, а на месторождении Злата этого не наблюдается.

По мнению многих авторов, отложение сульфидов из гидротермальных растворов обусловлено изменениями устойчивости комплексов (Щербина, 1956 а, б, в; Barnes, 1962; Garrels, 1941). Диссоциация комплексов и осаждение сульфидов могут происходить при высоких градиентах температур и давлений, возникающих, например, в околоконтактной области интрузива в результате разбавления рудообразующих растворов холодными грунтовыми водами или смешения их с другими гидротермальными растворами, контрастными по своему химическому составу, при химическом взаимодействии фильтрующихся растворов с вмещающими породами и т. д. (Бетехтин, 1955; Поспелов, 1963; Халгесон, 1967). Экспериментально и теоретически показано, что в кислых растворах, насыщенных H_2S , при повышенных температурах преобладают хлоридные комплексы тяжелых металлов типа $PbCl^+$, а при температурах ниже $200^\circ C$ — типа $PbCl_4^{2-}$ (Халгесон, 1967). Однако с повышением щелочности растворов хлоридные комплексы уступают место сульфидным комплексам металлов типа $PbS_n \cdot H_2S$ (Anderson, 1962) или $ZnS_n \cdot H_2S$, устойчивым в нейтральной среде, или бисульфидным комплексам типа $ZnHS_2^-$ (Barnes, 1962), устойчивым в щелочной среде. Согласно экспериментальным данным, полученным для нормальных условий, хлоридные комплексы тяжелых металлов имеют следующий порядок устойчивости:



Такой же порядок устойчивости наблюдается и для других лигандов и сохраняется в области повышенных температур (Barnes, 1962). Аналогичная последовательность соответствует зональному распределению металлов во многих гидротермальных месторождениях. В связи с этим растворимость комплексов использовалась некоторыми авторами для объяснения их зональности. В частности, Р. М. Гаррелс (Garrels, 1941) рассматривал дифференциальное комплексообразование в растворах свинца и цинка как причину зональности свинцово-цинковых месторождений долины р. Миссисипи. Г. Л. Барнс (Barnes, 1963) связывал зональность орудения также с устойчивостью комплексов и относительной растворимостью сульфидов в гидротермальных растворах.

Таким образом, расшифровка путей миграции минералообразующих растворов на основании пространственного изучения относительной подвижности рудообразующих компонентов возможна лишь для случая зональности отложения или для отдельных стадий пульсационной зональности. С этой целью целесообразно использовать изображение геохимического поля в векторной форме, причем в каждой точке исследуемого пространства вектор будет ориентирован в направлении относительного возрастания концентраций более подвижного компонента. Данная методика, вероятно, неприменима в случае телескопированных месторождений со сложной пульсационной зональностью, поскольку пространственное выделение компонентов, относящихся к определенной стадии минерализации, затруднено. В связи с этим следует упомянуть методику К. Ф. Ермолаева пространственного разделения отдельных стадий оруденения на основе горногеометрического анализа, (1955а, б). Она заключается в последовательном исключении определенных парагенетических ассоциаций рудных компонентов, для которых предполагается наличие значимой положительной корреляции. Например, с помощью метода вычитания поверхностей определяются концентрации золота, связанного с пиритом, свинцом и баритом, которые образовались в различные стадии минерализации. К сожалению, данная методика не учитывает фациальной изменчивости оруденения, и поэтому вряд ли применима для рассматриваемой задачи.

Другая методика определения направления миграции рудоносных растворов, предложенная К. Ф. Ермолаевым и Х. Х. Куленовым (1967), основана на объемном изучении силы связи между рудообразующими компонентами — «объемно-графическая корреляция». Согласно этому методу исследуемое рудное поле разбивается на определенные участки, в пределах которых рассчитываются значения коэффициентов корреляции между двумя компонентами. Затем по полученным данным проводятся изолинии — «пзкорреляты». Таким способом упомянутыми авторами обработана обширная информация по опробованию рудных тел Лениногорского месторождения на пять компонентов, выявлены интересные закономерности. В частности, «пзкорреляты» имеют в общем крестообразную морфологию со сгущением в зоне пересечения Флипповского разлома со сдвиго-сбросом, окаймляющим центральную часть структуры и подчеркивающим, как они полагают, общую структуру рудообразующего потока.

Аналогичная методика была использована также В. Ф. Мягковым (1968) при изучении закономерностей тесноты связей рудных компонентов по простиранию и паданию рудных тел Иртышского, Тамбулакского и Калангуйского месторождений, которые, по его мнению, определяются дифференциацией вещества в процессе миграции и не зависят от форм перепоса.

Существенные различия в характере корреляционных связей между свинцом и цинком установлены также В. Д. Сазоновым (1969) при изучении полиметаллических месторождений Карамазара. В частности, им отмечалось возрастание данного коэффициента корреляции с глубиной на скарных месторождениях и обратная тенденция — на жильных месторождениях наряду с непостоянством свинцово-цинковых отношений.

Многие исследователи придерживаются распространенного представления о том, что пути миграции рудообразующих компонентов соответствуют ориентировке рудных столбов и склонению рудных тел. Подобная методика используется, в частности, П. Ф. Ивакиным (1970, 1972) во многих реконструкциях рудно-магматических систем и «рудных пучков».

В несколько видоизмененном и усовершенствованном виде используется метод, основанный на графическом изучении распределения

рудообразующих компонентов в векторном выражении с «выделением вектор-градиентов как показателей направления движения растворов, отложивших рудоминеральное вещество в пределах исследуемого объема» (Тарантов, Ермолаев, 1963). Направление векторов, ориентированных в сторону падения концентраций изучаемых компонентов, отражает, по мнению авторов, направление миграции рудоносных растворов, поскольку происходила их постепенная разгрузка по мере продвижения в более или менее изотропной среде, какой являлись кристаллически-зернистые серные колчяданы. В частности, в качестве примера А. С. Тарантов и К. Ф. Ермолаев (1963) рассматривают колчеданно-полупметаллическую залежь, примыкающую к крутопадающему разлому. К центральной части этой залежи приурочена зона повышенной концентрации меди, оконтуриваемая по периферии подковообразной зоной, обогащенной цинком (рис. 6). При переводе скалярных выражений характера распределения меди и цинка в векторные эти авторы интерпретируют направление миграции рудоносных растворов следующим образом.

Отложение продуктов более ранней медной стадии минерализации происходило из потоков гидротерм, движущихся из рудоподводящего канала вдоль осевой линии рудной залежи, а последующая цинковая стадия минерализации формировалась потоками растворов, омывающих по периферии центральное медно-колчеданное ядро. Следует, однако, отметить, что подобная интерпретация геохимических данных вряд ли является однозначной. Во-первых, зоны повышенных концентраций, локализованные в пределах рудных тел, обычно окружены более бедной рудной минерализацией. В связи с этим, исходя из рассмотренной выше методики, векторы, ориентированные в сторону падения концентраций исследуемых компонентов, будут в большинстве случаев расположены радиально вокруг максимумов концентраций. Поэтому возникнут за-

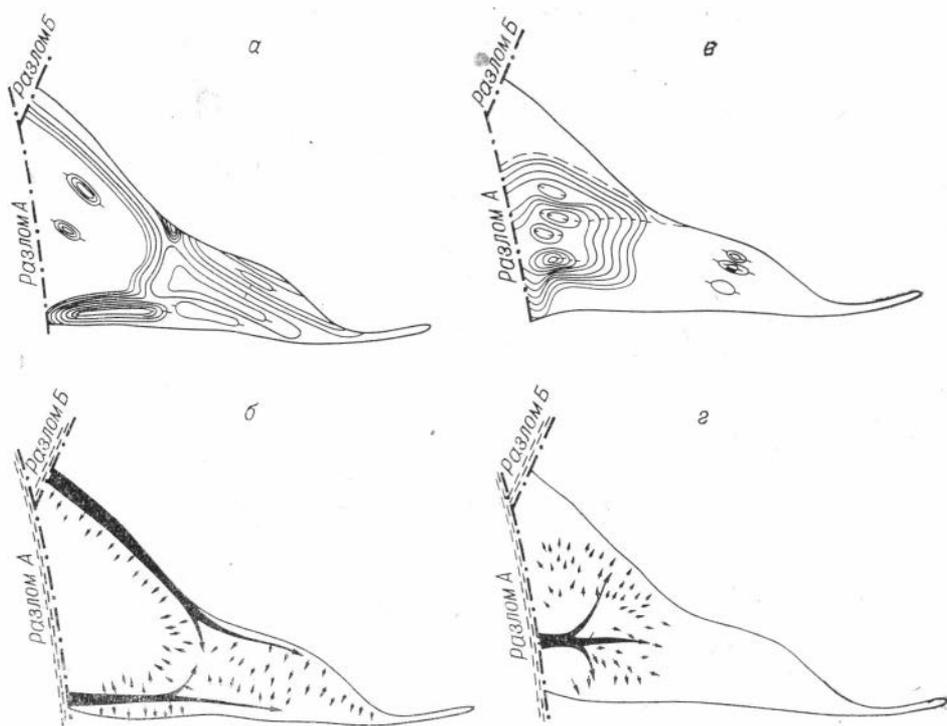


Рис. 6. Реконструкция путей движения потоков гидротермальных растворов, произведенная на основе анализа геохимических полей распределения цинка (а, б) и меди (в, г) по А. С. Тарантову и К. Ф. Ермолаеву (1963).

труднения при выделении максимальных вектор-градиентов, за исключением случаев, когда рудное тело резко ограничено зоной разлома.

Во-вторых, зоны повышенных концентраций, как будет показано ниже, ориентируются не только вдоль мигрирующего потока рудообразующих растворов, но и поперек него, причем корневые участки рудных тел представлены чаще зонами убогой сульфидной минерализации. Поперечно-ориентированные к потоку зоны повышенных содержания рудных компонентов могут формироваться при резком изменении термодинамических и окислительно-восстановительных параметров рудообразующих систем и, вероятно, характерны для многих колчеданно-полиметаллических месторождений, образующихся в близповерхностных условиях. В колчеданно-полиметаллических месторождениях часто образуются пологие зоны повышенных концентраций рудных компонентов во фронтальных частях рудообразующих систем при взаимодействии их с контрастными по своей кислотности — щелочности литологическими горизонтами, при встрече с горизонтами вадозных вод, экранировании потоков слабопроницаемыми отложениями и т. д. Что же касается продольно-ориентированных рудных столбов, то они являются частным случаем.

Пространственные позиции рудных столбов относительно главных векторов массопереноса детально исследованы Г. Л. Пospelовым и др. (1961, 1962) экспериментально и теоретически. Показано, в частности, что зоны выпадающих осадков, формирующиеся при встречной и последовательной диффузии реагирующих компонентов во влажных пористых средах, являются динамическими структурами, ориентировка которых обусловлена конфигурацией зоны реакции и не зависит от трещин.

Исходя из предположения о восходящей миграции рудоносных растворов на Гайском медноколчеданном месторождении, А. А. Пэкoм, В. С. Требухиным, А. Н. Гераковым и В. М. Рыфтиным (1973) с помощью методов электродинамических аналогий выполнена реконструкция палеогидротермального потока. Следует отметить, что подобная реконструкция всецело определяется выбором начальных и граничных условий. В случае искажения первоначального залегания рудных залежей могут быть получены ложные результаты, поскольку распределение удельных расходов палеогидротермального потока в проницаемых зонах в значительной степени будет зависеть от выбора преимущественного направления миграции рудоносных растворов и положения «питающих» структур.

А. Н. Заварицким (1943), В. П. Логиновым (1958, 1974) и другими общая направленность рудной и околорудной зональности относительно залегания вмещающих толщ использовалась в качестве своеобразных «геологических уровней» для восстановления первоначального залегания уральских колчеданных месторождений. В частности, ими было высказано предположение об опрокинутом залегании Дегтярского месторождения.

В последние годы А. Н. Кеном и др. (1968—1969) предложен метод реставрации залегания рудовмещающих толщ путем приведения к горизонтальной плоскости уровней распространения баритовых и барито-полиметаллических руд колчеданно-полиметаллических месторождений (Николаевское, Золототушинское, Белоусовское, Зырянское и др). Последние рассматриваются авторами как до- или раннекладчатые, возникшие после внедрения субвулканических тел и малых интрузий в связи с магматическими очагами среднепалеозойской гранито-диоритовой формации. При этом авторы предполагают, что в момент рудообразования уровень перехода бескислородных сульфидных руд в барито-полиметаллические располагался параллельно земной поверхности, фиксируя границу захороненных морских седиментационных вод, насыщенных сероводородом, с кислородсодержащими инфильтрационными водами. Данный метод, по-видимому, может быть использован для восстановления первоначального залегания баритосодержащих рудных залежей и реставрации

путей миграции продуктивных гидротермальных растворов, хотя и возникают определенные сомнения относительно реконструкций ряда рудно-алтайских месторождений. С этих позиций, в частности, А. Н. Кеном и другими исследовалось Зыряновское месторождение, которое ими рассматривалось как доскладчатое. Следует отметить, что, как показано ниже, в пределах рудовмещающей зыряновской антиклинальной структуры преобладает прямая вертикальная зональность оруденения как в северном, так и в южном крыльях. Помимо изложенных ниже геологических фактов, подобная зональность является дополнительным аргументом в пользу эпигенетического характера гидротермально-метасоматического сульфидного оруденения, развивающегося в пределах готовой складчатой структуры, осложненной дизъюнктивными структурами. Кроме того, наложение полиметаллической минерализации на более раннюю медно-колчеданную сопровождается формированием асимметричной зональности по мощности рудных залежей, создающей иллюзию «смятых рудных тел в складки». Сходные сомнения возникают и в отношении интерпретации А. Н. Кеном и другими исследователями зональности, Николаевского и Белоусовского месторождений.

Таким образом, при исследовании колчеданно-полиметаллических месторождений наиболее приемлемыми являются методы выявления возможных путей миграции гидротерм, основанные на объемном анализе дифференциальной подвижности рудообразующих компонентов в сочетании со структурным анализом. Кроме того, в настоящей работе с этой целью привлекались массовые исследования газово-жидких включений в рудных и жильных минералах.

Часть II

Формы проявления внутрирудной
гипогенной зональности
колчеданно-полиметаллических месторождений

К колчеданным месторождениям, детально исследованным А. Н. Заварицким (1936, 1943а, б, 1950), С. Н. Ивановым (1937, 1945, 1965), В. И. Смирновым (1968, 1969), А. В. Пэком (1950), Н. С. Скрипченко (1964, 1966, 1972), В. П. Логиновым (1958, 1974), М. Б. Бородаевской (1963, 1964, 1965, 1968) и др., обычно относятся такие скопления серного колчедана и ассоциирующих с ним минералов меди, свинца, цинка, бария, серебра, золота, которые связаны с формированием субмаринных спилит-кератофировых или внутрикоровых диабаз-альбитофировых вулканогенных формаций ранних и орогенных этапов развития геосинклиналей. Минеральные парагенезисы этих месторождений, помимо дисульфидов железа, состоят преимущественно из халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды, барита и т. д. Из жильных минералов наибольшим распространением пользуются кварц, карбонат, барит, серицит, хлорит.

Количественные соотношения перечисленных выше минералов характеризуются определенной изменчивостью в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел. В частности, в литературе описаны многочисленные примеры постепенных переходов серноколчеданных зон минерализации в медноколчеданные, медно-цинковые, полиметаллические и барито-полиметаллические, сопровождаемые изменением их морфологии от пластообразных и линзовидных к секущим жильным и штокверково-вкрапленным.

На элементы общности колчеданных месторождений Урала, характеризующихся переменными количественными соотношениями кварца и барита, галенита и сфалерита, впервые обратил внимание А. Н. Заварицкий (1936) и высказал предположение об их едином происхождении в связи с вулканической деятельностью в силурийскую и девонскую эпохи — до главной складчатости и образования гранитных батолитов.

Позднее на основании сходства геологического строения и наличия переходных по составу скоплений колчеданных руд П. Ф. Сопко (1962) выделил в общем типе колчеданных месторождений два подтипа — собственно колчеданный (серноколчеданный, медный и медно-цинковый) и колчеданно-полиметаллический. Тем самым П. Ф. Сопко объединил в один колчеданный тип соответствующие месторождения Урала и Кавказа и ряд полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Салаирского кряжа, Тувы и Центрального Казахстана.

Подобные представления получили дальнейшее развитие в работах В. А. Кузнецова, Э. Г. Дистанова и др. (1966, 1968, 1972). На основании формационного анализа ряда месторождений юга Сибири авторами показано, что обширная группа колчеданных и полиметаллических месторождений, приуроченных к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям, может формироваться не только в начальных, но и на поздних этапах развития геосинклиналей. В частности, на территории Салаира, Тувы, Горной Шории и Западного Саяна имеются многочисленные примеры образования постскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. Они имеют много общего в минеральном составе

руд и в геологическом строении с раннегеосинклинальными месторождениями. В связи с этим Э. Г. Дистанов (1972) выделил формацию вулканогенных и формацию плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Последнюю он связывает с комплексом самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава, проявляющихся в виде дайковых поясов в структурах зон глубоких разломов, пересекающих консолидированную складчатую область. В рудной формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений Э. Г. Дистановым объединены гидротермально-метасоматическая и вулканогенно-осадочная субформации.

Ныже рассматриваются формы проявления внутрирудной зональности ряда колчеданно-полиметаллических рудных полей Салаирского кряжа, Рудного Алтая и Урала с учетом их формационной классификации по Э. Г. Дистанову. Генезис изученных месторождений спорен, они неодинакового возраста и приурочены к различным структурно-металлогеническим зонам. Тем не менее их объединяют не только общие особенности вещественного состава рудных тел и вулканогенно-осадочных вмещающих пород, но и эпигенетический характер рудных залежей. Последние формируются в структурно подготовленных толщах, претерпевших в той или иной мере складчатость, расланцевание и т. д. Вместе с тем на многих из них устанавливаются тесные пространственные и, вероятно, временные связи с проявлениями гипабиссального порфирового магматизма, сопровождающегося ореольным магматическим замещением вмещающих толщ.

Установлено, что различия вещественной и структурной зональности оруденения обусловлены не только принадлежностью к определенной рудной формации и субформации или особенностью минеральных типов руд. Решающее значение оказывают также различия рудо локализирующих структур, которые определяют развитие соответствующих гидродинамических режимов флюидных динамических систем. Например, в структурах «открытого» типа (плаш-параллельные зоны расланцевания, сетчатотрещинные зоны) в процессе формирования колчеданно-полиметаллических месторождений устанавливается режим сквозных потоков с характерной для них резкой дифференциацией термодинамических параметров рудообразующих систем. В таких условиях возникают довольно контрастно дифференцированные, сокращенные по вертикали зоны рудной минерализации. В отличие от них месторождения, локализирующиеся в структурах «закрытого» типа (антиклинальные сооружения), характеризуются менее контрастными формами проявления зональности и большей протяженностью рудной минерализации на глубину. В связи с этим наряду с выделением различных минеральных типов месторождений (по Дистанову, 1972) в настоящей работе в качестве ведущих классификационных признаков используются структурные особенности месторождений. Среди последних условно различаются рудо локализирующие структуры таких типов: а) «сквозного», б) «сквозного», осложненного пологими флексурными складками, в) «полузакрытого», г) «закрытого».

Г л а в а III

ЗОНАЛЬНОСТЬ

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЛАИРСКОГО КРЯЖА

Большинство известных в настоящее время колчеданно-полиметаллических рудных полей Салаирского кряжа приурочено к его северо-восточной окраине, к зоне сопряжения с отложениями Кузнецкой котловины.

Центральная часть Салаирского кряжа, обрамляющего с юго-запада Кузнецкую котловину, представляет собой нижнепалеозойскую (салаиро-каледонскую) складчато-глыбовую область, в «рудном» (Салаиро-Урском) районе которой сосредоточены многочисленные барито-полиметаллические, медноколчеданные, золоторудные, гематитовые, ртутные и другие месторождения.

Основными элементами внутреннего строения центральной части Салаирского кряжа являются линейные дугообразные складчатые структуры, обращенные выпуклостью в сторону Кузбасса. По периферии Салаира преобладают брахискладчатые структуры. Внутреннее строение крупных складчатых структур осложнено дополнительными складками, а также продольными и поперечными дизъюнктивными нарушениями. Основной складчатой структурой района является Урско-Бачатская антиклиналь, погружающаяся на юго-восток; в ее ядре вскрываются нижнекембрийские мраморизованные известняки гавриловской свиты. Последние собраны в изоклинальные складки, опрокинутые на северо-восток. Юго-западное крыло антиклинали складчатая среднекембрийскими отложениями бачатской свиты и падает на юго-запад под углом 60—75°. Северо-восточное крыло антиклинали частично срезано зоной Тырганского разлома и надвинута на девонские отложения Кузбасса.

В формировании геологических структур Салаирского кряжа важнейшим, по данным М. А. Усова (1933), Б. Ф. Сперанского (1939), В. А. Кузнецова (1954) и др., является кембрийский или салаирский цикл тектогенеза. На этом этапе оформился общий план структур Салаира в виде крупных дугообразных складок и разломов, зарождавшихся в зонах сопряжений наиболее крупных поднятий и прогибов. В конце салаирского цикла сложились основные складчатые структуры, произошел интенсивный региональный метаморфизм кембрийских толщ, особенно вдоль зон глубинных разломов, и проявился интрузивный и субвулканический магматизм.

Тектоническая жизнь Салаира не завершилась во время салаирского цикла. Новые вспышки тектонической активности неоднократно происходили в процессе каледонского орогенеза, особенно во время таконской фазы, и в течение герцинского цикла (тельбесская фаза по М. А. Усову). С последней на Салаире связано внедрение интрузий гранита, новое проявление вулканизма и интенсивный динамометаморфизм пород. Тем самым Салаирский кряж представляет собой область со сложным многоэтапным развитием тектоники и магматизма, обусловившим проявление полпхронной рудной минерализации.

В рудоносной области Салаирского кряжа по геологическим и геофизическим данным установлена система дизъюнктивных перекрещивающихся структур северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания, образующих своеобразную «геотектоническую решетку» (Поспелов, 1957). Важнейшей из них является Салаиро-Урская зона разломов, прослеживающаяся на значительном расстоянии в северо-западном направлении, согласно с простиранием основных структур района. С последней под острым углом сопрягаются подчиненные структуры северо-восточного и субмеридионального направлений, контролирующее размещение дайковых поясов и субвулканических тел.

подавляющее большинство полиметаллических и колчеданно-полиметаллических рудных полей Салаирского кряжа (Салаирское, Урское, Каменушинское и Ускандинское) пространственно приурочено к среднекембрийским вулканогенно-осадочным образованиям печеркинской свиты (рис. 7). Обращает на себя внимание то, что, за исключением Ускандинского рудного поля, в пределах главной полосы развития отложений печеркинской свиты крупных скопленных полиметаллов не обнаружено. Рассматриваемые рудные поля располагаются пре-

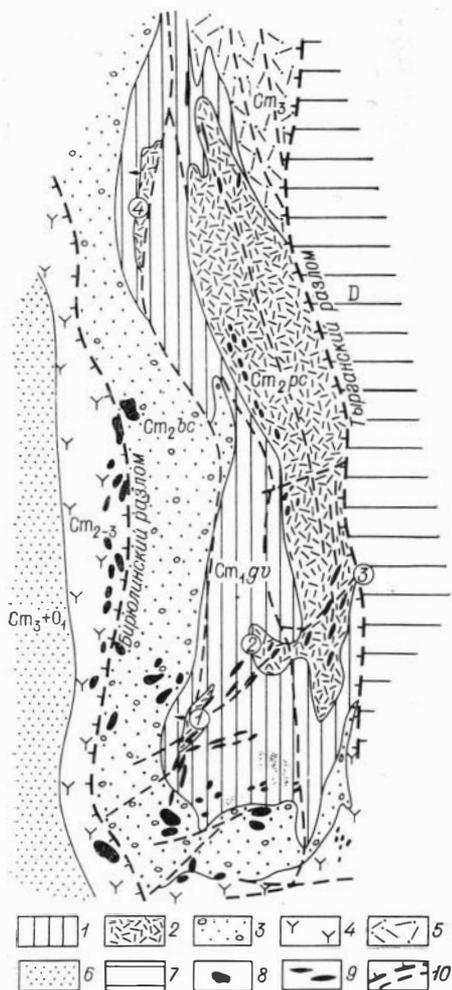


Рис 7. Схема распределения колчеданно-полиметаллических рудных полей северо-восточной части Салаирского кряжа.

1 — гавриловская свита (Cm_{1gv}), представленная мраморизованными известняками с подчиненными песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами; 2 — печеркинская свита (Cm_{2pc}) — вулканогенно-осадочные образования кислого и среднего состава; 3 — багатская свита (Cm_{2bc}) — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; 4 — нерасчлененная туфогенная толща средне-, верхнекембрийского возраста; 5 — верхнекембрийские отложения орлиногорской и аринической свит — осадочные и вулканогенно-осадочные образования; 6 — нерасчлененные отложения верхнего кембрия и тремадока — известняки, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, гравелиты; 7 — девонские отложения Кузбасса; 8 — интрузии габбро-диоритов, диоритов и др.; 9 — дайковые тела среднего и основного состава; 10 — дизъюнктивные структуры. Рудные поля: 1 — Салаирское, 2 — Каменушинское, 3 — Ускандинское, 4 — Урское.

Еще более отчетливые закономерности пространственной дифференциации колчеданно-полиметаллической минерализации обнаруживаются в масштабе рудных тел и месторождений.

Салаирские месторождения в литературе (Болгов, 1934; Дистанов и др., 1963, 1964, 1970, 1972; Ковалев, 1966; Лабазин, 1940, 1953; Ла-

имущественно среди линзовидных тел, сложенных рассланцованными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, окруженными мраморизованными известняками гавриловской свиты. Подобные тела вулканогенно-осадочных пород имеют моноклинальное залегание и сложны инфицированы субвулканическими и гипабиссальными интрузиями порфиров и порфиритов. Некоторые из них, как отмечал М. А. Усов (1933, 1935), представляют собой реликты древних вулканических построек.

Региональная зональность колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа выражается в том, что барито-полиметаллическое оруденение Салаирского рудного поля в северо-западном направлении сменяется колчеданно-полиметаллическими рудными телами Урского рудного поля, а в северном — медноколчеданными зонами минерализации Каменушинского рудного поля. Последние переходят далее в колчеданные рудные тела Ускандинского рудного поля с подчиненной медно-цинковой минерализацией. Следует отметить, что промежутки между рассматриваемыми рудными полями вдоль упомянутых дизъюнктивных зон на глубину почти не изучены, и поэтому неизвестно, насколько устойчива данная тенденция.

Более определенно проявляется зональность в масштабе отдельных рудных полей. В частности, в пределах Урского рудного поля с юга на север уменьшается относительная доля колчеданной и возрастает роль полиметаллической минерализации. В южной части данного рудного поля развиваются линзовидные колчеданные тела с подчиненной полиметаллической минерализацией (Ново-Урское и Самоёловское месторождения), а на севере — типичные полиметаллические рудопроявления, в которых колчеданная минерализация имеет подчиненное значение.

пухов, 1964, 1965, 1966а, 1968, 1972а; Поспелов, 1955, 1960) охарактеризованы детально, поэтому ниже приводится краткое описание лишь тех особенностей их геологического строения, с которыми коррелируются элементы вещественной и структурной зональности оруденения.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СУЛЬФИДНО-БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЛАЙРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Особенности геологического строения. Группа сульфидно-баритовых месторождений Салайрского рудного поля компактно распределена внутри линзы метаморфических сланцев ($4 \times 1,5$ км), расположенной в крыле крупной антиклинали среди мощной толщи массивных кембрийских мраморов. Эта линза представляет в своей основе выклинивающийся по простиранию горизонт вулканогенно-осадочных пород, пронизанных инъекциями порфиров и порфиритов. Слоистая вулканогенно-осадочная толща, моноклинально падающая к западу в среднем под углом 55° , сложена туфами, слоистыми туффитами, черными и малиновыми мергелистыми сланцами, тонкими и прерывающимися прослойками известняков. Эти образования и пронизывающие их интрузии рассланцованы и метаморфизованы, так что в целом Салайрское рудное поле оказывается сложением кварц-серицит-хлорит-альбитовыми сланцами, окруженными толщей мраморов. Их расчленение на первичные составляющие потребовало большой петрографической работы и, в частности, массовых микроскопических исследований, непосредственно сопровождавших детальную геологическую съемку рудного поля*.

В верхних горизонтах линзы метаморфических сланцев вулканогенно-осадочные образования занимают значительное, хотя и не главное место. С глубиной же их относительная роль быстро падает, так как основная часть линзы оказывается здесь сложенной изверженными породами (рис. 8).

Вмещающие породы претерпели рассланцевание, динамометаморфизм, а сама линза расчленена перекрестными крутыми и пологими флексури-сдвиговыми и флексури-надвиговыми зонами. Важную роль в структуре рудного поля играет срединная зона смятия, приуроченная к маломощному пунктирному прослою известняков, протягивающемуся через всю линзу. За исключением Александровского, все месторождения цепочкой расположены вдоль этой структуры (рис. 9).

Салайрское рудное поле — одно из наиболее детально разведанных и изученных рудных полей Сибири — стало предметом многолетних дискуссий по поводу генезиса его кварцево-барит-полиметаллических месторождений. Большинство исследователей считают, что эти месторождения имеют магматогенное происхождение, но по вопросу о том, с какими проявлениями магматизма связано оруденение, существует несколько точек зрения.

1. Месторождения генетически связаны с кембрийским вулканическим жерлом, которое, по ранним представлениям М. А. Усова (1933), представлено Салайрской линзой метаморфических силикатных пород, заключенных среди известняков.

2. Рудные образования сингенетичны с вмещающими кембрийскими эффузивно-осадочными толщами и являются вулканогенно-осадочными, преобразованными последующими гидротермальными процессами и динамометаморфизмом (Дербиков, 1964; Домарев, 1956).

3. Барит-полиметаллическое оруденение парагенетически связано с интрузией кварцевых кератофиров, завершающих кембрийский магма-

* В основной период съемки (1940—1945 гг.) они были выполнены И. П. и И. А. Незабытовскими.

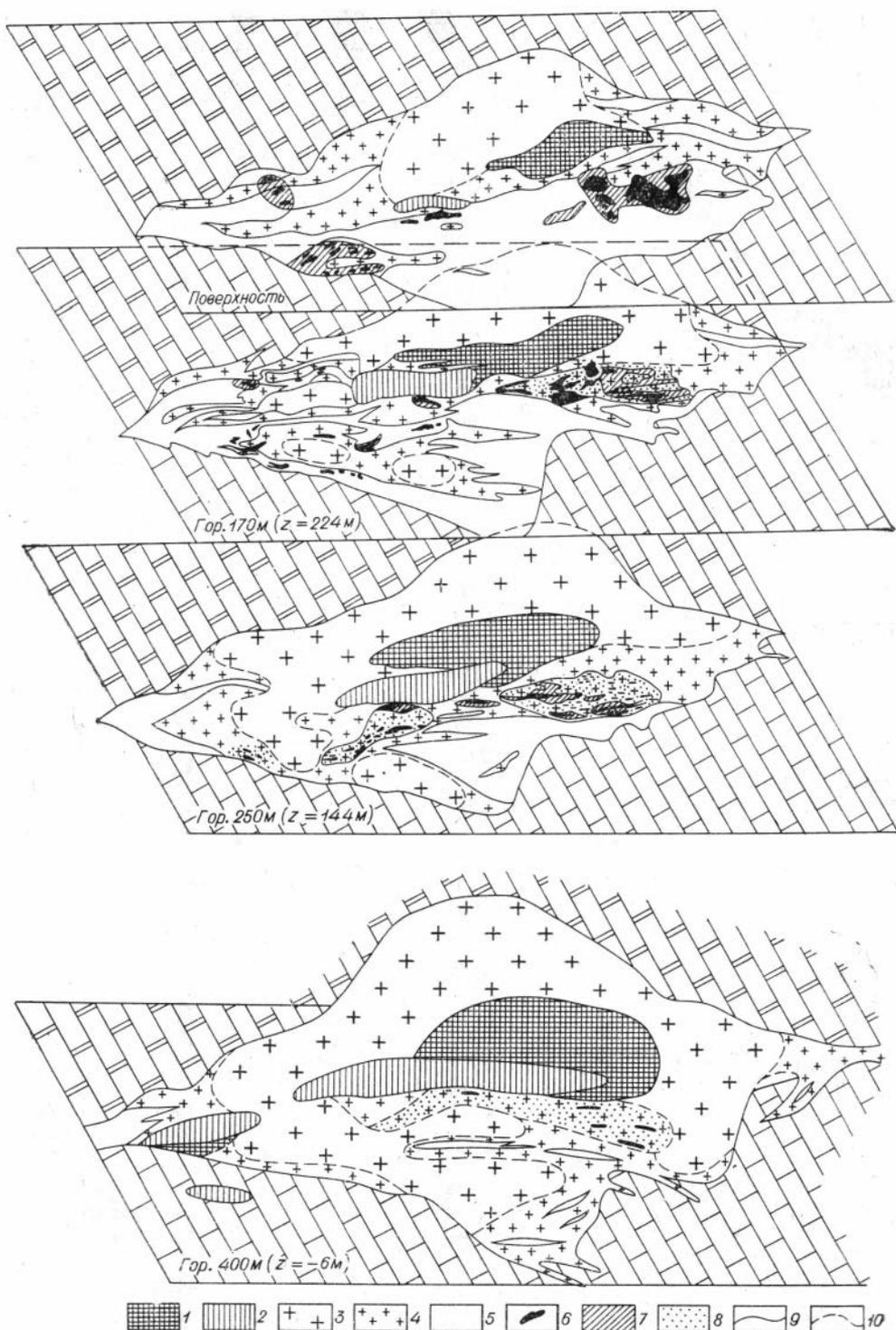


Рис. 8. Схема геологического строения интрузивных тел и зон барито-полиметаллической минерализации Салайрского рудного поля (изометрическая проекция).

1 — шток афировых дацитовых порфиров; 2 — шток плагиобазальтовых порфиритов; 3 — структурно-ядерная и 4 — структурно-ореольная зоны интрузива крупнопорфировых кварц-плагиоклазовых порфиров; 5 — нерасчлененная туфо-сланцевая толща, пронизанная инъекциями мелкопорфировых кварцевых порфиров; 6 — сливные рудные тела; 7 — богатые и 8 — бедные штокерково-вкрапленные руды; 9 — внешние контуры Салайрской линзы вулканогенно-осадочных и интрузивных пород; 10 — условная граница структурно-ядерной и структурно-ореольной зон порфировой интрузии.

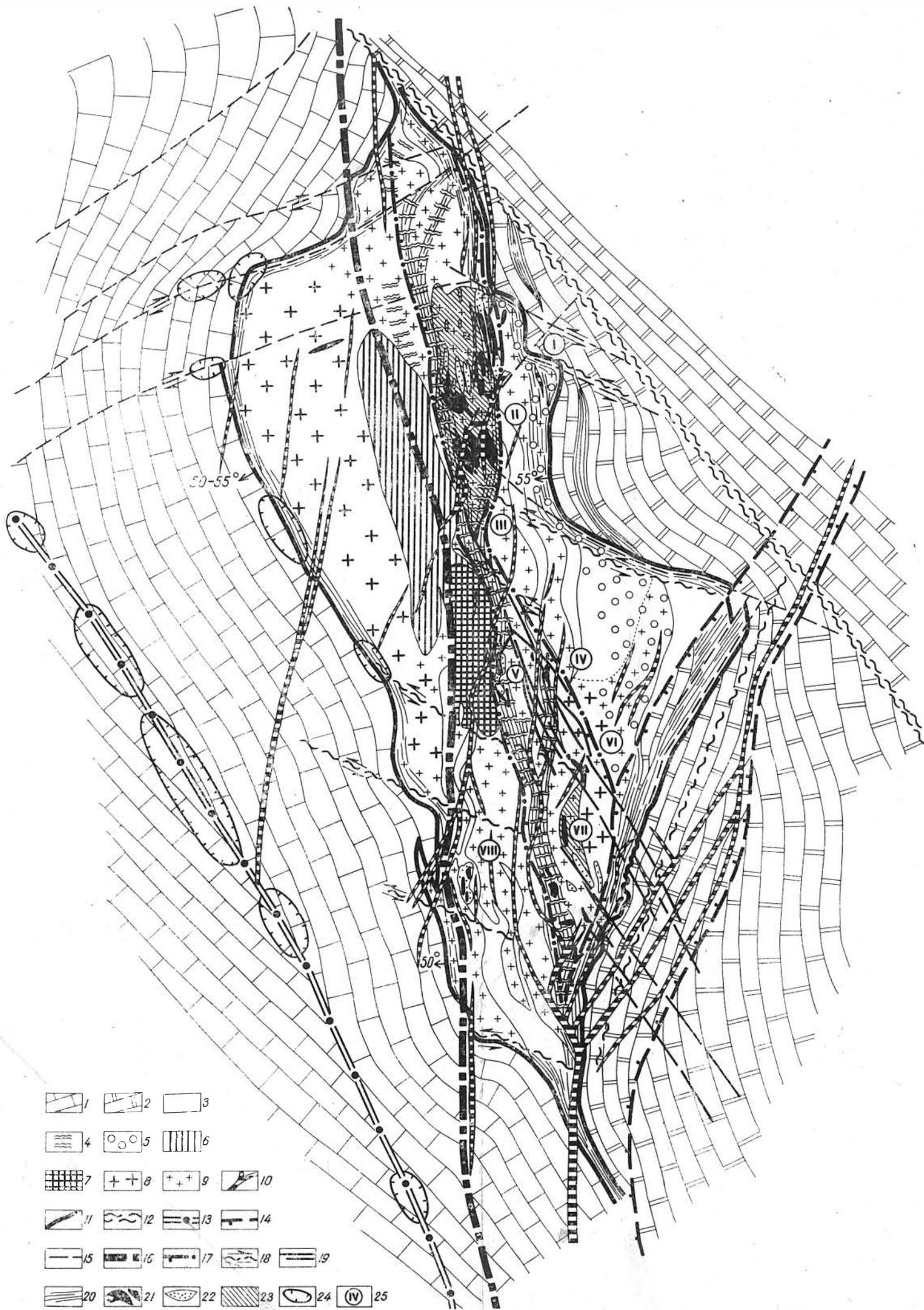


Рис. 9. Схема структуры Салаирского рудного поля на горизонте 170 м (составлена А. С. Лапуховым и Г. Л. Последовым по материалам Салаирской ГРП, приискского управления и РУ).

Стратифицированная толща (Ст₁₋₃): 1 — известняки гавриловской свиты лежачего бока сланцевой линзы; 2 — то же висячего бока; 3 — нерасчлененный вулканогенно-осадочный комплекс; 4 — останцы и реликты прослоев известняков внутри сланцевой линзы; 5 — области распространения черных углито-меристых сланцев, в той или иной мере пронизанных порфирами.

Интрузивные образования: 6 — шток афировых дацитовых порфиров; 7 — шток порфиритов; 8 — структурно-ядерная и 9 — структурно-ореальная зоны интрузива крупнопорфировых кварц-плагиоклазовых порфиров; 10 — дайки порфиритов.

Структурные элементы: 11 — контуры Салаирской сланцевой линзы; 12 — Салаиро-Урская зона разломов, огибающая рудное поле с северо-востока; 13 — зона разломов, огибающая рудное поле с юго-запада и контролирующая распределение бурожелезняковых месторождений в карбонатной толще; 14 — контуры поперечной флексуно-трещинной зоны разлома и смятия, ограничивающей рудное поле с юго-востока; 15 — система флексуно-трещинных поперечных зон разлома, огибающих рудное поле с севера; 16 — осевая линия субмеридиональной зоны разлома, контролирующей положение порфировых интрузий и главной рудной зоны; 17 — контуры главной субмеридиональной рудной зоны; 18 — поперечные флексуно-трещинные зоны; 19 — дорудные и послерудные дизъюнктивы, входящие в состав Салаиро-Урской зоны разломов; 20 — зоны интенсивного смятия.

Минерализация: 21 — сливные кварц-барит-сульфидные рудные тела; 22 — богатые штокверково-вкрапленные руды; 23 — участки рассеянной сульфидной минерализации.

Прочие обозначения: 24 — проекции участков развития бурожелезняковых месторождений; 25 — месторождения: I — Третий рудник, II — Кварцитовая сошка, III — Слепое, IV — Цервомайское, V — Второй рудник, VI — Спорное, VII — Троицкое, VIII — Александровское.

тизм, и расположено среди кембрийских вулканогенно-осадочных толщ (Поспелов, 1955, и др.).

4. Месторождения связаны с варисским магматизмом, давшим диабазовые дайки (Лабазин, 1940, 1935; Дистанов, 1963; Дистанов и др., 1964). По мнению этих авторов, диабазовый магматизм моложе остальных проявлений магматизма, и пространственное тяготение оруденения к интрузивам кварцевых кератофиров объясняется структурными причинами и прежде всего общим тектоническим контролем.

5. Месторождения связаны с проявлением молодого мезозойского магматизма, еще не вскрытого современной денудацией (Б. Ф. Сперанский, 1939).

Обобщение прежних геологических материалов и детальное изучение Салаирского рудного поля привели автора в выводу, что вмещающие породы являются полигенными и основой структуры рудного поля служит послескладчатый вулканоплутонический комплекс, наложенный на интенсивно дислоцированные туфоогенно-осадочные толщи (Лапухов, 1964; Поспелов, Лапухов, 1971). При этом магматический контроль оруденения не исчерпывается связью с субвулканической интрузией кварцевых порфиров, а обусловлен всей эволюцией развития субвулканических и гипабиссальных образований, представленных штоками афировых порфиров и порфиритов и интрузией мелко- и крупнопорфировых кварцевых порфиров. Основные доказательства этому можно систематизировать в следующем виде.

Структурно-геологические критерии связи:

1. Отмечается тесная пространственная прпуроченность оруденения к штокам плагиобазальтовых порфиритов и афировых порфиров.

2. Рудные тела расположены в пределах структурно-ореольной зоны интрузива крупнопорфировых кварцевых порфиров.

3. Установлены элементы вещественной и морфологической зональности оруденения относительно штоков и структурно-ядерной зоны интрузива кварцевых порфиров.

Минералого-петрографические и геохимические критерии связи оруденения с порфировыми интрузиями:

1. Типоморфные рудные минералы (барит, галенит, сфалерит, иногда самородное золото) отмечаются в качестве аксессуаров в крупнопорфировых кварцевых порфирах вдали от рудных зон.

2. В кварцевых порфирах повсеместно присутствуют аномальные надкларковые концентрации рудных компонентов.

3. Одни и те же минералы образуются в заключительную автометаморфическую стадию формирования интрузива и раннюю гидротермальную стадию (развитие вторичных кайм обрастания кварцем вокруг порфировых вкрапленников — в интрузивную и формирование ранних кварцитов — в рудную стадию).

4. Возрастные корреляции оруденения и порфирового магматизма по данным калий-аргонового метода и изотопному составу свинцов.

5. Развитие высокотемпературных ранних гидротермальных метасоматитов и проявление резких вертикальных температурных градиентов, свидетельствующих о значительном предрудном интрузивном прогреве вмещающих толщ.

Поскольку одним из центральных вопросов пространственной локализации оруденения является рудоконтролирующее влияние порфировой интрузии как возможного генератора рудоносных растворов и источника тепла, остановимся на нем более подробно.

Зональность предрудных порфировых интрузий и ее рудоконтролирующее значение. Многие исследователи Салаирского кряжа придавали большое значение порфировым интрузиям в контроле и локализации сульфидного оруденения. Интрузии кварцевых порфиров принимают участие в

геологическом строении всех известных полиметаллических и колчеданно-полиметаллических рудных полей северо-востока Салаирского кряжа (Салаирского, Каменушинского, Ускандинского и Урского). Сульфидная рудная минерализация в пределах упомянутых рудных полей и вне их концентрируется либо вблизи порфировых интрузий, либо непосредственно в них. Пространственная локализация рудных тел и особенности их внутреннего строения во многих случаях находятся в тесной связи с зональностью порфировых интрузий, которая выражается в следующем. Кварцевые порфиры представлены мелко- и крупнопорфировыми разновидностями. Фельзитовидные мелкопорфировые кварцевые порфиры образуют во вмещающих породах инъекции сетчатой конфигурации и характеризуются переходами к образованиям смешанного состава, где туфы, сланцы и известняки сложно перемежаются с кварцевыми порфирами и импрегнируются фенокристами кварца. Наблюдения над деталями взаимоотношений этих пород показывают, что мелкопорфировые кварцевые порфиры не являются первичными членами линзы вулканогенно-осадочных пород, а представляют собой вторичные, наложенные на вмещающие толщи образования.

Среди магматогенных образований Салаирского рудного поля наиболее важную роль играет интрузия крупнопорфировых кварцевых порфиров.

Это заключительная интрузия, непосредственно предшествовавшая появлению рудных тел. Имеются некоторые данные, свидетельствующие о том, что внедрение этой интрузии сопровождалось некоторым «разбуханием» первичной линзы силикатных пород, особенно в средней ее части. Вместе с тем установлено, что основная часть этой интрузии имеет как бы «вставной» характер и не разрушает структурную целостность толщи, в которой она появилась. Наиболее наглядно это проявляется в широкой ореольной морфогенетической зоне интрузии, где развиты «просвечивающие» реликты вмещающей толщи, сетчато замещенной порфирами и импрегнированной характерными для них крупными фенокристами кварца. Вопрос о значительной роли «порфиризации» или магматического замещения в близповерхностных условиях при формировании порфировых интрузивов был впервые поставлен и детально разработан Г. Л. Поспеловым (1955, 1960). Им показано, что формирование предрудной интрузии и связанных с ней инъекцией мелкопорфировых кварцевых порфиров происходило при значительном участии магматического замещения как силикатных пород, так и известняков.

Если рассматривать строение кварц-порфировых тел с точки зрения морфогенетической зональности интрузий (по Г. Л. Поспелову, 1960а), то тела мелкопорфировых кварцевых порфиров почти не имеют структурно-ядерных зон, представленных однородными изверженными породами. Они слагают ореольную морфогенетическую зону, образующую область магматогенно-преобразованных вмещающих пород, в пределах которой отмечаются одновременно признаки интрузива и континента. Ядерная зона этого тела, по-видимому, была поглощена интрузией крупнопорфировых кварцевых порфиров, образовавшихся на близких интервалах времени с мигматитообразной интрузией мелкопорфировых кварцевых порфиров.

В пределах интрузии крупнопорфировых кварцевых порфиров ядерная зона достаточно четко обозначается на верхних горизонтах рудного поля, к западу от рудной зоны. При этом почти вся рудная зона находится в ореоле порфировой интрузии.

Зональность порфировых интрузий выражается также в изменении их некоторых петрографических свойств. В верхних участках Салаирского рудного поля широко распространены разновидности кварцевых порфиров, в которых порфировые вкрапленники представлены только кварцем, а альбит участвует в строении основной массы. По составу пор-

фириковых вкрапленников можно выделить кварцевые и кварц-плаггиоклазовые разности крупнопорфировых кварцевых порфиров. Химизм их идентичен, сходен с таковым дацитов и андезитов-дацитов; вероятно, они представляют собой фацальные разновидности единой порфировой интрузии. Взаимные переходы между ними постепенные, устанавливаются только при микроскопическом изучении шлифов.

На поверхности Салаирского рудного поля кварц-плаггиоклазовые разности составляют менее 10% площади, занимаемой интрузией крупнопорфировых кварцевых порфиров. Здесь они образуют небольшие тела на севере и на западе рудного поля, вдоль контакта порфировой интрузии с мраморизованными известняками гавриловской свиты. С глубиной относительная площадь интрузии кварц-плаггиоклазовых порфиров возрастает (рис. 10). Так, на горизонте 170 м кварц-плаггиоклазовые порфиры слагают целиком северные и западные участки порфировой интрузии, занимая примерно четверть ее площади, на горизонте 250 м они составляют половину площади порфировой интрузии, а на горизонте

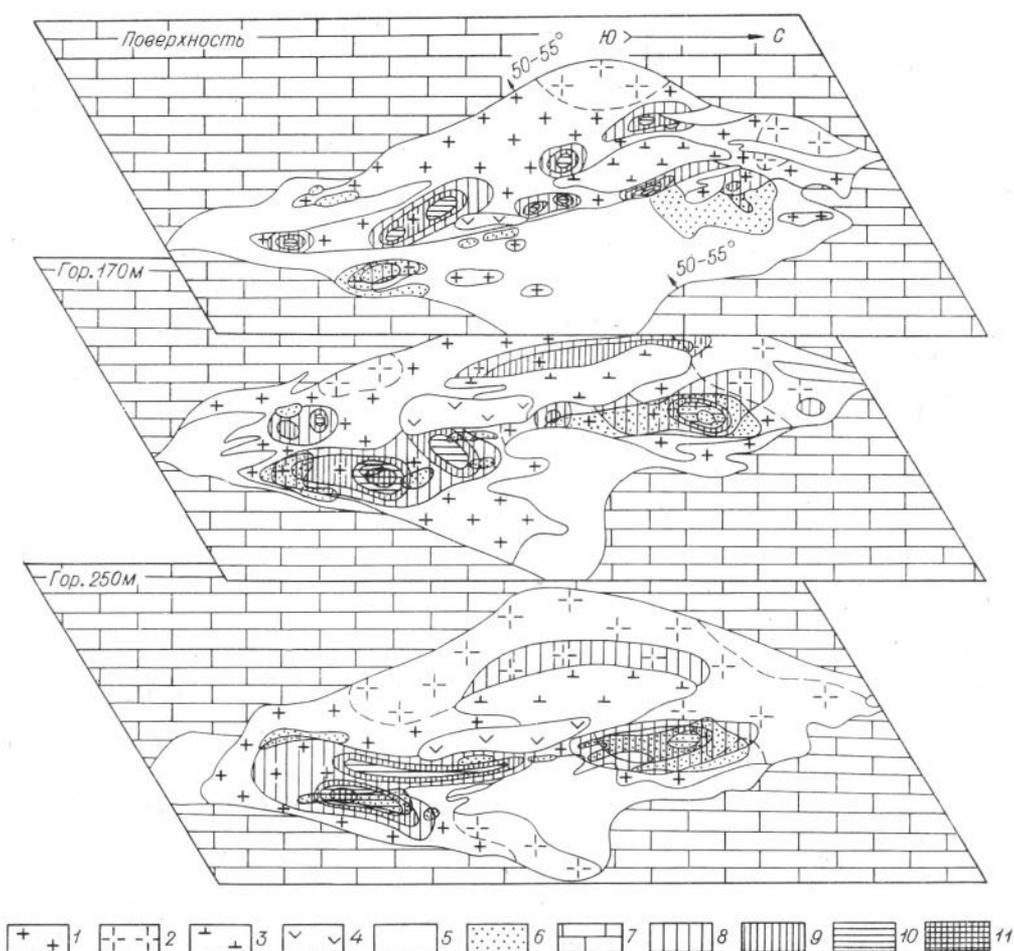


Рис. 10. Схема зональности порфировой интрузии, участков распространения процессов раннего аутометаморфизма и положения областей развития интенсивной сульфидно-баритовой минерализации.

1 — кварцевые порфиры; 2 — кварц-плаггиоклазовые порфиры; 3 — афирные кварцевые порфиры; 4 — порфириты; 5 — нерасчлененная вулканогенно-осадочная толща; 6 — зоны интенсивной сульфидно-баритовой минерализации; 7 — мраморизованные известняки гавриловской свиты. Плотность изолиний средней ширины венчиков кварца вокруг фенокристов (мм): 8 — 0,01—0,03; 9 — 0,03—0,05; 10 — 0,05—0,1; 11 — выше 0,1.

400 м она почти сплошь сложена кварц-плагиоклазовыми разностями. Условная граница между кварцевыми и кварц-плагиоклазовыми порфирами имеет в общем пологое южное падение под углом порядка 10° . Аналогичное залегание имеют южные контакты субвулканических интрузий порфиритов и афировых порфиров. Южное склонение имеют также промышленные рудные тела и зоны повышенных концентраций металлов (Поспелов, Лапухов, 1970).

С глубиной размер порфировых вкрапленников кварца в кварц-плагиоклазовых порфирах постепенно уменьшается, усиливается ксеноморфизм кварца по отношению к плагиоклазу и на глубине ~ 700 м

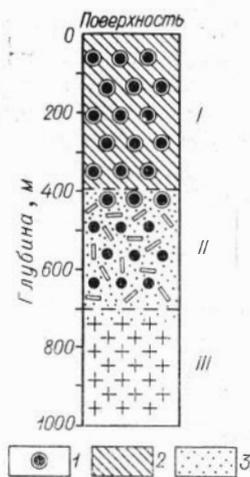


Рис. 11. Схема вертикальной зональности порфировой интрузии.

I — кварцевые порфиры; II — кварц-плагиоклазовые порфиры; III — плагиогранит-порфиры. 1 — зоны порфировых интрузий, затронутые процессами раннего автометаморфизма (развитие венцовых и сферолитовых структур); 2 — области развития интенсивного штокверково-вкрапленного оруденения; 3 — бедное вкрапленное сульфидно-баритовое оруденение.

от современного эрозионного среза рудного поля намечается переход в плагиограниты, на что обращал внимание еще И. П. Незабытовский*.

Зональность порфировой интрузии имеет определенное отношение к локализации промышленных рудных залежей. Так, штокверково-вкрапленные рудные тела развиваются преимущественно по расланцованным крупнопорфировым кварцевым порфирам и частично присутствуют в верхних зонах кварц-плагиоклазовых порфиров (рис. 11). Вместе с тем, как будет показано, зоны интенсивной сульфидно-баритовой минерализации располагаются в пределах тех участков крупнопорфировых кварцевых порфиров, которые подверглись интенсивным автометаморфическим преобразованиям. Последние многостадийны, начинаются с венчиков вторичного кварца вокруг порфировых вкрапленников и зарождения сферолитовых структур, альбитизации и завершаются окварцеванием порфиров, их баритизацией, лиственизацией и т. д., которые, как показал И. П. Незабытовский, непосредственно переходят в процессы сульфидно-баритового оруденения.

Ранний автометаморфизм порфировых интрузий. Ранний автометаморфизм порфировых интрузий, выраженный в виде венцовых и сферолитовых структур, впервые был детально описан И. П. Незабытовским и позднее исследован Г. Л. Поспеловым и автором (1972а). Венчики мутноватого вторичного кварца вокруг порфиро-

вых вкрапленников кварца наиболее отчетливы в проходящем свете. Они имеют одинаковую оптическую ориентировку с фенокристами кварца, поэтому при скрещенных николях заметны хуже. Ширина каемок колеблется от тысячных долей до 0,5—1,5 мм. В слабометаморфизованных разностях пород вокруг кварцевых вкрапленников каемки характеризуются довольно выдержанной шириной и образуют четкие границы с минералом-хозяином и основной массой. При сильном увеличении видно, что каемки насыщены обильными мельчайшими газовой-жидкими и твердофазовыми включениями, по которым, к сожалению, невозможно провести термометрические исследования из-за малого размера.

Наиболее широкие каймы обрастания характерны для сферолитовых разностей кварцевых порфиров. В некоторых случаях по размерам каемки даже больше фенокристов. В сферолитовых разностях основная масса породы переполнена сферолитами радиально-лучистого строения, сложенными кварц-полевошпатовым материалом. При этом характерно, что каймы обрастания имеют также радиально-лучистое, волокнистое строе-

* Рукописные материалы.

ние, а радиус сферолитов соответствует ширине каемок. Сферолитовые разновидности кварцевых порфиров характеризуются повышенным содержанием кремнекислоты (на 5—7% больше нормативного). Следует отметить, что кварцевые порфиры с каемками кварца встречаются в пределах Салаирского рудного поля значительно чаще, чем сферолитовые их разновидности, которые обнаружены лишь в отдельных участках месторождений Второй рудник, Кварцитовая сопка, Слепое и др. При этом необходимо, однако, учитывать слабую устойчивость основной массы к процессам перекристаллизации и рассланцевания, которым в той или иной мере подвергались все породы рудного поля.

При динамометаморфизме тонкая ткань сферолитов разрушалась, вероятно, в первую очередь. При слабой перекристаллизации сохраняется округлая форма сферолитов, но исчезает радиально-лучистое их строение, внутренняя структура сферолитов становится гранобластовой. С усилением рассланцовки уничтожается и сферическая форма этих образований. Между тем каемки кварца сохраняются на фенокристах даже при высокой степени метаморфизма пород, при котором кварцевые порфиры превращаются в сланцеподобные «порфиroidы». Реликты каемок остаются в тенях давления более крупных кристаллов, но при дальнейшем рассланцевании замещаются чешуйчатой сланцеватой массой. Как отмечалось Г. Л. Поспеловым (1955, 1960), развитие каемок начинается на ранних этапах рассланцевания порфиров, однако главные этапы рассланцевания являются процессами более поздними, чем образование каемок (рис. 12, 13).

При гидротермально-метасоматических процессах венчики замещаются гидротермальным серицитом и кварцем. Однако реликты каемок сохраняются местами даже в зонах гидротермального преобразования вмещающих пород.

Исследования слабометаморфизованных кварцевых порфиров показывают, что фенокристы кварца имеют форму оплавленной бипирамиды

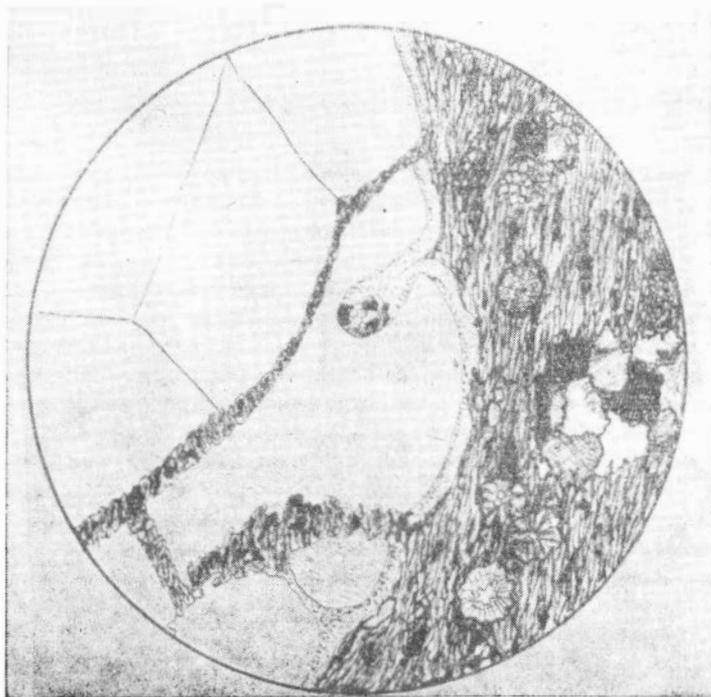


Рис. 12. Морфология венчиков кварца и их соотношение со сланцеватостью. Ув. 20. Николи +.

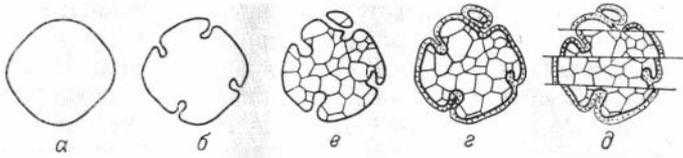


Рис. 13. Схема последовательности процессов.

а — кристаллизация порфировых вкрапленников кварца; *б* — развитие магматического оплавления и бухточек резорбции фенокристов; *в* — образование сотовой трещиноватости; *г* — формирование венчковых структур; *д* — расщепление.

гексагонального сечения, часто резорбированные материалом основной массы. Хотя бухточками магматической коррозии в большей мере поражаются внешние грани фенокристов кварца, «растронутые» их обломки также имеют оплавленную округлую форму. Эти факты свидетельствуют о том, что процесс оплавления и образования бухточек резорбции фенокристов кварца предшествовал «сотовой» трещиноватости в последних и частью проявлялся после протокластического растрескивания фенокристов. Протокластический процесс образования «сотовой» трещиноватости фенокристов кварца, которая наблюдается наряду с совершенно ненарушенными призматическими вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза, по-видимому, связан с инверсией высокотемпературной модификации кварца при охлаждении системы, сопровождающейся скачкообразным изменением объема кварца (Берч и др., 1949).

Венчики кварца обволакивают внутренние полости бухточек резорбции и окаймляют оплавленные фенокристы кварца (см. рис. 12). В некоторых шлифах обнаруживаются обломки кварца неправильной формы, обросшие каемкой мутного кварца, однако дробление, предшествовавшее в этом случае формированию венчиков, связано с протокластическими явлениями.

Таким образом, нарастание венчиков на порфировые вкрапленники кварца происходило главным образом после их протокластического дробления и магматической коррозии, но до динамометаморфизма и гидротермального преобразования пород. Формирование каемок, вероятно, было почти синхронно или несколько опережало процесс кристаллизации микрогранитовой и микросферолитовой основной массы, а одинаковая оптическая ориентировка и монолитность каемок свидетельствуют об условиях кристаллизации, близких условиям становления самих вкрапленников. Следовательно, факты, изложенные выше, говорят в пользу того, что процесс развития венчиков вторичного кварца и расщепляются нами, вслед за И. П. Незабытовским, как проявление раннего автометаморфизма. Подобные же венчики кварца мы наблюдали при просмотре шлифов кварцевых порфиров и по другим районам северо-востока Салаирского кряжа, в частности, по Каменушинскому, Ускандинскому и особенно Урскому рудным полям.

Для количественной оценки интенсивности автометаморфических процессов нами проводились замеры ширины каемок в 2000 шлифов. Результаты измерений нанесены в виде изолиний ширины каемок на объемную блок-диаграмму Салаирского рудного поля (см. рис. 10). На этой схеме показаны также зоны интенсивной сульфидно-баритовой минерализации. Полученные данные приводят нас к следующим выводам.

1. Области развития интенсивных автометаморфических процессов тяготеют к субмеридиональной дизъюнктивной зоне, контролирующей субвулканические интрузии афировых порфиров и порфиритов, гипабиссальные интрузии кварцевых порфиров и положение рудных зон.

2. Участки распространения венчиков вторичного кварца пользуются преимущественным распространением в пределах интрузии кварцевых порфиров и постепенно затухают в кварц-плагиоклазовых разностях.

3. Зоны интенсивной кварцево-сульфидно-баритовой минерализации располагаются в пределах автотематоморфически преобразованных участков порфиров, хотя последние охватывают значительно более широкие площади и развиваются даже там, где нет крупных скоплений сульфидов.

4. Изолированные и локальные области развития позднемагматических процессов на современном эрозионном срезе рудного поля объединяются на глубоких горизонтах в широкие зоны.

5. Интенсивный рудный метасоматоз затухает примерно на той же глубине, на которой ослабевают автотематоморфические процессы.

Некоторое представление о температурных условиях формирования порфирового магматизма дают термометрические исследования первичных раскристаллизованных и стекловатых включений в фенокристаллах кварцевых порфиров.

Температурные условия формирования порфировой интрузии и особенности химизма летучих компонентов. Для расшифровки температурных условий кристаллизации интрузии кварцевых порфиров проведены исследования первичных раскристаллизованных и стекловатых включений по методике, разработанной И. Т. Бакуменко (1965, 1969) под руководством Ю. А. Долгова в Лаборатории минералообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР. В большинстве порфировых вкрапленников кварца содержатся многочисленные первичные и вторичные газово-жидкие, твердофазовые и другие включения. Наибольший интерес для термометрических исследований представляют первичные включения размером от 0,01 до 0,3 мм, имеющие гексагонально-бипирамидальный габитус с округленными гранями. Некоторые включения слегка уплощены, причем гранями уплощения являются также и грани негативной гексагональной бипирамиды. В обоих случаях оси 0001 бипирамидальных включений ориентированы параллельно N_g кварца. Сложены они слабополяризующей непрозрачной фельзитовой массой черного цвета с буроватым оттенком. Частично сохранились стекловатые или слабораскристаллизованные участки. Контакты включений с минералом-хозяином четкие, показатель преломления стекловатых включений меньше показателя преломления кварца.

Наиболее удобны в исследованиях мелкие раскристаллизованные включения. Можно вести одновременные наблюдения за серией включений в процессе нагревания, что очень ценно с точки зрения статистики. Кроме того, мелкие включения имеют большую механическую прочность, более герметичны при нагревании, чем крупные, которые оказываются нередко непригодными для замеров вследствие их частичной или полной разгерметизации в процессе нагревания (что приводит к резкому повышению точек гомогенизации или взрыву, «извержению» расплава).

В раскристаллизованных включениях при комнатной температуре газовых пузырьков не видно. Однако при нагревании свыше 900° , по мере подплавления раскристаллизованной массы, слагающей включения, в них становятся заметными один или несколько газовых пузырьков. Дальнейшее нагревание приводит к объединению газовых пузырьков, уменьшению их объема; при определенной температуре включения гомогенизируются.

При быстром нагревании герметичных раскристаллизованных включений температура гомогенизации оказывается завышенной, так как не успевает установиться равновесие между расплавом, раскристаллизованной массой и окружающим кварцем. Завышение температуры гомогенизации связано с тем, что плотность кристаллических фаз выше плотности расплава. Если при данной температуре некоторое количество твердых фаз, необходимое для достижения равновесия, не успевает перейти в расплав, то в объеме включения сохраняется некоторый дополнительный свободный объем. На величину этого объема повышаются размеры газового пузырька (по сравнению с размерами пузырька в равновесных условиях).

Для гомогенизации такого включения требуется соответствующий перегрев по сравнению с равновесной точкой гомогенизации. Однако с увеличением длительности опытов и при многократном повторном нагревании с последующим охлаждением температура гомогенизации включений сначала довольно быстро уменьшается, а затем стабилизируется на определенном уровне. Серии таких включений, заключенных в порфировых вкрапленниках кварцевых порфиров из разных участков Салаирского рудного поля, имеют довольно стабильные температуры гомогенизации — 1125—1150°C.

Аналогичные включения с такими же температурами гомогенизации газовых пузырьков в расплаве наблюдались автором во вкрапленниках кварца, рассеянных в ореольных зонах порфировых тел в углисто-мергелистых сланцах и известняках (зонах «порфиризации»).

Термометрические исследования первичных расплавных включений в порфировых вкрапленниках кварца проводились нами и в кварцевых порфирах соседнего Каменушинского рудного поля. Температуры гомогенизации включений в них оказались выше, обнаружен большой разброс данных по сравнению с порфирами Салаирского рудного поля (1250—1370°C).

Наряду с термометрическими исследованиями расплавных включений в фенокристах кварцевых порфиров получены некоторые данные о составе растворенных в них летучих компонентов. Анализировались газовые пузырьки, обособившиеся в закаленных стекловатых включениях. Естественно, газы, хорошо растворимые в расплаве, могли не фиксироваться: при закалке они частично или полностью остаются в стекле. Используя методику количественного анализа индивидуальных включений, Н. А. Шугурова установила преобладание в их составе азота (с редкими газами, табл. 3). Наличие азота в исследуемых включениях, безусловно, не связано с его подсосом из воздуха в процессе экспериментов или во время приготовления препаратов, так как при комнатной температуре (по данным вскрытия газовых пузырьков в инертной среде) давление газов в вакуолях составляет 2—135 атм.

Т а б л и ц а 3

Температуры гомогенизации расплавных включений и результаты количественного анализа состава газовой фазы индивидуальных включений в кварцевых вкрапленниках порфиров Салаирского и Каменушинского рудных полей (по Н. А. Шугуровой)

№ скв. (глубина, м)	Т гомогенизации, °С	D пузырька, мм	V своб. пузырька	H ₂ S, SO ₂ , HCl, HF, NH ₃ , %	CO ₂ , %	N ₂ + редкие газы, %
			V пузырька во включ.			
С а л а и р с к о е р у д н о е п о л е						
568(664)	1135—1140	0,008	2,3	7,0	93,0	0,0
Горизонт 170 м (по горной выработке)	1125	0,171	—	0,0	6,37	93,63
То же	1140	0,043	7,72	0,0	6,2	93,8
»	1150	0,017	2,08	0,0	2,45	97,55
»	1150	0,052	135,0	0,0	21,6	78,4
К а м е н у ш и н с к о е р у д н о е п о л е						
5(169)	1250	0,006	2,93	4,3	91,4	4,3
113(167)	1250—1275	0,005	1,74	5,0	89,4	5,6
37(76)	1275	0,004	3,39	3,7	81,0	15,3
5(143)	1300	0,008	0,75	0,0	0,0	100,0
110(408)	1370	0,003	9,24	0,0	4,40	95,60

П р и м е ч а н и е. Во всех включениях O₂, CO, H₂ не обнаружены.

На верхних горизонтах порфировых интрузий Салаирского рудного поля обнаружены подчиненные концентрации углекислоты, с глубиной возрастающие за счет понижения содержания азота. В ряде случаев улавливаются также незначительные концентрации «кислых газов». Примечателен факт повышения давления, развиваемого газовым пузырьком при комнатной температуре с увеличением содержания углекислоты. Подобная тенденция в изменении газового состава включений сохраняется и для магматических кварцев Каменушинского рудного поля, которое по геологическому строению сходно с нижними горизонтами Салаирского рудного поля.

Таким образом, изложенный выше материал свидетельствует о том, что тесная пространственная связь между автометаморфизмом порфировых интрузий и зонами повышенной сульфидно-баритовой минерализации не случайна и не может быть объяснена только структурными факторами. По-видимому, между позднемагматическими и рудообразующими процессами существует неразрывная генетическая связь. Однако факт проявления интенсивных автометаморфических преобразований порфировых интрузий может служить лишь косвенным указанием на их потенциальную рудоносность, поскольку все ранние стадии имели определенный характер метастабильности и процесс мог завершиться на любой из них. Собственно рудообразующему процессу, начинавшемуся при температурах ниже 550°C (по данным термометрических исследований газовой-жидких включений в кварцитах), предшествовали консолидация порфировой интрузии, ее расщепление и общее охлаждение системы.

Стадийность минерализации. Вещественный состав рудных тел Салаирского рудного поля детально изучался Г. П. Болговым (1934) и Г. С. Лабазиным (1932), Г. Л. Поспеловым и И. П. Незабытовским (1941—1943), С. С. Герингом (1957), В. С. Домаревым (1956а,б), К. Р. Ковалевым (1966), Э. Г. Дистановым (1964) и автором. Согласно данным этих исследований, главнейшие сульфидные рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и блеклой рудой. Значительно реже встречаются арсенопирит, аргентит, самородное серебро, золото, электрум, магнетит, гематит, кубанит*, пирсент и самородный мышьяк*. Из жильных минералов распространены барит, кварц, карбонат, альбит, хлорит, серицит, реже — флюорит. Кроме того, в рудной массе почти всех изученных месторождений довольно часто встречаются брекчированные жилообразные включения яшм сургучно-красного цвета. Окраска последних обусловлена микроскопическими включениями гематита и лепидокрокита.

Метасоматическое преобразование вмещающих пород и формирование рудной минерализации происходило в несколько этапов и стадий, разделенных между собой процессами расщепления и трещиноватости. Их выделение основано как на наблюдениях под микроскопом, так и на данных изучения взаимоотношений соответствующих жил и прожилков непосредственно в забоях горных выработок. При этом наряду с широкими метасоматическими преобразованиями вмещающих пород рассматриваемые стадии минерализации обнаружены в виде самостоятельных жильных образований. Так, на фоне общей серицитизации и пиритизации, охватывающих в той или иной мере почти все вмещающие породы, формируются компактные серицитолитовые или пиритовые жилы внутри рудных тел или за их пределами. То же самое можно отметить и в отношении окварцевания, баритизации, сульфидизации, причем для более низкотемпературных процессов усиливается склонность к формированию компактных линзочек и жил.

На рис. 14 показана схема последовательности развития постмагматических процессов на Салаирском рудном поле. Следует отметить, что

* Минералы, обнаруженные К. Р. Ковалевым.

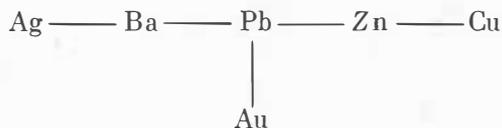
Стадии минерализации	Серичитизация	Окварцевание	Яшмизация	Ранняя пиритизация	Ранняя баритизация	Главная барито-сульфидно-полиметаллическая	Поздняя кварц-карбонатная
T, °C	Свыше 450			350-450		250-400	Менее 150
Серичит	■					■	
Кварц	■	■				■	■
Пирит				■			■
Барит					■	■	■
Сфалерит						■	■
Блеклые руды						■	■
Халькопирит						■	■
Галенит						■	■
Кальцит						■	■
Гематит			■				■
Магнетит						■	■
Флюорит						■	■

Рис. 14. Схема стадийности гидротермально-метасоматических процессов на Саларском рудном поле.

основная масса сульфидно-баритовой минерализации сформировалась преимущественно в одну стадию и пространственная дифференциация ведущих рудообразующих компонентов обусловлена преимущественно фациальной зональностью оруденения. Об этом свидетельствует также корреляционный анализ рудообразующих компонентов, проведенный автором для месторождений Спорного, Слепого, Кварцитовая сопка и др. Если значимые положительные величины корреляции (превышающие 0,01% уровень вероятности) представить в виде отрезков прямых линий, то, исключив ложные «наведенные» корреляционные связи (Вистелиус, 1956), общую схему корреляции рудообразующих компонентов можно изобразить в следующем виде:



Аналогичная схема, построенная на основании вычислений, проведенных С. С. Герингом для месторождения Второй рудник, отражает сходный характер корреляционных связей, за исключением золота:



Текстурно-структурные особенности руд. В процессе исследования текстурно-структурных особенностей рудных масс наряду с изучением шлифов и анишлифов автором широко привлекалось детальное подземное картирование интересных в генетическом отношении участков горных выработок в масштабах 1 : 50, 1 : 10, 1 : 2, а также фотодокументация их с последующей подземной дешифровкой полученных фотоснимков. Установлено, что внутреннее строение рудных тел обусловлено преимущественно гидротермально-метасоматическим замещением интенсивно дислоцированных вмещающих пород. По морфологическим признакам выделяются прожилково-вкрапленные и сливные рудные тела. Формирование последних происходило главным образом путем избирательного метасоматического замещения рассланцованных туфогенно-осадочных по-

род, сохранившихся от полного магматического замещения в виде реликтов и останцев среди интрузивных кварцевых порфиров. Образование же сливных рудных тел за счет порфиров имело подчиненное значение, поскольку среди них преимущественным развитием пользуются штокверково-вкрапленный и вкрапленный типы оруденения.

На ранних этапах развития гидротермально-метасоматических процессов текстурные особенности руд в значительной мере обусловлены неоднородностью пористости, проницаемости и химического состава вмещающих пород, в которых наблюдается сложное сочетание слоистых и деформационных структур. Туфогенно-осадочные породы представляют собой тонкослоистые полосчатые образования с неравномерным распределением туфового, кластического, известковистого материала, неодинакового размера зерен слагающих компонентов и т. д. Интенсивное предрудное рассланцевание, кливаж и тонкая сетчатая трещиноватость тонкослоистых туфогенно-осадочных и интрузивных образований обусловили благоприятную проводящую структуру, через которую способны были проникать гидротермальные растворы. В связи с этим в пределах Салаирского рудного поля наибольшее распространение получили параллельно-полосчатые текстуры руд, ориентированные главным образом вдоль кососекающей рассланцовки и лишь местами подчиняющиеся реликтовой слоистости.

Полосчатые текстуры наблюдаются как в сливных рудных телах значительной мощности, так и в небольших сульфидно-баритовых прожилках. Обусловлены они чередованием существенно кварцевых полос с баритовыми, сульфидными, либо сульфидных полос разного состава и размера зерен и т. д. Среди полосчатых текстур обычно выделяются три разновидности руд: грубополосчатые, среднеполосчатые и тонкополосчатые.

Грубополосчатые текстуры руд наблюдаются чаще в средних частях сливных сульфидно-баритовых рудных тел (месторождения Спорное, Первомайское, Троицкое и др.). Их периферические участки сменяются средне- и тонкополосчатыми текстурами руд. Последние иногда переходят в тонкоритмичные и бурундучные текстуры, обусловленные закономерным чередованием рудных и безрудных полос одинакового размера.

Как показали детальные исследования полосчатых и ритмических текстур, их генезис связан не только с наследованием исходных тонкослоистых и сланцеватых структур вмещающих пород. В их возникновении, по-видимому, принимали участие диффузионно-хроматографические процессы, накладывающиеся на «унаследованную» полосчатость и сопровождаемые своеобразной ритмической полосчатостью. Морфологически сходные текстуры получены экспериментально Г. Л. Пospelовым (1961, 1962), А. И. Васильевой (1970) и другими исследователями в изотропных средах-носителях, в которых при последовательной или встречной диффузии реагирующих компонентов развиваются ритмические зоны осадков. Унаследованные полосчатые текстуры создают обычно сложные взаимопереходы с диффузионными ритмическими текстурами, поэтому выделение их вызывает определенные затруднения. Тем не менее, некоторые критерии их отличия приведены в монографии А. И. Васильевой (1970) и будут разобраны ниже.

В качестве одной из разновидностей рассматриваемых текстур можно отметить перекрестно-полосчатые (решетчатые) текстуры, обусловленные соотношениями полосчатых агрегатов одно- или разновременных генераций минералов. Такие полосы пересекаются как под острым, так и под прямым углами. Подобно параллельным возникновение перекрестно-полосчатых текстур, по-видимому, может быть обусловлено наследованием соответствующих структур вмещающих пород, диффузионным отложением реагирующих компонентов во взаимно перекрестных направлениях или различными сочетаниями этих факторов.

Другие текстуры руд по сравнению с разнообразными полосчатыми пользуются подчиненным распространением, и среди них можно отметить массивную однородную текстуру руд, брекчиевидную, крустификационную и др., которые также полигенны, однако среди них преобладают унаследованные формы.

Как показали микроскопические исследования, руды салаирских месторождений состоят в большинстве случаев из сильно деформированных агрегатов кварца, раннего барита и пирита и слабодинамометаморфизованных выделений сфалерита, галенита, блеклой руды, халькопирита. Рудные минералы и их агрегатные сростания характеризуются большим разнообразием типов первичных структур. В частности, у ранних пиритовых агрегатов (пиритовая линза месторождения Первомайского, колчеданные линзы месторождений Троицкого, Слепого и Кварцевитовой сопки) наблюдаются наряду с полнокристаллическими и вкрапленными концентрически-зональные структуры. Последние чаще выявляются лишь после предварительного травления. Аналогичные колломорфные структуры отмечались в работах С. С. Геринга, И. П. Незабытовского, И. К. Неклюдова и детально описаны Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым (1964). Остальные сульфидные компоненты характеризуются чаще ксеноморфно-метасоматическими прорастаниями зерен. Зерна сфалерита, содержащие эмульсионную вкрапленность халькопирита, после травления в парах царской водки также обнаруживают зональное строение или закономерные агрегатные сростания. Изредка встречаются субграфические образования блеклой руды и галенита.

Под термином «сливные» рудные тела обычно подразумевается нечто массивное и однородное. На самом же деле все, без исключения, рудные тела имеют очень сложное внутреннее строение, обусловленное полосчатостью, желвачным, гнездово-пятнистым, брекчиевидным распределением более богатых участков руд среди более бедных. Еще более сложным внутренним строением обладают штокверково-вкрапленные зоны минерализации. В последних основная масса барита и сульфидов сосредоточена в прожилках и жилах и лишь незначительное количество рудных компонентов рассеяно в виде тонкой спорадической вкрапленности среди вмещающих пород (рис. 15). Морфология рудных прожилков, особенно на ранних стадиях метасоматоза, преимущественно обусловлена строением зон смятия, интенсивного расщепления и сетчатой трещиноватости вмещающих пород. Не исключена также возможность образования сходных прожилков и вне трещин, подобно жилообразным скоплениям продуктов реакций, возникающих при встречной и последовательной диффузии реагирующих компонентов в изотропных пористых средах (Поспелов и др., 1961, 1962). В частности, при документации забоев горных выработок обращают на себя внимание гнездо- и жилообразные скопления новообразованных минеральных агрегатов, прихотливые фестончатые очертания которых не могут быть объяснены влиянием структурных и литологических неоднородностей вмещающих пород.

Детальные исследования внутреннего строения штокверковых рудных зон показали, что они развивались в течение длительного и многосложного процесса, сопровождающегося многократной перестройкой и перегруппировкой ранее отложившихся минералов. Весьма характерным при этом является наследование путей движения гидротермальных растворов по принципу «руда по руде», «жила по жиле». В частности, более молодые генерации минералов часто заключены в пределах ранее возникших рудных жил, которые ничего общего не имеют с крустификационными жилами. Например, на рис. 15 видно, что разные генерации барита образуются вдоль более древних кварцевых жил. По зонам баритизации, в свою очередь, развиваются полосчатые агрегаты сульфидов: сфалерита, галенита, пирита, блеклой руды и т. д. Лишь для заключительной стадии кварц-карбонатных жил и прожилков намечается некоторая простран-



Рис. 15. Типичный пример внутреннего строения штокерково-вкрапленной зоны минерализации (месторождение Кварцитовая сопка, гор. 170 м).

1 — крупнопорфировые кварцевые порфиры; 2 — сланцеватость; участки развития существенно баритовой (3), карбонатной (4), колчеданной (5), сплошной полиметаллической (6), рассеянной сульфидной (7) минерализации. Не заштрихованы зоны окварцевания.

венная независимость от метасоматитов, сформировавшихся ранее.

В процессе формирования и разрастания рудного штокерка можно выделить ряд промежуточных стадий. На самой ранней стадии развития рассматриваемого процесса наблюдается строгое подчинение кварц-сульфидно-баритовых и кварц-карбонатных прожилков плоскостям сланцеватости. Далее, в стадию усложнения происходит метасоматическое замещение околотрещинного пространства, разрастание рудных прожилков. Кроме того, появляется дополнительная система прожилков, несогласная с ориентировкой главной сланцеватости вмещающих пород.

Дальнейшее развитие штокерка приводит к желвачному, блочному и прожилковому замещению промежутков между ранее сформировавшимися прожилками и жилами (стадия желвачно-блочного усложнения рудного штокерка). По мере разрастания блочных выделений, гнезд и вкрапленников и заполнения промежутков между ними происходят монолитизация метасоматических образований и формирование сливных рудных тел. Тем самым образование последних можно рассматривать как процесс эволюции рудного штокерка путем постепенного усложнения, разрастания и многократной внутренней перестройки рудных жил и прожилков и метасоматического замещения междужильного пространства. Во многих случаях наблюдается независимость внешних границ рудных тел и их внутреннего строения, причем нередко случаи притыкания полосча-

тости под острым или прямым углом к внешним границам рудных тел. Подобное несоответствие внутреннего строения рудных тел их внешним границам особенно отчетливо проявляется на верхних, а иногда и на нижних выклинках сливных рудных тел. Со стороны лежащего и висячего боков рудных тел полосчатость чаще параллельна их внешним границам, хотя и здесь отмечаются случаи косо́й или перекрестной ориентировки полосчатости.

Таким образом, описанные выше текстурно-структурные особенности сульфидно-баритовых руд и некоторые детали внутреннего строения рудных тел носят главным образом унаследованный характер и обусловлены метасоматическим замещением рассланцованных вмещающих пород. Эти текстуры усложнены дополнительной полосчатостью, связанной с диффузионно-ритмическим отложением и перераспределением рудных компонентов в процессе рудоотложения.

Послерудный динамометаморфизм проявился в виде неравномерных пластических и разрывных деформаций с локальным перераспределением рудных масс, интенсивность которого, однако, намного слабее предрудного динамометаморфизма вмещающих пород, что подтверждается не только микроскопическими наблюдениями, но и анализом статистической ориентировки кристаллов вмещающих пород и руд (Лапухов, 1964, 1965). Микроструктурные исследования свидетельствуют о том, что в начале процесса рудоотложения намечилось постепенное изменение плана деформации. При этом продольные скальвающие напряжения предрудного этапа, ориентированные в плоскости сланцеватости, сменились в период интенсивного рудоотложения поперечными движениями. Вместе с тем анализ ориентированных микроструктур подтверждает представления об эпигенетическом характере рудной минерализации в структурно подготовленных вмещающих толщах, хотя длительный и многосложный процесс формирования рудной минерализации протекал на фоне интенсивных поперечных тектонических напряжений, которые локально проявились и в последующий период.

Температурные условия образования салаирских колчеданно-полиметаллических месторождений и некоторые особенности химизма рудообразующих растворов. Для реконструкции температурных условий формирования гидротермально-метасоматических процессов использована общепринятая методика исследования газово-жидких включений в минералах, рассмотренная в работах Н. П. Ермакова (1950), В. А. Калюжного (1955), Ф. Г. Смита (1968) и др. В качестве нагревательного приспособления применялась специальная приставка к микроскопу, сконструированная Л. Ш. Базаровым и Ю. А. Долговым.

Основная трудность использования этого метода заключается в малом размере включений в исследуемых минералах, которые составляют чаще сотые и тысячные доли мм. Более мелкие включения с помощью имеющихся в нашем распоряжении оптических приспособлений замерить не удалось. Для наблюдения под микроскопом из соответствующих образцов изготавливались полированные пластинки толщиной 0,05—2,0 мм. Однако для кальцита оказалось более выгодно выкалывать тонкие пластинки по спайности.

В исследуемых минералах обнаруживаются различные генетические типы газово-жидких включений, гомогенизирующиеся в широком диапазоне температур. Ниже приведены лишь результаты замеров температур гомогенизации первичных включений, которые отличаются определенными морфологическими особенностями и, как правило, наиболее высокими значениями температур гомогенизации. Однотипные серии газово-жидких включений характеризуются обычно некоторым разбросом температур гомогенизации (чаще в пределах ± 10 — 15°C), поэтому приведенные ниже данные являются усредненными, полученными на основании замеров нескольких десятков включений.

Значения температур гомогенизации газовой-жидких включений в баритах Салаирского рудного поля

Место взятия пробы	Т гомогенизации включений в баритах, °С
Кварцитовая сопка . . .	370—400
Спорное, гор. 170 м . . .	370
Спорное, гор. 240 м . . .	400
Спорное, гор. 250 м . . .	450
Александровское, гор. 102 м	325—350
Троицкое, гор. 170 м . . .	400
Троицкое, гор. 200 м . . .	420

Наряду с методом гомогенизации газовой-жидких включений при проведении термометрических исследований использовались методы декрептометрии с термовзвучивающей регистрацией, а также новый метод, основанный на нагревании анализируемой пробы в токе газоносителя и регистрации интегрального эффекта вскрытия включений по выделению заключенных в них газообразных компонентов с помощью катарометра стандартного газового хроматографа (Лапухов, 1975). Получены результаты, сопоставимые с данными гомогенизации газовой-жидких включений.

Наиболее высокие температуры гомогенизации газовой-жидких включений (500—550° и иногда выше) обнаружены в образцах ранних кварцитов, отобранных на поверхности месторождения Кварцитовая сопка. Довольно высокими температурами гомогенизации двухфазных газовой-жидких включений характеризуется также проба друзового кварца, взятого на горизонте 210 м. Включения из внешних участков кристалла кварца гомогенизировались при 375—400°C, а из центральных — при 300—425°C.

Более многочисленные замеры температур образования получены для ранних баритов из разных месторождений Салаирского рудного поля. Исследовались преимущественно газовой-жидкие включения трубчатой формы. Результаты измерений приведены в табл. 4.

Из табл. 4 видно, что нижняя температурная граница образования баритов на разных участках Салаирского рудного поля меняется от 325 до 425°C. Для Спорного и Троицкого месторождений по увеличению температур гомогенизации баритов с возрастанием глубины ориентировочно оценена величина термоградиента, которая достигает 0,7—1°C/м.

Следует отметить, что К. Р. Ковалевым (1967) при проведении аналогичных исследований баритов Первомайского и Спорного месторождений получены более низкие температуры гомогенизации газовой-жидких включений (200—260°C). При дальнейшем нагревании эти включения взрываются и раскалывают пластинки барита, а в оставшихся обломках сохраняются включения, устойчиво гомогенизирующиеся при 300—450°C. К сожалению, К. Р. Ковалевым не описаны морфологические особенности включений и не доказывается вторичная природа более высокотемпературных «ложных» включений. Судя по полученным нами данным, включения, гомогенизирующиеся при 200—260°C, чаще группируются цепочками вдоль трещинок спайности барита и взрываются при незначительном перегреве. Более высокотемпературные включения имеют чаще трубчатую форму, гомогенизируются при стабильных температурах при первом и последующих нагреваниях, сохраняясь после значительного перегрева.

Исследование температур гомогенизации газовой-жидких включений в сфалеритах оказалось затруднительным вследствие того, что при нагревании пластинки растрескивались до гомогенизации в них включений. Тем не менее в нескольких образцах сфалерита с месторождения Кварцитовая сопка (гор. 170 м) удалось измерить температуру гомогенизации газовой-жидких включений (270—300°C).

Нижняя температурная граница формирования исследуемых гидротермалитов определена на основании анализа послерудных кварцево-карбонатных жил, несущих признаки сульфидной минерализации. В зернах кальцита из этих жил мелкие трехфазные (с жидкой углекислотой) газовой-жидкие включения гомогенизируются при 140—150°C. В некоторых включениях из этих образований Н. А. Шугуровой (1967) определен состав газовой фазы (табл. 5).

Результаты анализа состава газовой фазы индивидуальных включений в гидротермальных минералах поздних кварц-карбонатных жил, гомогенизирующихся при температурах 130—140°C (по Н. А. Шугуровой)

Минерал	Состав газа, об. %		
	CO ₂	O ₂	N ₂ + редкие газы
Кальцит	44,90	12,81	44,39
Сфалерит	32,84	14,12	53,04
Галенит	34,24	13,20	53,17

По мнению К. Р. Ковалева и Н. А. Шугуровой (1967), высокие концентрации кислорода и соотношения содержаний азота и кислорода (3,47—4,03) близки к атмосферному (3,73), что свидетельствует о возможном участии атмосферных газов в рудообразующих процессах. Вместе с тем, судя по данным табл. 3, отражающим высокие концентрации азота и углекислоты в составе магматических эманаций, нельзя не дооценивать и их роль в процессах гипогенного рудообразования.

В анализах водных вытяжек из рудных и жильных минералов Салаирского рудного поля обнаруживаются преобладающие концентрации гидрокарбонат-иона и ионов кальция и магния наряду с подчиненными концентрациями калия и натрия (табл. 6). Эти данные являются косвенным подтверждением представлений о слабощелочном составе исходных рудообразующих растворов.

Т а б л и ц а 6

Результаты анализов водных вытяжек из рудных и жильных минералов Салаирского рудного поля (мг/100 г образца)

№ образца	Минерал	pH	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻⁻⁻
12	Сфалерит	7,72	5,23	10,1	0,59	1,13	12,5	15,6	Сл.
13	»	7,70	2,62	11,5	0,59	1,06	Не обл.	9,75	»
26	»	7,44	Не обл.	18,6	0,95	0,73	Не опр.	Не опр.	Не опр.
72	»	7,13	1,75	18,6	0,77	1,46	»	»	»
29	Барит	7,77	3,49	5,75	2,38	5,98	3,13	27,3	Сл.
142	»	7,61	Не обл.	10,1	1,49	1,79	Не обл.	7,80	»
253	»	7,53	6,10	2,87	0,77	0,73	3,13	3,91	»
201	»	7,50	2,62	5,75	1,54	3,38	3,13	5,85	Не обл.
1203	»	7,84	3,49	7,17	1,78	3,12	3,13	19,5	Сл.
238	»	—	3,49	7,17	0,77	1,06	3,13	7,80	Не обл.
116	Пирит	3,44	6,10	7,17	1,37	4,64	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1237	»	4,18	21,8	35,9	2,14	2,39	Не обл.	Не обл.	144,5
210	Горный хрусталь	7,87	3,49	2,87	2,14	6,12	3,13	17,55	Не обл.

Примечание. Аналитик Е. Н. Жукова (ИГиГ СО АН СССР).

Таким образом, исследования газовой-жидкой фазы включений из жильных и рудных минералов рассматриваемого рудного поля свидетельствуют о том, что исходные гидротермальные растворы представляли собой стабильную жидкую фазу. При этом отсутствуют признаки гетерогенизации, вскипания растворов в процессе формирования рудной минерали-

зации. Вместе с тем термометрические замеры включений в баритах, отобранных на разных горизонтах рудного поля, позволили ориентировочно оценить величины термоградиентов в зоне рудоотложения. Высокие значения последних, по-видимому, свидетельствуют об активном участии высоконагретых предрудных порфировых интрузий в рудообразующих процессах.

Морфологическая зональность рудных тел Салаирского рудного поля. Большинство выявленных к настоящему времени рудных тел Салаирского рудного поля разведано до полного выклинивания книзу, поэтому можно проследить изменение морфологии и вещественного состава на всем их протяжении по вертикали. В пределах рассматриваемого рудного поля известно свыше 50 рудных тел, обособляющихся в виде северной (Третий рудник, Кварцитовая сопка, Слепое и др.), центральной (Второй рудник, Первомайское, Спорное и др.) и южной групп месторождений (Александровское, Троицкое, Харитоновское, Соймановское, Василье-Поповское и др.), которые, несмотря на большое сходство, характеризуются своеобразными типами морфологии рудных тел, минералого-геохимическими особенностями руд, масштабами оруденения и т. д. Данные месторождения располагаются преимущественно вдоль широкой рудоносной полосы субмеридионального простирания, совпадающей с зоной интенсивного расланцевания. Несколько обособленное положение занимает группа рудных тел Александровского месторождения, залегающего в юго-западной части Салаирского рудного поля.

Отдельные рудные тела имеют преимущественно западное падение под углом $50-55^\circ$ (реже до 70°) и склоняются к югу под углом от 35 до 70° . Это уплощенные неправильные линзы или жилеобразные тела, венчающиеся отчетливо выраженными в рельефе кварцитовыми и кварц-баритовыми «шапками».

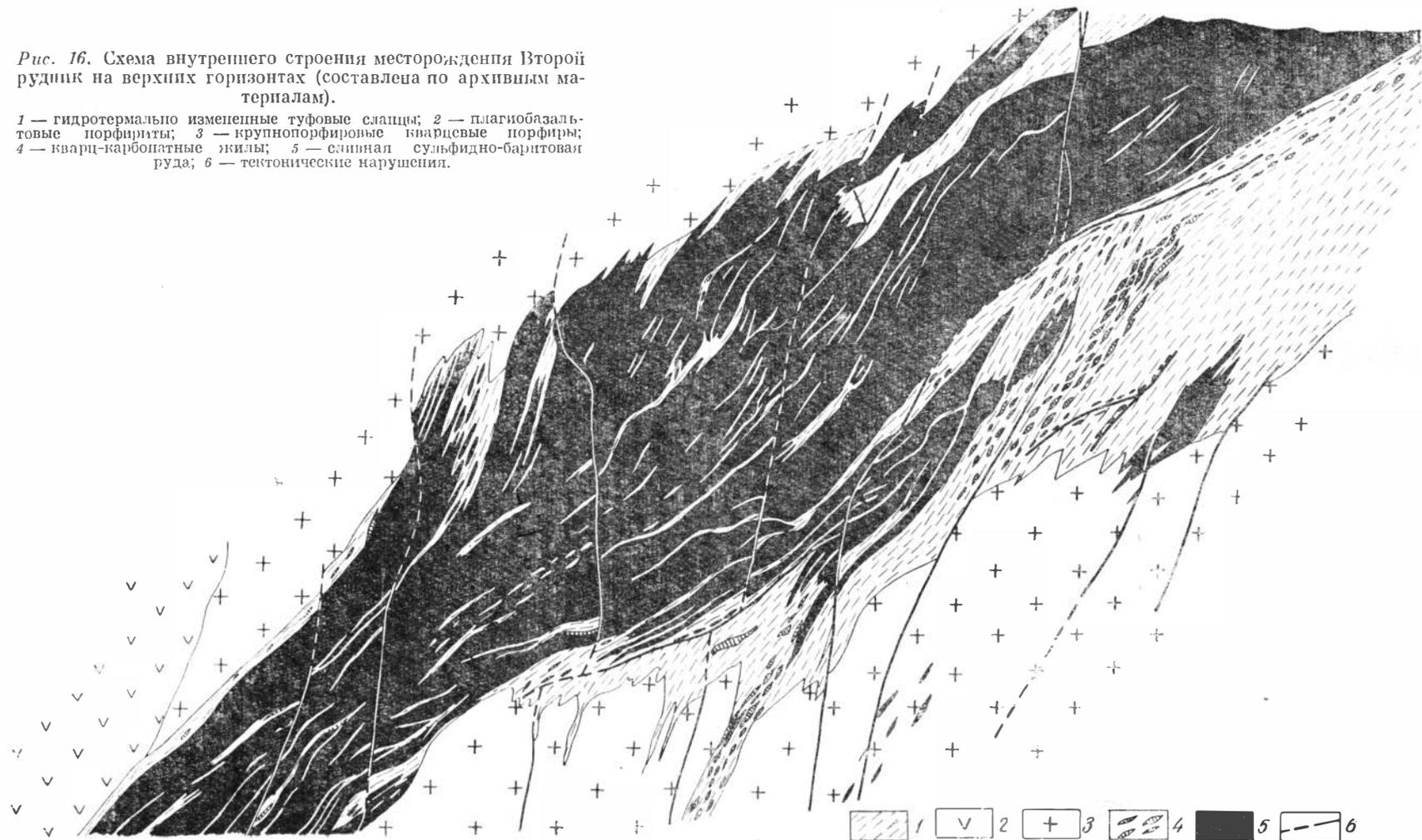
Сливные рудные тела верхних зон месторождений чаще приурочены к почти послонным зонам расланцевания, развивающимся по реликтам и останцам вулканогенно-осадочных пород (туфовых сланцев, прослоев известняков и углисто-мергелистых сланцев и др.), располагающихся в кровле порфировой интрузии или непосредственно в ней. Последняя в зоне выклинивания по восстанию имеет сложное акмолитообразное строение, что обуславливает резкую литологическую неоднородность вмещающих пород. На ряде месторождений наблюдается также пространственная приуроченность сливных рудных тел к отдельным «языкам» интрузии кварцевых порфиров, от которых они удаляются во вмещающие породы на десятки, иногда сотни метров.

В качестве характерного примера морфологии сливных сульфидно-баритовых рудных тел можно привести зарисовку одного из участков месторождения Второй рудник (рис. 16). Видно, что внутреннее строение рудного тела в значительной степени подчиняется морфологии останца серицитизированных туфовых сланцев. Со стороны лежащего бока рудное тело сопровождается многочисленными кварц-карбонатными жилами и чётками, которые местами содержат редкую вкрапленность сульфидных минералов и окружены ореолом вкрапленной сульфидно-баритовой минерализации, охватывающей также верхние участки порфировой интрузии.

С глубиной сливные рудные тела обычно расщепляются на серию мелких жил и прожилков и постепенно переходят в штокверково-вкрапленные зоны минерализации. Характерно при этом симметричное строение большинства рудных тел за счет преимущественной приуроченности сплошных рудных масс к висячему боку, которые сменяются со стороны лежащего бока прожилково-вкрапленной минерализацией. Подобное строение рудных тел наиболее ярко выражено в тех участках рассматриваемого рудного поля, в которых сказывается экранирующее влияние штока порфиритов, например, на месторождении Второй рудник (рис. 17). Асим-

Рис. 16. Схема внутреннего строения месторождения Второй рудник на верхних горизонтах (составлена по архивным материалам).

1 — гидротермально измененные туфовые сланцы; 2 — плагиобазальтовые порфиры; 3 — крупнопорфировые кварцевые порфиры; 4 — кварц-карбонатные жилы; 5 — синапсальный сульфидно-баритовый руд; 6 — тектонические нарушения.



метричное размещение упомянутых типов минерализации устанавливается и на тех месторождениях, на которых подобные ярко выраженные литологические экраны не наблюдаются. В этом случае, однако, зоны развития ореольной прожилково-вкрапленной минерализации тяготеют к их лежащему боку. Такое строение наблюдается, в частности, на Спорном месторождении, главное рудное тело которого имеет линзовидную форму и довольно резко выклинивается по восстанию среди туфогенных сланцев кислого состава (рис. 18). Его веретенообразное окончание книзу сопровождается расширяющимся с глубиной ореолом вкрапленных руд. Аналогичную структуру имеет и Первомайское месторождение, которое выклинивается в верхних зонах среди туфовых сланцев тремя мелкими штокообразными телами, объединяющимися с глубиной в вытянутое линзовидное тело. Последнее затухает среди рассланцованных кварцевых порфиров в виде зоны штокверково-вкрапленной минерализации, асимметрично смещенной по направлению к лежащему боку рудной залежи. При этом суммарная площадь промышленного штокверково-вкрапленного оруденения в несколько раз превышает максимальную площадь сливного рудного тела на верхних горизонтах. Такую же линзовидную

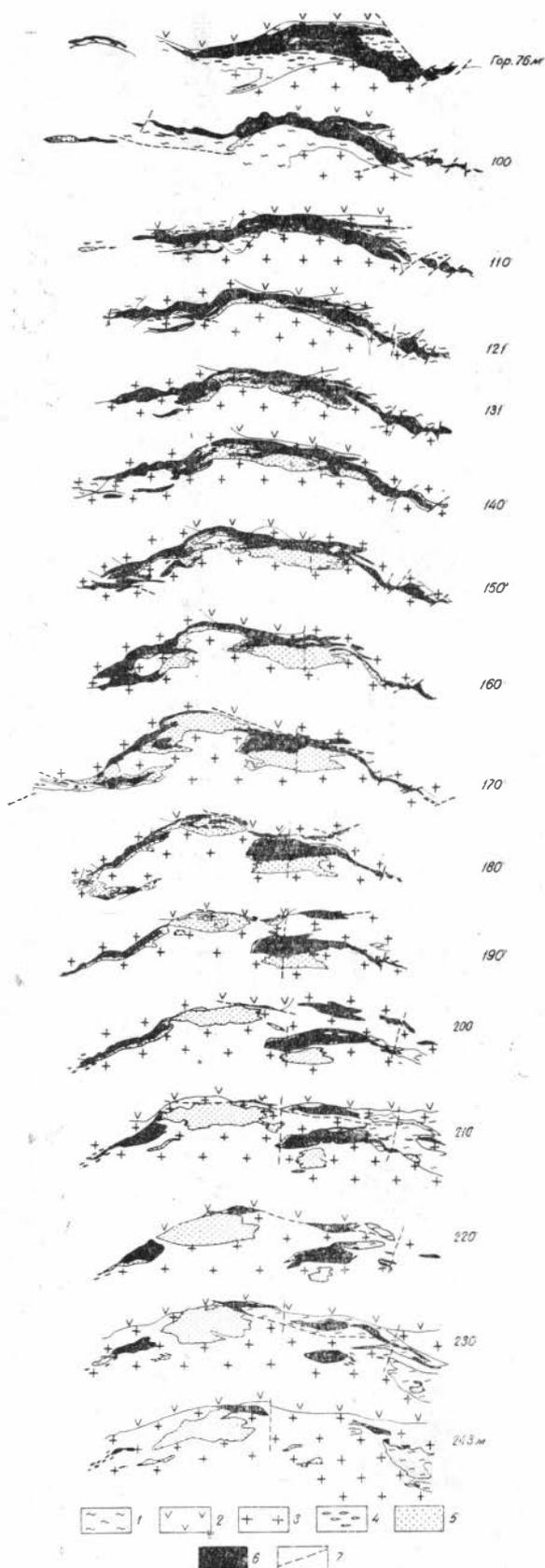


Рис. 17. Схема морфологической зональности месторождения Второй рудник (составлена по архивным материалам).

1 — гидротермально измененные туфовые сланцы; 2 — шток порфиристов; 3 — крупнопорфировые кварцевые порфиры; 4 — кварц-карбонатные жилы; 5 — сливная сульфидно-баритовая руда; 6 — сплошная сульфидно-баритовая руда; 7 — тектонические нарушения.

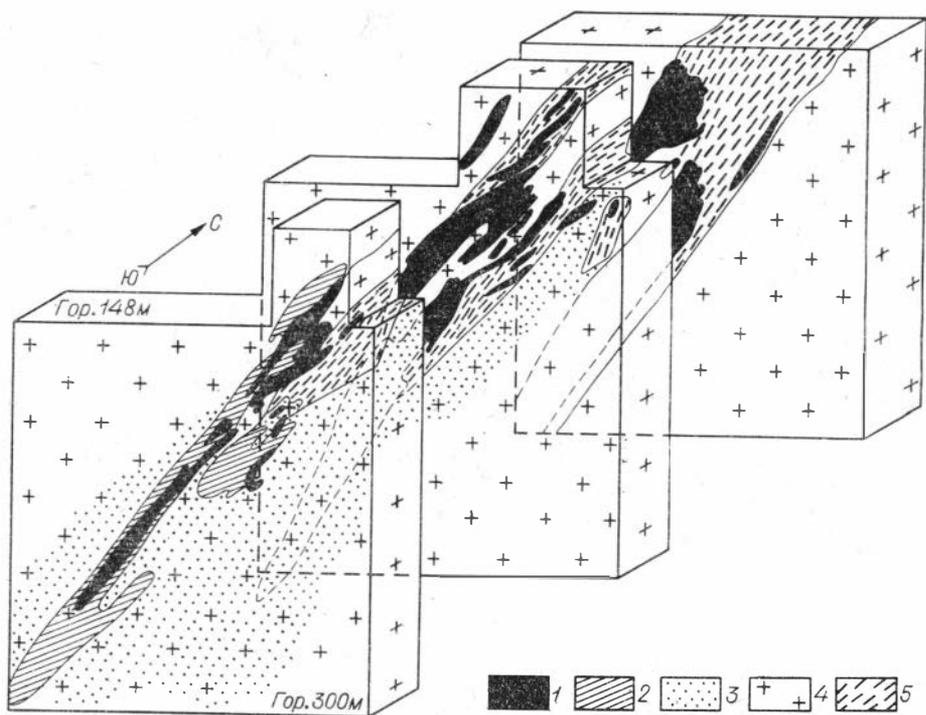


Рис. 18. Схема геологического строения месторождения Спорного.

1 — сливные сульфидно-баритовые рудные тела; 2 — богатые штокверково-вкрапленные руды; 3 — рассеянная сульфидно-баритовая минерализация; 4 — крупнопорфировые кварцевые порфиры; 5 — туфовые сланцы.

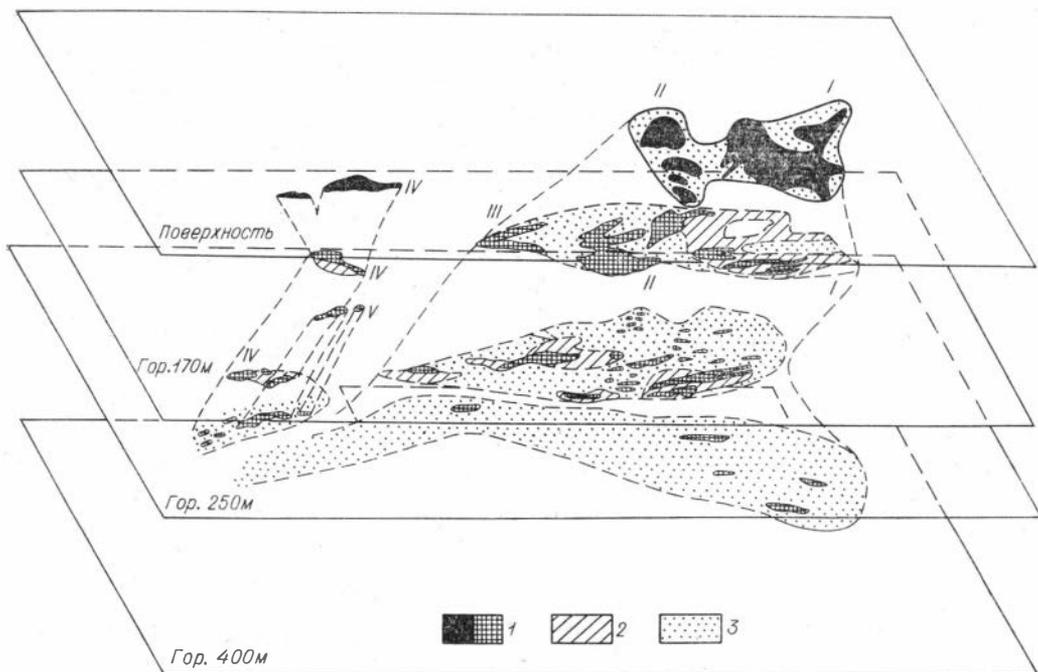


Рис. 19. Схема объемного строения рудных тел Второго рудника, Первомайского и северной группы месторождений.

1 — сливные кварц-сульфидно-баритовые рудные тела; 2 — богатые штокверково-вкрапленные руды; 3 — рассеянная сульфидно-баритовая минерализация. Месторождения: I — Третий рудник; II — Кварцитовая сопка; III — Слепое; IV — Второй рудник; V — Первомайское.

структуру с расширяющимися с глубиной шлейфами вкрапленных руд имеет большинство рудных тел южной группы месторождений. Постепенная граница перехода существенно сливных рудных тел в штокверково-вкрапленные довольно выдержана для всего рудного поля и намечается на горизонте 170—200 м.

Что же касается распространенности рассматриваемых типов руд в плане, то можно отметить следующую закономерность. По мере продвижения с севера на юг рудного поля сокращаются относительные масштабы штокверково-вкрапленного оруденения, которое уступает место компактным рудным телам линзовидной формы, причем с уменьшением размеров последних концентрации ведущих полиметаллических компонентов возрастают. Ореолы прожилково-вкрапленных руд на глубоких горизонтах южной части рудного поля занимают сравнительно меньший объем, чем в его северной части.

При анализе объемной структуры групп месторождений выявляются следующие детали. Контуры сливных и промышленных штокверково-вкрапленных рудных тел с глубиной сокращаются и общая структура их подобна конусу, обращенному вершиной вниз. Вместе с тем, учитывая характер выклинивания изученных слепых рудных тел по восстановлению и принимая во внимание бедные штокверково-вкрапленные промышленные руды, роль которых с глубиной возрастает, общее строение зон оруденения выражается в виде конуса, обращенного вершиной вверх. В качестве иллюстрации этому можно привести блок-диаграмму северной группы месторождений (рис. 19). Изложенные выше особенности объемной структуры сливных и богато вкрапленных рудных тел имеют определенное сходство с представлениями П. Ф. Иванкина (1970) о рудно-магматических пучках на примерах различных месторождений, в том числе колчеданно-полиметаллических Рудного Алтая, Салаира, Урала и других.

По мнению П. Ф. Иванкина, рудные растворы и магмы, находившиеся на глубинах под большим давлением, попадая в верхние структурные ярусы земной коры с повышенной пористостью и трещиноватостью, при фазовом расслоении рассредоточивались в виде систем расходящихся струй (конические колонны). Корнями этих магм и минерализующих растворов могли служить те участки глубинных структур рудных полей, где завершается дифференциация магм, обогащенных минерализаторами и халькофильными элементами. Иными словами, в основе представлений П. Ф. Иванкина о рудно-магматических пучках предполагается саморасширение и активное вторжение концентрированных восходящих потоков рудных флюидов.

Изложенные выше материалы по Салаирскому рудному полю свидетельствуют о том, что наряду с некоторым растеканием наиболее продуктивных рудных струй в направлении от нижней выклинки к средним сечениям месторождений наблюдается общее сужение, стягивание рудообразующей флюидной динамической системы.

Зональность минеральных парагенезисов. Несмотря на определенную выдержанность вещественного состава рудных тел, в масштабе Салаирского рудного поля намечается горизонтальная зональность минеральных парагенезисов. Наиболее отчетливо данная закономерность наблюдается в верхних частях рудного поля в основном за счет изменения относительных концентраций соотношений жильных и рудных минералов. Соотношения концентраций сульфидных минералов более стабильны, и при микроскопических исследованиях улавливается лишь некоторое возрастание с глубиной роли пирита и халькопирита.

Изменение состава жильных минералов в различных участках рудного поля обусловлено не только неодинаковой интенсивностью проявления отдельных стадий минерализации, но и влиянием химизма вмещающих пород. В частности, некоторые рудные тела, приуроченные к

линзовидным образованиям срединного «просвечивающего» карбонатного горизонта, в своих верхних частях обогащены кальцитом, при замещении кислых туфовых сланцев соответственно отмечается повышение в рудной массе концентраций кварца и т. д. На глубоких горизонтах рудного поля среди штокверково-вкрапленных зон минерализации в рассланцованных кварцевых порфирах подобные изменения состава жильных минералов нивелируются.

На верхних горизонтах общая тенденция изменения минерального состава рудных тел состоит в том, что существенно кварц-барито-сульфидные рудные тела северной группы месторождений, тяготеющие к штоку афировых порфиров, сменяются рудными телами сульфидно-баритового состава центральной и южной групп месторождений, прилегающих к штоку порфиритов. При этом, как уже упоминалось, для месторождений Третий рудник и Кварцитовая сопка характерно образование мощных «шапок» гидротермальных кварцитов, которые с глубиной переходят в сливные кварц-барито-сульфидные рудные тела, сопровождающиеся зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Последние на глубоких горизонтах пользуются преимущественным распространением и постепенно рассеиваются внутри порфировой интрузии.

Строение северной группы месторождений в плане неоднородно. В южном направлении происходит сокращение масштабов штокверково-вкрапленного оруденения по сравнению со сливным, причем изменяется и минеральный состав руд. В частности, кварц-барито-сульфидные руды месторождений Третий рудник и Кварцитовая сопка сменяются кварц-карбонат-сульфидными рудами месторождения Слепого. С глубиной, однако, эти рудные залежи постепенно объединяются в единую рудную зону с преобладающим кварц-барито-сульфидным типом руд.

Некоторые закономерности пространственного распределения различных типов руд приведены на рис. 20. Здесь показаны также значения средних погоризонтных соотношений цинк/свинец и усредненные значения температур гомогенизации газовой-жидких включений в ранних баритах. Эти величины отражают лишь самые общие тенденции изменения температурного поля в процессе рудоотложения и характер пространственной дифференциации рудообразующих компонентов в горизонтальном и вертикальном направлении. Вместе с тем многие детали зонального распределения рудных компонентов вскрываются лишь путем объемно-статистической обработки большого количества проб.

Полиморфизм вещественной зональности салаирских месторождений. Первая попытка геометризации вещественного состава салаирских месторождений была предпринята более 30 лет назад С. С. Герингом, которым было статистически обработано по месторождениям Второй рудник и Первомайскому (по верхним горизонтам) свыше 25 тыс. проб. При этом наряду с анализом корреляционных зависимостей ряда рудообразующих компонентов им изучалось пространственное распределение металлов на месторождении Второй рудник путем построения «усредненных кривых» и изолиний содержаний металлов. Установлено, что пространственное распределение содержаний металлов характеризуется проявлением определенной горизонтальной и вертикальной зональности. Последняя выражается в том, что самые верхние участки рудных тел обогащены свинцом, серебром, золотом и баритом, ниже которых находятся максимумы цинка и меди. С. С. Геринг полагал, что подобная зональность характерна для многих месторождений, хотя максимумы содержаний металлов для них находятся на разных гипсометрических уровнях и контролируются положением верхнего контакта предрудного интрузива кварцевых порфиров в районе данного месторождения. Позднее подобные исследования, по существу, никем не проводились. Вместе с тем за последние десятилетия на Салаирском рудном поле был выявлен целый ряд новых рудных тел и детально разведаны на глубину известные ранее месторож-

дения. В связи с этим для расшифровки деталей вертикальной и горизонтальной зональности оруденения в объеме Салаирского рудного поля автором была произведена геометризация вещественного состава руд по методике, изложенной выше.

Намечающиеся закономерности выявлены только в пределах промышленных контуров гипогенного оруденения (ниже границы зоны окисления), которые на верхних горизонтах совпадают с геологическими границами сливных рудных тел, а на нижних являются условными, так как анализируемые бортовые содержания и минимальные мощности достаточно высоки. Поэтому все рудные тела в области минерализации фактически не сужаются на клин, а геологически распространяются глубже, сложно рассеиваясь и местами расширяясь книзу.

Зональное распределение средних концентраций и линейных запасов металлов в рудных телах. Распределение средних концентраций ведущих рудообразующих компонентов салаирских месторождений — цинка, свинца, меди и бария — показано в виде вертикальных продольных проекций на рис. 21. Повышенные концентрации рассматриваемых компонентов приурочены главным образом к верхним (фронтальным) частям месторождений и находятся в пределах довольно выдержанных гипсометрических интервалов. Вторая общая закономерность — возрастание компактности рудных тел с севера на юг рудного поля, что отмечалось при ранних исследованиях Салаирского рудного поля Г. С. Лабазиным (1953) и др. При этом обращает на себя внимание сложное распределение локальных максимумов. Последние имеют в большинстве случаев южное склонение, что также составляет характерную особенность рассматриваемых месторождений, на которую обращали свое внимание также и С. С. Геринг, И. П. Незабытовский, Г. Л. Пospelов и др. Однако данная закономерность не является универсальной, так как намечаются и элементы встречного (северного) склонения обогащенных участков рудных тел (рудных столбов), которые, сопрягаясь с элементами южного склонения, образуют местами V-образные структуры. Подобное строение имеет, в частности, северная группа месторождений.

Следует отметить, что наряду с некоторой согласованностью ориентировки внешних контуров рудных тел и рудных столбов последние местами ведут себя независимо. Несмотря на тесную пространственную сопряженность участков повышенных концентраций рудообразующих компонентов, намечается их определенная дифференциация в пространстве. При этом каждое месторождение имеет индивидуальные особенности зональности, отражающиеся не только в величине относительного смещения максимумов различных компонентов, но и в относительном порядке их распределения по вертикали.

Наиболее типичная схема вертикальной зональности может быть отражена в следующем виде (снизу вверх): медь — цинк — свинец — барий. На отдельных месторождениях данная схема нарушается в основном за счет переменного положения максимумов бария и меди. Например, на месторождении Спорном максимумы меди и бария тяготеют к нижней выклинке, на Александровском — максимумы цинка появляются в нижней части рудного тела.

О характере дифференциации рудных компонентов можно судить также по графикам распределения средневзвешенных содержаний металлов по вертикали. Последние имеют волновое строение в виде синусоид с переменной длиной волны и высотой максимумов, затухающих с глубиной, причем модальные значения максимумов содержаний различных компонентов закономерно смещены относительно друг друга (рис. 22).

Типичную картину поперечного строения рудных тел представляют собой геохимические разрезы Первомайского месторождения, на которых показаны распределения надфоновых концентраций рудных компонентов (рис. 23). Верхняя часть и висячий бок Первомайского месторождения

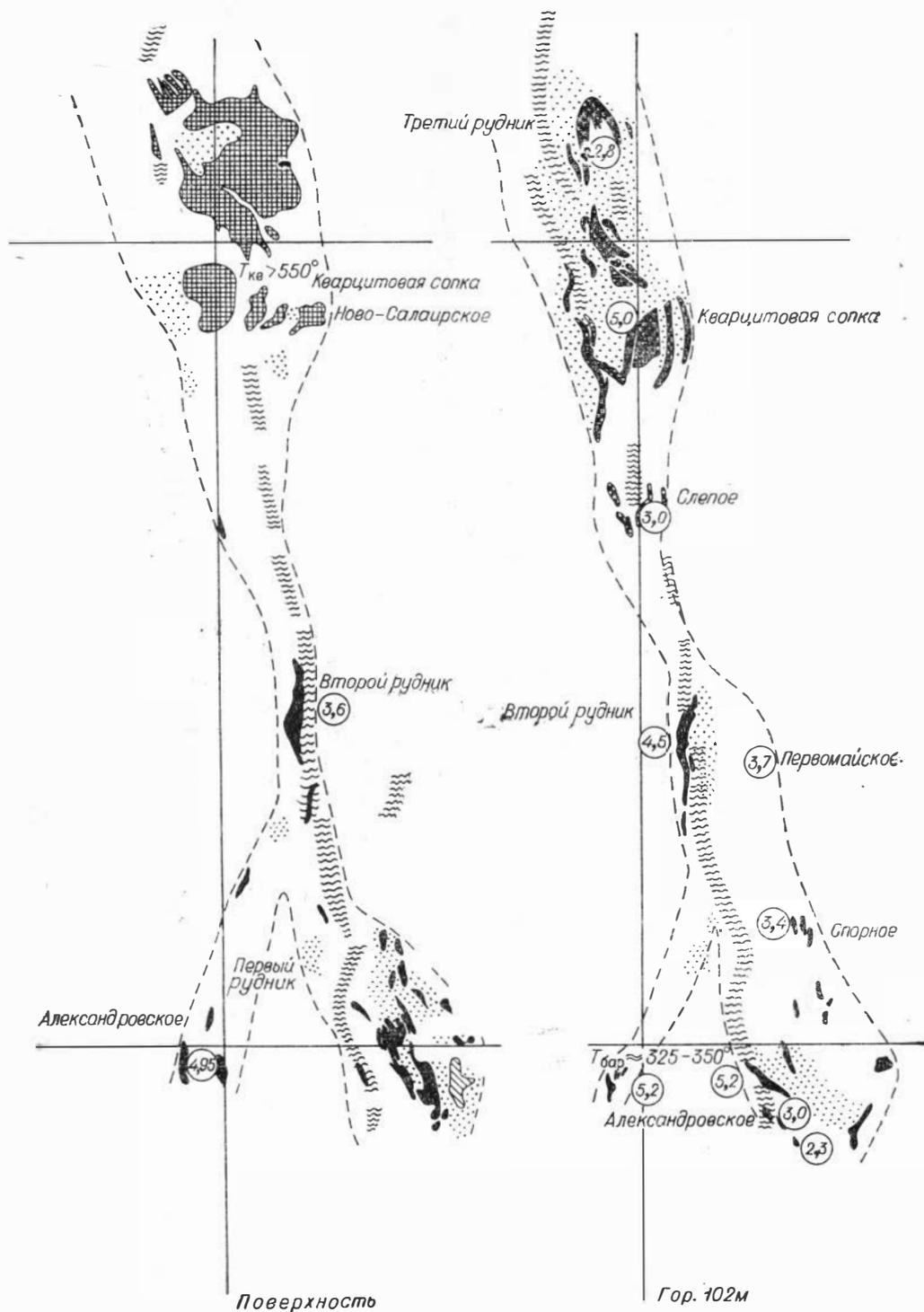
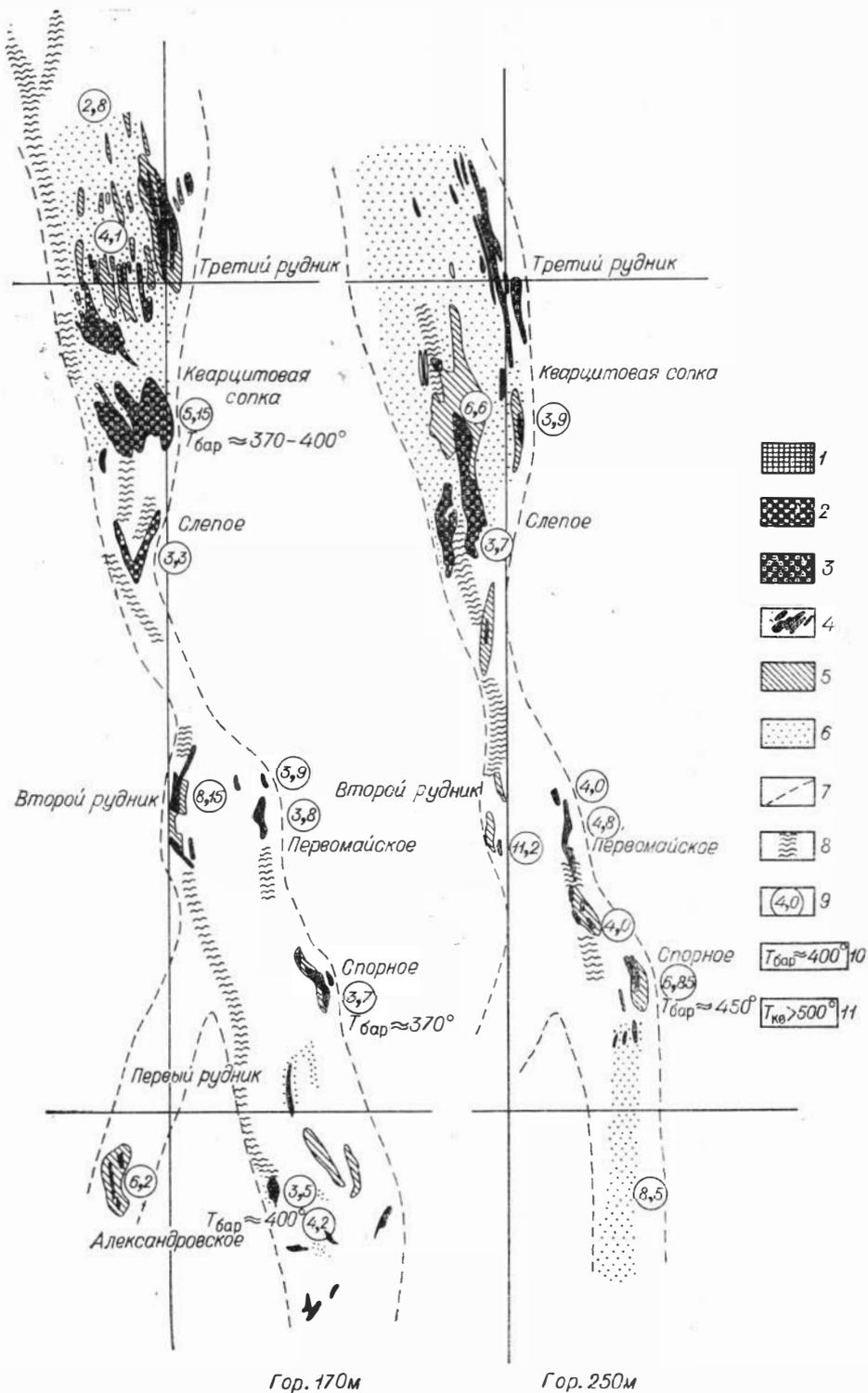
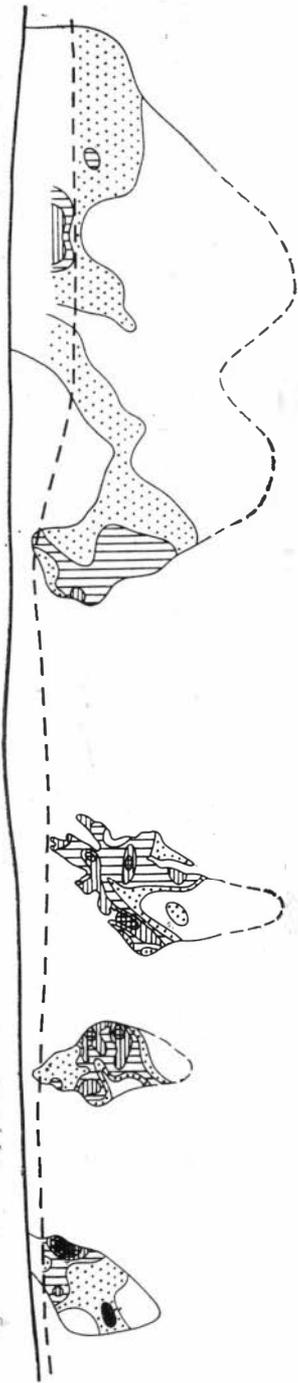
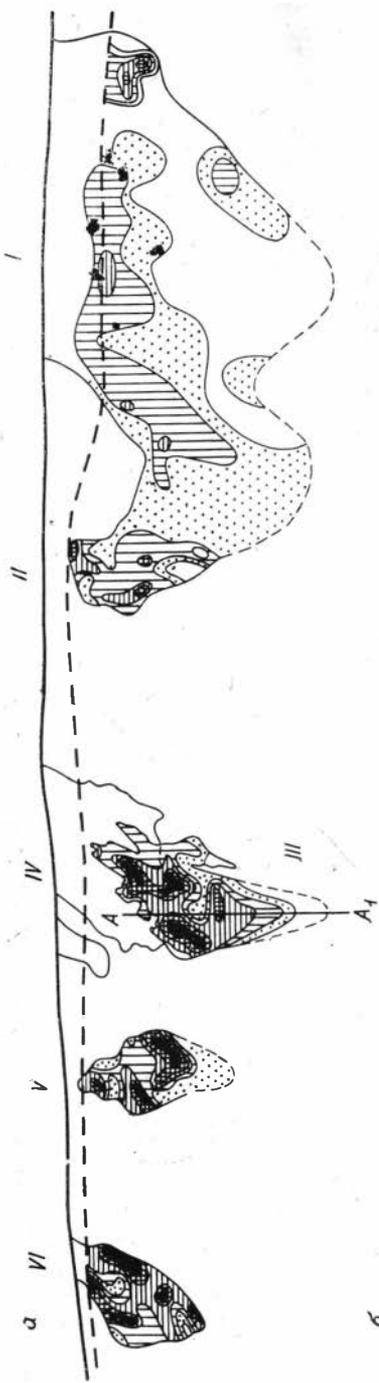


Рис. 20. Схема зональности размещения минеральных пара-
 1 — метасоматические кварциты; 2 — кварцево-карбонатно-сульфидная минерализация; 3 — квар-
 гатого штокерково-вкрапленного оруденения; 6 — рассеянная штокерково-вкрапленная рудная
 ные средние соотношения цинк—свинец; 10 — температуры гомогени-



генезисов на разных горизонтах Салаирского рудного поля.

цево-барито-сульфидная минерализация; 4 — барито-сульфидная минерализация; 5 — участки бо-
 минерализация; 7 — контуры рудной зоны; 8 — реликты карбонатных горизонтов; 9 — погоризонт-
 вации газовой-жидких включений в баритах; 11 — то же в кварцитах.



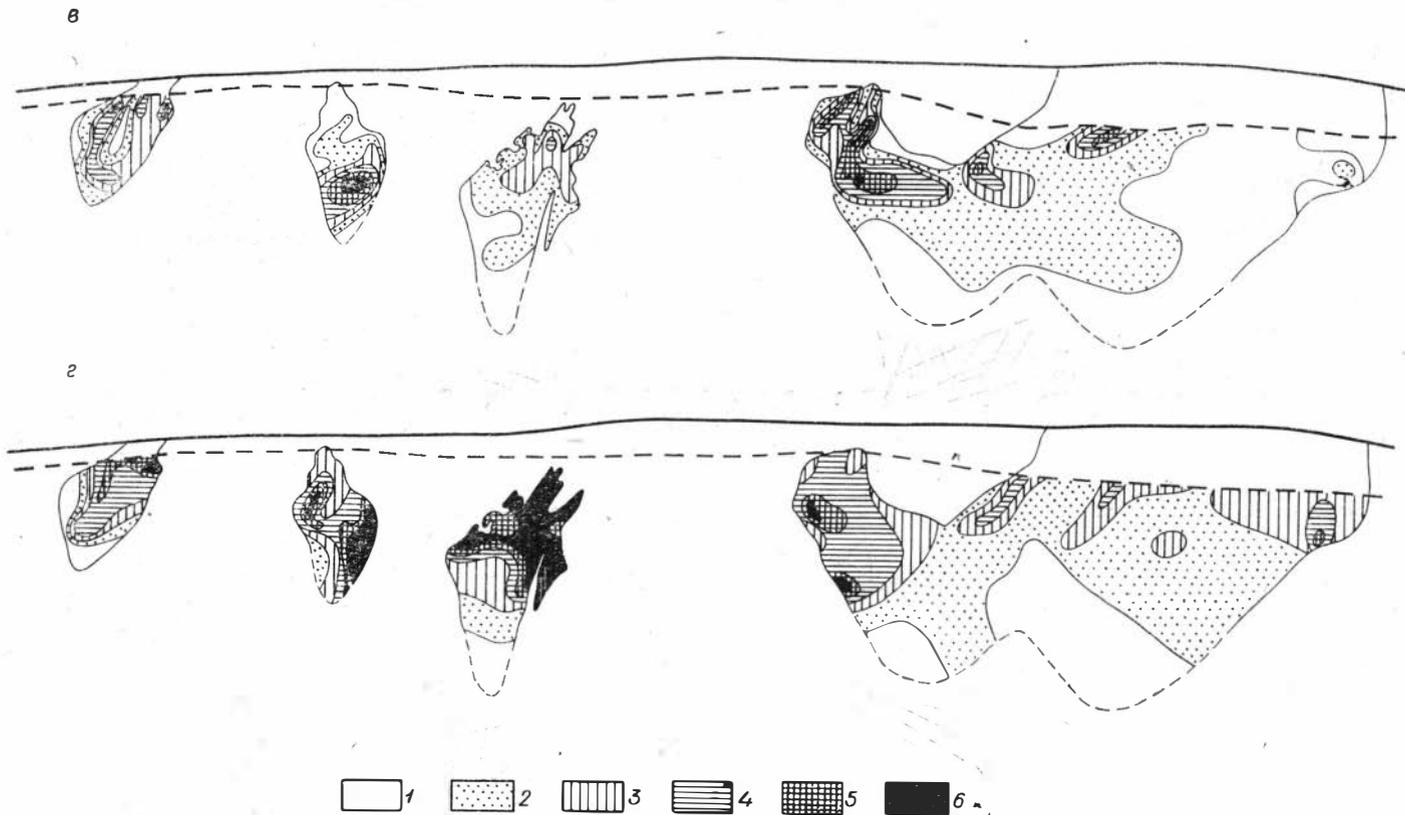


Рис. 21. Схема распределения средневзвешенных содержаний цинка (а), свинца (б), меди (в) и бария (г) в пределах контуров промышленного оруденения Салаирского рудного поля в проекции на вертикальную субмеридиональную плоскость. Месторождения: I — Кварцитовая сопка и Третий рудник; II — Слепое; III — Первомайское; IV — Второй рудник; V — Спорное; VI — Александровское. $1 < 2 < 3 < 4 < 5 < 6$ — относительные содержания рудообразующих компонентов. Аналогичная условная градация значений изолиний принята на всех приведенных ниже геометрических проекциях рудных тел и месторождений.

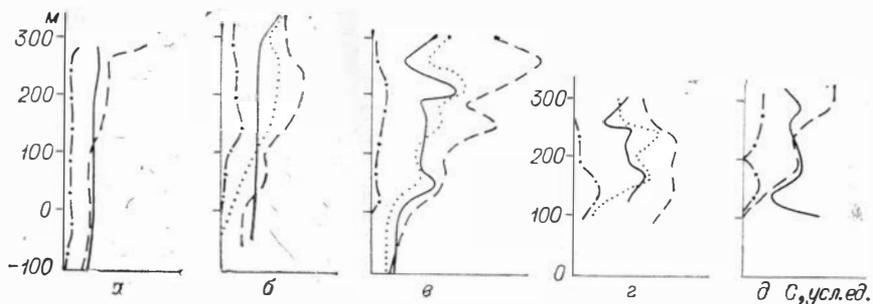


Рис. 22. Схемы изменения усредненных концентраций рудных компонентов по падению рудных залежей Салаирского рудного поля (по горизонтальной оси — логарифмы концентраций, усл.%, по вертикальной — глубина, м в отметках над уровнем моря).

Месторождения: а — Кварцитовая сопка, Третий рудник; б — Слепое; в — Первомайское; г — Спорное; д — Александровское. Сплошной линией показано распределение цинка, пунктирной — свинца, штрих-пунктирной — меди, штриховой — бария.

сложены преимущественно сливными сульфидно-баритовыми рудами, имеющими четкие геологические границы и сопровождающиеся быстро затухающими ореолами. Нижняя зона и лежащий бок представлены штокверково-вкрапленными рудами, для которых контуры промышленного оруденения (показаны жирной линией) устанавливаются по определенным кондициям. Таким образом, общие контуры сливного и богато вкрапленного оруденения в поперечном сечении имеют линзовидное строение и на глубоких горизонтах сопровождаются ореолами бедных вкрапленных руд, которые в несколько раз превышают масштабы промышленного оруденения.

Иные закономерности пространственной дифференциации рудообразующих компонентов вскрываются при анализе распределения их линейных запасов. Схемы пространственного распределения линейных запасов металлов и барита в виде изолиний (в условных единицах) приведены на рис. 24. Вертикальные продольные проекции изолиний линейных запасов рудных компонентов в общем близки между собой и определяются главным образом мощностью соответствующих участков рудных тел. Это сходство обусловлено не только морфологией максимумов сопоставляемых компонентов, но и близостью их геометрических центров. При этом почти на всех неденудированных месторождениях выделяются

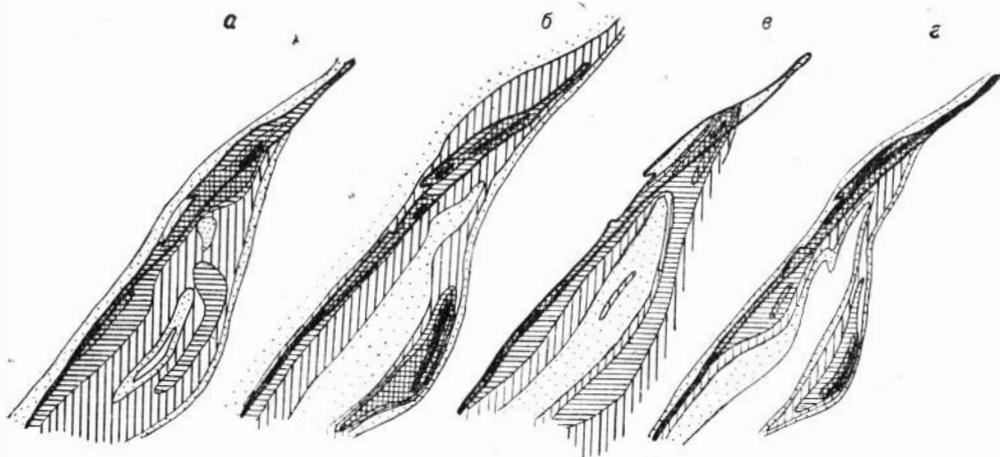


Рис. 23. Геохимические разрезы (месторождение Первомайское). Жирной линией показан контур сливного оруденения.

а — распределение цинка, б — свинца, в — меди, г — бария.

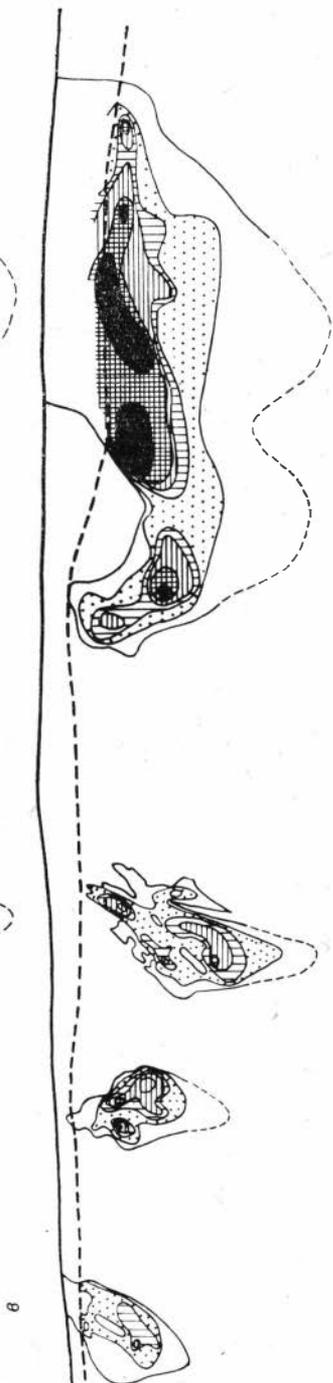
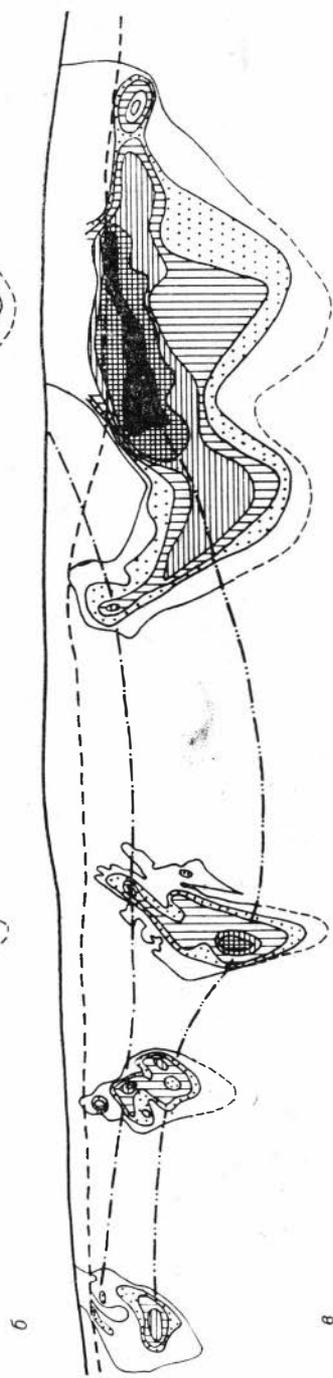
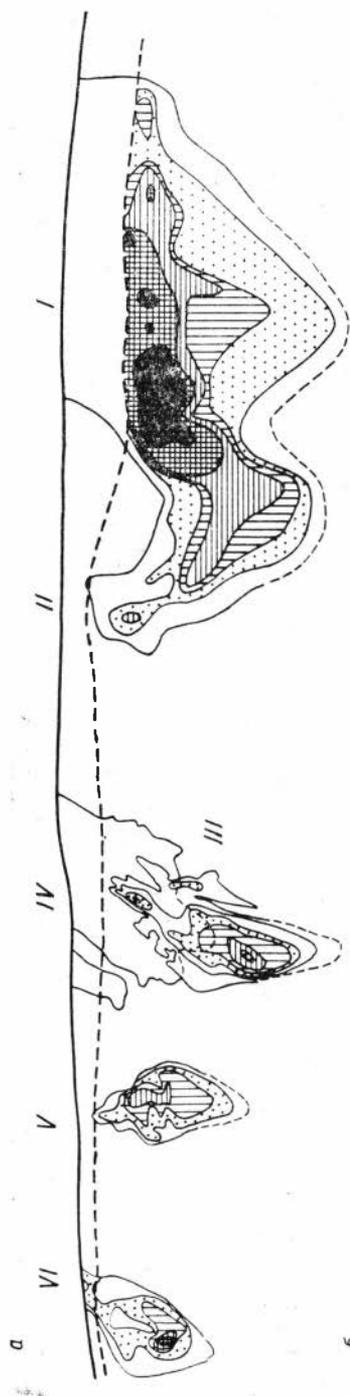
две группы главных максимумов, расположенных на разных гипсометрических уровнях. Верхние максимумы приурочены к выклинкам сливных рудных тел и совпадают с участками повышенных концентраций металлов, а нижние тяготеют к зоне перехода сливных руд в штокверково-вкрапленные (рис. 24). Последние определяются раздувами мощностей рудных тел. Промежутки между осевыми линиями, соединяющими центры этих максимумов, то сужаются, как, например, на Спорном месторождении, то расширяются (месторождение Первомайское). Тем не менее зоны рассматриваемых максимумов гипсометрически довольно выдержаны и имеют сквозной характер для Салаирского рудного поля в целом.

Для центральной и южной групп месторождений типичны уплощенные эллипсовидной формы максимумы, длинная ось которых совпадает с направлением склонения промышленных контуров рудных тел. Однако в пределах северной группы месторождений формируются вытянутые пологие бусообразной формы максимумы, отвечающие горизонтам интенсивного рудоотложения в переходной области от сливного к штокверково-вкрапленному типам руд. Положение осевых линий этих максимумов не согласно с ориентировкой внешних контуров рудного тела и элементов южного склонения зон повышенных концентраций рудных компонентов. Их осевая линия ориентирована поперек направления падения и косо по отношению к общему склонению рудной залежи.

Вертикальные проекции изолиний линейных запасов различных рудных компонентов имеют также некоторые различия, которые заключаются в размерах максимумов, их относительной интенсивности и положении центров тяжести. В частности, на большинстве месторождений верхние максимумы линейных запасов свинца более интенсивны, чем цинка. Аналогичные закономерности пространственной дифференциации обнаруживаются и в отношении распределения других металлов, хотя они менее наглядны. Более отчетливо данные закономерности проявляются на обобщенных графиках распределения послойных сечений запасов металлов по вертикали. Для рассматриваемых месторождений графики рис. 25 (глубже нижней границы зоны окисления) чаще характеризуются двухвершинными волнообразными кривыми слегка асимметричной конфигурации, обусловленной тем, что верхние ветви их выше нижних. Некоторые месторождения (например, Первомайское, рис. 25, е) имеют трехвершинное строение исследуемых кривых, свидетельствующее о многоуровневом распределении сульфидно-баритового оруденения. Сходное волновое строение, как уже отмечалось, имеют и концентрационные кривые. В отличие от последних амплитуда максимумов кривых размещения послойных запасов рудных компонентов более резко затухает с глубиной. Кроме того, главные уровни локализации запасов на отдельных месторождениях располагаются значительно глубже наиболее обогащенных участков рудных тел. Максимумы запасов рассматриваемых компонентов в отличие от их концентраций дифференцированы слабее, хотя некоторое относительное смещение кривых распределения послойных запасов заметно и на рис. 25. При этом как для горизонтов сливного, так и штокверково-вкрапленного оруденения отмечается сходный порядок относительного смещения модальных значений максимумов анализируемых кривых, совпадающий с рассмотренным выше. Вертикальная дифференциация запасов металлов более интенсивно проявляется для верхних участков рудных тел, характеризующихся увеличением амплитуды смещения максимумов сопоставляемых кривых по сравнению с нижними.

В целом для Салаирского рудного поля (с учетом данных С. С. Геринга по месторождению Второй рудник) каждый уровень локализации запасов сульфидно-баритовой минерализации характеризуется следующей схемой зональности (снизу вверх):





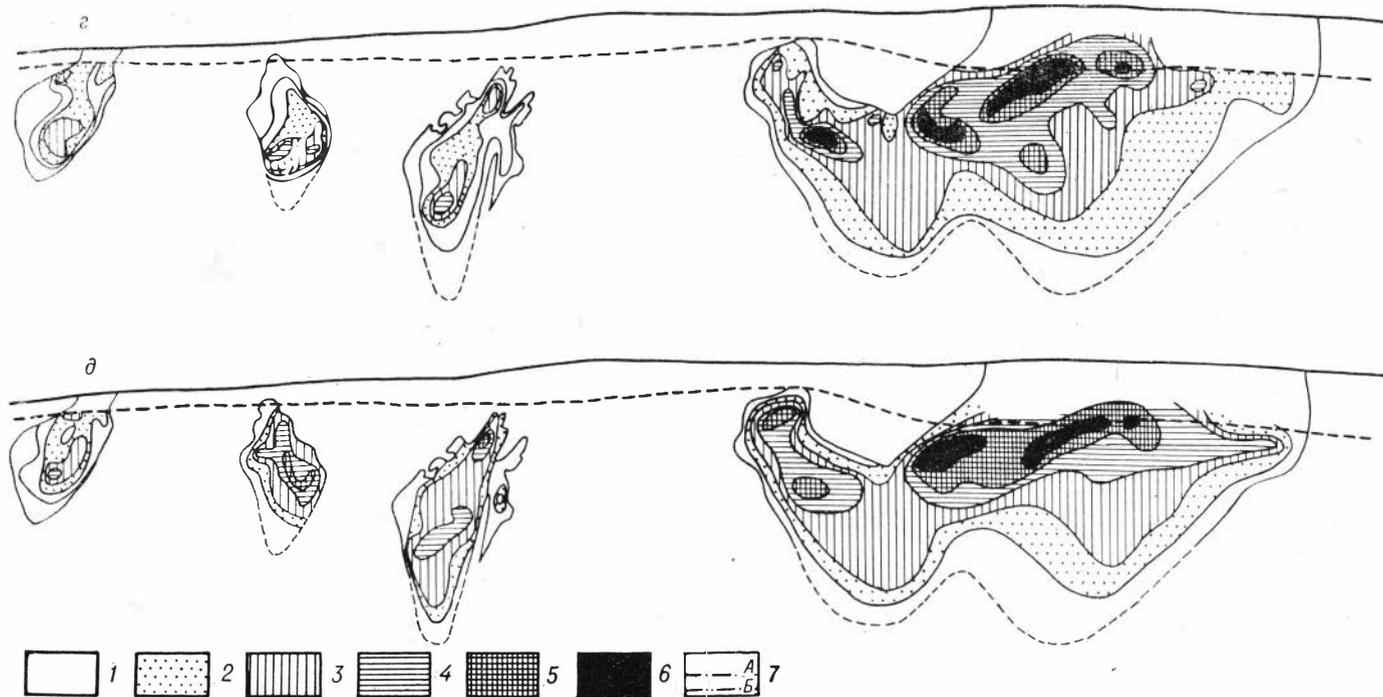


Рис. 24. Схемы пространственного размещения изомощностей (а) и изолиний линейных запасов рудообразующих компонентов главнейших месторождений Салаирского рудного поля в проекции на вертикальную субмеридиональную плоскость.

А — положение осевой линии, соединяющей центры максимумов линейных запасов металлов в пределах сливных рудных тел, Б — то же, в пределах переходной зоны от сливного к штокерково-вкрапленному оруденению; б — распределение линейных запасов цинка, в — свинца, г — меди, д — бария.

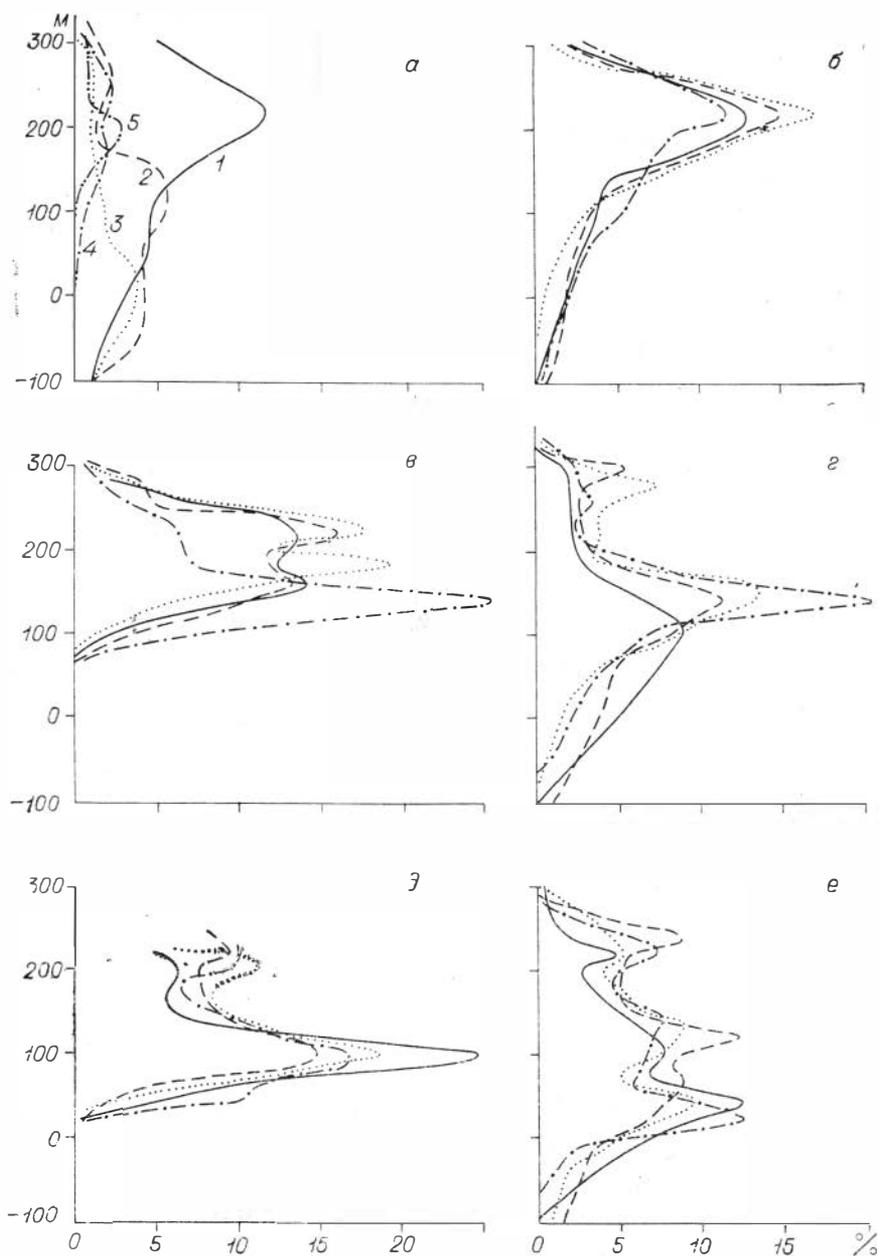


Рис. 25. Схемы распределения средних мощностей (а) и послонных запасов главных рудообразующих компонентов по падению рудных тел Салаирского рудного поля. По горизонтальной оси показано распределение послонных запасов металлов, % от суммарных запасов.

Месторождения: а: 1 — Кварцитовая сопка, 2 — Слепое, 3 — Первомайское, 4 — Слепое, 5 — Александровское; б — Кварцитовая сопка; в — Спорное, г — Слепое, д — Александровское, е — Первомайское (Усл. об. см. на рис. 21).

которая местами искажается за счет переменного положения максимумов бария и реже меди.

Закономерности пространственной дифференциации средневзвешенных концентраций и линейных запасов металлов в пределах рудных тел отражают разные аспекты рудообразующего процесса. Геологический смысл зонального распределения повышенных концентраций металлов заключается в неоднородном насыщении рудными компонентами различных

участков метасоматических рудных тел, хотя наиболее обогащенными являются их фронтальные зоны. Зональность линейных запасов отражает пространственную дифференциацию уровней массового выпадения рудных компонентов в определенных участках месторождений в силу причин, рассмотренных ниже.

Зональное распределение относительных содержаний компонентов в рудных телах Салаирского рудного поля. Как отмечалось выше, рудообразующие компоненты связаны между собой определенной схемой корреляции. Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции устанавливаются для цинка и свинца. На этой основе еще С. С. Геринг показал для месторождений Второй рудник и Первомайского, что пространственное распределение свинцово-цинковых соотношений является не беспорядочным, а характеризуется определенной направленностью — возрастанием относительного содержания свинца кверху. Отстройки соответствующих изолиний, произведенные автором, показали, что, действительно, такая направленность выражена на различных месторождениях достаточно четко. Результаты этих исследований сведены в виде вертикальной продольной проекции рудных тел (рис. 26).

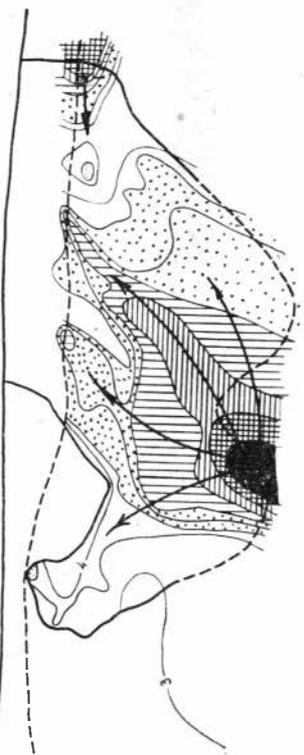
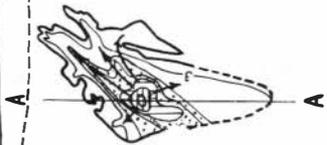
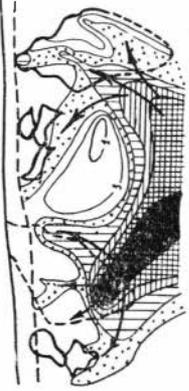
В отличие от рис. 20 и 23 на нее дополнительно нанесены небольшие жильные тела южной группы месторождений (Соймановское, Василье-Поповское и др.), объединяющиеся на глубоких горизонтах зоной бедных штокверково-вкрапленных руд. На данной проекции видно, что общая тенденция к возрастанию по восстанию рудных залежей относительных содержаний свинца проявляется не только в пределах штокверково-вкрапленной зоны оруденения, но и в зоне сливных руд. Следует отметить, что существенных изменений рассматриваемых соотношений с переходом из рудной в безрудные зоны не наблюдается, причем относительные концентрации рудных компонентов образуют самостоятельную структуру изолиний, не зависящую от «резких» или постепенных контактов рудных тел и границ рудных столбов. Величины соотношения цинк/свинец довольно стабильны для определенных зон месторождений и составляют от 100 единиц и более на нижних выклинках месторождений до единицы и десятых долей — на их флангах и верхних участках. Конфигурация изолиний соотношений цинк/свинец довольно сложна и в общем имеет концентрический характер.

Намечаются локальные максимумы этих величин, которые окаймляются веерообразно расширяющимися кверху зонами убывающих соотношений цинк/свинец. Подобные максимумы появляются на нижних участках северной и южной групп месторождений и обособленный максимум — под Александровским месторождением. Последний совпадает с проекцией на вертикальную плоскость соответствующего максимума южной группы месторождений, приуроченной к срединной зоне смятия. В отличие от северной южная группа месторождений характеризуется сужением вертикального равмаха промышленного оруденения, развитием более мелких и компактных рудных тел и заметным возрастанием плотности изолиний. Вместе с тем абсолютные величины данных соотношений для определенных участков рудных тел такие же, как и для месторождений северной группы.

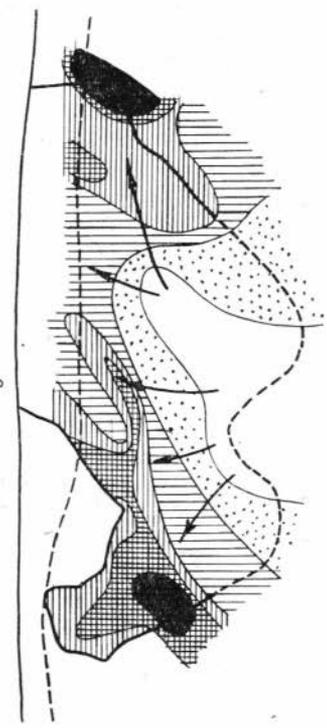
Характерным примером распределения соотношений цинк/свинец в направлении, поперечном по отношению к простираению месторождения, является разрез Первомайского месторождения (см. рис. 26, б). В пределах последнего максимум соотношений рассматриваемых компонентов находится в средней его части, внутри контура рассеянной штокверково-вкрапленной минерализации, а постепенное возрастание относительных концентраций свинца наблюдается в направлении висячего и лежащего боков месторождения и к его верхней выклинке.

Нами проанализирован также характер пространственной дифференциации относительных концентраций ряда других компонентов, и в ча-

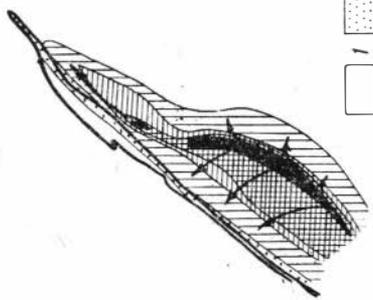
a



6



6



- 1 [white box]
- 2 [dotted pattern]
- 3 [vertical lines]
- 4 [horizontal lines]
- 5 [cross-hatch pattern]
- 6 [solid black box]
- 7 [arrow in box]

стности соотношений серебро/золото. Данные компоненты, как уже отмечалось, в большинстве случаев связаны значимыми величинами коэффициентов корреляции. На рис. 26, б схема распределения средних соотношений серебро/золото в пределах северной группы месторождений в виде аналогичной вертикальной продольной проекции на меридиональную плоскость. Хотя материал опробования на серебро и золото менее представительен, чем на другие компоненты, тем не менее на данной схеме видно, что относительное расположение максимумов и конфигурация рассматриваемых изолиний сходны с таковыми на рис. 26, а. Повышенные концентрации серебра и золота приурочены к верхним флангам рудных тел и постепенно убывают с глубиной на фоне возрастания относительных концентраций золота. В зоне выклинивания рудных тел по падению соотношения средних концентраций серебро/золото составляют 3—5 единиц. Данные соотношения возрастают к верхним участкам рудных тел и к их флангам до 200 единиц и более.

Конфигурации изолиний серебро/золото и свинец/цинк практически совпадают между собой. Важной особенностью исследованных соотношений является пространственная согласованность локальных максимумов и минимумов, полученных по разным показателям. Если допустить, что распределение соотношений рассматриваемых компонентов определяется характером их пространственной дифференциации по потоку рудообразующей флюидной динамической системы, то предполагаемые пути миграции гидротермальных растворов в зоне разгрузки можно представить в виде схемы рис. 26, а. Видно, что в пределах штокверково-вкрапленных рудных тел существуют локальные структуры, определяющие веерообразное растекание рудообразующих растворов. Общее растекание и расширение рудообразующей системы обусловлены, с одной стороны, возрастанием проницаемости пород в верхних зонах Салаирского рудного поля, и с другой — развитием экранирующих структур. Экранирующее влияние таких зон четко проявляется в структуре ряда месторождений северной и южной групп.

Таким образом, на Салаирском рудном поле устанавливается многоплановая полиморфная вещественная зональность оруденения, которая обусловлена сочетанием различных физических и физико-химических факторов. При этом зональность распределения определенных соотношений рудных компонентов отражает характер их динамической дифференциации вдоль фильтрующихся потоков; особенности пространственной локализации линейных запасов руд, по-видимому, обусловлены положением фронтов встречи восходящих гидротерм с горизонтами вадозных вод; струевая миграция гидротерм проявляется в виде определенным образом ориентированных рудных столбов и т. д. Вместе с тем многоэтажный, волновой характер отложений рудных компонентов имеет не только локальное значение, но и довольно выдержанные региональные тенденции. Об этом свидетельствуют изложенные ниже результаты исследований Каменушинского, Ускандинского и Урского рудных полей.

Рис. 26. Схемы пространственного размещения средних соотношений цинк/свинец (а) и серебро/золото (б) в проекции на вертикальную субмеридиональную плоскость.

В отличие от рис. 21 и 24 на рис. 26, а дополнительно включена зона штокверково-вкрапленного оруденения южного фланга рудного поля (слева); б — геохимический разрез по линии АА₁ (месторождение Первомайское), характеризующий распределение соотношений цинк/свинец. Плотность изолиний по соотношениям цинк/свинец и серебро/золото: 1 — 5; 2 — 5—10; 3 — 10—25; 4 — 25—50; 5 — 50—100; 6 — >100; 7 — предполагаемые направления движения рудообразующих растворов в период формирования рудных тел.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО ТИПА
(КАМЕНУШИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)

В качестве примера проявления зональности месторождений медноколчеданного типа рассмотрим Каменушинское рудное поле, располагающееся севернее Салаирского и имеющее с ним сходное геологическое строение (рис. 27). Подобно Салаирскому Каменушинское рудное поле представляет собой линзовидное тело вулканогенно-осадочных пород, инъецированных близповерхностными интрузиями порфиров и порфириров (образования «печеркинской свиты»), залегающее среди мраморизованных известняков гавриловской свиты. Контакт между ними неровный, крутопадающий на юго-восток под углами до 80° . В приконтактных участках по известнякам развиваются близповерхностные зоны закарстования, а вулканогенно-осадочные породы подвергались местами интенсивной каолинизации.

В пределах Каменушинского рудного поля встречаются почти все разновидности пород, характерные для Салаирского рудного поля, одна-

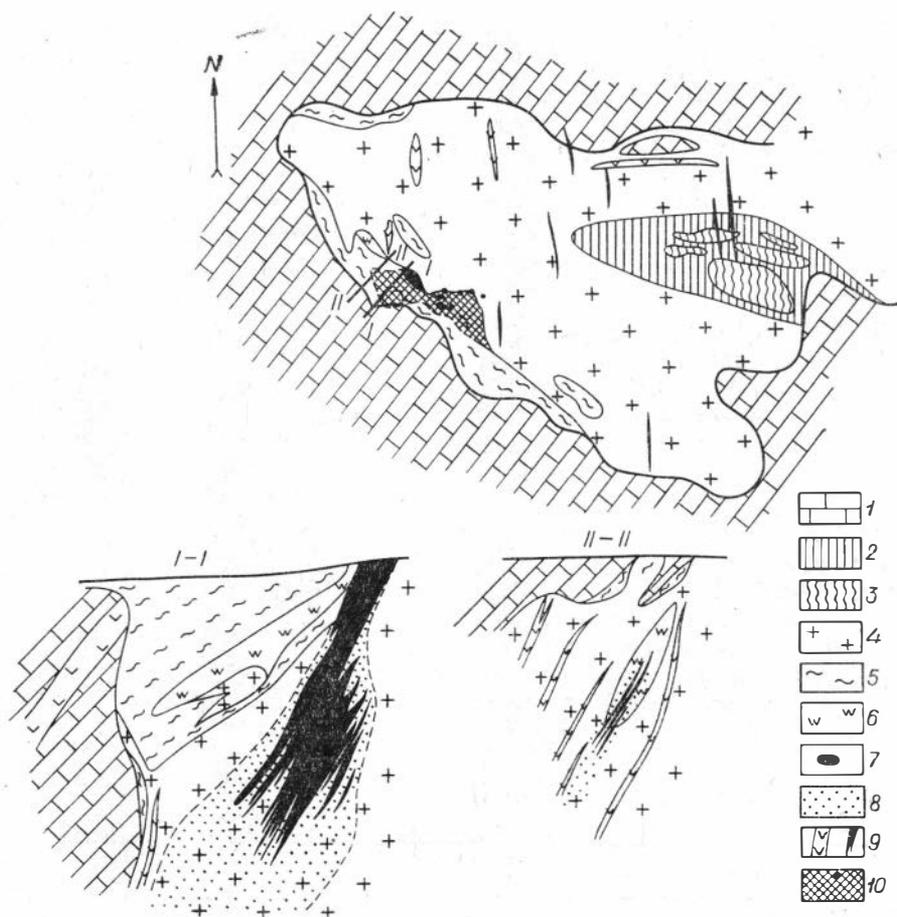


Рис. 27. Схема геологического строения Каменушинского рудного поля.

I—I и II—II — геологические разрезы. 1 — мраморизованные известняки гавриловской свиты; 2 — породы нерасчлененной метаморфической толщи; 3 — кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 4 — преимущественно кварцевые порфиры с реликтами кислых туфов и туфобрекчий; 5 — зоны повышенной каолинизации пород; 6 — участки интенсивного окварцевания; 7 — зоны повышенной сульфидной минерализации; 8 — зоны рассеянной прожилково-вкрапленной и вкрапленной минерализации; 9 — дайки диабазовых порфириров; 10 — проекция зоны рудной минерализации на горизонтальную плоскость.

ко масштабы относительного распространения их иные. Основная площадь рассматриваемого рудного поля слагается гипабиссальной интрузией кварцевых порфиров дацитового состава, среди которой встречаются реликты и останцы вулканогенно-осадочных образований. Последние представлены мелкими линзами внутриформационных известняков, углисто-мергелистых сланцев, туфобрекчий и туфов кислого состава. Кроме того, в северо-восточной части рудного поля наблюдается довольно крупное линзовидное тело кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Все породы Каменушинского рудного поля, в том числе и зоны метасоматической рудной минерализации, секутся системой даек диабазов и габбро-диоритов мощностью от 0,5 до 45 м субмеридионального простирания, падающих на юго-запад под углами 35—80°. Некоторое ступенчатое даек отмечается северо-западнее рудной зоны (см. рис. 27).

Рассланцевание, проявившееся несколько слабее, чем на Салаирском рудном поле, охватывает в той или иной степени почти все вмещающие породы. Сланцеватость простирается в северо-западном направлении и падает на юго-запад в среднем под углом 65°.

Таким образом, геологическое строение Каменушинского рудного поля сходно с глубокими горизонтами Салаирского рудного поля. В отличие от последнего здесь, однако, не обнаружены породы, подобные порфирирам и афировым порфирам, слагающим там тела штокообразной формы. Своеобразен также химизм каменушинских кварцевых порфиров, характеризующихся пониженной кислотностью и повышенным против нормативного содержанием феррических компонентов (Fe_2O_3 и MgO).

Кварцевые порфиры обычно имеют серую или зеленовато-серую окраску. Структура основной массы микропорфировая, микросферолитовая, микрофельзитовая или аллотриоморфнозернистая. В качестве порфировых вкрапленников наблюдаются зерна кварца и альбита размером до 10 мм, но чаще размер их не превышает 4—5 мм. По составу порфировых вкрапленников выделяются кварцевые и кварц-плагноклазовые разновидности порфиров, хотя последние имеют подчиненное значение. Зерна кварца интенсивно катаклазированы и резорбированы бухточками магматической коррозии, причем порфировые вкрапленники подвержены интенсивному протокластическому дроблению. Последнее, вероятно, связано с кристаллизацией порфировой интрузии в более динамической обстановке и более быстрым застыванием расплава, чем на Салаирском рудном поле. Вместе с тем, как отмечалось выше (см. табл. 5), кристаллизация порфировых вкрапленников кварца каменушинской близповерхностной порфировой интрузии происходила при более высоких температурах (~1300°C), и исходный расплав характеризовался незначительными концентрациями летучих компонентов.

Среди последних путем анализа индивидуальных расплавных включений, наблюдаемых в порфировых выделениях кварца, обнаруживаются в большинстве случаев преобладающие концентрации углекислоты и подчиненные — азота (см. табл. 5). Те же газы, но в обратных количественных соотношениях обнаружены в составе аналогичных включений салаирских кварцевых порфиров, в которых концентрация углекислоты с глубиной возрастает. Следовательно, и по составу летучих компонентов в порфирах Каменушинское рудное поле подобно глубоким горизонтам Салаирского рудного поля.

Вокруг вкрапленников кварца каменушинских кварцевых порфиров характерно развитие реакционных каемок, подобно описанным выше. Из 400 шлифов в каждом четвертом обнаружены аналогичные венцовые структуры. В большинстве случаев ширина каемок составляет 0,01—0,02 мм, но изредка достигает 0,1 мм. Характерной особенностью является наличие определенной пространственной приуроченности зон повышенной сульфидной минерализации к тем участкам кварцевых порфиров, которые

характеризуются развитием венцовых структур. Однако эти процессы охватывают серию локальных участков кварцевых порфиров, разделенных между собой зонами слабоизмененных пород и имеющих в разрезе гребенчатое строение. Следует отметить, что венцовые структуры наблюдаются главным образом среди собственно кварцевых порфиров и отсутствуют в их кварц-плагиоклазовых разностях. Таким образом, поскольку образование венцовых структур, как было показано выше, происходит на раннеавтоморфической стадии развития порфирового магматизма, и в пределах Каменушинского рудного поля устанавливается определенная связь между этими процессами и формированием собственно рудной минерализации. Однако данные процессы по времени значительно разделены, произошло общее охлаждение системы. Образование сульфидов и сопутствующего им кварца протекало при температурах 150—375°, хотя и в этот период, вероятно, сохранилась роль локально прогретых участков вмещающих пород как тепловых флюидопроводников.

К зонам интенсивного расщелачивания кварцевых порфиров приурочены участки повышенной сульфидной минерализации. В них наблюдаются те же минералы, что и в Салаирском рудном поле. В отличие от последнего, однако, наблюдаются повышенные концентрации пирита и халькопирита. Сфалерит, галенит, теннантит, арсенопирит и молибденит имеют резко подчиненное значение. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, доломитом и кальцитом. В меньшем количестве встречается барит.

Стадийность образования гидротермально-метасоматических минералов аналогична вышеописанной. Вместе с тем для Каменушинского рудного поля характерно проявление интенсивного прерудного магнетитового метасоматоза, который сопровождался хлоритизацией расщелачиванных кварцевых порфиров и других алюмосиликатных пород и доломитизацией известняков. Наиболее доломитизированными при этом оказались линзы реликтовых известняков, сохранившихся среди кварцевых порфиров, и частично окружающие рудное поле мраморизованные известняки.

В отдельных участках рудного поля внутренние карбонатные линзы оказались на 50—60% замещенными доломитом. Последний образует также самостоятельные гидротермальные жилы. Схема последовательности образования минеральных парагенезисов в процессе гидротермально-метасоматического преобразования вмещающих пород показана на рис. 28. Выделяются три главные стадии минерализации, разделенные между собой вспышками тектонической активности и наблюдающиеся в

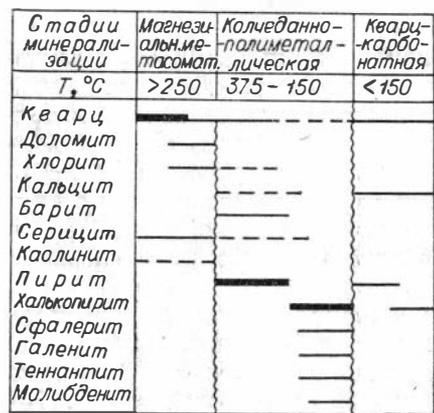


Рис. 28. Схема стадийности гидротермально-метасоматических процессов на Каменушинском рудном поле.

виде самостоятельных жильных образований. Следует отметить, что метаморфизм каменушинских рудных образований проявился значительно слабее, чем на Салаирском рудном поле. Здесь более широким развитием пользуются наряду с кристаллически-зернистыми структурами рудных минералов скелетные, сфероидальные и метакolloидные, лишённые видимых признаков пластических деформаций. Последние в сочетании с интенсивной дислокацией вмещающих пород однозначно свидетельствуют об эпигенетическом характере оруденения. Это подтверждается также исследованиями температур формирования рассматриваемых метасоматитов и общей направленности зональности оруденения.

Рудные тела не имеют четких геологических границ и представляют собой густой штокверк, состоящий из системы пересекающихся кварц-хлоритовых прожилков, содержащих переменное количество вкрапленников сульфидов и постепенно переходящих в зоны рассеянной сульфидной минерализации. Основная масса сульфидных минералов сосредоточена в пределах прожилков, хотя и вмещающие породы содержат то или иное количество тонкодисперсной вкрапленности рудных минералов и особенно пирита. Зоны рассеянной пиритизации сопутствуют рудным телам и охватывают обширные участки. Верхние зоны висячего бока рудных тел сопровождаются обширными ореолами интенсивной каолинизации и окварцевания вмещающих пород, переходящими с глубиной в зоны пропилитизации.

Участки повышенной сульфидной минерализации простираются в северо-западном направлении и круто падают на юго-запад (в среднем под углом 60—65°). В плане они имеют линзовидное строение и кулисообразно заходят друг за друга (см. рис. 27). На сводной вертикальной продольной проекции зоны рудной минерализации имеют морфологию асимметричного «пучка», выклинивающегося с глубиной и имеющего близкое к вертикальному склонение (см. рис. 33).

Температурная зональность рудных тел. Для реконструкции температурных условий образования жильных и сопутствующих им рудных минералов привлечены массовые замеры температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, кальците и доломите. Данные исследования сопряжены с определенными трудностями, поскольку размер включений чаще не превышает первых десятков микрон. В большинстве случаев вакуоли ксеноморфны и имеют самые прихотливые очертания, причем наибольшим распространением пользуются включения слегка вытянутой формы с плавными извилистыми границами. Значительно реже встречаются включения трубчатой, серповидной, призматической и бипирамидальной форм (рис. 29). Рассматриваемые включения заполнены прозрачной или бледно-желтой жидкостью, в которую погружен газовый пузырек. Коэффициент наполнения их в верхних зонах месторождения составляет 0,91—0,92 и снижается с глубиной до 0,85. Каких-либо других кристаллических фаз в пределах вакуолей не обнаружено. При нагревании образцов гомогенизация данных включений в жидкость происходит в широком температурном интервале — от 90 до 375°, причем намечается тенденция к возрастанию исследуемых величин с глубиной.

Для более детального исследования этой закономерности по керну скважин были отобраны образцы кварца из разных участков Главного рудного тела. Полученные по ним температуры гомогенизации газовой-жидких включений, характеризующие нижние температурные интервалы

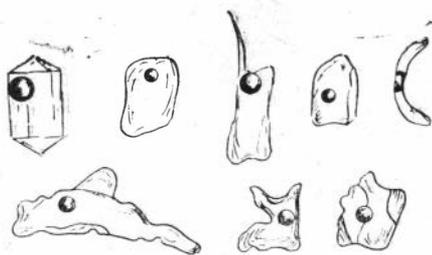


Рис. 29. Морфологические типы газовой-жидких включений в жильном кварце Каменушинского рудного поля.

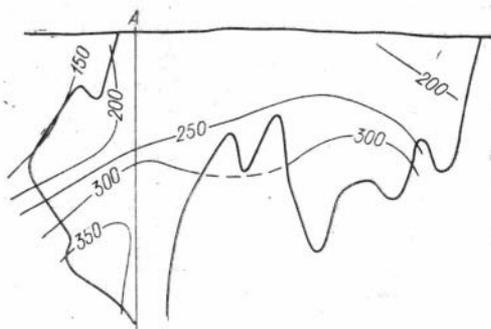


Рис. 30. Схема температурной зональности Каменушинского месторождения на основании замеров газовой-жидких включений в жильном кварце.

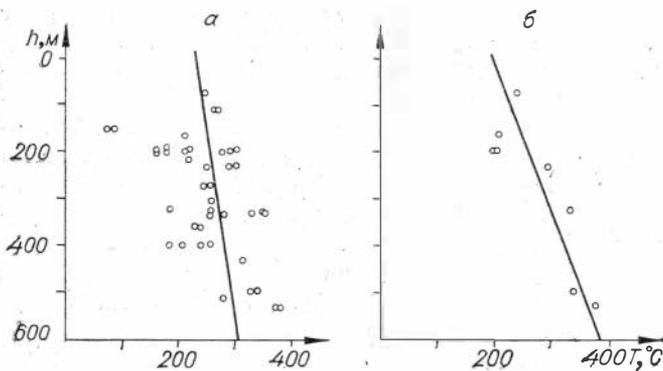


Рис. 31. Зависимость температур гомогенизации газовой-жидких включений в рудоносном кварце Каменушинского месторождения от глубины (0 — современная поверхность).

а — сводная схема; б — распределения температур вдоль линии I—I на рис. 33.

образования кварца и ассоциирующей с ним сульфидной минерализации, позволили по 40 точкам отстроить в изолиниях схему температурной зональности Каменушинского месторождения (рис. 30). При этом изотермы формирования метасоматических кварцитов в пределах рудного тела располагаются в общем полого и возрастают от 150°C вблизи его современного эрозионного среза до 350—375°C — в зоне его нижней выклинки (в среднем на глубине свыше 500 м). Эти данные свидетельствуют о довольно резком охлаждении фильтрующихся рудообразующих растворов.

На сводном графике зависимость исследованных температур от глубины близка к линейной. Эмпирическое уравнение, связывающее данные величины, рассчитанное по методу наименьших квадратов, имеет следующий вид (рис. 31, а):

$$T = 235,6 + 0,11h,$$

где T — температура, °C; h — глубина от современной поверхности, м. Еще более ярко выраженной данная тенденция оказывается вдоль разреза рудного тела по линии I—I (см. рис. 33, а) через наиболее обогащенный участок рудного тела. По этому профилю возрастание температур происходит в среднем около 0,3°C/м и подчиняется выражению $T = 200 + 0,33h$.

Наряду с термометрическими исследованиями проведены также опыты по замораживанию газовой-жидких включений в кварце для выяснения концентрации и состава гидротермальных растворов. Использовалась установка для замораживания включений Л. Ш. Базарова (1966). Ввиду малого размера включений получены результаты лишь по ограниченному количеству образцов. Тем не менее вскрываются некоторые общие тенденции, которые заключаются в следующем. Изученные газовой-жидкие включения характеризуются метастабильностью при значительном переохлаждении. Температуры замерзания большинства включений колеблются в довольно широком интервале: от —36,5 до —67,5°C. При этом во включениях с высоким коэффициентом заполнения газовый пузырек исчезает. В ряде случаев замораживанию включений сопровождается помутнением его содержимого и уменьшением размера газового пузырька, который становится неподвижным и приобретает искаженную форму. В процессе постепенного нагревания исследуемых пластинок при определенных температурах начинается таяние кристаллической фазы. Последние соответствуют температурам ликвидуса или эвтектике, во всех достоверных случаях довольно стабильны и составляют около —33,5° (табл. 7). При дальнейшем оттаивании включений исчезает кристаллическая фаза, причем для образцов, отобранных с разных глубин, эти температуры меняются от —10,5 до —17,7°C. Пониженные температуры начала таяния включений свидетельствуют о довольно высоких значениях концентраций солей в растворах. Вместе с тем полученные величины,

Результаты криометрических исследований первичных газопо-жидких включений в кварце Каменушинского рудного поля

№ сква- жины	Глуби- на, м	T го- моге- низа- ции, °C	T за- мерза- ния, °C	T на- чала тая- ния, °C	T исче- знове- ния кристал- л. фазы, °C	Условные концентрации MgCl ₂ , вес. %	Примечание
111	198	165— 180	-62,5	-33,5	-13,55	13,9	Газовый пузырек при замораживании исчезает
88	200	215	—	-32,5	-10,5	12,1	При замораживании га- зовый пузырек уменьша- ется, но не исчезает
12	226	305	-67,5	-33,5	-12,4	13,2	То же
185	230	240	-65	-33,5	-13,0	13,5	»
160	310	265	-41,0		-13	13,5	»
			-36,5	<-30	-13,0	13,5	»
					-14,0		
					-14,5		
13	358	225	-47	-30	-13,0	14,1—14,4	»
166	535	375	-43	<-30	-17,7	13,5	»
						16,0	»

по-видимому, позволяют сделать и количественную оценку солевого состава включений. По данным химических анализов водных вытяжек из жильного кварца Каменушинского месторождения, растворы, заключенные во включениях, имеют многокомпонентный солевой состав и характеризуются преобладанием катионов Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ и подчиненными концентрациями K⁺ и Na⁺. Среди анионов обнаружены HCO₃⁻ и Cl⁻. Эти данные имеют и геологическое обоснование, поскольку Каменушинское рудное поле располагается в окружении карбонатных пород, и в его пределах широким развитием пользуются процессы магнезиального метасоматоза.

Сходные температуры эвтектики (см. табл. 7) наблюдаются в системе H₂O — MgCl₂ (-33,5°C) и более низкие — в H₂O—CaCl₂ (-49,8°C). Согласно диаграмме растворимости H₂O — MgCl₂, найденным температурам таяния соответствуют концентрации MgCl₂ от 11,8 до 16,0 вес. %. Последние величины носят условный характер, поскольку они отражают скорее суммарный порядок величин концентраций солей магния, кальция и калия в растворах. Несмотря на некоторый разброс полученных данных, намечается определенная тенденция к незначительному увеличению концентраций растворов с глубиной (рис. 32). Поскольку данная тенденция линейна, изменение концентраций *c* с глубиной *h* можно отразить в виде эмпирического уравнения $c = 13 + 5,6 \cdot 10^{-3}h$.

Таким образом, на каждые 100 м происходит возрастание концентрации солей в среднем на 1%. Наряду с первичными включениями в кварце наблюдаются также вторичные. Последние характеризуются тем, что имеют значительно более низкие температуры гомогенизации (не превышающие 200°C), более высокие значения температур начала таяния и исчезновения кристаллической фазы газопо-жидких включений (в большинстве случаев — 5—8°C), свидетельствующие об ином солевом составе заключенных в них растворов.

Вещественная зональность оруденения Каменушинского рудного поля. Как показали минералогические исследования и объемно-статистический

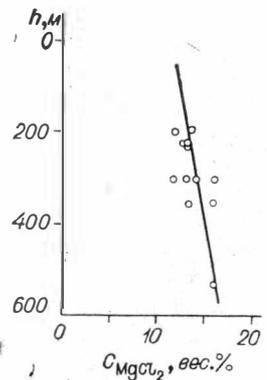
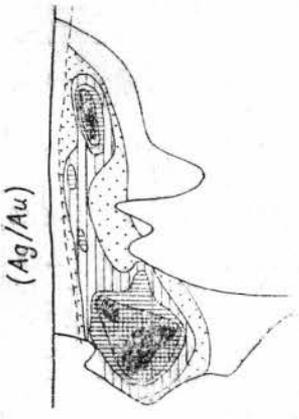
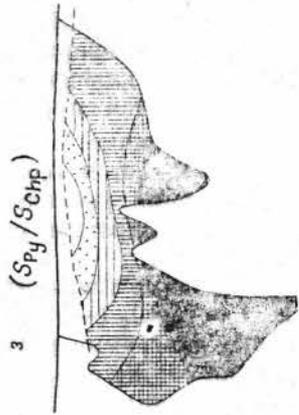
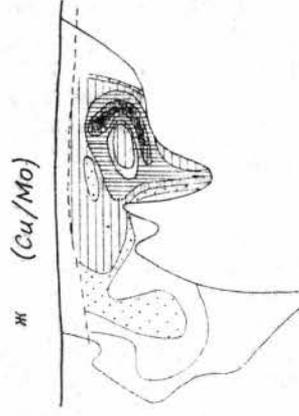
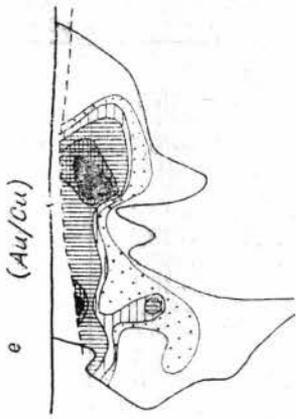
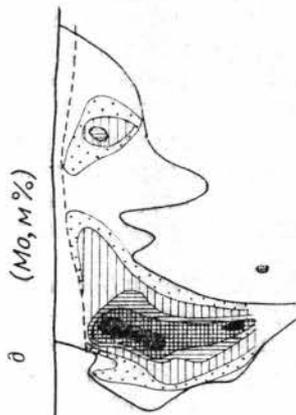
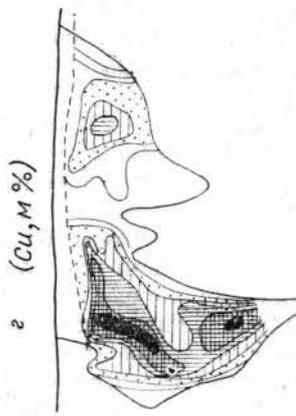
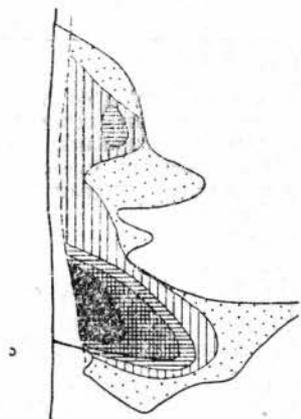
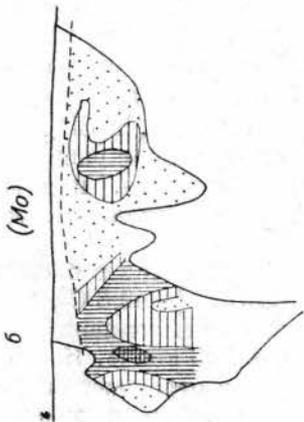
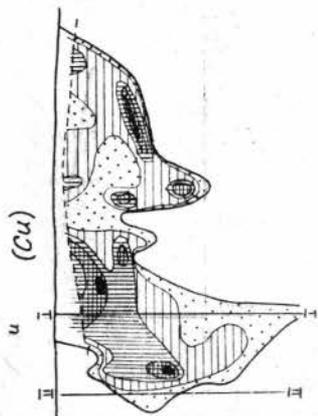


Рис. 32. Схема изменения с глубиной концентраций растворов (усл. ед.), заключенных в газопо-жидких включениях в жильном кварце.



анализ распределения ведущих рудообразующих компонентов, вещественная зональность рудных тел по мощности практически отсутствует. Вместе с тем обнаруживается определенная горизонтальная и вертикальная зональность в плоскости рудных тел. На рис. 33 показаны схемы пространственного распределения средневзвешенных концентраций, линейных запасов и соотношений некоторых рудных компонентов ниже границы зоны окисления. На рис. 33, *a — в* видно, что повышенные концентрации меди (халькопирита), молибдена (молибденита) и пирита образуют в общем пологие зоны обогащения и приурочены главным образом к верхним частям рудных тел, постепенно убывая с глубиной. Во взаимном расположении главных максимумов рассматриваемых рудных компонентов обнаруживается тесная пространственная сопряженность, хотя каждый из них ведет себя самостоятельно. Это проявляется в том, что локальные максимумы повышенных концентраций металлов дифференцированы относительно друг друга как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. В отличие от зон молибдена и пирита, которые локализованы главным образом в пределах довольно узкого вертикального интервала, участки, обогащенные медью, фиксируются вдоль трех пологих уровней, разделенных участками, относительно слабоминерализованными халькопиритом.

В отличие от рассмотренных максимумов линейные запасы меди и молибдена образуют крутосклоняющиеся рудные столбы, ориентированные поперек обогащенных металлами участков рудных тел (см. рис. 33, *г, д*). В пределах этих рудных столбов выделяются две группы максимумов, локализованных вдоль двух гипсометрических уровней, несколько смещенных относительно друг друга для разных металлов.

Иные закономерности характерны для особенностей пространственной дифференциации соотношений рудообразующих компонентов, часть которых в схематизированном виде приведена на рис. 33, *е — и*. Большинство максимумов рассматриваемых соотношений, в частности золото/медь, медь/молибден, серебро/золото, подобно зонам повышенных концентраций, тяготеют к верхним частям рудных тел и формируют пологоориентированные зоны. Тем не менее в распределении соотношений обнаруживается некоторая общая направленность изменений. Так, с северо-запада на юго-восток повышаются относительные концентрации меди и убывают содержания молибдена. Это связано с общим падением в этом направлении концентраций молибдена на фоне более или менее постоянной медной минерализации. Наиболее интересные закономерности вскрываются по изменению соотношений серы пиритной к сере халькопиритной (см. рис. 33, *з*). Последние определяются тем, что в зоне выклинивания рудных тел преобладает пиритовая минерализация, а в вертикальном направлении постепенно возрастает роль халькопирита.

Аналитическое выражение поверхности, отражающее характер пространственного распределения рассматриваемых соотношений, как уже отмечалось выше (см. табл. 1), имеет вид

$$Z = -6,599 + 1,971y - 7,09 \cdot 10^{-2}y.$$

Иными словами, изменение данных величин в плоскости рудных тел является функцией глубины *и*, по-видимому, обусловлено общей эволюцией некоторых физико-химических параметров (парциального давления кислорода и серы, кислотности — щелочности и др.) по потоку рудообразующих растворов. Вместе с тем обращает на себя внимание и тот

Рис. 33. Схемы пространственного распределения концентраций (*a — в*), линейных запасов (*г, д*) и соотношений (*е — и*) ведущих рудообразующих компонентов на вертикальной продольной проекции рудных тел Каменунинского месторождения.

факт, что конфигурация изолиний на рис. 33, в практически сходна со строением изотерм, отстроенных, согласно опытам, по гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, ассоциирующем с сульфидной минерализацией, т. е. наблюдается согласованность вещественной и температурной типов зональности. Зоны повышенных концентраций и линейных запасов металлов локализуются преимущественно выше изотермы 300°C и в пределах современного эрозионного среза Каменущинского месторождения ограничены сверху изотермой 200°C.

Таким образом, продуктивная флюидная динамическая система, фильтрующаяся кверху широким фронтом вдоль зоны повышенной трещиноватости и расщепления кварцевых порфиров, характеризовалась напряженными градиентами температур. Вместе с тем, согласно криометрическим исследованиям газовой-жидких включений в жильном кварце, по потоку рудоносных растворов происходило слабое изменение солевых концентраций, характеризовавшихся преимущественно гидрокарбонатным и хлоридно-магниевым составом. С последним связано широкое проявление процессов магниезального метасоматоза.

Подобно Салаирскому рудному полю полиморфизм зональности рассматриваемого месторождения определяется тем, что участки преимущественного отложения повышенных концентраций линейных запасов и соотношений ведущих рудообразующих компонентов, несмотря на некоторые элементы общности и фиксации их в пределах довольно узких температурных интервалов, имеют самостоятельные формы. В частности, по отношению к гологой, почти горизонтальной зоне повышенных концентраций, приуроченной главным образом к фронтальным частям рудных тел, максимумы линейных запасов обладают почти вертикальным склонением, и тем самым ориентированы в общем перекрестно относительно друг друга. Иную морфологию и положение в пространстве имеют изолинии соотношений различных рудообразующих компонентов, отражающих особенности их пространственной дифференциации. При этом общий характер эволюции рудообразующей гидротермальной системы для рассматриваемого медноколчеданного типа оруденения фиксируется лучше всего в виде соотношений серы пиритной к сере халькопиритной.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО УСКАНДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ускандинское медно-цинково-колчеданное месторождение, располагающееся в пределах одноименного рудного поля, локализуется среди литологически разнородных моноклинально залегающих вмещающих пород, частично экранирующих рудную залежь. Это нашло свое отражение и в некоторых особенностях вещественной зональности оруденения.

Ускандинское рудное поле включает в себя группу рудопроявлений, среди которых наиболее детально изучено собственно Ускандинское месторождение. Отличительная особенность Ускандинского рудного поля состоит в том, что оно не имеет четких геологических границ, поскольку располагается среди широкого поля развития отложений «печеркинской свиты». Кроме того, Ускандинское рудное поле непосредственно примыкает к зоне Ускандинского надвига, по которому нижнепалеозойские толщи и прорывающие их интрузии надвинуты на вулканогенно-осадочные отложения Кузбасса (рис. 34). Тектоническая зона надвига имеет местами мощность до 40 м и выполнена глиной трения и обломками окружающих пород. Образования «печеркинской свиты» характеризуются типичным для нее набором пород и представлены линзовидными телами мраморизованных известняков, кварц-серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцев, кремнисто-графитовых сланцев, туфов и туфопесчаников преимущественно кислого состава и т. д., сложно инъецированных интрузи-

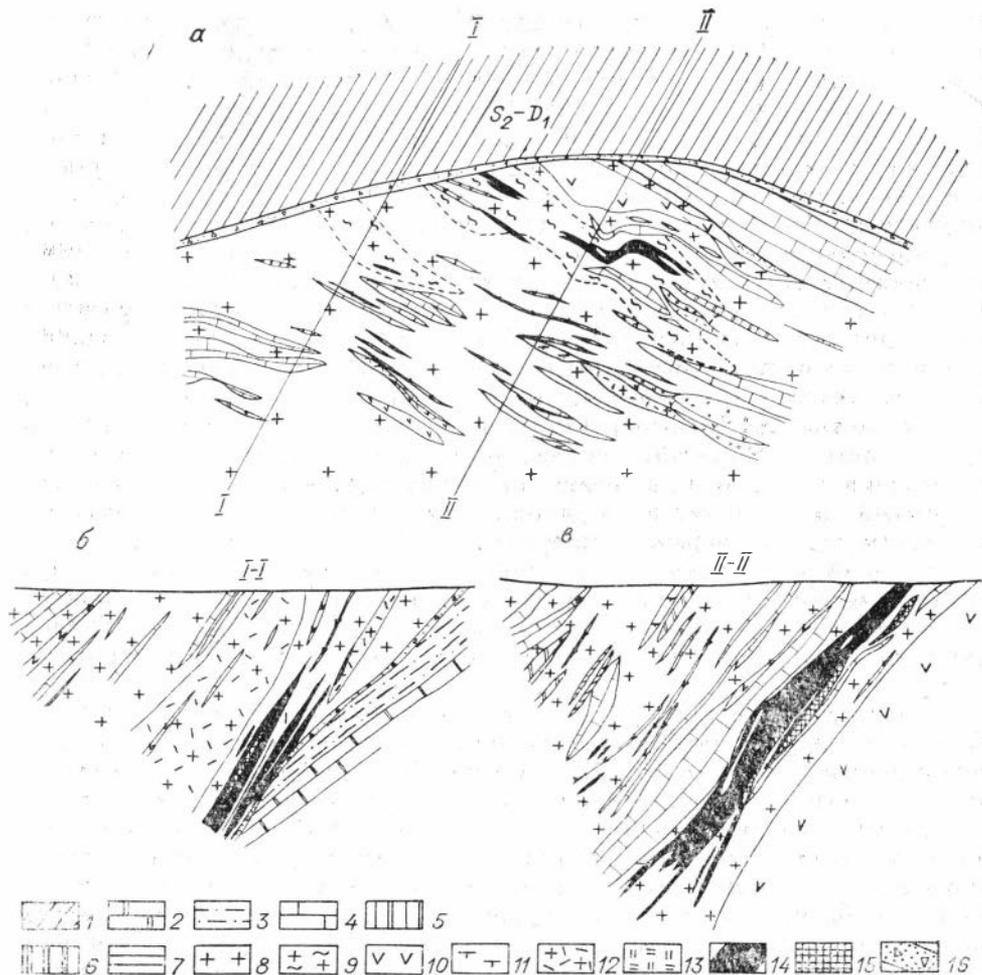


Рис. 34. Схема геологического строения Ускандинского месторождения (составлена по материалам Салаирской ГРЭ (а), б, в — геологические разрезы по линиям I—I и II—II (м-б увеличен).

1 — нерасчлененные осадочные отложения Кузбасса; 2, 3 — известково-сланцевые отложения жигитского яруса; 4 — мраморизованные известняки гавриловской свиты (Ст₁); 5 — линзы кварц-хлорит-серцитовых сланцев; 6 — линзы хлоритовых сланцев; 7 — графитизированные сланцы; 8 — интрузия крупно- и мелкопорфировых кварцевых порфиров; 9 — зоны пропилитизации кварцевых порфиров; 10 — миндалекаменные порфириты; 11 — порфириты; 12 — туфы и туфопесчаники кварцевых порфиров; 13 — зоны окварцевания; 14 — зоны преимущественно медноколчеданной минерализации; 15 — зоны повышенной цинковой минерализации; 16 — зона Ускандинского надвига.

зией мелко- и крупнопорфировых кварцевых порфиров дацитового состава. Подчиненное значение имеют силлоподобные тела массивных и миндалекаменных диабазовых порфиритов. Подобно описанным выше рудным полям порфировые интрузии почти повсеместно характеризуются проявлениями раннеавтометаморфических процессов, выраженных в образовании реакционных каемок вокруг резорбированных фенокристов кварца. Вблизи пропилитизированных участков кварцевых порфиров наблюдается тенденция к усилению этих процессов, ширина описанных реакционных каемок при этом достигает 0,06—0,1 мм. В пределах почти полукилометровой глубины, вскрытой сетью разведочных скважин, преобладают скрытокристаллические, микрофельзитовые, реже микросферолитовые первичные структуры основной массы кварцевых порфиров.

Зоны колчеданно-полиметаллической рудной минерализации приурочены к участкам интенсивного расщепления порфировых интрузий.

зий и окружены широкими ореолами пропилитизации. Кроме того, судя по морфологии уплощенных линзовидных тел известняков и рудных тел, большое рудоконтролирующее значение имели зоны крутоосной поперечной складчатости. К последним приурочены раздувы мощностей рудных тел и крутые рудные столбы. Определенное рудоконтролирующее значение, по-видимому, имели также линзовидные тела мраморизованных известняков, падающих в север-северо-западном направлении в среднем под углом в 50° (см. рис. 34, б, в), экранирующие главную рудную залежь.

Околорудные изменения, связанные с магниезальным и калиевым метасоматозом, представлены хлоритизацией и серицитизацией алюмосиликатных и доломитизацией карбонатных пород. Следует отметить, что в пределах Ускандинского рудного поля процесс доломитизации проявился менее интенсивно, чем на Каменушинском рудном поле, хотя мощность участков доломитизированных известняков достигает 10 м.

Рудные тела слабо эродированы и в своих верхних частях представляют довольно компактные колчеданные линзы, расщепляющиеся по простирацию и падению на серию выклинивающихся жил и прожилков. С глубокой жильной тип колчеданно-полиметаллической минерализации уступает место штокверково-вкрапленному и вкрапленному.

Основная масса колчеданно-полиметаллической минерализации Ускандинского месторождения сосредоточена в пределах Первого и Второго рудных тел. Верхняя зона Первого рудного тела денудирована, а Второе является слепым и в нижней части примыкает к зоне Ускандинского надвига.

Минеральный состав рудных тел Ускандинского месторождения и стадийность гидротермально-метасоматических процессов аналогичны выше описанным*. Тем не менее рассматриваемое месторождение характеризуется иными количественными соотношениями рудных минералов. В частности, для него типичны наряду с пиритовой и халькопиритовой минерализацией повышенные концентрации сфалерита. Подобно Каменушинскому месторождению, в пределах описываемых рудных тел установлены незначительные концентрации галенита, теннантита и барита, чаще не превышающие десятых долей процента. Текстурно-структурные особенности рудных масс свидетельствуют о метасоматическом их происхождении. Вместе с тем, как показано Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым (1964), здесь проявился повышенный в сравнении с вышеописанными рудными полями динамометаморфизм руд, обусловленный, очевидно, влиянием послерудной зоны Ускандинского надвига.

Зональность рудных тел по мощности. В отличие от рассмотренных выше рудных полей на Ускандинском месторождении ярко выражена пространственная дифференциация рудных компонентов по мощности рудных тел. Данный тип зональности обусловлен тем, что висячий бок их экранируемых линзовидным телом мраморизованных известняков, характеризуется преимущественно медноколчеданным типом минерализации. При этом кривые распределения меди по мощности рудных тел имеют многовершинное, волновое строение, и концентрации данного компонента в общем убывают по направлению к их лежащему боку (рис. 35). Вместе с тем в этом направлении скачкообразно повышаются концентрации цинка и в меньшей степени — свинца.

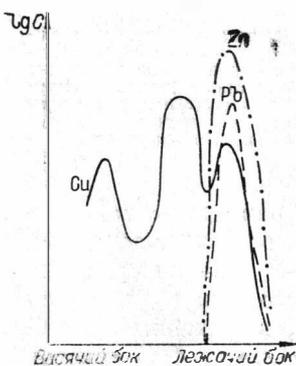


Рис. 35. Схема распределения свинца, цинка и меди по мощности Первого рудного тела Ускандинского месторождения.

* Детальная их характеристика приводится в работах В. И. Зеркалова (1959а, б; 1960)

ца и минерализация становится существенно пирит-сфалеритовой.

Следует отметить, что данный тип зональности наблюдается лишь в тех участках рудных тел, которые экранируются надрудными прослоями мраморизованных известняков. В остальных участках Ускандинского месторождения, в которых нет ярко выраженных структур экранирования, зональность сульфидной минерализации по мощности рудных тел становится невыразительной.

● *Собенности проявления горизонтальной и вертикальной зональности в плоскости рудных тел Ускандинского месторождения.* Закономерности пространственной дифференциации ведущих рудообразующих компонентов наиболее ярко выражены на вертикальных продольных проекциях рудных тел (рис. 36). Подобно рассмотренным выше примерам, концентрации, линейные запасы и соотношения исследуемых компонентов характеризуются индивидуальными структурами распределения изолиний. В частности, участки повышенных концентраций меди (халькопирита)

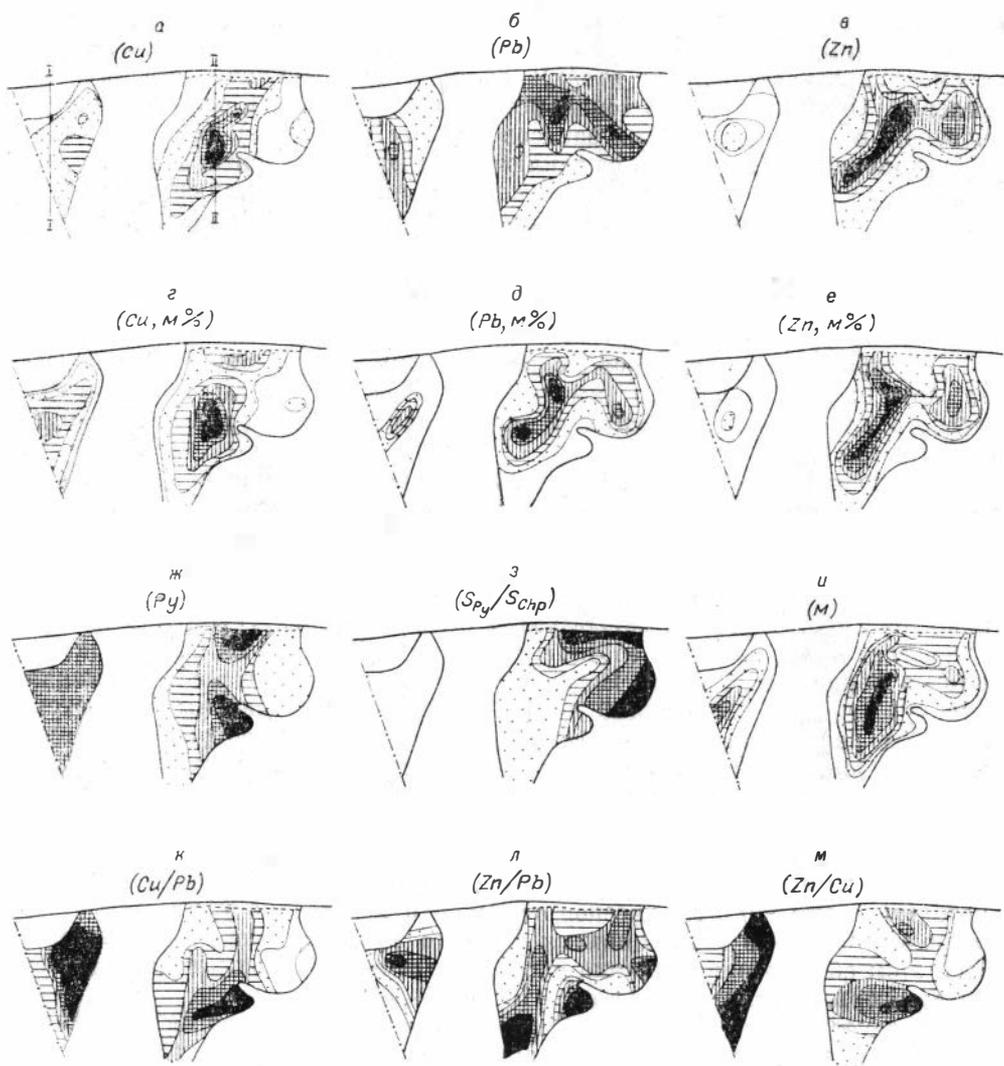


Рис. 36. Схемы пространственной дифференциации концентраций (а — в, ж), линейных запасов (г — е), соотношений ведущих рудообразующих компонентов (з — л) и мощностей (и) Первого (справа) и Второго (слева) рудных тел Ускандинского месторождения на вертикальной продольной проекции. Пунктиром показано положение границы зоны окисления.

и пирита в пределах контуров Первого рудного тела образуют круто склоняющиеся рудные столбы, внутри которых обособляются два главных максимума, размещенные на разных гипсометрических уровнях. При этом рудные столбы халькопирита несколько приподняты относительно сопряженных с ними участков существенно пиритовой минерализации. Иную морфологию имеют участки, обогащенные сфалеритом, которые в нижней части образуют крутосклоняющийся максимум, параллельный рудному столбу меди (халькопирита), но смещенный несколько кверху. По восстанию рассматриваемого рудного тела этот максимум расщепляется на две пологие ветви, образуя Г-образную зону повышенной концентрации сфалерита. Аналогичная пологая зона обогащения галенитом тяготеет к верхнему участку рудного тела. Она сопрягается с менее выраженной зоной повышенных концентраций галенита, окаймляющей фронтальную часть рудного тела. Таким образом, особенности пространственной дифференциации концентраций главных рудообразующих компонентов имеют явно столбовой характер с полимодальным распределением максимумов, относительное смещение которых на верхнем и нижнем этажах обнаруживается преимущественно в вертикальном направлении и отвечает обычной схеме зональности (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит. Сходная картина зональности наблюдается и в отношении размещения изолиний линейных запасов (см. рис. 36, *г — е*). Конфигурация и расположение последних, за исключением контура пирита, сходны с таковыми участков повышенных концентраций соответствующих компонентов, тяготеющих к раздувам мощностей рудных тел (см. рис. 36, *и*). Некоторым своеобразием отличается распределение линейных запасов свинца: они образуют группу максимумов, коррелирующуюся как с зонами повышенных концентраций данного компонента, так и с раздувами мощностей рудных тел.

Подобно зонам повышенных концентраций меди, линейные запасы ее локализуются в виде вытянутого в вертикальном направлении рудного столба, а для свинца и цинка сохраняется форма Г-образных рудных столбов.

Более сложным строением характеризуются изолинии распределения соотношений рудообразующих компонентов, лишь частично наследующие морфологию зон повышенных концентраций и линейных запасов металлов. В частности, участки повышенных соотношений Cu/Pb в общем согласуются с морфологией крутосклоняющегося медного «рудного столба», соотношения Zn/Pb образуют максимумы Г-образной структуры и т. д. Вместе с тем главные максимумы соотношений Cu/Pb , Zn/Pb и Zn/Cu располагаются в корневых участках Первого рудного тела и постепенно убывают кверху, отражая восходящий характер миграции рудоносных гидротермальных растворов. Подобно зонам повышенных концентраций рудных компонентов, рассматриваемые соотношения также образуют многоэтажно-дифференцированные зоны максимумов, свидетельствующие о волновом характере отложения сульфидных минералов вдоль потока рудоносных растворов. Наиболее ярко данная тенденция проявляется в пространственном размещении изолиний сера пиритная/сера халькопиритная, которые имеют концентрическое строение и постепенно убывают по направлению к зоне выклинивания Первого рудного тела по восстанию. При этом абсолютная величина рассматриваемых соотношений возрастает по восстанию рудного тела от 5—10 до 25—30 ед.

Следует отметить, что схема зональности, вскрываемая на основании распределения различных комбинаций соотношений, является обратной в сравнении с данным типом зональности Каменушипского месторождения, хотя относительный порядок расположения участков повышенных концентраций металлов на обоих месторождениях не противоречит классической схеме зональности. Подобное своеобразие Ускадинского месторождения, по-видимому, обусловлено тем, что в отличие от приведенных

выше примеров здесь в значительной степени сказывается экранирующее влияние надрудных и подрудных карбонатных горизонтов, искажающих окислительно-восстановительные параметры рудообразующей системы.

ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ТИПА (УРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)

В отличие от салаиро-каменушинско-ускандинской группы месторождений, располагающихся вдоль субмеридиональной линейной структуры, Урское рудное поле приурочено к Салаиро-Урской зоне разлома северо-западного простирания (см. рис. 7). По геологическому строению оно во многом сходно с Салаирским рудным полем. В частности, Урское рудное поле имеет четкие геологические границы и представляет собой удлиненное линзовидное тело (1,5—2 × 13 км), представленное отложениями «печеркинской свиты» и окруженное нижнекембрийскими мраморизованными известняками гавриловской свиты (рис. 37).

Урское рудное поле со всех сторон оконтуривается зонами разломов. С юго-западной стороны на известняки гавриловской свиты надвинута ордовикская толща песчаников и конгломератов урской свиты.

В строении рассматриваемого рудного поля принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные породы (песчаники, алевролиты, известняки, графитизированные углисто-мергелистые сланцы; кварц-серпичитовые и кварц-хлоритовые сланцы), инъецированные гипабиссаль-

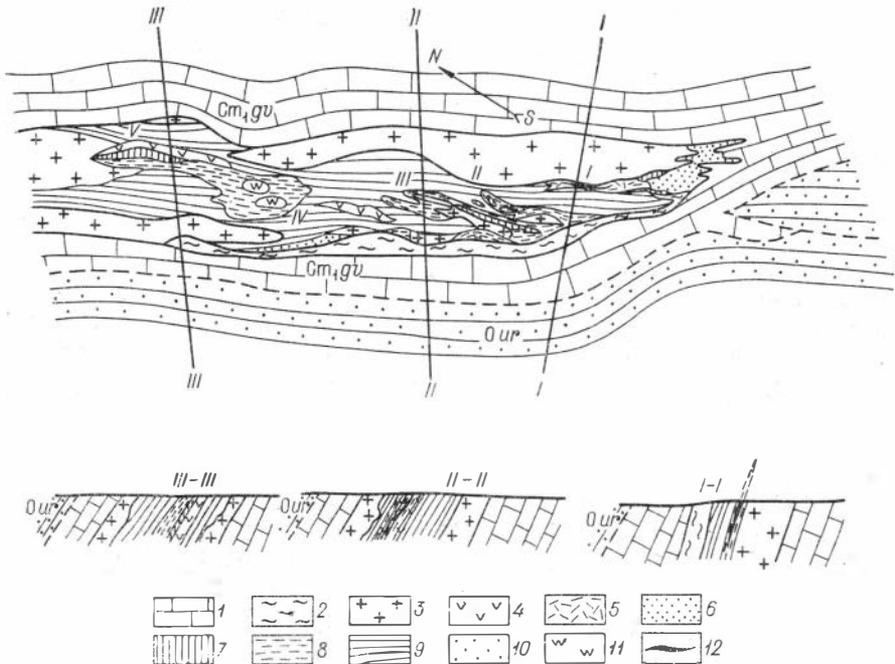


Рис. 37. Схема геологического строения Урского рудного поля (по материалам Салаирской ГРЭ).

1 — мраморизованные известняки гавриловской свиты (Gm,gv); 2 — области развития приконтактового карста; 3 — субвулканические интрузии кварцевых порфиров; 4 — силлы диабазовых порфиров; 5 — туфы и туфопесчаники кислого состава; 6 — переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов и известняков; 7 — графитизированные сланцы; 8 — кварцево-серпичитовые сланцы; 9 — кварцево-хлоритовые сланцы; 10 — ордовикские конгломераты и песчаники урской свиты (Oup); 11 — участки развития метасоматических кварцитов; 12 — колчеданно-полиметаллические рудные тела.
Месторождения и рудопроявления: I — Ново-Урское; II — Самойловское; III — Белоключевское; IV — Коленное, V — Северное.

ной интрузией кварцевых порфиров дацитового и андезито-дацитового состава и силлами диабазовых порфиров, вскрытых современным эрозионным срезом в виде линзовидных тел. Для порфировых интрузий Урского рудного поля характерно также развитие реакционных каемок вокруг фенокристов кварца и почти повсеместный гидротермальный метаморфизм (формирование рассеянной пиритизации, хлоритизации, альбитизации и серицитизации). Следует отметить, что в отличие от описанных выше рудных полей, располагающихся в пределах региональных дайковых поясов, на Урском рудном поле дайки диабазовых порфиров пользуются ограниченным распространением. В приконтактовых участках рудного поля, особенно со стороны его висячего бока, характерно развитие зон карста, трассирующих его внешние границы.

По сравнению с другими рудными полями Салаирского кряжа тектонические позиции Урского рудного поля обусловили более высокую степень рассланцевания вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород, которые в большинстве участков рудного поля превращены в тонколистоватые кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые или кварц-серицит-хлоритовые сланцы с переменными соотношениями этих минералов. Вся эта линейно-вытянутая линза метаморфических пород простирается в северо-западном направлении и круто падает к юго-западу под углами 50—70, реже 80°. Основными рудоконтролирующими структурами Урского рудного поля являются план-параллельные послонные зоны интенсивного рассланцевания. Локальное рудоконтролирующее значение имеют также крутозалегающие структуры экранирования в участках переслаивания туфогенных и карбонатных пород (Белоключевское месторождение). План-параллельная структура зон рассланцевания вмещающих пород местами усложнена малоамплитудной флексурной складчатостью.

Колчеданно-полиметаллические рудные тела приурочены преимущественно к моноклинально залегающей толще кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-серицитовых и графитовых сланцев, которые вблизи рудных тел подверглись интенсивной пропицитизации. Мощность околорудной зоны гидротермально измененных пород 100—150 м.

За исключением Второго рудного тела Самойловского месторождения, все известные месторождения вскрыты современным эрозионным срезом. Большинство рудных залежей представляет собой компактные серноколчеданные линзы или систему кулисообразно залегающих линз. По падению и простираюнию они выклиниваются, расщепляясь на ряд жилообразных тел. Элементы залегания рудных тел соответствуют крутопадающей послонной сланцеватости с локальными участками выполаживания до 45°. В зонах выклинивания рудные тела окружены ореолом густой сульфидной вкрапленности, а со стороны лежащего и висячего боков наблюдаются довольно резкие переходы к пропицитизированным вмещающим породам (в пределах 5—10 см). Относительные масштабы прожилково-вкрапленного оруденения возрастают в местах выклинивания рудных тел по падению, однако по сравнению с рассмотренными выше рудными полями они имеют подчиненное значение. Выклинивание слепых рудных тел по восстаню (Самойловское месторождение) происходит путем постепенного сокращения их мощности и расчленения на систему мелких рудных линз.

По минералогическим особенностям урская группа месторождений занимает промежуточное положение между барито-полиметаллическим и медноколчеданным типами оруденения. Основным сульфидным минералом служит пирит. В верхних зонах месторождения отмечаются повышенные концентрации барита (до 50%), а также сфалерита, халькопирита и галенита. Известные в настоящее время жильные и рудные минералы урской группы месторождений, детально изученные Г. П. Болговым (1934), В. И. Зеркадовым (1959а, б) и др., представлены в табл. 8.

Минеральный состав урских месторождений

Распространенность минералов	Рудные минералы	Жильные
Главные	Пирит, сфалерит, халькопирит	Кварц, серицит, хлорит, барит
Второстепенные	Галенит, теннантит, арсенопирит, ковеллин, борнит, халькозин, рутил, магнетит, гематит, геокронит	Кальцит, графит
Редкие	Тетраэдрит, алтаит, гессит, аргентит, калаверит, антимонит, самородное золото, клаусталит, киноварь	Флюорит

Несмотря на такое разнообразие минеральных форм, ведущие рудообразующие компоненты (Cu, Zn, Pb, Ba, Fe) заключены в пирите, халькопирите, сфалерите, галените и барите, остальные минералы имеют резко подчиненное значение.

Развитие гидротермально-метасоматической минерализации (по К. Р. Ковалеву, 1966, В. И. Зеркалову, 1959а, б, и др.) в общем сходно с рассмотренными выше примерами. Происходило оно в несколько стадий: пропилитизация, пиритовая, барито-полиметаллическая и кварц-карбонатно-сульфидная.

В первично отложенных сульфидных минералах К. Р. Ковалевым с помощью структурного травления выявлены метаколлоидные структуры пирита и других минералов. Широким распространением пользуются также кристаллически-зернистые структуры сульфидов. По текстурным особенностям выделяются массивные (главным образом в участках рудных тел с преобладающей серноколчеданной минерализацией) и полосчатые разновидности руд. Последние характерны для колчеданно-полиметаллических руд и обусловлены чередованием преимущественно контрастных полос пирита и сфалерита. Наряду с отмеченными можно выделить прожилковые и вкрапленные текстуры руд.

В пределах Урского рудного поля обнаруживаются довольно устойчивые тенденции к изменению типов сульфидной минерализации. При этом по мере продвижения с юга на север прослеживаются последовательные переходы от колчеданно-полиметаллического к существенно полиметаллическому типу минерализации рудных тел. В частности, в этом направлении убывают относительные концентрации пирита и изменяются соотношения концентраций главных сульфидных компонентов. Если охарактеризовать каждое из известных рудных тел величинами соотношений Cu: Pb: Zn, обнаруживаются следующие закономерности (табл. 9).

Данные табл. 9 свидетельствуют о довольно выдержанной тенденции к увеличению в северных частях Урского рудного поля относительных концентраций галенита и сфалерита. Что же касается абсолютных концентраций халькопирита, то на Самойловском месторождении они примерно в 1,2, а на Белоключевском — в 1,8 раза выше, чем на Ново-Урском месторождении. В отличие от последних в

Т а б л и ц а 9

Характер изменения средних соотношений Cu: Pb: Zn в пределах урской группы месторождений

Месторождение или рудопроявление	Cu:Pb:Zn (среднее)
Ново-Урское	1 : 0,133 : 2,47
Самойловское	1 : 0,304 : 2,74
Белоключевское	1 : 0,075 : 0,73
Копенное	1 : 1 : 10
Северное	1 : 0,5 : 0,09
Июньское	1 : 0,82 : 82

пределах Копенного, Северного и Июньского рудопоявлений средние содержания меди снижаются. Для этой группы рудопоявлений характерны также повышенные концентрации барита и развитие в верхних их зонах мощных «шапок» метасоматических кварцитов, типичных для месторождений Салаирского и Каменушинского рудных полей.

Рядом предшествующих исследователей для урской группы месторождений отмечалось наличие определенной гипогенной зональности. Наряду с упомянутой выше морфологической зональностью рудных тел наблюдается также ярко выраженная пространственная дифференциация рудных компонентов. В частности, И. К. Неклюдовым, В. И. Зеркаловым и др. (1960) описана зональность Ново-Урского месторождения, которая обусловлена тем, что центральная часть рудной линзы складывается преимущественно медноколчеданным типом сульфидной минерализации, а всياчий бок ее — сфалеритом. Упомянутыми исследователями подчеркивалось также развитие баритовой и сфалеритовой минерализации в зоне выклинивания рудных тел. Любопытная особенность зональности Ново-

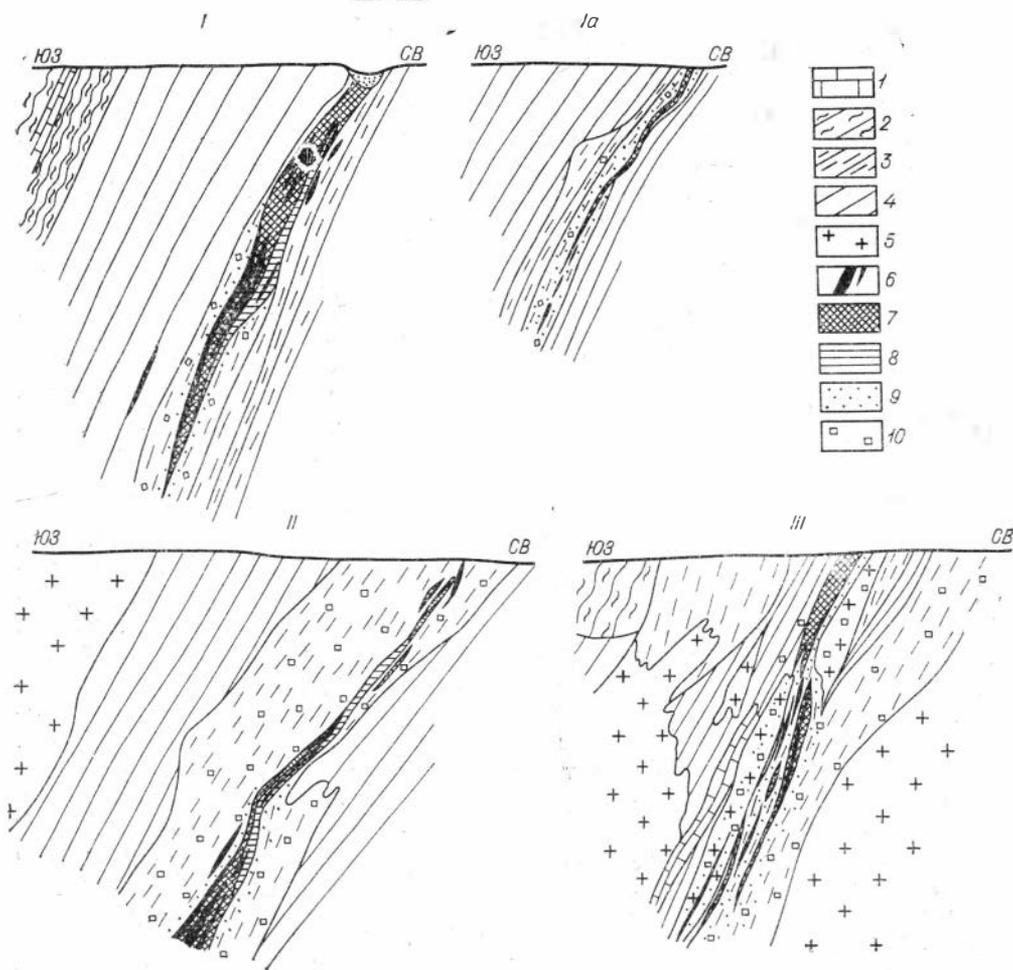


Рис. 38. Схемы зональности Ново-Урского (I и Ia), Самойловского (II) и Белоключевского месторождений по мощности рудных тел (по материалам Салаирской ГРЭ).

Линии разрезов показаны на рис. 40.

1 — мраморизованные известняки гавриловской свиты; 2 — интенсивно дислоцированные хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы; 3 — хлорит-серицитовые сланцы; 4 — кварц-хлоритовые сланцы; 5 — гипабиссальная интрузия кварцевых порфиров; 6 — области развития сплошной серноколчеданной минерализации; 7 — участки рудных тел, обогащенные халькопиритом и сфалеритом; 8 — зоны повышенной сфалеритовой минерализации; 9 — ореолы рассеянной полиметаллической минерализации; 10 — области распространения повышенной пиритовой вмещающей минерализации.

Урского месторождения заключается в некотором обогащении верхних его горизонтов киноварью.

Более сложные закономерности отмечались И. К. Неклюдовым и В. И. Зеркаловым для Белоключевского и Самойловского месторождений, которые на верхних горизонтах со стороны лежачего бока представлены преимущественно серноколчеданными рудами. Интенсивность медно-цинковой минерализации усиливается к центральным частям рудных тел, а по направлению к их висячему боку возрастает концентрация сфалерита. На нижних горизонтах появляется обратный порядок зональности по мощности рудных тел. Схематично эти закономерности изображены на рис. 38, на котором отражен также характер распределения сульфидной минерализации по мощности рудных тел Ново-Урского, Самойловского и Белоключевского месторождений.

Более сложные закономерности выявляются при изучении поперечных геохимических разрезов (по данным химического опробования керпа разведочных скважин). Так, для Ново-Урского месторождения графики распределения пирита, меди, свинца, цинка и бария отражаются в виде многовершинных кривых (рис. 39), для которых намечается некоторая симметричность относительно осевой линии рудного тела.

Кривые распределения пирита характеризуются незначительными амплитудами изменения концентраций, а остальные графики — это крутые максимумы и минимумы. При этом отчетливо выделяется срединная, существенно серноколчеданная зона, в висячем и лежащем боках которой развиваются краевые зоны колчеданно-барито-полиметаллической минерализации. Последние тяготеют к локальным приальбацдовым участкам рудных тел с повышенными концентрациями пирита.

По направлению к осевой линии рудного тела падают концентрации свинца, цинка, меди и бария, возрастают — пирита, причем наблюдается определенная дифференциация рассматриваемых компонентов. Она выражается в том, что максимумы меди заметно смещены к внутренней, а цинка и бария — к внешней зонам рудного тела. Еще дальше, по направлению к висячему и особенно лежащему боку рудного тела сдвинуты максимумы свинца.

Столь же сложное распределение компонентов по мощности рудных залежей установлено и для Самойловского месторождения. Однако для него характерна более определенная приуроченность повышенных концентраций цинка, свинца, меди и бария к зонам повышенной пиритизации наряду с некоторой дифференциацией рассматриваемых максимумов относительно друг друга (см. рис. 39, б).

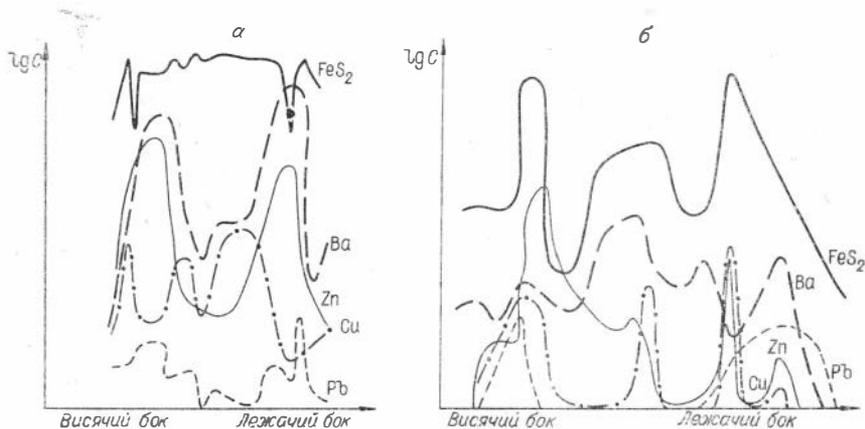
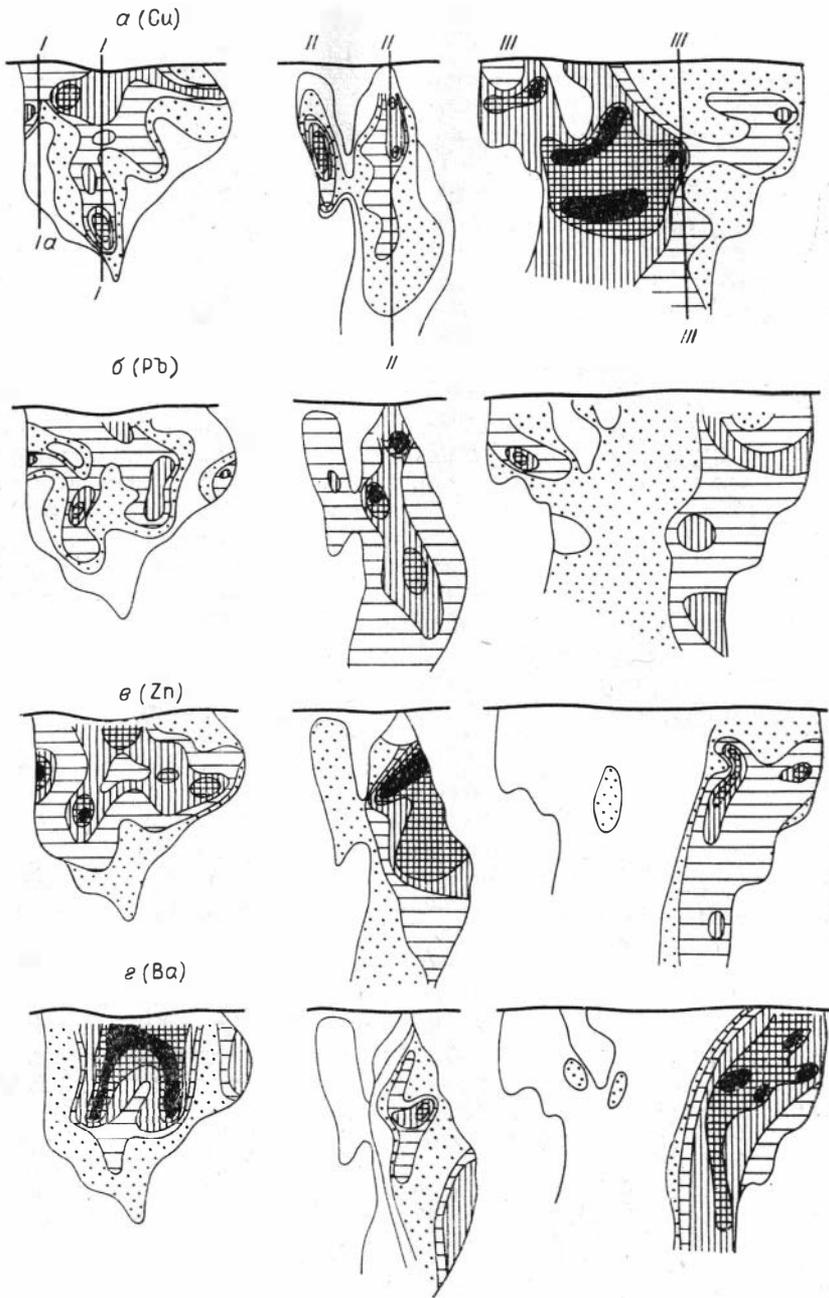
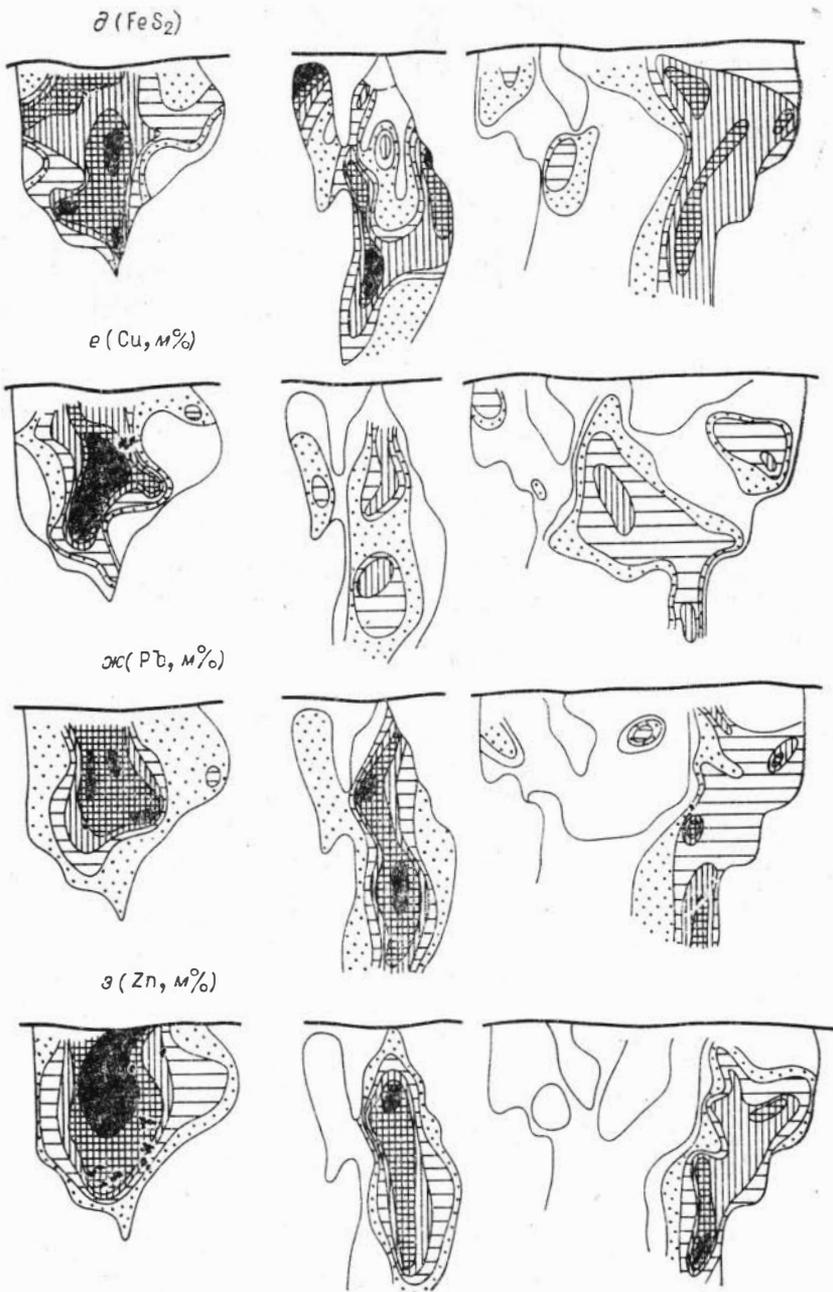


Рис. 39. Схемы дифференциации главных рудообразующих компонентов по мощности рудных тел Ново-Урского (а) и Самойловского (б) месторождений.



В процессе объемно-статистической обработки обширных материалов разведочного опробования рудных тел урской группы месторождений вскрываются и некоторые менее выраженные закономерности пространственной дифференциации рудообразующих компонентов. Они проявляются в виде определенной горизонтальной и вертикальной зональности на вертикальных продольных проекциях рудных тел Ново-Урского, Самойловского и Белоключевского месторождений.

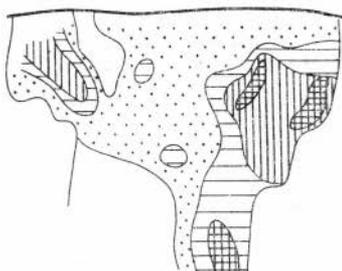
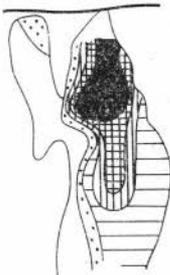
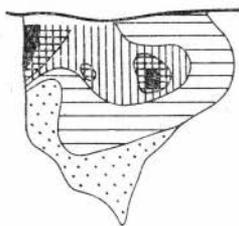
На рис. 40, а — д, и, к изображен характер пространственной дифференциации средних взвешенных концентраций меди, свинца, цинка, бария, пирита, серебра и золота. Как отмечалось выше, основными минералами-носителями первых четырех компонентов являются халькопирит, галенит,



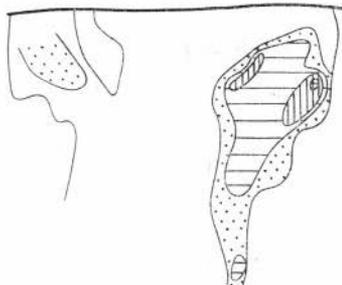
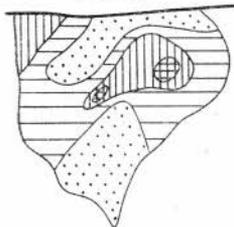
сфалерит и барит, поэтому размещение их отражает интенсивность соответствующей минерализации рудных тел.

По характеру сопряженности максимумов можно выделить три группы рудообразующих компонентов: 1) пирит, 2) медь, 3) цинк, свинец, барий, серебро и золото. Из них наиболее специфичны структуры распределения пирита, образующего в пределах Ново-Урского месторождения «ядра» почти мономинеральных скоплениях колчеданной минерализации, которые тяготеют к корневым участкам рудной залежи, окаймляются сверху подковообразными зонами полиметаллической минерализации. На Самойловском месторождении зоны повышенной пиритизации оконтуривают с боков и снизу «полиметаллический рудный столб», а на Белоключевском —

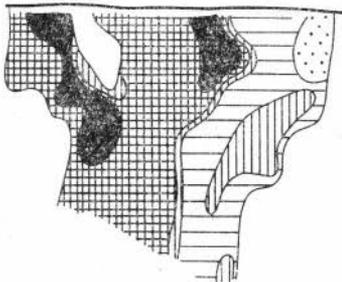
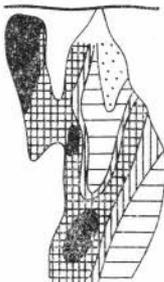
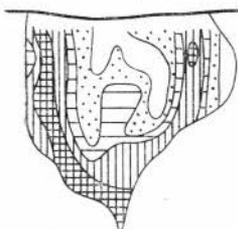
$u(\text{Ag})$



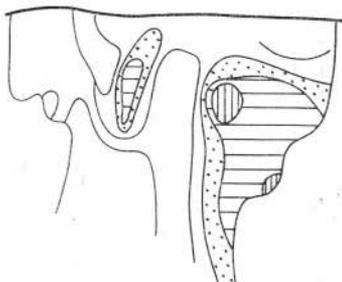
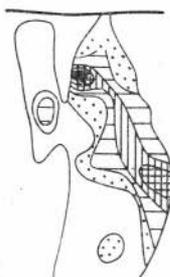
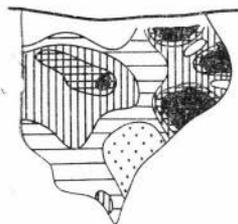
$\kappa(\text{Au})$



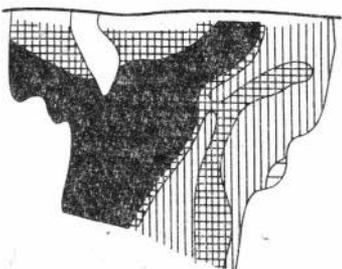
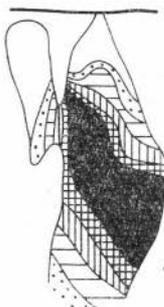
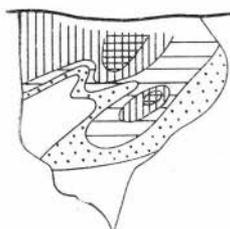
$\lambda(\text{S}_8\text{-}/\text{S}_5\text{O}_4\text{-})$



$\mu(\text{Zn}/\text{Pb})$



$\eta(\text{Ag}/\text{Au})$



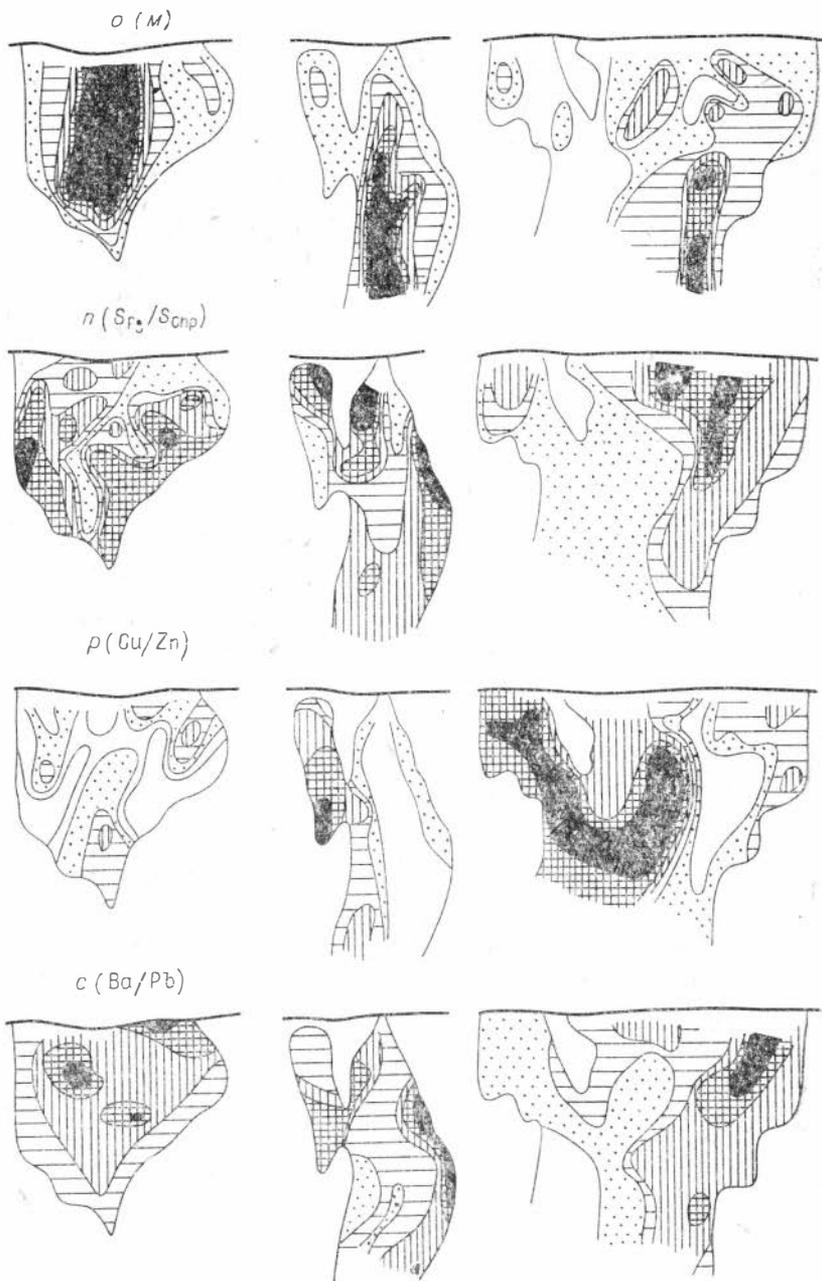


Рис. 40. Схемы пространственного распределения изолиний концентрации (а—д, и, κ), линейных запасов (е—з), мощностей рудных тел (о) и соотношений (а—с) ведущих рудообразующих компонентов в пределах рудных тел Ново-Урского (I), Самойловского (II) и Белоключевского (III) месторождений на вертикальной продольной проекции.

I—Iа, I—I, II—II и III—III — линии разрезов к рис. 38.

располагаются под зоной барито-свинцово-цинковых руд. Менее четкие закономерности обнаруживаются в отношении пространственного распределения меди. Например, в пределах колчеданной линзы Ново-Урского месторождения медь образует зоны обогащения, совпадающие с «ядром» почти мономинеральных пиритовых руд, находящихся в прикорневых участках рудной линзы. Вместе с тем в верхних частях месторождения медь

формирует пологую зону повышенных концентраций, сходную по морфологии и пространственному положению, с зоной, насыщенной барито-свинцово-цинковой (с серебром и золотом) рудной минерализацией. Иными словами, участки, обогащенные медью, как бы занимают промежуточное положение между рассмотренными выше пространственно-обособленными группами рудообразующих компонентов. На Самойловском месторождении, характеризующемся более интенсивным проявлением свинцово-цинковой минерализации, медь образует с последней более тесные пространственные ассоциации и формирует единый крутосклоняющийся «полиметаллический рудный столб».

В отличие от Ново-Урского и Самойловского месторождений в пределах Белоключевского месторождения зона прожилково-вкрапленной медной минерализации развивается преимущественно вне существенно колчеданного крутосклоняющегося рудного тела, с которым пространственно совпадает барито-свинцово-цинковая (с серебром и золотом) зона оруденения. Для Белоключевского месторождения характерна также своеобразная горизонтальная зональность, которая заключается в том, что медная прожилково-вкрапленная минерализация образует самостоятельные области скопления, оконтуривающие с юга сливное колчеданно-барито-полиметаллическое рудное тело.

Следует отметить, что на фоне описанной довольно контрастной общей изменчивости минеральных парагенезисов в горизонтальном и вертикальном направлениях, подчиняющейся в общем стандартной схеме зональности, формируются многоярусные зоны повышенных концентраций металлов с самостоятельными повторяющимися зональными колонками.

В связи со слабой согласованностью пространственного размещения повышенных концентраций определенных компонентов и раздувов мощностей рудных тел (см. рис. 40, *о*) линейные запасы металлов («слитки металлов»), «осажденные» на вертикальные продольные проекции рудных тел, характеризуются самостоятельными структурами распределений. Они формируют крутосклоняющуюся почти вертикальные зоны вытянутой конфигурации, в пределах которых образуются серия локальных максимумов, группирующихся вдоль довольно выдержанных для рудного поля нескольких ярусов (см. рис. 40, *е — з*). Максимумы линейных запасов занимают несколько иные гипсометрические уровни, чем максимумы зон повышенных концентраций, хотя относительный порядок размещения зон сравниваемых компонентов чаще остается постоянным.

Своеобразные закономерности пространственной дифференциации ведущих рудообразующих компонентов вскрываются на основании анализа распределения различных комбинаций их соотношений (см. рис. 40, *л — н, п — с*). Если исходить из предположения, что по мере подъема рудоносных гидротермальных растворов возрастает их окислительно-восстановительный потенциал, то должны меняться и такие величины, как соотношения суммарной серы сульфидной к сере сульфатной, серы пиритной к сере халькопиритной и т.д. Приведенные схемы существенно отличаются от распределения линейных запасов и средних концентраций рудных компонентов. Так, на основании анализа пространственной дифференциации соотношений серы сульфидной к сере сульфатной в пределах Ново-Урского месторождения выявляется подковообразная зона повышенных концентраций сульфатной серы, обрамляющая сверху среднее «ядро» повышенной сульфидной минерализации, причем наиболее обогащенным сульфидной серой оказывается юго-западный фланг колчеданной линзы. Аналогичная горизонтальная зональность по этому показателю наблюдается и для других месторождений, свидетельствуя об общей диагональной изменчивости (с юго-запада на северо-восток) минеральных парагенезисов. При этом, однако, наряду с восходящей миграцией гидротерм имела место и нисходящая фильтрация растворов, которая, судя по конфигурации

рассматриваемых изолиний, устанавливалась местами в пределах Белоключевского месторождения. Сходные закономерности вскрываются и по распределению соотношения серы пиритной к сере халькопиритной.

Описываемые тенденции наглядно отражаются в виде преимущественных векторов убывания исследуемых соотношений, которые свидетельствуют о веерообразном растекании потоков рудоносных растворов и установлении циркуляционной схемы их миграции (рис. 41, а).

Сходные закономерности наблюдаются и в характере распределения соотношений меди и цинка (халькопирита и сфалерита); изменения их, особенно в прикорневых зонах рудных тел, аналогичны рассмотренным выше величинам. Вместе с тем в верхних зонах Ново-Урского и Самойловского месторождений наблюдаются обратные тенденции, свидетельствующие о нисходящей и боковой миграции локальных потоков рудоносных гидротермальных растворов.

В пределах контура Белоключевского месторождения соотношения Cu/Zn веерообразно убывают кверху, т.е. имеют «прямой» порядок зональности в отличие от «обратной» тенденции изменения соотношений серы сульфидной к сере сульфатной и серы пиритной к сере халькопиритной (см. рис. 41, а).

Иную ориентировку имеют тенденции изменения соотношений Ba/Pb и Zn/Pb . Векторы последних направлены диагонально кверху с северо-востока на юго-запад. На фоне этой общей тенденции устанавливаются также локальная боковая и нисходящая ориентировка векторов данных соотношений (см. рис. 41, б). Распределение соотношений Ag/Au в общем сходно с характером изменчивости Ba/Pb и Zn/Pb .

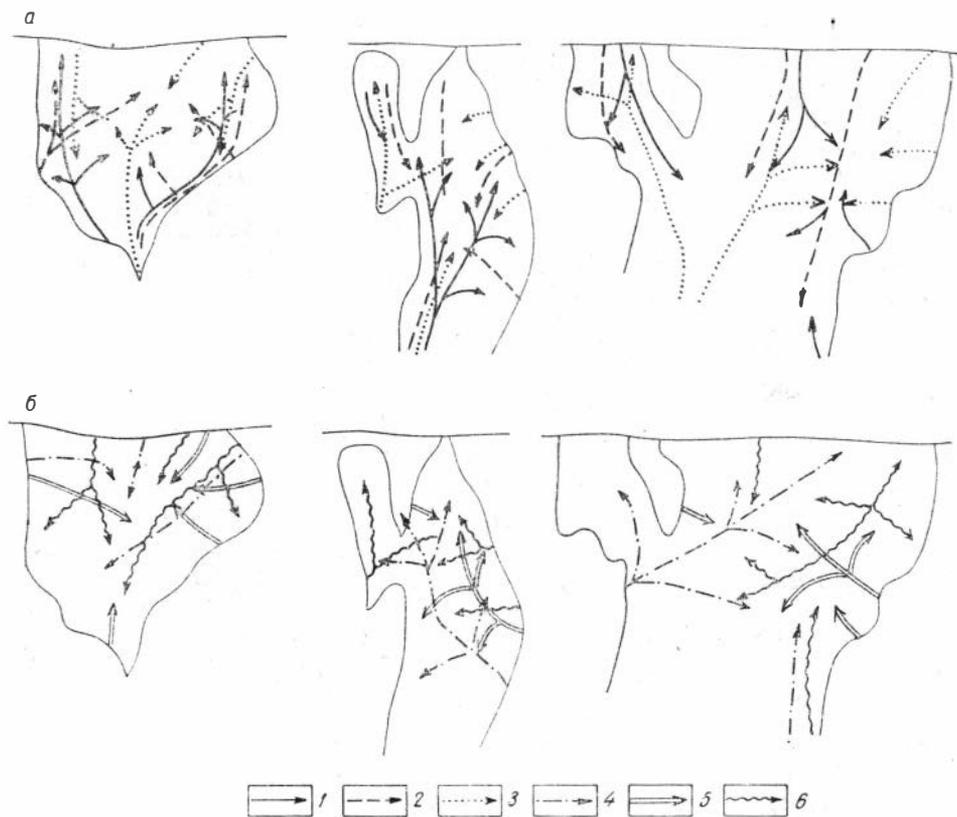


Рис. 41. Схемы распределения векторов преимущественной изменчивости различных соотношений рудных компонентов.

1 — $\sum S^{2-} / \sum SO_4^{2-}$; 2 — Py/Chp ; 3 — Cu/Zn ; 4 — Ag/Au ; 5 — Zn/Pb ; 6 — Ba/Pb .

Таким образом, двустадийный характер продуктивных рудообразующих процессов, с которыми связано формирование колчеданно-полиметаллического оруденения урской группы месторождений, нашел свое отражение и в частичной переориентировке зональности рассмотренных выше соотношений. При этом диагональная миграция рудоносных гидротермальных растворов в северо-восточном направлении, обусловивших развитие колчеданной и медноколчеданной стадий минерализации, сменилась диагональной, юго-западной в процессе отложения рудных компонентов, связанных с отложением полиметаллической минерализации. Сочетание стадийной и фациальной форм проявления зональности создало сложную картину пространственной дифференциации исследованных компонентов. Последняя усложняется и тем, что своеобразно растекающиеся восходящие потоки рудоносных гидротермальных растворов сочетаются с циркуляционными спускающимися струями. При этом в процессе формирования метасоматических рудных тел происходило некоторое изменение преимущественных путей миграции продуктивных потоков гидротерм наряду с их общим приспособлением к ранее сформированным зонам сульфидной минерализации.

Закономерности пространственного размещения минеральных парагенезисов в пределах Урского рудного поля во многом сходны с описанными выше общими тенденциями зональности Салаирского рудного поля, которые заключаются, в частности, в последовательной смене по восстанию рудных залежей медноколчеданной минерализации свинцово-цинковой и баритовой. Вместе с тем резкая литологическая гетерогенность вмещающих пород и интенсивное проявление ранней колчеданной стадии минерализации обусловили определенное своеобразие зональности оруденения, проявляющееся в определенном пространственном соподчинении участков повышенной барито-полиметаллической минерализации к зонам интенсивной пиритизации. При этом вокруг почти мономинеральных пиритовых «ядер» формируются столбы барито-полиметаллической минерализации, морфология которых в значительной степени определяется строением колчеданных тел. Кроме того, в отличие от Салаирского рудного поля в пределах урской группы месторождений проявилась ярко выраженная асимметричная зональность по мощности рудных тел, обусловленная тем, что барито-полиметаллическая минерализация в разных участках рассматриваемых месторождений охватывает то висячий, то лежащий бок рудных залежей. Неравномерность проявления колчеданной стадии минерализации обусловила и общую направленность зональности в масштабах Урского рудного поля. Последняя выражается в последовательном нарастании относительной интенсивности пиритовой минерализации с севера на юг рудного поля и по падению рудных залежей.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДНЫХ СТОЛБОВ В КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ САЛАИРСКОГО КРЯЖА

Основные закономерности пространственного распределения повышенных концентраций ведущих рудообразующих компонентов наиболее отчетливо проявляются на вертикальных продольных проекциях рудных тел. Условно выделяемые при этом «рудные столбы» представляют собой области повышенных концентраций рудных минералов, не менее чем в 3—5 раз превышающие их бортовые и почти на 1,5—2 порядка — среднефоновые значения по месторождению. Приведенные ниже схемы в обобщенном виде наглядно демонстрируют качественную картину пространственной дифференциации рудных столбов пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, барита, а также серебра и золота. Для Каменушинского месторождения показаны также участки надфоновых концентраций молибденита. Во всех

случаях полученные закономерности обнаружены для участков рудных тел, не затронутых процессами гипергенеза.

Области повышенных скоплений рудных масс в общем случае ориентированы произвольно относительно промышленных контуров рудных тел. При этом в нижних частях рудных тел отмечается определенная согласованность их контуров, однако по восставанию рудных залежей наблюдается тенденция к расширению и выполаживанию рудных столбов. В пределах одного и того же рудного тела разноминеральные рудные столбы могут накладываться друг на друга и в то же время проявлять независимость, поэтому рудные столбы каждого минерала имеют особую морфологию.

Закономерности пространственной дифференциации рудных столбов и зональность оруденения имеют определенную специфику для медно-серноколчеданного, колчеданно- и барито-полиметаллического минеральных типов месторождений. В месторождениях первых трех типов (Урское, Камешушинское и Ускаандинское рудные поля) продуктивные стадии минерализации начинаются с интенсивной пиритизации вмещающих пород, влияющей на пространственную дифференциацию повышенных концентраций металлов последующих стадий минерализации. Для барито-полиметаллических месторождений (Салаирское рудное поле) характерно слабое проявление серноколчеданной стадии минерализации, которая практически не сказалась на пространственной локализации рудных столбов барито-полиметаллической стадии минерализации.

В расположении рудных столбов разных минералов относительно друг друга улавливаются две основные тенденции. Одна состоит в закономерном смещении рудных тел. Подобные закономерности обнаруживаются в относительном распределении некоторых деталей строения рудных столбов всех без исключения месторождений, однако наиболее четко они прослеживаются на Ускаандинском месторождении (рис. 42). Контуров повышенных концентраций сульфидов частично накладывается друг на друга. Вместе с тем геометрический центр тяжести халькопиритового рудного столба приподнят относительно пиритового; над халькопиритовым рудным столбом расположен сфалеритовый, а участок, обогащенный галенитом, занимает верхнее положение. Рудные столбы полиметаллических компонентов имеют форму неправильных вытянутых овалов, осевые линии которых ориентированы параллельно общему склонению рудных тел. Относительное смещение упомянутых рудных столбов по вертикали отвечает обычной схеме зональности полиметаллических месторождений (снизу вверх): медь — цинк — свинец.

Другая тенденция относительного распределения рудных столбов колчеданно-полиметаллических месторождений заключается в образовании ядрено-зональных структур, причем роль «ядра» обычно играет пиритовый рудный столб. Эта закономерность наиболее ярко выражена на месторождениях Урского рудного поля, особенно на Ново-Урском месторождении. Последнее, как уже отмечалось, представлено компактной, существенно пиритовой линзой, имеющей на вертикальной проекции слегка асимметричную сердцевидную форму.

Во внутреннем строении Ново-Урской линзы можно отметить две зоны: нижнюю — существенно халькопирит-пиритовую и верхнюю — полиметаллическую (рис. 43, а). В центральной части рудного

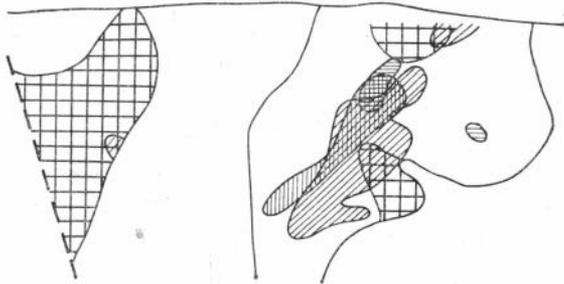


Рис. 42. Схема пространственной дифференциации рудных столбов на Ускаандинском месторождении (вертикальная продольная проекция рудных тел). Усл. об. см. рис. 43.

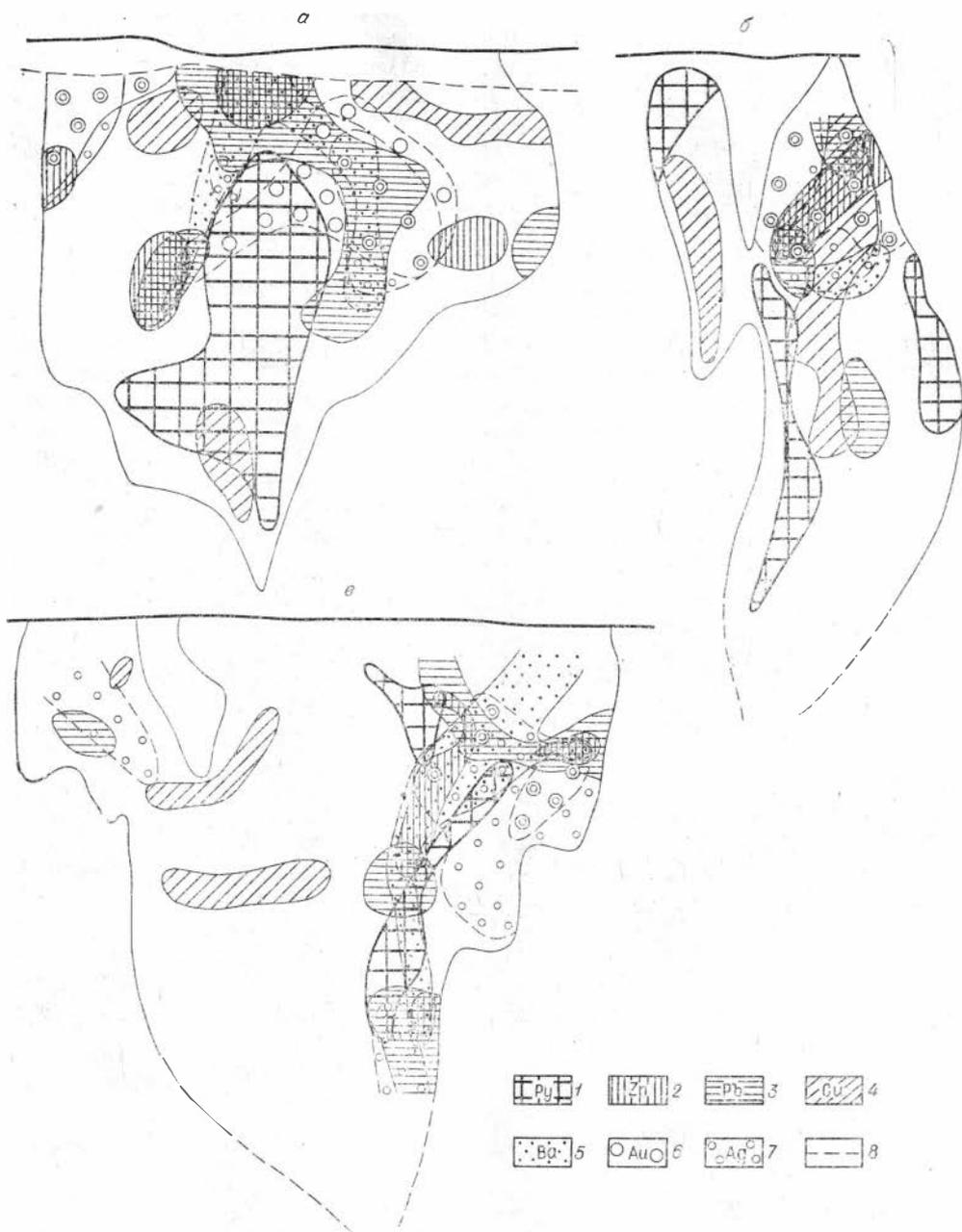


Рис. 43. Схемы распределения рудных столбов в рудных телах Урского рудного поля. Усл. об. к рис. 42—45: 1 — пирит; 2 — сфалерит; 3 — галенит; 4 — халькопирит; 5 — барит; 6 — золото; 7 — серебро; 8 — нижняя граница зоны гипергенеза. а — Ново-Уральское месторождение, б — Белоключевское, в — Самойловское.

тела располагается расширяющееся кверху пиритовое «ядро» (пирита >70%). В корневых зонах рудного тела участок повышенной концентрации халькопирита пространственно совмещен с пиритовым рудным столбом, однако вверх по восстанию пирит и халькопирит обнаруживают возрастающую самостоятельность.

Верхняя более широкая часть пиритового «ядра» облекается накладывающимися друг на друга участками повышенных содержаний барита, галенита и сфалерита, из которых барит и галенит образуют единую доковообразную зону, во внешних участках которой появляются локаль-

ные зоны повышенной сфалеритовой минерализации. В самой верхней части линзы за пределами подковообразного галенит-баритового рудного столба формируется зона халькопиритовой минерализации, образующая пологие рудные столбы, располагающиеся симметрично относительно осевой линии ядрено-зональной структуры.

Повышенные концентрации серебра и золота также тяготеют к верхним участкам Ново-Урской линзы, обогащая верхушку пиритового «ядра» и верхнюю часть южного (правого) фланга месторождения. Морфология этих контуров характеризуется самостоятельностью относительно описанных выше рудных столбов, хотя определенная зависимость между ними существует.

Аналогичные ядрено-зональные структуры, хотя и в несколько своеобразных формах, наблюдаются на Белоключевском месторождении, состоящем из группы сближенных кулисообразно залегающих рудных тел, сопровождаемых объединяющими их зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Среди условно выделяемых рудных тел лишь Главную представлено компактным колчеданым телом, имеющим уплощенную штокообразную форму (см. правую часть рис. 43, б). Общая морфология месторождения — уплощенный, сходящийся книзу конус с элементами встречного склонения симметрично расположенных рудных тел и промыленных контуров месторождения.

Зоны повышенной сульфидной минерализации группируются вокруг пиритового рудного столба, располагающегося вдоль осевой линии Главного рудного тела. В нижней части последнего участки повышенных концентраций галенита, сфалерита, барита и серебра накладываются на пиритовый рудный столб и по мере продвижения в верхние зоны месторождения проявляют все большую самостоятельность, группируясь симметрично относительно пиритового, «ядра». При этом наиболее близко к нему прилегают участки повышенных концентраций барита и галенита, частично на него накладываются, а рудные столбы остальных полиметаллических компонентов тяготеют к внешним зонам галенит-баритовой минерализации. Подобно Ново-Урскому месторождению, в верхних частях рассматриваемого рудного тела наблюдается тенденция к образованию пологих вытянутых рудных столбов секущей ориентировки по отношению к элементам склонения рудного тела.

Несколько своеобразно Самойловское месторождение, в котором тоже проявляются некоторые элементы ядрено-зональной структуры, однако в нем сформировались две зоны повышенной пиритизации (см. рис. 43, в). В процессе становления барито-полиметаллической стадии минерализации участки повышенных концентраций сульфидов несут явные следы приспособления к ранее образовавшимся метасоматитам с развитием аналогичных описанным выше структур, поскольку зоны интенсивной пиритизации ранних стадий, вероятно, явились частичным источником серы для последующих стадий минерализации и своеобразным «экраном» для рудоносных гидротермальных растворов.

Следует отметить, что рассмотренная выше последовательность минерализации, с которой связано образование сложной и гетерогенной картины пространственной дифференциации рудных столбов, не находит геологических доказательств пульсационного поступления растворов вдоль последовательно приоткрывающихся на разных уровнях систем трещин. Объяснение этим явлениям, по-видимому, следует искать в общей эволюции длительно развивающейся рудообразующей флюидной динамической системы и взаимодействии ее с вмещающими породами.

Для месторождений барито-полиметаллического минерального типа (Салаирское рудное поле) характерно более тесное взаимное наложение рудных столбов. Специфическая особенность рудных тел описываемой группы месторождений — формирование сливных кварцево-сульфидно-баритовых рудных тел на верхних горизонтах, переходящих книзу в зоны шток-

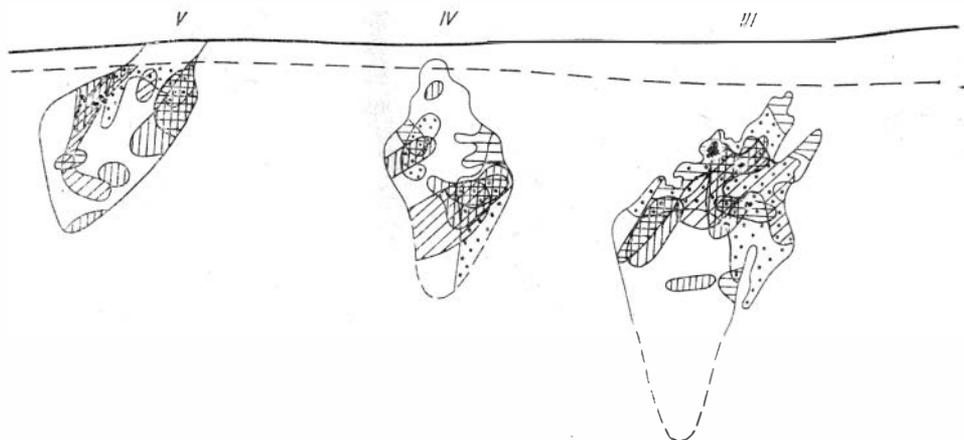
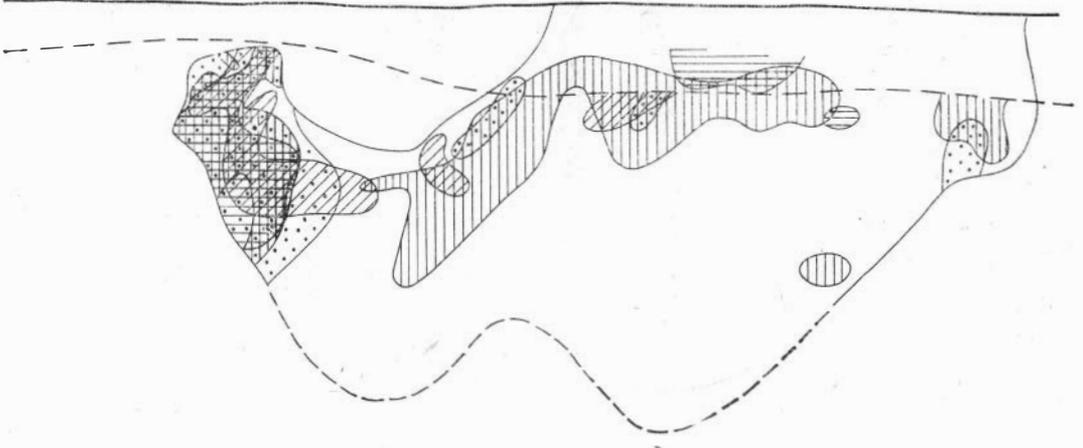


Рис. 44. Схема распределения участков, обогащенных сфалеритом, галенитом, баритом. Месторождения: I — Третий рудник и Кварцитовая сопка, II —

верково-вкрапленного оруденения, постепенно затухающего среди рассланцованных порфировых интрузий, с которыми они тесно ассоциируют. В связи с этим рудные столбы приурочены преимущественно к участкам развития сливных рудных тел. Контуры повышенных концентраций металлов имеют довольно сложную конфигурацию. Отдельные элементы склопления их совпадают с общим склоплением промышленных контуров рудных тел, частично повторяя их морфологию. Вместе с тем широким распространением пользуются и почти горизонтальные рудные столбы наряду с отдельными элементами крутосклоняющихся рудных столбов (рис. 44). Несмотря на пространственную близость контуров повышенных концентраций металлов, рудные столбы галенита несколько приподняты относительно контуров повышенных концентраций сфалерита. Баритовая минерализация наиболее интенсивно развивается на верхних участках рудных тел, за исключением месторождения Сиорного, в пределах которого обособляются две области повышенных концентраций сульфидов и барита с одинаковой зональной последовательностью распределения рудных столбов.

Довольно своеобразно пространственное распределение рудных столбов в пределах медноколчеданного Каменушинского месторождения, на котором выделяется серия локальных участков, обогащенных халькопиритом, группирующихся вдоль горизонтальных периодически повторяющихся уровней (рис. 45). Судя по особенностям геологического строения и минеральным парагенезисам, это месторождение, вероятно, глубоко эродировано и, как уже отмечалось, во многом сходно с корневыми участками рудных тел Сазанского рудного поля, которые представляют собой зоны прожилково-вкрапленной минерализации среди рассланцованных кварцевых порфиров. Галенит-сфалерит-баритовая минерализация, пользующаяся преимущественным развитием в верхних зонах слепых колчеданно-полиметаллических месторождений, на Каменушинском месторождении практически отсутствует. Вместе с тем здесь появляются надфоновые концентрации молибдена, которые обнаруживаются лишь в корневых участках колчеданно-полиметаллических месторождений ниже зоны медной минерализации.

В месторождениях обоих формационных типов заметно влияние перекрестных вертикальных и горизонтальных направлений на вытянутость и группировку рудных столбов. При этом оказывается, что крутонадающие или вертикальные направления группировки и взаиморасположения рудных столбов проявляются чаще в единичных формах, однако вдоль горн-



халькопиритом и баритом на месторождениях Салаирского рудного поля.
Слепое, III — Первомайское IV — Спорное, V — Александровское.

горизонтальных направлений рудные столбы группируются на нескольких уровнях, что создает определенные элементы периодичности в их распределении. Следует отметить, что формирование круто поставленных элементов рудных столбов во многих случаях можно связать с главными рудоподводящими структурами, вдоль которых происходила струевая миграция рудообразующих растворов, т.е. со структурами вмещающей среды. В отношении же горизонтальных элементов рудных столбов подобные связи имеют более сложный характер. В частности, на многих рудных полях выделяются горизонты массового выпадения рудных компонентов, которые довольно стабильны и выдерживаются на протяжении нескольких километров. Вертикальные масштабы этих зон обычно не превышают 150—200 м, в то время как промышленное оруденение по вертикали чаще прослеживается на протяжении 500—600 м. Как было показано на примере месторождений Салаирского рудного поля, активная роль в формировании подобных зон, возможно, принадлежала горизонтам вадозных вод, в пользу чего свидетельствуют следующие факты: независимость уровней массового выпадения разных компонентов от структурно-литологических элементов вмещающих пород, малоглубинность формирования этих месторождений и развитие сульфатного оруденения в верхних частях рудных тел, связанное с повышенным парциальным давлением кислорода в рудообразующих растворах, и т. д. Вместе с тем элементы закономерной периодичности в распределении горизонтов повышенных концентраций металлов не могут быть объяснены только этими факторами или локальным влиянием каких-либо структурно-литологических особенностей вмещающих толщ, которые геологически здесь не выявляются. Подобные процессы, вероятно, можно объяснить также периодическим отложением по ходу фильтрующегося потока рудообразующих растворов в пористой среде. Наиболее детально такие явления эксперименталь-

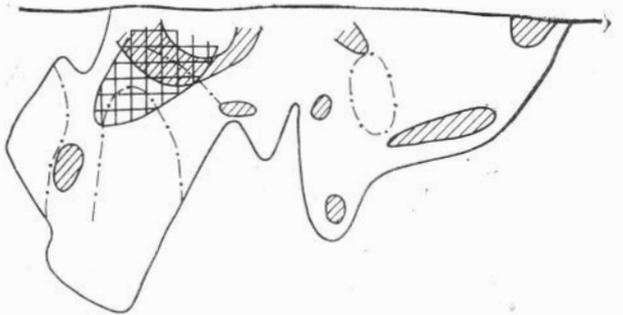


Рис. 45. Схема пространственной локализации повышенных концентраций халькопирита и молибдена (витрихионит) на Каменунинском месторождении.

но изучены на примере сорбционно-хроматографических процессов, с которыми, как будет показано ниже, имеются некоторые общие аналогии.

Таким образом, сложная гетерогенная картина пространственной дифференциации рудных столбов в пределах промышленных контуров месторождений объясняется не только влиянием структурно-литологических факторов, но и теми процессами, которые протекали непосредственно во флюидной динамической системе, формирующей эти месторождения. К числу последних можно отнести изменения химизма, окислительно-восстановительного потенциала и термодинамических параметров рудообразующих растворов по мере продвижения их в верхние зоны земной коры.

О РИТМИЧЕСКОМ ХАРАКТЕРЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЛАИРСКОГО КРЯЖА

Как отмечалось выше, среди различных элементов зональности наиболее отчетливо выражена ее вертикальная компонента, заключающаяся в закономерной смене с глубиной одних минеральных парагенезисов другими. В пределах рассмотренных месторождений она проявляется неоднородно как по вертикальной протяженности, так и по интенсивности выражения отдельных зон вплоть до их полного выпадения. Вертикальную зональность минеральных парагенезисов колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа можно представить в виде следующей сводной схемы, отражающей лишь самые общие тенденции, часто проявляющиеся в завуалированных формах (сверху вниз):

1. Кварцитовые «шапки» с подчиненным количеством сульфидов и барита.
2. Существенно баритовые зоны с галенитом, сфалеритом и небольшим количеством блеклой руды. Характерны повышенные концентрации серебра и золота.
3. Галенитовая зона с баритом, сфалеритом, халькопиритом и подчиненным количеством блеклой руды. Отмечаются повышенные концентрации серебра и золота.
4. Сфалеритовая зона с халькопиритом, галенитом и другими сульфидами.
5. Халькопиритовая зона, тяготеющая к корневым участкам рудных тел. Присутствуют в подчиненном количестве сфалерит, галенит, барит, иногда молибденит.
6. Пиритовая зона с халькопиритом и незначительным количеством сфалерита и галенита.

Наиболее полно такая зональность представлена на месторождениях Урского рудного поля. На остальных отмечаются лишь частичные фрагменты подобной схемы или отдельные зоны выражены в неярых формах и выявляются только с помощью специальных статистических методов.

Данная схема зональности в общем согласуется с классическими схемами зональности В. Эммонса и др. (Эммонс, 1937; Левицкий, Смирнов, 1959), однако в отдельных случаях наблюдается ее искажение, обусловленное переменным положением меди и других компонентов в зональной колонке. Подобные нарушения схемы зональности рудных месторождений были подмечены еще Дж. Сперром (1925), В. Эммонсом (1937) и др. и связывались с явлениями телескопирования разнородных и разновозрастных минеральных ассоциаций, обусловленных удалением или приближением магматических центров во время одного периода рудообразования и т. д.

Как будет показано, в формировании такого рода «искаженных» типов зональности определенную роль могут играть динамические процессы,

протекающие непосредственно в рудообразующих флюидных динамических системах, которым многие исследователи придавали особое значение (Бетехтин, 1955; Поспелов, 1963).

Закономерности пространственной дифференциации ведущих рудообразующих компонентов рассматриваемых месторождений не исчерпываются отмеченными выше некоторыми общими тенденциями вертикальной зональности. Как показал анализ кривых распределения концентраций металлов, их соотношений и запасов по вертикали, они имеют, как правило, сложную волновую, синусоидальную конфигурацию, сходную для разных металлов, но с различной интенсивностью и переменным положением гипсометрических уровней мод максимумов.

В частности, для группы месторождений Салаирского рудного поля изменение содержаний главных рудных компонентов в вертикальном направлении выражается в виде затухающих с глубиной синусоид с переменной длиной и амплитудой максимумов, причем наиболее высокие концентрации для большинства из них появляются вблизи верхней выклинки рудных тел. Как было показано на рис. 22, характеризующем рассматриваемые распределения в пределах промышленных контуров месторождений Кварцитовая сопка, Третий рудник, Слепое и Первомайское, эти кривые для разных компонентов имеют 2—4 максимума. Устанавливаются довольно стабильные уровни появления повышенных концентраций, хотя для разных компонентов они несколько смещены по вертикали.

Подобное же волновое строение имеют графики распределения мощностей рудных тел и запасов металлов и барита по вертикали (см. рис. 25). Для месторождений, расположенных глубже нижней границы зоны окисления, типично двух-, реже трехвершинное строение исследуемых кривых. В отличие от рассмотренных выше кривых главным является нижний максимум, и на этом гипсометрическом уровне локализуется до 15—25% суммарных запасов определенного компонента. При этом для каждого месторождения модальные значения максимумов распола-

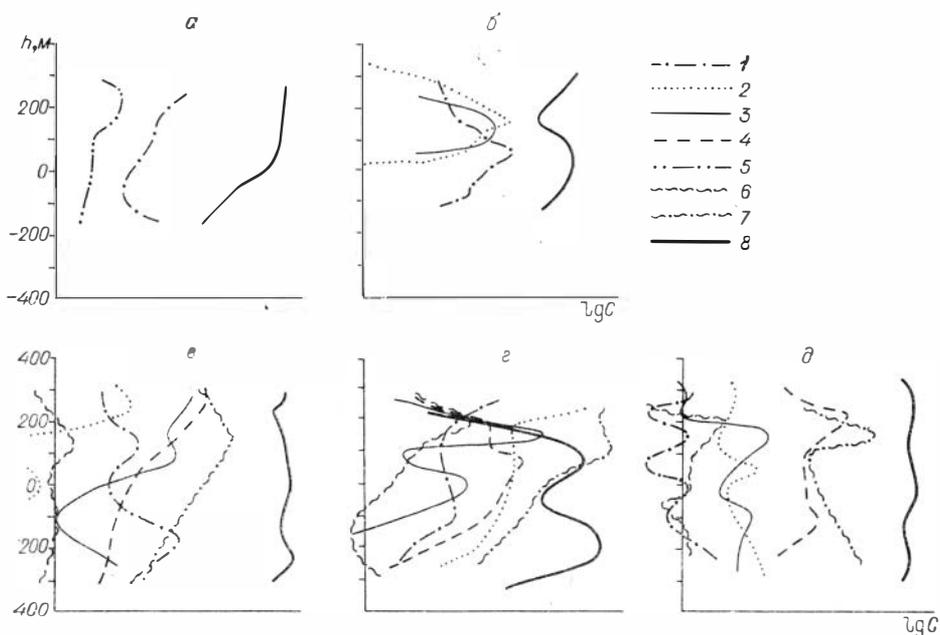


Рис. 46. Схемы распределения концентраций рудообразующих компонентов по вертикали в пределах Каменукхинского (а), Ускандинского (б), Ново-Урского (е), Самойловского (з) и Белоключевского (д) месторождений.

1 — халькопирит; 2 — галенит; 3 — сфалерит; 4 — барит; 5 — молибденит; 6 — золото; 7 — серебро; 8 — пирит.

гаются в пределах довольно выдержанных гипсометрических уровней, хотя меняется конфигурация верхней и нижней ветвей кривых и относительная высота пиков. Характерна также некоторая дифференциация максимумов кривых для отдельных рудных компонентов. Верхняя группа максимумов характеризует область развития сливного оруденения, а нижняя — штокверково-вкрапленного. Взаимная дифференциация металлов по вертикали более интенсивно проявляется в верхних частях рудных тел, в области преимущественного развития сливного оруденения, в сравнении с нижними.

Аналогичное строение кривых изменения с глубиной концентраций и линейных запасов имеют и другие колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского края (см. рис. 26). При этом наибольшая амплитуда вертикального смещения максимальных концентраций металлов наблюдается для рудных тел Ускаинского месторождения (см. рис. 26, б), кривые распределения которых имеют одновершинное, близкое к гауссовскому строение и сдвинуты относительно друг друга в следующем порядке (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит.

Следует отметить, что выше уровня максимальной концентрации галенита содержания пирита вновь возрастают. К сожалению, по верхним частям месторождения мы не располагаем данными, поскольку на этом

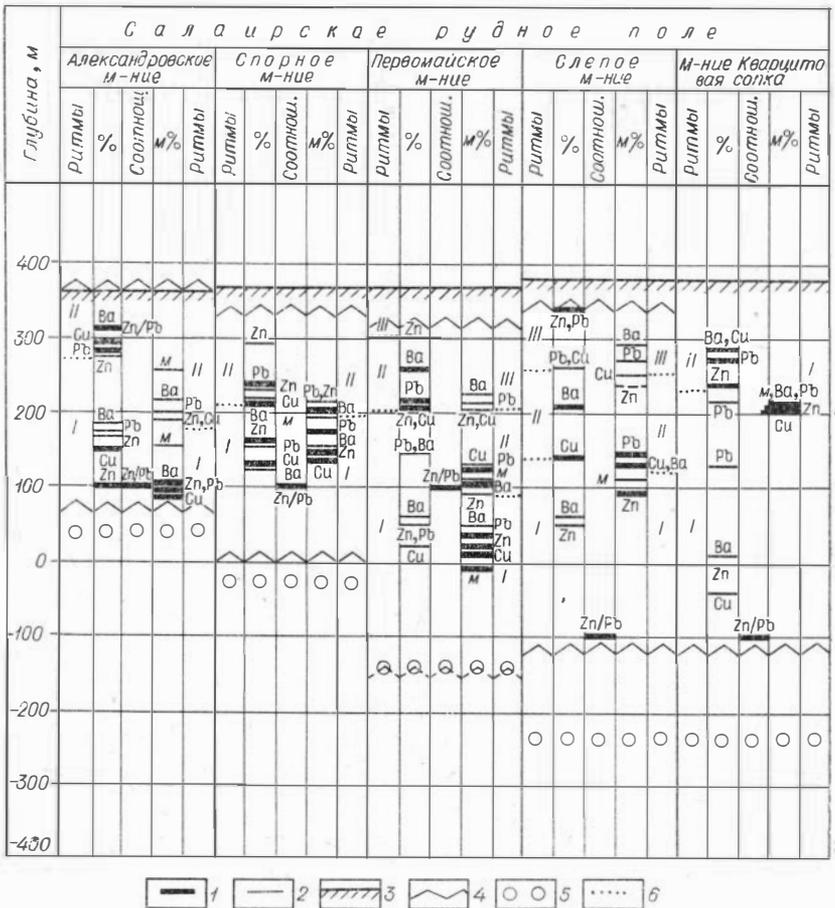


Рис. 47. Схема распределения гипсометрических уровней мод (в абс. запасах (м%) и некоторых соотношениях рудообразующих компонентов 1 — моды главных максимумов; 2 — моды второстепенных максимумов; 3 — полог кливнирования рудных тел; 5 — нижние пределы

того, нанесены нижние и верхние выклинки рудных тел, положение уровня современной дневной поверхности и нижнего предела глубины разведки рассматриваемых месторождений.

Анализ распределения гипсометрических уровней мод максимумов концентрационных кривых показывает, что в их расположении имеется определенная ритмичность, причем в пределах полных ритмов последовательность по вертикали мод максимумов аналогична описанной выше (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит. Серебро и золото занимают чаще переменное положение, хотя и в их распределении устанавливаются элементы ритмичности. На фоне общей приуроченности этих компонентов к верхним участкам месторождений в пределах каждого ритма максимум концентрации золота располагается несколько выше максимума меди и чаще — ниже горизонта повышенного содержания серебра.

Количество ритмов для разных месторождений непостоянно, меняются также амплитуды ритмов, причем по восстанию рудных залежей ширина ритмов сжимается. Для большинства месторождений характерно наличие двух-, трехзональных ритмов, а в отдельных случаях число их достигает четырех. Устанавливается также определенная связь между количеством ритмов и вертикальной протяженностью месторождений. Для мелких липовидных тел типа Александровского месторождения, вертикальная протяженность которого составляет около 300 м, устанавливаются всего два зональных ритма, а для Белоключевского, разведанного до глубины 700 м, количество ритмов достигает четырех.

Вертикальная последовательность гипсометрических уровней модальных значений кривых концентраций разных металлов не всегда постоянна. Изменения относительной последовательности распределения металлов могут быть объяснены не только локальными физико-химическими изменениями вмещающей среды и реагирующих с ней рудообразующих растворов, но и частичным наложением соседних зональных ритмов, при котором появляются дополнительные максимумы.

Все сказанное относится также и к вертикальному распределению линейных запасов, которые, однако, образуют собственную ритмическую зональность (см. рис. 47). При этом количество ритмов чаще сохраняется то же, хотя гипсометрические уровни их границ отличаются от ритмов концентраций.

Таким образом, общие тенденции зональности усложняются тем, что каждый уровень интенсивного рудоотложения имеет свою зональную колонку, которую можно представить в следующем идеализированном виде (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит.

Третий тип ритмической зональности устанавливается по распределению модальных значений кривых распределения соотношений рудообразующих компонентов. Последние, как уже отмечалось, характеризуют относительную подвижность определенной пары рудообразующих компонентов, и уровни преимущественного их отложения независимы от значений абсолютных концентраций. При этом оказывается, что максимальные соотношения цинк/свинец приурочены к корневому участку большинства рудных тел Салаирского рудного поля. С другой стороны, для Ускандинского и Урского рудных полей характерно несколько гипсометрических уровней модальных значений этих соотношений. Аналогичная ритмика наблюдается и в распределении модальных значений соотношений некоторых других компонентов (сера сульфидная/сера сульфатная, сера пиритная/сера халькопиритная, медь/цинк, серебро/золото и т. д.).

В более наглядном виде ритмическая зональность распределения концентраций рудообразующих компонентов и их запасов показана на рис. 48. Видно, что гипсометрический уровень верхней выклинки из-

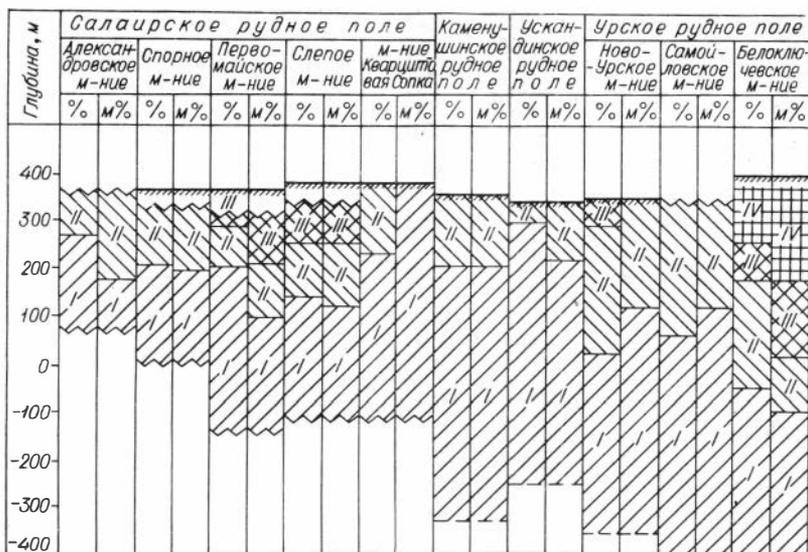


Рис. 48. Схема распределения вертикальных ритмов зональности полиметаллических месторождений Салаирского кряжа.

вестных в настоящее время слепых месторождений Салаирского кряжа регионально выдержан и находится на высоте плюс 350 ± 50 м. Остальные месторождения денудированы. В отношении же нижних границ рудных тел наиболее полные данные имеются лишь по Салаирскому рудному полю, по которому, однако, нижний предел разведки месторождений (по разреженной сети) находится несколько ниже их зон выклинивания. Корневые участки большинства месторождений еще почти не изучены.

Из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов в исследуемом районе практически невозможно произвести полную реконструкцию глубин формирования исследуемых месторождений, как это было сделано И. П. Кушнareвым (1969) в пределах Кураминской зоны Юго-Западного Тянь-Шаня. Вместе с тем, используя закономерности зональности этих месторождений, можно прийти к выводу о том, что современным эрозионным срезом вскрываются различные фациальные зоны колчеданно-полиметаллического оруденения. В частности, Салаирское и Урское рудные поля являются, вероятно, слабоэродированными. Несколько глубже вскрыто Ускандинское рудное поле, в пределах которого ликвидирована зона сульфатного оруденения, характерная для верхних частей колчеданно-полиметаллических рудных тел. В отличие от них Каменушинское рудное поле по морфологическим особенностям рудных тел и парагенезисам рудных минералов, по-видимому, является еще более глубоко денудированным и представляет собой глубокие корни месторождений. В пределах последнего наряду с полным отсутствием сульфатной минерализации присутствуют лишь следы сульфидов свинца и цинка, и все это — на фоне преобладающей халькопиритовой минерализации. Вместе с тем в рудах обнаруживаются признаки молибденитовой минерализации.

Таким образом, судя даже по данным разведочных скважин, которые ограничены для наиболее детально изученных рудных полей Салаирского кряжа глубинами в 600—800 м, во многих случаях не достигающими нижней границы распространения сульфидной минерализации, можно сделать вывод о волновом ритмически-зональном характере распределения оруденения по вертикали.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Рудноалтайские колчеданно-полиметаллические месторождения во многом сходны с рассмотренными выше салаирскими. Исследованные месторождения имеют ярко выраженный эпигенетический характер рудной минерализации по отношению к вмещающим вулканогенно-осадочным породам. обнаруживают тесные пространственные ассоциации с проявлениями гипабиссального порфирового магматизма, имеют близкие минералогические и текстурно-структурные особенности руд и т. д. Вместе с тем в отличие от салаирских они локализируются в пределах вулканогенно-осадочных образований более молодого возраста (эйфель), хотя возраст рудной минерализации, по данным радиоизотопных исследований, близок к салаирской. Своеобразны также особенности структурного контроля оруденения. В частности, наряду с локализацией многих рудноалтайских месторождений в зонах интенсивного расланцевания (например, полиметаллические месторождения Припартышья), на многих из них одним из ведущих рудолокализирующих факторов являются плакативные структуры, сочетающиеся с зонами интенсивного расланцевания или сетчатотрепцидными зонами.

Большое рудоконтролирующее значение при этом приобретают региональные экраняющие структуры, в пределах которых более пронцаемые вулканогенно-осадочные породы заключены под слабо пронцаемым чехлом карбонатно-алевролитовых отложений, например, контакт ревнюшинской и маслянской свит на Зыряновском рудном поле, крюковской и сокольской — на Лениногорском и т. д. По мнению ряда исследователей (Бубличенко, 1945, 1961; Биндеман, 1970, 1972), большинство колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая приурочено к определенным стратиграфическим горизонтам эйфельских вулканогенно-осадочных отложений.

Подобная специфика геологического строения рудноалтайских месторождений находит свое отражение в особенностях зональности оруденения и закономерностях пространственной дифференциации рудных столбов. В качестве примеров колчеданно-полиметаллических месторождений «алтайского типа» ниже рассматривается зональность Зыряновского и Тишинского месторождений. С точки зрения физических условий миграции продуктивных гидротермальных растворов в процессе рудоотложения данные месторождения представляют собой примеры «закрытых» или «полузакрытых» и «сквозных» рудолокализирующих структур.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ ЗЫРЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По данным Е. А. Никитина, П. В. Иншина, М. К. Халилова (1966), С. А. Солтан, Т. И. Казанцевой и др. (1967), Зыряновское колчеданно-полиметаллическое месторождение приурочено к одноименной антиклинали, располагающейся в пределах западного крыла Ревнюшинской горст-антиклинали. Ядерная часть Зыряновской антиклинали слагается нижнепалесозойскими (нижний структурный ярус) отложениями, а сводовая часть и крылья (верхний структурный ярус) — образованиями среднего и верхнего девона — нижнего карбона (рис. 49).

Нижнепалеозойская толща представлена хлоритизированными и серицитизированными флишными песчано-глинистыми породами. Эта толща с угловым несогласием перекрыта осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями ревнюшинской свиты (D_{2rev}). В составе *ревнюшинской свиты* упомянутыми авторами выделяются четыре горизонта:

1) базальный, представленный песчаниками, конгломератами и туфо-конгломератами с обломками подстилающих пород (до 50 м);

2) зернистых кристаллических туфов кислого состава, кварцевых порфиров, переслаивающихся с пачками осадочных алевропелитовых отложений (мощность не выдержана, до 200 м);

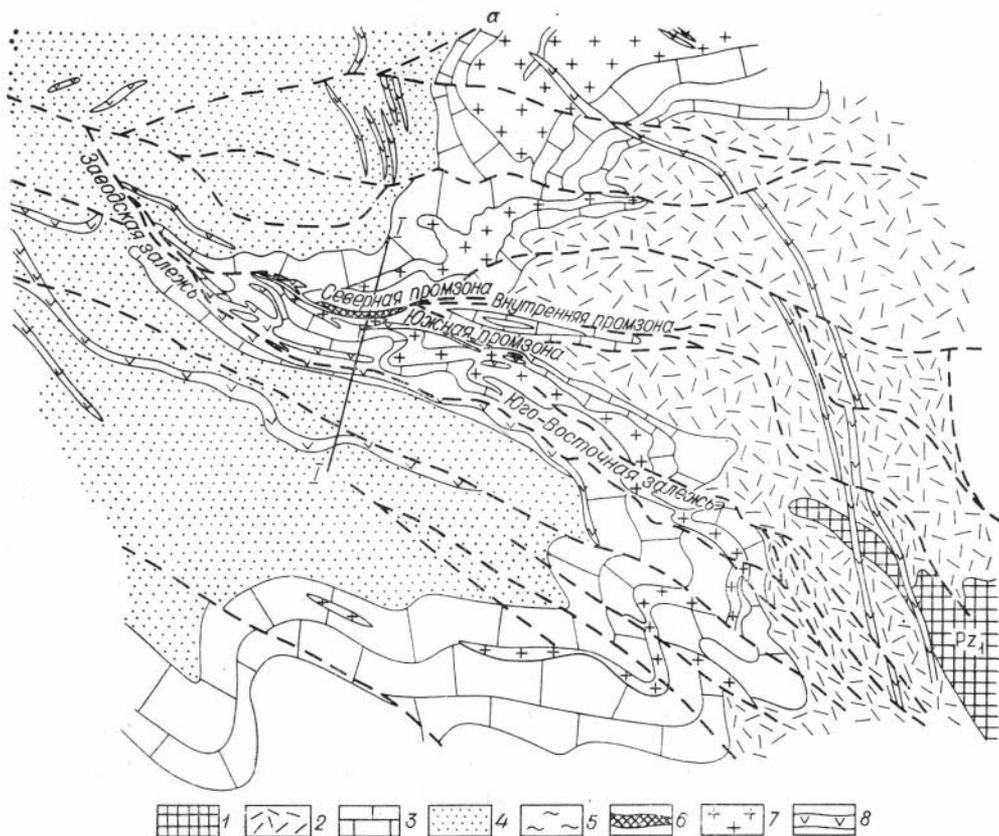
3) порфиригоидный, отличающийся пестротой литологического состава ритмично-переслаивающихся туфогенных и терригенно-осадочных пород с подчиненными согласными телами порфиритов и их туфов, прослоями и линзами кислых вулканогенных пород, рифогенных известняков, алевролитов и реже — углстых сланцев. В составе кластического материала отмечаются обломки порфиритов, кварцевых порфиров, микрокварцитов, лав и туфов порфиритов, насыщенных рудной пылью. Мощности порфиригоидного горизонта изменчива и колеблется в пределах 50—400 м;

4) пятнистый горизонт, завершающий разрез ревнюшинской свиты и характеризующийся частым переслаиванием алевролитов, кварцевых песчаников, туффитов, туфов и лав кислого состава с редкими линзами известняков. В пределах этого горизонта ревнюшинской свиты локализована основная масса сульфидной минерализации Зырянского рудного узла. Отложения пятнистого горизонта, особенно в купольной части Зырянской антиклинали, претерпели интенсивный гидротермальный метаморфизм и превращены в микрокварциты и кварц-серицит-хлоритовые сланцы переменного состава. Мощности этого горизонта резко изменчива, достигает 120 м.

Маслянская свита (D_{2ms}) залегает согласно на отложениях ревнюшинской свиты. Местами контакт между ними тектонический. Разрез маслянской свиты отличается относительной монотонностью. В составе ее выделяются два горизонта известковых алевролитов, разделенных довольно выдержанным порфировым горизонтом, представленным кварцевыми и кварц-полевошпатовыми порфирами, фельзитовыми порфирами, порфирами обломочного строения, кислыми туфами и линзами алевролитов. Генезис горизонта кварц-полевошпатовых порфиров спорен, поскольку наряду с эффузивными имеются признаки интрузивного воздействия этих образований на вмещающие осадочные породы. Мощности маслянской свиты колеблется от 200 до 1000 м.

Магматические образования, развитые на площади Зырянского месторождения, представлены гипабиссальными порфировыми интрузиями и дайками среднего и основного состава (плагноклазовыми, диоритовыми, амфиболитовыми порфиритами). Скопления даек группируются в виде дайковых поясов преимущественно субширотного направления, хотя наряду с последними в пределах северного крыла Зырянской антиклинали формируются дайковые пояса субмеридионального, а на восточном фланге месторождения — порфиритовые тела северо-западного простирания. Кроме того, по мнению М. Г. Хисамутдинова (1956), усиливающийся с глубиной контактовый метаморфизм вмещающих пород Зырянского месторождения свидетельствует о возможном воздействии на них невоскрытых гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса.

В пределах рассматриваемого месторождения пространственно обособляются северное и южное тела кварцевых порфиров, располагающиеся среди алевролитовых отложений маслянской свиты, и центральное тело порфиров, вскрытое среди образований ревнюшинской свиты. Вопрос о происхождении этих порфировых пород является спорным. Многими исследователями они относятся к группе эффузивных и субвулканиче-



ских образований и включаются в состав разреза осадочно-вулканогенных образований среднего девона (М. Г. Хисамутдинов, М. А. Кузьменко, А. К. Каюпов, В. В. Груза, С. М. Глебов, А. И. Духовский и др.). Вместе с тем А. К. Каюповым, В. А. Ким, Л. Г. Никитиным и Е. А. Флеровым (1957), П. В. Иншиным и др. (1964) получены убедительные факты, свидетельствующие об их интрузивной природе и нижнекаменноугольном возрасте. В частности, упомянутыми авторами отмечалось наличие брекчиевидных образований в экзоконтактовых зонах порфировых тел типа «брекчий взрыва», развитие секущих инъекций порфиров во вмещающие алевролитовые породы маслянской свиты и т. д. Центральная порфировая залежь, располагающаяся среди вулканогенно-осадочных отложений ревнюшинской свиты, выделяется Е. А. Никитиным (1963), Э. А. Цвиневым (1970), А. М. Марьиным и Г. Н. Кузьминой (1970) и др. По петрографическим особенностям среди северной, южной и центральной порфировых залежей широким развитием пользуются фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, ортофиры и их обломочные разновидности. В отличие от рассмотренных выше гипабиссальных порфиров и интрузий Салаирского кряжа, химический состав которых соответствует дацитам и андезито-дацитам, порфировые породы зырянского типа обнаруживают повышенную кислотность и представляют собой кварцевые альбитофиры по липаритам и трахилипаритам.

Согласно наблюдениям В. И. Черпова (1968, 1970), для порфировых интрузий рассматриваемого типа характерно двухэтапное формирование и присутствие в их составе наряду с главной также и особой инъекционной разновидности, которая образует в предыдущей систему тонких прожилков и инъекций и местами тонко проникает во вмещающие вулканогенно-осадочные породы. В. И. Черповым отмечаются также признаки

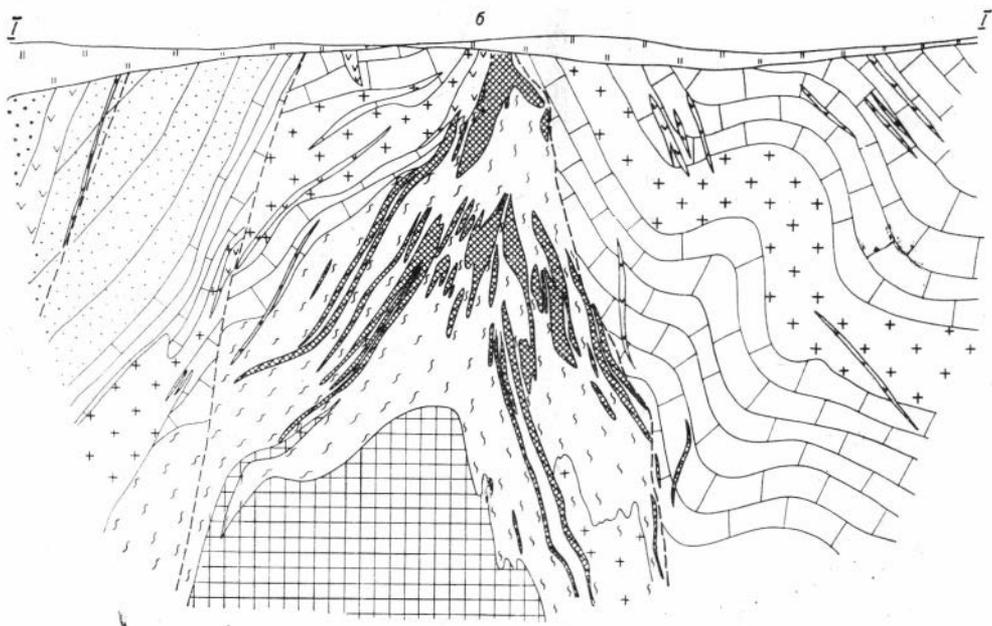


Рис. 49. Схема геологического строения Зыряновского месторождения (а); геологический разрез по I—I (б).

1 — нижнепалеозойские отложения; 2 — вулканогенно-осадочные отложения ревнюшинской свиты (I_2^{rev}); 3 — существенно карбонатные и карбонатно-глинистые отложения маслянинской свиты (D_2^{ms}); 4 — флишиодные отложения хамирской свиты; 5 — зона околорудных гидротермально измененных пород; 6 — рудные тела; 7 — субвулканические интрузии кварцевых порфиров; 8 — дайки диабазовых порфиров.

высокого содержания летучих в исходном расплаве (высокая инъекционная способность, присутствие пузырчатых разностей порфиров и др.). Вместе с тем, по данным Е. А. Никитина (1963), В. И. Чернова (1968), А. М. Марьина (1970) и других исследователей, наряду с зонами тонких инъекций порфиров во вмещающие вулканогенно-осадочные породы вокруг порфировых тел развиваются ореольные процессы типа «порфиризации». При этом в ореольных зонах многоярусных силлов порфиров по карбонатным, алевролитовым, туфогенным и другим отложениям в их приконтактных участках развиваются включения фельзитоподобных кварцевых порфиров в виде желваков, прожилков и гнезд, постепенно сменяющихся зоной рассеянных порфиробласт кварца, полевого шпата или одного из этих минералов. В таких зонах, как показано А. М. Марьиным и Г. Н. Кузьминой (1970), полностью сохраняются все признаки структурно-текстурных особенностей вмещающих порфиры пород. Последние чередко улаиваются в массивных порфирах в виде «просвечивающих» структур. Подобные факты свидетельствуют о том, что наряду с признаками активного воздействия инъекций кварцевых порфиров на вмещающие толщи, сопровождаемого некоторым их раздвиганием, значительная роль принадлежит также явлениям субвулканического магматического замещения («порфиризации»).

Становление порфировых интрузий ленингорско-зыряновского типа, по П. Ф. Иванкину, П. В. Иншину, В. С. Кузепому и др. (1961), синхронно процессам складкообразования. Эффузивные аналоги их отсутствуют, поскольку формирование порфировых тел в близповерхностных внутрикоровых условиях во многом обуславливалось экранирующей ролью кровли карбонатно-глинистых отложений. Тем самым создавалась структурная обстановка, способствовавшая сохранению в магме летучих компонентов и автотермической переработке ими кристал-

лизующихся порфировых интрузий. Воздействие постмагматических растворов на стекловатый базис порфиров типа аддитивной девитрификации (Чернов, 1970) проявилось еще на ранних (додиагенетических) этапах их становления в виде интенсивной калишпатизации и серицитизации, которые, в свою очередь, тесно ассоциируют с более поздней сульфидно-полиметаллической минерализацией.

Центральная порфировая залежь (показана на разрезе рис. 49, б) имеет сложное акколитообразное строение. Общее погружение магматической колонны, сложенной сообщающимися между собой и секущими по отношению к складчатой структуре плито-или силлообразными порфировыми телами, наблюдается в запад-северо-западном направлении. Верхняя часть этой колонны (по Э. А. Цвиневу, 1970) представляет собой систему разрозненных пламеобразных «язычков», выклинивающихся на разных горизонтах. Последние чаще располагаются согласно со слоистостью и расщепкой вмещающих пород. Реже наблюдаются апофизы с секущей ориентировкой по отношению к слоистости.

На более глубоких горизонтах отдельные апофизы постепенно объединяются в единое расширяющееся с глубиной порфировое тело. Согласно расчету Э. А. Цвинсва (1970), в пределах блока Зырянского месторождения длиной 650 м, шириной 430 м и высотой 180 м общая площадь, занятая порфировыми телами, меняется от 4,8 на 5 горизонте до 20,6% на 8 горизонте. Мощность центральной порфировой интрузии возрастает с востока на запад с резким раздувом в центре.

Горизонтальная и вертикальная зональность центральной порфировой интрузии обусловлена тем (Цвинев, 1970), что более глубокие внутренние ее зоны слагаются кварцевыми порфирами, фациально сменяющимися кварц-полевошпатовыми (кварцевыми альбитофирами) разностями промежуточной зоны, а внешняя зона представлена ортофирами (плагиоклаз-микроклиновыми порфирами). Данные закономерности согласуются с особенностями зональности порфировых интрузий Рудного Алтая, по П. Ф. Иванкину и др. (1961).

Интересные закономерности подмечены Э. А. Цвиневым и в отношении объемного распределения количества и размеров порфировых вкрапленников. В частности, в эпидоконтактовых зонах порфировой интрузии последние чаще не превышают 1—2% от общего объема породы, а размеры их не более 0,2—0,3 мм. По направлению к центральным участкам порфировой интрузии количество порфировых вкрапленников кварца постепенно увеличивается до 25—35%, причем величина их достигает 2—3, реже 5 мм. Подобная фациальная структурно-вещественная зональность центральной порфировой залежи является убедительным аргументом в пользу ее внутрикорового происхождения, а объемная дифференциация состава, размеров и количества порфировых вкрапленников свидетельствует об образовании их «на месте», без существенных перемещений после кристаллизации. С порфировыми интрузиями в тесной пространственной ассоциации находится подавляющее большинство проявлений колчеданно-полиметаллической минерализации (по В. И. Чернобу, не менее 70%), в том числе все промышленные месторождения, хотя эти тела слагают менее 10% разреза девонских отложений.

Существуют различные точки зрения относительно форм связи рудной минерализации с проявлениями порфирового магматизма: генетическая (Нехорошев, 1940; Иванкин и др., 1970), парагенетическая (Соколов, 1940; Чернов, 1970), структурная и др. Вместе с тем Н. А. Елисеев (1938), В. В. Груза (1942), Н. А. Севрюгин (1942) и В. П. Нехорошев (1948) рудоносность связывали с гранитоидами змеингорского комплекса. Следует отметить, что решение вопроса о связях оруденения с проявлениями конкретного магматизма довольно сложно, поскольку жилные образования Змеингорского комплекса, развитые в пределах Лениногорско-Зырянской структурно-фациальной зоны, и колчеданно-поли-

металлическое оруденение контролируются общими структурами. Последние обусловили также пространственное распределение древних вулканических аппаратов и субвулканических интрузий (Горжевский, Яковлев, 1957).

Рудоносные порфировые интрузии ленингорско-зырянского типа детально исследованы в петрографическом, петрохимическом и структурном отношении. К сожалению, совершенно не изучены физические условия их становления, состав летучих компонентов. Их исследование важно для выявления ранних признаков зарождающихся в пределах этих магматических образований потенциальных рудообразующих флюидных динамических систем. В связи с этим автором была предпринята попытка анализа первичных расплавных включений, заключенных в фенокристах кварца, в которых законсервированы в почти неизменном виде реликты исходных магматических расплавов.

Температурные условия образования Зырянской порфировой интрузии. В качестве исходного материала для термометрических исследований послужили образцы кварцевых порфиров, отобранные из разных участков порфировой интрузии*: вблизи рудных тел, на значительном удалении от них, в разных сечениях интрузии вкрест ее мощности и из топких апофиз ее во вмещающие породы. В полированных пластинках, изготовленных из кварцевых порфиров Зырянского месторождения, в фенокристах кварца обнаруживаются многочисленные включения в виде округленных обратных бипирамид, длинные оси которых ориентированы строго вдоль оси N_g фенокриста. Размеры включений колеблются в широких пределах — от тысячных до десятых долей миллиметра. Крупные включения часто рассекаются трещинами и оказываются разгерметизированными, поэтому для термометрических исследований использовались мелкие включения. Первичные неразгерметизированные включения чаще заполнены стекловатым прозрачным материалом, в той или иной мере раскристаллизованным. Реже встречаются полностью раскристаллизованные включения с одним или несколькими газовыми пузырьками, в которых заключена слабопросвечивающая бурая стекловатая масса.

При этом обращает на себя внимание степень раскристаллизации метастазиса включений в фенокристах кварца, расположенных в разных частях порфировой интрузии. В частности, в краевых ее зонах и в апофизах преобладают слабо раскристаллизованные или стекловатые включения, а во внутренних участках порфировой интрузии преимущественным распространением пользуются нацело раскристаллизованные включения. Степень раскристаллизации расплавных включений, по-видимому, отражает более высокие темпы кристаллизации внешних зон порфировой интрузии и более медленные — внутренних.

В опытах по нагреванию по мере плавления материала раскристаллизованных включений при температуре свыше 800—900°C появляются газовые пузырьки, которые в стекловатых включениях становятся слабо подвижными, объединяются в один и при дальнейшем нагревании постепенно растворяются в расплаве. При медленном охлаждении во включениях они снова обособляются. Первые замеры температур гомогенизации расплавных включений оказываются завышенными по причинам, рассмотренным выше. В дальнейшем, по мере многократных охлаждений и нагреваний включений температуры их гомогенизации сначала уменьшаются, а затем стабилизируются.

Результаты этих замеров приведены в табл. 10, из которой видно, что температуры гомогенизации расплавных включений, отражающие порядок температур кристаллизации порфировых вкрапленников кварца, находятся в интервале 1200—1300°C, в среднем 1240°C. Сходные значения

* Часть образцов была любезно предоставлена Н. П. Биндеманом.

Результаты термометрических исследований расплавленных включений в фенокристаллах кварцевых порфиров

№ п/п	№ скв. (глубина, м) или № обр.	Положение в разрезе	Краткая петрографическая характеристика пород	Степень раскристаллизованных включений	T начала плавления включений, °С	T гомогенизации, °С
1	2	3	4	5	6	7
Массивные кварцевые порфиры						
1	661/280	Ревнюшинская свита(D ₂ rev)	Кварцевый порфир фельзитовидный. Порфирные вкрапленники кварца составляют 10%. Размер большинства из них 0,05—0,1 мм, редко — до 2 мм	Стекловатые или частично раскристаллизованные	900	1200
2	661/460	То же	То же, но размер вкрапленников кварца 1—2 мм	То же	900	1275
3	661/516	»	То же	Частично раскристаллизованные	900	1300
4	661/590	»	»	То же	900	1210
5	661/620	»	»	»	900	1200
6	661/624	»	»	»	900	1200
7	620/396	»	Кварцевый порфир. Количество фенокристов кварца до 30%, размер 1,5—2 мм	Почти полностью раскристаллизованные	900	1300
8	621/424	»	Кварц-плагноклазовый порфир. Порфирные вкрапленники до 25%, размер их составляет 2—2,5 мм	То же	900	1250
9	621/433	»	То же	»	900	1230
10	614/322	»	То же, но размер порфирных вкрапленников 1—1,5 мм	»	900	1235
11	612/422	»	Фельзитовидный кварцевый порфир. Количество порфирных вкрапленников до 5%, размер 0,5—1,5 мм	»	900	1300
12	1384/213	»	Кварцевый альбитофир. Порфирные вкрапленники до 15%, размер 1—1,5 мм	»	900	1250
13	№ 1025	Зыряновский карьер	Рассланцованный кварцевый порфир альбитизирован. Количество порфирных вкрапленников до 15%, размер до 6 мм	Частично раскристаллизованные	900	1200

Апофизы кварцевых порфиров в алевролитах

14	№ 202	Контакт мощной апофизы с алевролитами	Фельзитовидный кварцевый альбитофир. Количество фенокристов до 10%, размер 0,25—1 мм, реже до 1,5 мм	а) Стекловатые из фенокриста в кварцевом порфире б) Стекловатые из фенокриста в алевролите, соединенном с порфиром тонким прожилком	800—850	1235
					800—850	1225

1	2	3	4	5	6	7
15	№ 78	Тонкие апофизы порфиров в алевролитах	Рассланцованный фельзитовидный кварцевый альбитофир. Количество фенокристов до 10—15%, размер 0,5—1 мм, реже 2—3 мм	Стекловатые включения	800—850	1145
16	№ 88	То же	Фельзитовидный кварцевый альбитофир. Количество фенокристов кварца до 15%, размер 0,5—1,5 мм	То же	800—850	I серия вкл.— 1025 II— 1175
17	№ 204	»	То же	»	800—850	1150

температур (1250°) получены также И. Т. Бакуменко и Н. И. Широких* для порфировых интрузий Бухтарминского полиметаллического месторождения. При этом наиболее высокие температуры гомогенизации расплавных включений (около 1300°С) характерны для внутренних участков порфировой интрузии, а по направлению к внешним контактам интрузии наблюдается тенденция к некоторому снижению этих величин (вплоть до 1200°С).

В одном из участков порфировой интрузии исследован характер дифференциации температур в зоне контакта ее с вмещающими алевролитами. Рассматриваемый контакт довольно резкий, и в алевролитах развивается ореольная зона «порфиризации» шириной в несколько сантиметров, в пределах которой наблюдаются порфировидные вкрапленники кварца, соединяющиеся с основным телом порфиров тонкими фельзитовыми прожилками. В ореольных вкрапленниках кварца отмечаются точно такие же расплавные включения, как и в фенокристаллах порфировой интрузии. Температуры гомогенизации стекловатых расплавных включений в последних составляют около 1235°С. Близкие, но несколько ниже этих величин температуры гомогенизации включений в отщипурованных фенокристаллах, удаленных от контакта на 1,5 см (см. табл. 10, № 14).

Иными значениями исследуемых величин характеризуются тонкие (мощностью до 1 см) апофизы кварцевых альбитофиров, которые в отдельных случаях оказываются на 125—275°С ниже максимальных температур гомогенизации расплавных включений в фенокристаллах кварца из внутренних зон порфировой интрузии (см. табл. 10, № 15—17).

Кроме того, убывание рассматриваемых величин наблюдается не только кверху, но и по падению порфировой интрузии и в направлении ее лежачего бока. Подобная дифференциация температур начала кристаллизации порфировой интрузии в различных ее участках может быть обусловлена гетерогенизацией химического состава и, в частности, повышением концентрации летучих и особенно воды — в ее внешних зонах.

Потенциальную растворимость воды в расплаве гранитного состава можно ориентировочно оценить на основании экспериментальных исследований А. А. Кадика, Е. Б. Лебедева, Н. И. Хитарова (1971); Д. Л. Гамильтона и др. (Hamilton, 1964). Согласно данным, приведенным в этих работах, при 1200°С и давлении 1 кбар растворимость воды в гранитном расплаве составляет около 3,5—4 вес. %, причем в этих условиях вода будет находиться в полностью диссоциированном состоянии с образованием OH^- и H^+ . Между тем отсутствие воды в пузырьках газа, заключенных в расплавных включениях в фенокристаллах кварца, и высокие значения температур их гомогенизации свидетельствуют о резкой недосыщенности исследуемых расплавов водой. Полученные величины близки соответ-

* Устное сообщение.

ствующим величинам температур начала кристаллизации безводных расплавов. В частности, по Р. О. Дэли (1936), конец кристаллизации сухого риолитового расплава соответствует 1260°C , а гранитного — 1255°C . Сходные данные получены также Ю. Н. Кочкиным*, которым исследованы температуры плавления различных изверженных горных пород.

Таким образом, верхние зоны порфировых интрузий Зыряновского месторождения, с которыми находятся в тесной пространственной ассоциации участки промышленной рудной минерализации, не могли явиться непосредственным источником гидротермальных растворов. Последние, по-видимому, имеют более глубинное происхождение и находятся с порфировыми интрузиями в «парагенетической» связи.

Стадийность минерализации, химизм рудообразующих растворов и температурные условия образования рудных тел Зыряновского месторождения. Исследованиями М. Г. Хисамутдинова (1956), А. К. Каюпова и др. (1957) доказан эпигенетический характер колчеданно-полиметаллической минерализации, накладывающейся на готовые пликвативные и дизъюнктивные структуры. Вместе с тем по вопросам стадийности оруденения, условий формирования рудных тел, возраста оруденения и т. п. единого мнения нет.

По данным М. Г. Хисамутдинова, процесс изменения вмещающих вулканогенно-осадочных пород разделяется на три этапа: ранний (высокотемпературный) — магнезиального метасоматоза; средний (среднетемпературный) — калиевого метасоматоза и поздний (средне-, низкотемпературный) — собственно рудный, причем последний дифференцируется на колчеданную и полиметаллическую стадии минерализации. Формирование промышленных скоплений рудных компонентов, по М. Г. Хисамутдинову, начиналось с отложения медноколчеданной минерализации и завершалось последующим развитием цинкового, а позднее свинцово-цинкового оруденения. Характерная особенность Зыряновского месторождения заключается в том, что проявление рудной колчеданно-полиметаллической минерализации локализуется в пределах широкого предрудного ореола ороговивания и скарнирования вмещающих пород, связанного с гранитоидным магматизмом змеиногорского комплекса.

По А. К. Каюпову и др. (1957), схема последовательности изменения вмещающих пород такова: 1) поствулканическая автометаморфическая стадия изменения вулканогенных пород и субвулканических интрузий (альбитизация, серицитизация, окварцевание порфиров и их туфов, пропилитизация основных и средних пород); 2) динамометаморфизм, связанный со складкообразованием и сопровождающийся серицитизацией, хлоритизацией и окварцеванием пород; 3) внедрение даек основного и среднего состава; 4) пневмолито-гидротермальное изменение вмещающих пород (высоко-, средне- и низкотемпературные стадии), включающие развитие рудной минерализации. При этом, по А. К. Каюпову, намечается последовательное сокращение ореолов изменения пород от высоко- к низкотемпературной стадии и расположение продуктов изменения пород в пределах соответствующих зон изменения, обусловленных предшествующими стадиями. Б. И. Вейц и др. (1959) на гидротермальном этапе рудной минерализации выделяют две стадии, обусловленные в основном температурой образования, без существенных перерывов в отложении рудных минералов. В более высокотемпературную стадию гидротермального процесса наряду с кварцем развивается слабая минерализация пльменитом, арсенопиритом, магнетитом, кубанитом и валлеритом с халькопиритом, молибденитом, и появляется пирит.

Во вторую стадию в основном путем метасоматического замещения вмещающих пород развивается основная масса рудных и сопутствующих

* Устное сообщение.

им жильных минералов, характеризующихся коррозионными взаимоотношениями и выделяющихся преимущественно в соответствии с их кристаллизационной способностью. Б. И. Вейц обращает внимание на редкие находки колломорфных структур, обусловленных участием коллоидных рудоносных растворов, и отмечает признаки послерудного динамометаморфизма. Н. И. Шумская (1961) разделяет рудообразующий процесс Зыряновского месторождения на 4 стадии: 1) формирование мелкозернистых сплошных и вкрапленных колчеданных руд; 2) образование мелкозернистых сплошных и вкрапленных смешанных полиметаллических руд; 3) образование сфалерит-галенитовых руд; 4) образование прожилковых крупнокристаллических кварц-карбонат-полиметаллических руд.

Основные доказательства многостадийности рудообразующего процесса Н. И. Шумская основывает на территориальной разобщенности указанных агрегатов, коррозионных взаимоотношениях минералов и взаимопересечении соответствующих прожилков. Следует отметить, что приведенные ею аргументы в пользу многостадийного характера формирования руд можно истолковать также в пользу проявления определенной фациальной зональности и последовательной кристаллизации рудных компонентов без существенных перерывов в этом процессе.

Таким образом, большинством авторов, изучавших Зыряновское месторождение, развивается представление об эпигенетическом характере метасоматической рудной минерализации и возникновении сплошных и вкрапленных руд в течение единого этапа минерализации. Иной точки зрения придерживаются А. С. Тарантов, В. А. Антонов, К. Ф. Ермолаев (1970) и др., которые дифференцируют процесс формирования вкрапленных и сплошных рудных тел. Эти авторы считают, что развитие сплошных мелкозернистых руд Зыряновского месторождения происходило путем одноактного заполнения сложными высококонцентрированными растворами открытых трещинных полостей. Подобная идея об образовании «рудной магмы» впервые была высказана В. А. Крагом в 1893 г. и позднее развивалась Н. Н. Куреком, А. А. Буровым (1934), а за рубежом — Сперром (Spurr, 1923). Сходной точки зрения придерживались М. П. Дробышевский (1961), Ю. Ю. Воробьев (1963), В. А. Нарсеев (1968), П. В. Иншин (1968) при изучении месторождений Рудного Алтая.

Термометрические исследования рудообразующих процессов по ряду месторождений Рудного Алтая проведены М. Г. Хисамутдиновым (1959). Наиболее детально методом гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений им изучены жильные и рудные минералы месторождений Зыряновского района. Результаты данных исследований по Зыряновскому месторождению приведены в табл. 11.

М. Г. Хисамутдиновым проведены также многочисленные определения химического состава водных вытяжек из жильных и рудных минералов разных генераций (рис. 50). Из приведенной диаграммы видно, что существенного различия химического состава сопоставляемых растворов практически не наблюдается, за исключением некоторого обогащения

Т а б л и ц а 11

Результаты термометрических исследований руд Зыряновского месторождения (Хитаров, 1965) (количество определений — 40)

Колчеданная стадия	Мелкозернистые полиметаллические руды		Стадия крупнокристаллических руд
320—260 410—350	250—180 340—260	180—160 260—240	100—90 175—165
(иногда значительно ниже)			

П р и м е ч а н и е. Для каждой стадии числитель — температура растрескивания, знаменатель — температура гомогенизации, °С.

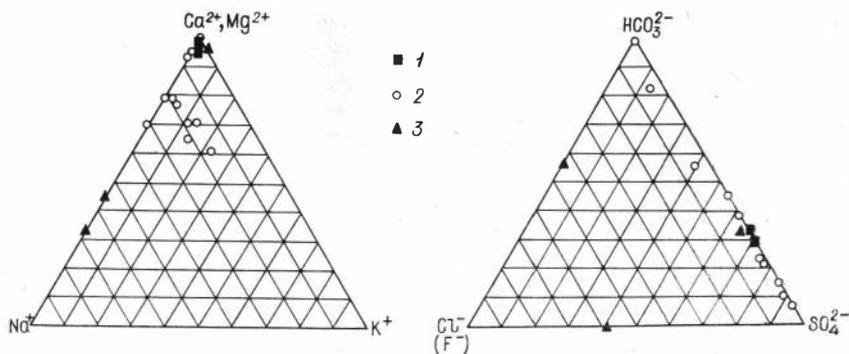


Рис. 50. Диаграмма соотношений катионов и анионов в водных вытяжках из включений в жильных и рудных минералах Зырянского месторождения (по материалам М. Г. Хисамутдинова, 1959).

1 — соотношения компонентов серноколчеданной стадии; 2 — стадии мелкозернистых полиметаллических руд; 3 — стадии крупнокристаллических руд.

минералов мелкозернистых руд натрием. В качестве преобладающего катиона обнаруживается Ca^{++} и подчиненное количество Na^+ , K^+ . Анионный состав рассматриваемых растворов характеризуется преимущественными концентрациями SO_4^{2-} и HCO_3^- наряду с резко подчиненными содержаниями Cl^- и F^- . В отличие от предшествующих образований в минеральных включениях стадии крупнокристаллических руд отмечаются растворы преимущественно хлоридно-натриевого состава при подчиненных концентрациях упомянутых выше компонентов.

Сходные закономерности выявляются и в отношении температур образования метасоматитов различных стадий. Интервал кристаллизации продуктов ранних стадий минерализации составляет $350-160^\circ\text{C}$, а поздних — $175-90^\circ\text{C}$. Иными словами, ранние стадии минерализации практически на пьют более или менее определенных температурных границ или ярко выраженных отличий состава минералообразующих растворов. По этим признакам обособляется лишь поздняя стадия крупнокристаллических руд. Приведенные данные являются дополнительным аргументом в пользу эволюционного одностадийного отложения главной массы рудообразующих компонентов без существенных температурных и временных перерывов.

Результаты дополнительных термометрических исследований, проведенных автором, не противоречат данным М. Г. Хисамутдинова. Вместе с тем опыты по гомогенизации газово-жидких включений в отобранных из разных участков Северной, Южной и Маслянской промзон образцах жильного кварца, сопутствующего главной сульфидно-полиметаллической стадии минерализации, показали, что заметных тенденций в изменении этой величины в горизонтальном направлении практически не наблюдается. Средние значения температур находятся в интервале $250-300^\circ\text{C}$ (табл. 12).

Для проанализированных газово-жидких включений характерны довольно низкие величины температур замораживания (от -60 до -70°C),

Т а б л и ц а 12

Результаты термо- и криометрических исследований газово-жидких включений в жильном кварце, сопровождающем главную стадию рудоотложения

Промзона	Колич. определенных	T, °C	T _{ср.} , °C	T начала таяния замороженных включений, °C	T исчезновения кристаллической фазы, °C
Южная	15	180—350	250	-31,0	-10,5—(-16,0)
Северная	25	200—365	300	-31,0—(-36,5)	-13,9—(-17,0)
Маслянская	10	150—360	285	-31,0—(-32,0)	-13,0

начала таяния (от $-31,0$ до $-36,5^{\circ}\text{C}$) и исчезновения кристаллической фазы (от $-10,5$ до $-17,0^{\circ}\text{C}$). Эти данные свидетельствуют о значительной солевой концентрации растворов. Если принять на основании анализа водных вытяжек преобладание в растворах солей кальция, то их концентрации в жидкости включений составят порядка 15—20 вес. %. Отсутствие видимой жидкой углекислоты в замороженных включениях свидетельствует о ее низком парциальном давлении.

Более определенные тенденции вскрываются при анализе распределения температур гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце Зырянского месторождения в зависимости от глубины (рис. 51). В пределах исследованных промзон температуры гомогенизации включений возрастают с глубиной в среднем на $10-11^{\circ}\text{C}$ на 100 м, их изменение характеризуется следующим уравнением первой степени:

$$T = 250 + 0,1h.$$

Таким образом, от верхней выклинки рудных тел к их корневым зонам температуры минералообразования постепенно повышаются от 250 до 350°C . Иными словами, согласно приведенным термометрическим данным, выявляется вполне определенная вертикальная компонента температурной зональности.

Морфология и вещественная зональность рудных тел. По А. К. Каюпову (1964), в пределах зырянской группы месторождений и рудопроявлений выделяются четыре морфологических типа рудных тел:

- 1) преимущественно согласный пласто- и линзообразный тип с гидротермально-метасоматическим способом рудоотложения;
- 2) секущий линзо- и жиллообразный тип с гидротермально-метасоматическим способом рудоотложения;
- 3) секущий трещинно-жильный тип выполнения при подчиненной роли метасоматоза;
- 4) переходные (и комбинированные) типы между первыми тремя основными. Кроме того, по степени концентрации выделяются «сплошной», вкрапленный, прожилковый и переходные между ними типы руд.

Морфологические особенности рудных тел Зырянского месторождения в значительной степени определяются складчато-разрывными тектоническими структурами. Зоны промышленной колчеданно-полиметаллической минерализации рассматриваемого месторождения локализируются преимущественно в пределах гидротермально-измененного самого верхнего горизонта ревнюшпннской свиты («пятнистого горизонта») и частично захватывают низы горизонтов маслянской свиты. Наибольшая концентрация сульфидных минералов наблюдается непосредственно под отложениями маслянской свиты и постепенно убывает по мере удаления от этого контакта. В качестве литологических горизонтов-экранов выступают толщи алевропелитов, алевролитов, тела субвулканических порфиров и т. д. В связи с этим верхние участки компактных сливных пласто-линзообразных рудных тел с глубиной и по направлению к их лежащему боку переходят в зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Появление литологических ловушек на более глубоких горизонтах, представленных частой перемежаемостью различных по физическим, меха-

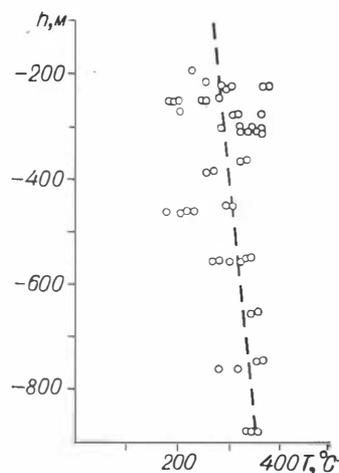


Рис. 51. Схема изменения температур гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце Зырянского месторождения в зависимости от глубины (в отметках глубин относительно современной поверхности).

ническим и химическим характеристикам вулканогенно-осадочных пород ревнюшинской свиты, в значительной мере обусловило многоэтажность в распределении оруденения.

Подобная стратиграфическая приуроченность колчеданно-полиметаллической минерализации к средне- и частично к верхнедевонским отложениям характерна для большинства рудноалтайских месторождений и впервые была подмечена Н. Л. Бубличенко (1945). Позднее идеи о региональном стратиграфическом контроле оруденения на Рудном Алтае развивались сторонниками гипотезы о сингенетичности месторождений вулканогенно-осадочным толщам (Вейц, 1953; Белькова и др., 1954; Дербигов, 1952, 1960; Левоник, 1950). Вместе с тем подобные закономерности находят объяснение и с точки зрения литолого-стратиграфической приуроченности гидротермально-метасоматического оруденения к благоприятным по химическому и литологическому составу и физическим свойствам горизонтам вулканогенных и осадочных пород (Каюпов и др., 1957; Биндеман, 1970).

Следует отметить, что наряду с ярко выраженной литологической приуроченностью в целом Зырянской зоны колчеданно-полиметаллической минерализации к верхам ревнюшинской свиты, более локальные проявления литологического контроля оруденения выражены менее отчетливо. А. К. Каюповым и др. (1957) отмечалась определенная зависимость количественных отношений сульфидных минералов от состава вмещающих пород. В частности, в породах основного и среднего состава и продуктах их метаморфизма преимущественным развитием пользуется пирит-халькопиритовая минерализация, явно преобладающая над галенит-сфалеритовой. В хлоритизированных известковистых алевролитах эти соотношения меняются на обратные.

В структурном отношении наибольшая плотность колчеданно-полиметаллической минерализации тяготеет к купольной части Зырянской антиклинали и шарнирам осложняющих ее брахиантиклинальных складок более низкого порядка. В этих участках преимущественным развитием пользуются линзовидные тела и седловидные залежи. С глубиной в крыльях Зырянской антиклинали последние постепенно переходят в секущие жилообразные тела и зоны прожилково-вкрапленной минерализации, контролируемые зонами интенсивного расщепления и сетчато-трещинными зонами. Подобное сочетание структурных и литологических рудоконтролирующих факторов обусловило общую структуру рудной зоны в разрезе в виде несколько асимметричного веера с вершиной, обращенной кверху (см. рис. 49, б). Сходное веерообразное разветвление рудных зон наблюдается и в плане, в восточном направлении. Такая структура у местных геологов получила название «шатровой».

На вертикальных продольных проекциях зоны полиметаллической минерализации имеют в общем Г-образную форму, что было подмечено П. Ф. Иванкиным (1970). В большинстве случаев контуры рудных зон круто, иногда почти вертикально, погружаются в северо-западном направлении, а на верхних горизонтах они постепенно выполаживаются и вытягиваются к юго-востоку.

Многие исследователи склоняются к мнению, что какой-либо четко выраженной первичной зональности оруденения на Зырянском месторождении не наблюдается. В частности, к подобному выводу пришли Б. И. Вейц, И. В. Покровская и др. (1959) на основании количественных минералогических исследований. По данным этих авторов, количественные соотношения галенита, сфалерита, халькопирита и пирита в сплошных рудах довольно выдержаны и в среднем составляют 1,0 : 2,8 : 1,0 : 1,1, а во вкрапленных рудах — 1,0 : 2,6 : 1,0 : 1,6. К сходному мнению пришли С. С. Геринг, П. Г. Нечуятов и др. (1959), обработав большое количество химических анализов рудничных проб. Авторы допускали лишь общее убывание с глубиной содержания рудных компонентов на-

ряду с незначительным возрастанием относительных концентраций цинка. Аналогичный вывод разделяется также А. К. Каюповым (1957).

Некоторые признаки проявления первичной зональности оруденения приводятся в монографии П. Ф. Иванкина (1970). Автор отмечает повышение относительного количества теллура и селена в восточной расширенной части месторождения и снижение — в западной. По мнению П. Ф. Иванкина, для месторождения характерно обогащение верхних зон золотом, серебром, баритом. С. А. Солтан (1970) отмечает, что для колчеданно-полиметаллических месторождений Зырянского рудного района характерна зональность оруденения, выражающаяся в постепенной смене на глубину цинково-свинцовых руд свинцово- и медно-цинковыми.

Наиболее полно зональность оруденения изучена Е. А. Никитиным (1966). Он статистически обработал большое количество химических анализов по отдельным участкам Зырянского месторождения. Установлен плавный переход от существенно цинковых руд, характерных для нижних частей рудных тел, в свинцово-цинковые в их верхних зонах. Повышенные концентрации меди при этом занимают переменное положение в разрезе и не обнаруживают более или менее четкой корреляции со свинцово-цинковой минерализацией. Для некоторых рудных тел Е. А. Никитин отмечал проявление срединных «цинковых стержней», окруженных рубашкой полиметаллических руд (рис. 52).

Таким образом, по поводу существования первичной зональности оруденения на Зырянском месторождении существуют самые противоречивые мнения. Одними авторами полностью отрицается существование какой-либо зональности, другими допускается ее проявление в рамках классической схемы, которая несколько усложняется переменным распределением повышенных концентраций меди. Как будет показано ниже, подобное кажущееся отсутствие зональности или сведение ее к упрощенным схемам не соответствует действительности. На основании проведенной нами объемно-статистической обработки химических анализов эксплуатационно-разведочных проб (свыше 100 000 цифр), характеризующих главные рудные залежи («промзоны») Зырянского месторождения от их верхней до нижней выклинки, выявлена сложная полиморфная зональность оруденения. Подобно колчеданно-полиметаллическим месторождениям Салаирского кряжа, для Зырянского месторождения также характерно развитие многоярусной ритмической зональности.

Первичной основой для анализа закономерностей пространственной дифференциации ведущих рудообразующих компонентов послужили отстроенные автором около 100 геометрических проекций изолиний распределения средних концентраций, линейных запасов и различных комбинаций соотношений меди, свинца, цинка, серебра и золота.

Закономерности распределения повышенных концентраций в пределах рудных тел Зырянского месторождения. Как уже отмечалось, рудные тела Зырянского месторождения представляют собой уплощенной формы зоны повышенной сульфидной минерализации, сильно вытянутые по простиранию и усложненные пережимами, раздувами мощностей и переходами по простиранию и падению в ветвящиеся апофизы.

Изучение геохимических разрезов показало, что зональность рудных тел по мощности выражена слабо. В связи с этим при анализе зональности особое внимание уделялось исследованию горизонтальной и вертикальной ее составляющих на вертикальных продольных проекциях отдельных промзон. В качестве примера геометрических отстроек в схематизированном виде приведены графики распределения свинца, цинка и меди на вертикальной продольной проекции Северной промзоны (рис. 53).

Обращает на себя внимание то, что наряду с тесной пространственной сопряженностью максимумов концентраций рассматриваемых метал-

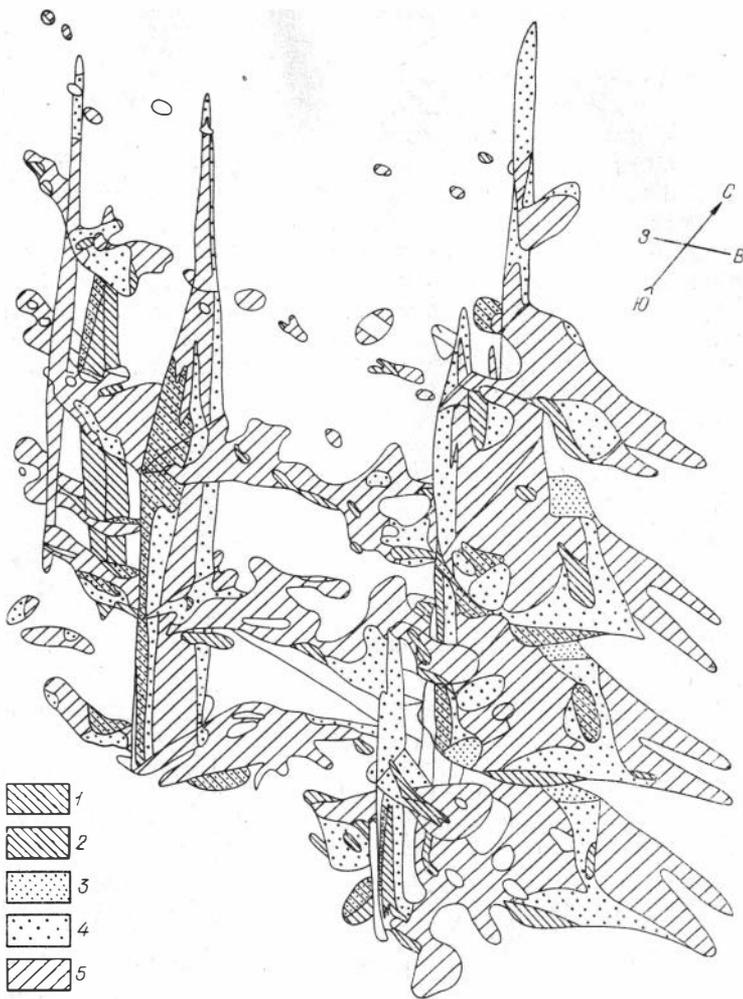


Рис. 52. Схема зональности оруденения одного из рудных тел Зырянского месторождения по Е. А. Никитину.

Распределения содержаний компонентов, отн. %: 1 — свинец 50—65; 2 — свинец 65—100; 3 — свинец и цинк — 50; 4 — цинк 50—65, 5 — цинк 65—100.

лов каждый из них ведет себя самостоятельно. В частности, участки, обогащенные свинцом, цинком и медью, имеют сходную конфигурацию, элементы V-образного строения рудных столбов. Вместе с тем наблюдается относительное смещение контуров изолиний, появление для цинка и меди в нижних частях Северной промзоны дополнительных максимумов, не характерных для свинца, и т. д.

Из приведенного примера видно, что величина относительного смещения сопряженных максимумов различных рудных компонентов чаще незначительна. В связи с этим для наглядности и компактности изображения качественные проекции обобщены в виде рис. 54. В пределах вертикальных продольных проекций Северной, Южной, Внутренней, Маслянской промзон и Юго-Восточной залежи нанесены контуры участков, обогащенных свинцом, цинком и медью, геометрические центры их максимумов, а также проекции мод серебра и золота. Приведенная схема отражает ярко выраженный столбовой характер оруденения. Основные закономерности пространственной дифференциации рудных столбов сводятся к следующему:

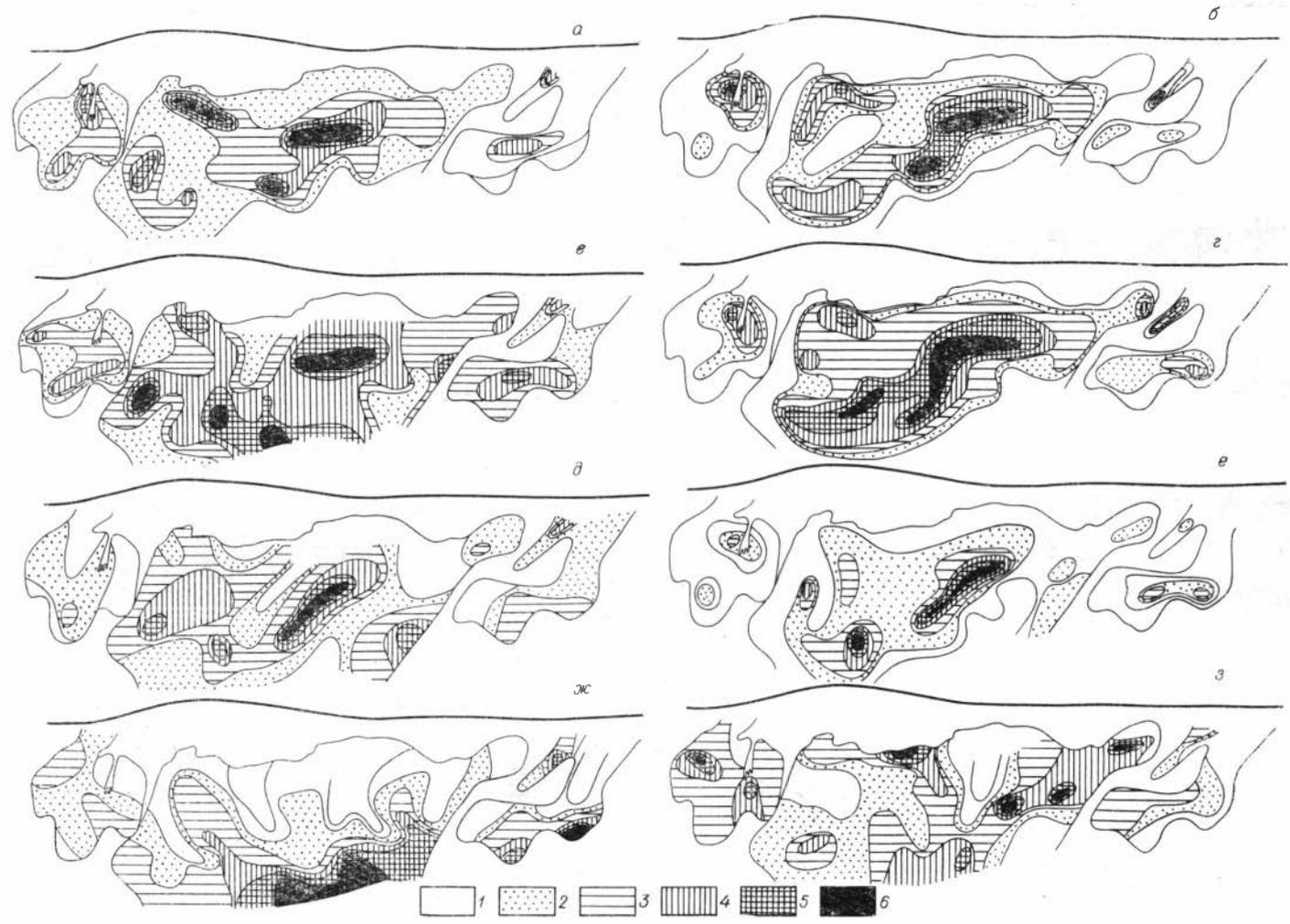


Рис. 53. Схемы пространственной дифференциации средних концентраций и линейных запасов свинца (а, б), цинка (в, г), меди (д, е) и соотношений Zn/Pb и Cu/Zn (ж, з) на вертикальной продольной проекции Северной промзоны.

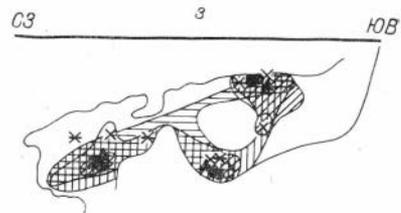
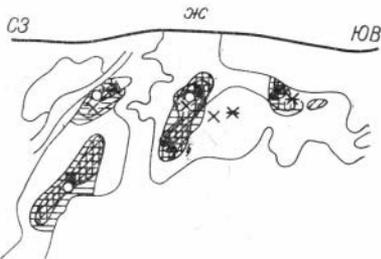
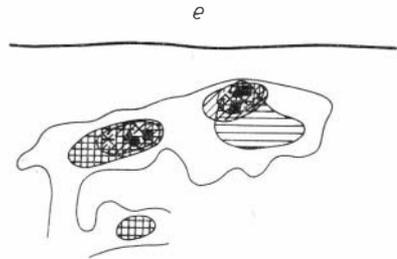
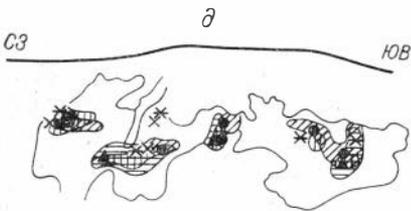
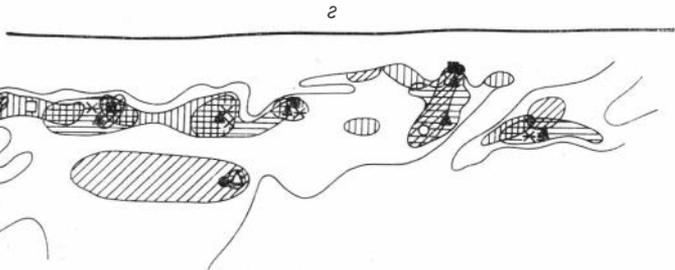
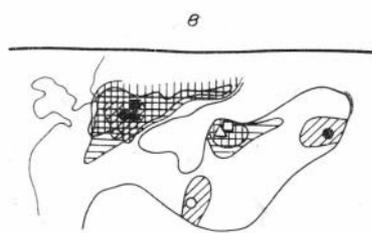
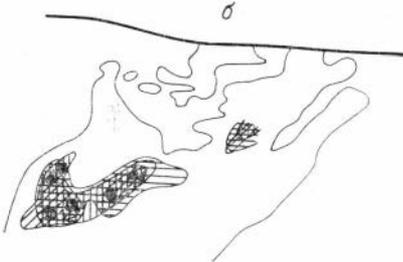
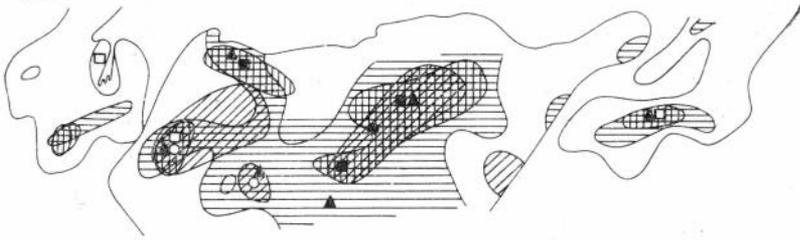


Рис. 54. Схема пространственной дифференциации участков повышенных концентраций меди (1), свинца (2), цинка (3) и проекций центров тяжести главных (сплошных) и второстепенных максимумов меди (4), свинца (5), цинка (6), золота (7) и серебра (8) в рудных телах Зыряновского месторождения.

а — Северная промзона; б — линза Новая; в — Внутренняя промзона; г — Южная промзона; д — северная ветвь Маслянской промзоны; е — северное крыло Юго-Восточной залежи; ж — южное крыло Маслянской промзоны; з — южное крыло Юго-Восточной залежи. Относительное размещение залежей в горизонтальном (субширотном) направлении примерно соответствует их расположению на месторождении.

1) рудные столбы рассматриваемых металлов имеют преимущественно северо-западное склонение, согласное с погружением контуров рудных тел. Наряду с этим отмечаются элементы подчиненного встречного юго-восточного склонения рудных столбов;

2) наиболее обогащенные участки рудных тел тяготеют к фронтальным частям, хотя несколько опущены относительно верхних кромок;

3) в пределах полого- и крутосклоняющихся встречных рудных столбов развивается несколько пологих, почти горизонтальных уровней группировки максимумов концентраций рудных компонентов. Последние трассируются цепочками вдоль отдельных горизонтов примерно через одинаковые интервалы. С глубиной количество рассматриваемых максимумов убывает, отражая общую тенденцию к выклиниванию рудных тел. В пределах Зырянского месторождения наблюдается 2—3, иногда до 4 подобных уровней группировки максимумов;

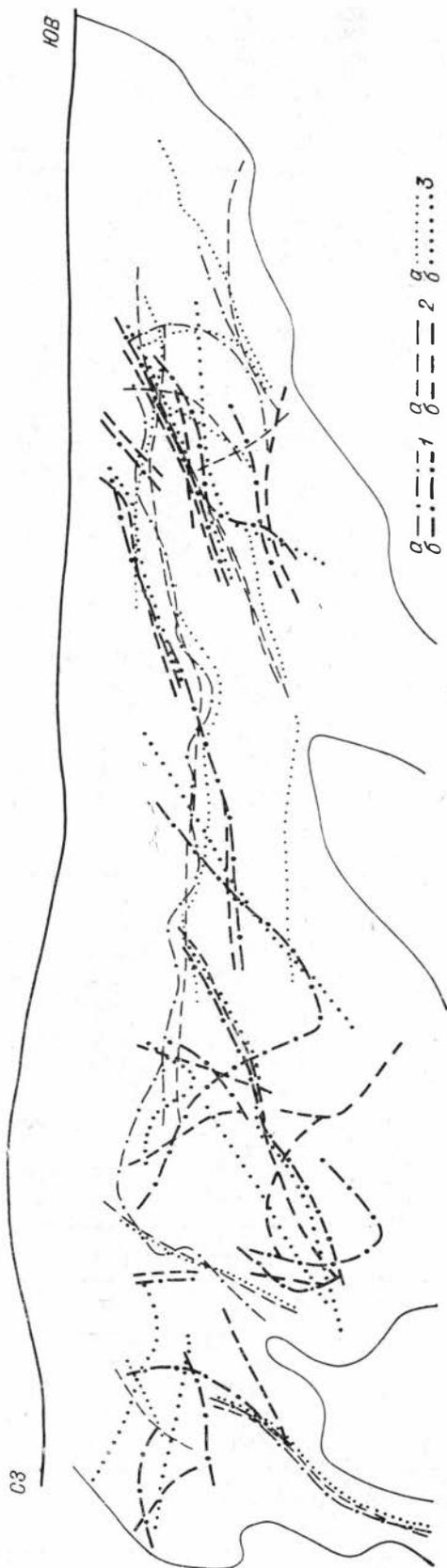
4) контуры рудных столбов металлов смещены относительно друг друга в соответствии с общим планом зональности. При этом рудные столбы цинка чаще несколько опущены по сравнению с участками повышенных концентраций свинца. Зоны обогащения медной минерализации занимают переменное положение, хотя чаще располагаются на уровне цинковых рудных столбов или несколько ниже. В нижних частях и на флангах Северной, Южной и Внутренней промзон формируются самостоятельные участки повышенных концентраций меди, пространственно обособленные от рудных столбов других металлов;

5) интенсивность пространственной дифференциации рудных столбов различных компонентов возрастает от нижних к верхним выклинкам и флангам рудных тел;

6) зоны повышенных концентраций серебра и золота тяготеют к верхним, фронтальным частям рудных тел. Они частично сопрягаются с участками рудных тел, обогащенных свинцово-цинковой минерализацией, а также образуют самостоятельные максимумы.

Для более детального сравнительного анализа закономерностей пространственной локализации рудных столбов, развивающихся в пределах северного и южного крыльев Зырянской антиклинали, автором отстроена сводная проекция осевых линий рудных столбов, свинца, цинка и меди на вертикальную плоскость северо-западного простирания (рис. 55). В рудных зонах, приуроченных к южному крылу Зырянской антиклинали, развиты три главные системы пространственно дифференцированных рудных столбов, эшелонированных на разных горизонтах. В юго-восточных частях рудной зоны они полого склоняются к северо-западу под углом 20—25°. В центральных участках рудной зоны рудные столбы залегают почти горизонтально (Южная промзона), а далее к северо-западному флангу рудной зоны склонение их становится пологим, юго-восточным (под углами 5—10°). Затем, в пределах Маслянской промзоны, склонение системы рудных столбов резко меняется на крутое северо-западное (под углом 65°). Рассматриваемые системы параллельно залегающих и S-образно изогнутых рудных столбов на юго-восточном фланге рудной зоны осложняются диагонально и поперечно ориентированными рудными столбами. Последние представлены серией крутосклоняющихся рудных столбов в северо-западном и юго-восточном направлениях, образующих веерообразно расходящийся пучок.

В пределах группы рудных тел, залегающих в северном крыле Зырянской антиклинали, формируются в общем более крутосклоняющиеся рудные столбы, чем в южном ее крыле, хотя залегание их во многом сходно. На юго-восточном фланге развивается сходная с южной двух-, трехъярусная система рудных столбов, склоняющихся под углом 25—30° к северо-западу и несколько выполаживающихся к средним частям рудной зоны. На северо-западном фланге последней появляются



встречно ориентированные V-образные рудные пучки, обусловленные формированием следующей системы рудных столбов: 1) рудные столбы, склоняющиеся к северо-западу под углами $30-55^\circ$; 2) поперечные к предыдущим рудные столбы крутого юго-восточного склонения (под углами $55-70^\circ$, редко до $85-90^\circ$); 3) система пологих встречно ориентированных рудных столбов, приуроченная к верхним северо-западным флангам рассматриваемой рудной зоны.

Таким образом, морфология зон повышенных концентраций ведущих рудообразующих компонентов обусловлена комбинированным влиянием структурно-литологических факторов, экранирующим влиянием отложений маслянской свиты, строением Зырянской антиклинали и осложняющих ее пологих флексурных зон, сочетанием складчатых структур с крутыми продольными и поперечными разрывными структурами и др. В частности, пологое залегание шарнира Зырянской антиклинали и крутое погружение его в северо-западной части месторождения сказываются на описанном выше распределении рудных столбов. В зоне пересечения складчатой структуры с поперечными крутозалегающими разрывными нарушениями формируются диагональные рудные столбы встречного склонения и т. д. Вместе с тем характер пространственного распределения рудных столбов в значительной степени определяется особенностями миграции и внутренней эволюции рудообразующей гидротермальной системы. Развивающиеся при этом зоны сульфидной минерализации не пассивно повторяют морфо-

Рис. 55. Сводная вертикальная продольная проекция осевых линий максимумов концентраций свинца (1), цинка (2) и меди (3) Зырянского месторождения.

a — осевые линии рудных столбов, развивающихся в пределах северного крыла Зырянской антиклинали, *б* — в пределах южного крыла.

логию предрудных складчато-трещинных структур, подобно отливке металла в форме, а сопровождаются формированием самостоятельных «динамических структур». Последние проявляются в виде веерообразно растекающихся рудоносных струй в пределах продольных щелевидных каналов (продольных зон рассланцевания и трещиноватости), пространственно дифференцированных рудных столбов, обусловленных неравномерным выпадением сульфидов из фильтрующегося потока рудоносных растворов, многоярусно эшелонированных систем рудных столбов и т. д.

Особенности пространственной дифференциации линейных запасов металлов в рудных телах Зырянского месторождения. Контуры участков локализации максимумов линейных запасов в пределах рудных тел Зырянского месторождения сходны с контурами зон повышенных концентраций. Это связано с высокими значениями коэффициентов корреляции концентраций рудных компонентов и мощностей рудных тел. В большинстве случаев участки повышенных концентраций тяготеют к раздувам мощностей рудных залежей. Например, как показано на рис. 53, отражающем проекцию Северной промзоны, распределение линейных запасов свинца, цинка и меди во многом аналогично положению максимумов их концентраций. Вместе с тем отмечается некоторая самостоятельность в распределении сопоставляемых величин. В частности, появляются дополнительные максимумы, изменяются конфигурация и ориентировка их осевых линий.

На рис. 56 изображены совмещенные контуры участков преимущественной локализации запасов свинца, цинка и меди и размещение геометрических центров тяжести их главных и второстепенных максимумов на вертикальной продольной проекции рудных зон. Сделанные выше выводы относительно закономерностей пространственной дифференциации максимумов концентраций металлов, распределения их осевых линий, многоярусного характера сульфидной минерализации справедливы и для линейных запасов. Однако последние часто более компактно локализованы в пределах определенной группы максимумов и, хотя тяготеют к осевой части Зырянской антиклинали, во многих рудных залежах несколько опущены относительно зон повышенных концентраций.

В обобщенном виде размещение суммарных мощностей рудных тел Зырянского месторождения, спроецированных на вертикальную плоскость северо-западного простирания, представлено на рис. 57. Рисунком построен путем суммирования поверхностей распределения мощностей отдельных рудных тел и позволяет выявить некоторые общие закономерности локализации запасов рудных компонентов в пределах Зырянской антиклинальной структуры. В частности, сводная проекция суммарных мощностей рудных тел представляет собой пологую, почти горизонтальную зону колчеданно-полиметаллической минерализации, которая расщепляется снизу, в северо-западной части, на две ветви со встречным склонением по их падению. Крайняя из них, северо-западная, имеет почти вертикальное склонение. Вторая под углом 30° склоняется в северо-западном направлении. Намечается также слабо выраженная третья рудная ветвь северо-западного склонения. В пределах пологой зоны оруденения развиваются четыре рельефных максимума, взаимно удаленных через четкий ритмический шаг. Тем самым, обобщенные контуры зоны фиксации сульфидной минерализации Зырянского месторождения на вертикальной продольной проекции имеют несколько искаженную Г-образную конфигурацию, которая обусловлена сочетанием пологих пликативных и крутопадающих дизъюнктивных рудолокализирующих структур.

Зональность распределения относительных концентраций металлов в рудных телах Зырянского месторождения. На зональное поведение

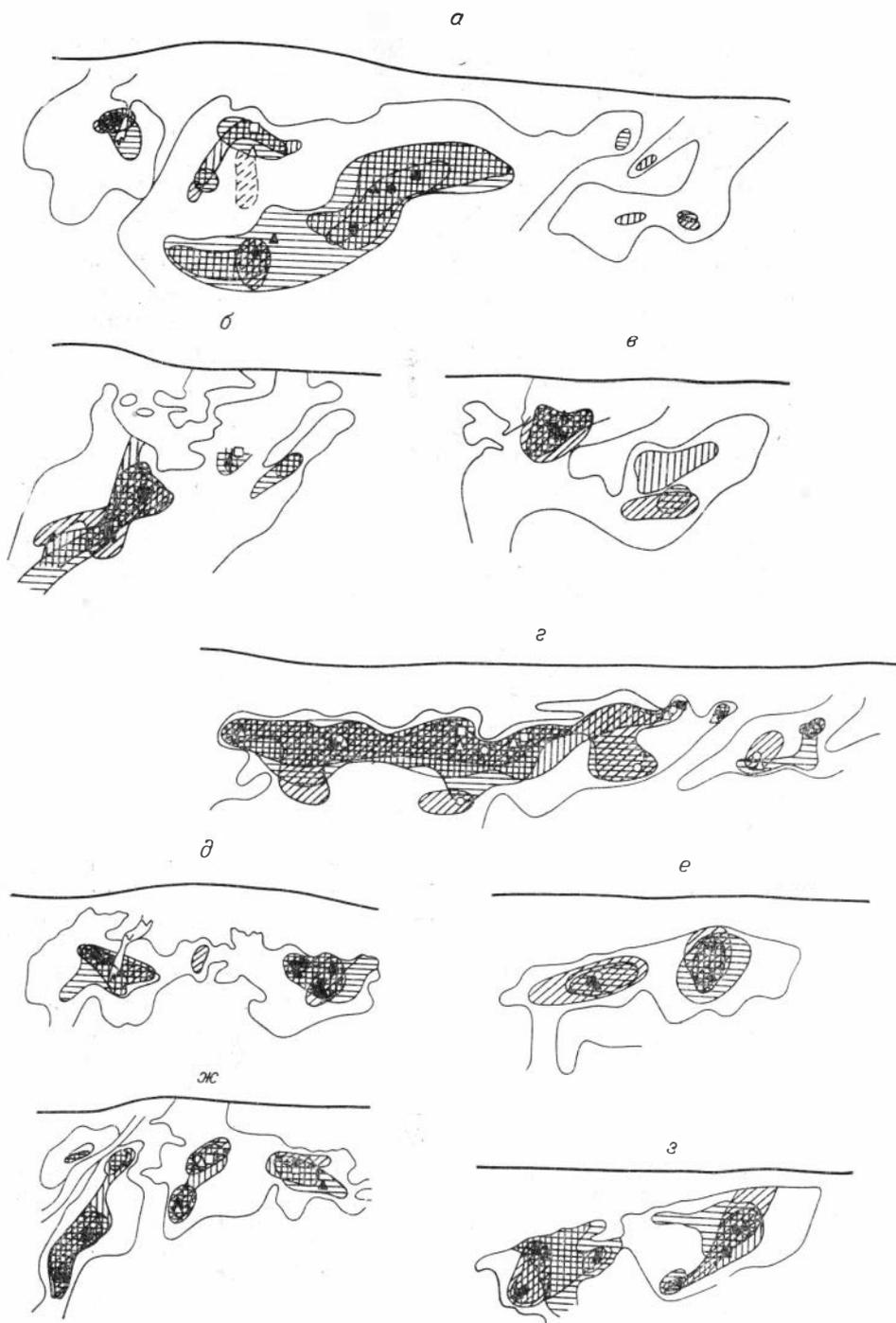


Рис. 56. Схема распределения максимумов линейных запасов свинца, цинка и меди и их центров тяжести на вертикальных продольных проекциях рудных тел Зырянского месторождения.

Усл. об. см. на рис. 54.

соотношений рудообразующих компонентов в рудных телах Зырянского месторождения, как уже отмечалось выше, впервые обратил внимание С. С. Геринг и др. Е. А. Никитиным исследован характер распре-

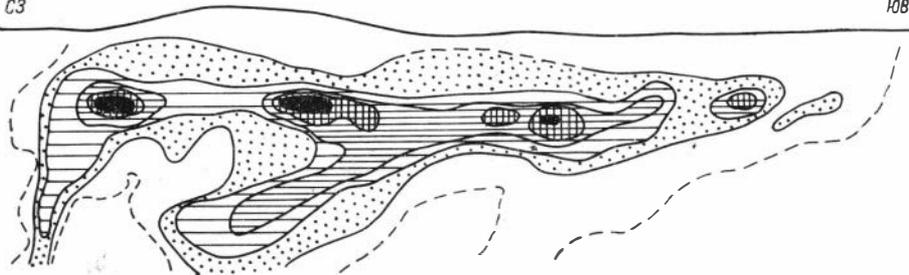


Рис. 57. Сводная вертикальная продольная проекция суммарных мощностей рудных тел Зырянковского месторождения. Густота штрихов соответствует интенсивности изолиний.

деления свинцово-цинковых и других соотношений в ряде рудных тел от их верхней выклинки до нулевого горизонта. Одна из типичных блок-диаграмм по Е. А. Никитину приведена в схематизированном виде на рис. 52. Диаграмма отражает сложный желвачно-линзовый характер пространственной дифференциации рассматриваемых компонентов. В средних частях рудных тел намечаются своеобразные «цинковые ядра», окруженные «рубашкой» свинцово-цинковой и свинцовой минерализации. Намечается также некоторая тенденция к обогащению всякого бока и флангов рудных тел свинцовой минерализацией. Подобные закономерности характерны для верхних и средних участков рудных тел. Наиболее же интересные в генетическом отношении зоны выклинивания рудных тел на глубину практически не исследованы.

В связи с этим автором проведена объемно-статистическая обработка данных по распределению различных комбинаций соотношений свинца, цинка, меди, серебра и золота в пределах разведанной глубины рудных залежей Зырянковского месторождения. Пространственное размещение соотношений рассматриваемых компонентов не соответствует характеру дифференциации их концентраций и линейных запасов. В общем случае максимумы соотношений локализуются независимо от положения максимумов концентраций соответствующих компонентов, а проекции их изолиний имеют концентрическое строение и последовательно изменяются от «корневых» участков рудных тел к зонам их верхней выклинки.

Одним из наиболее интересных в генетическом отношении является характер пространственной дифференциации соотношений цинк/свинец. В качестве примера на рис. 53, ж приведена вертикальная продольная проекция изолиний данных величин в пределах Северной промзоны. Абсолютная величина средних соотношений цинк/свинец во многих глубоко разведанных рудных телах Зырянковского месторождения постепенно возрастает от верхних зон к нижним соответственно от 0,5 до 100 единиц и более. Иными словами, существенно галенитовый и сфалерит-галенитовый типы руд переходят с глубиной в галенит-сфалеритовый и сфалеритовый, хотя преобладающей на месторождении является галенит-сфалеритовая разновидность.

В большинстве случаев наблюдается «прямая» зональность оруденения, обусловленная распределением выделенных зон в указанной выше последовательности. Подобная зональность характерна, например, для Северной, Южной и Внутренней промзон, южного крыла Маслянской промзоны и северного крыла Юго-Восточной залежи (рис. 58). Вместе с тем на Зырянском месторождении подчиненное значение имеют рудные тела или отдельные их участки с «обратной» зональностью. В частности, верхние зоны южного крыла Юго-Восточной залежи и линзы Новой представлены сфалеритовым типом руд, сменяющимся с глубиной

а

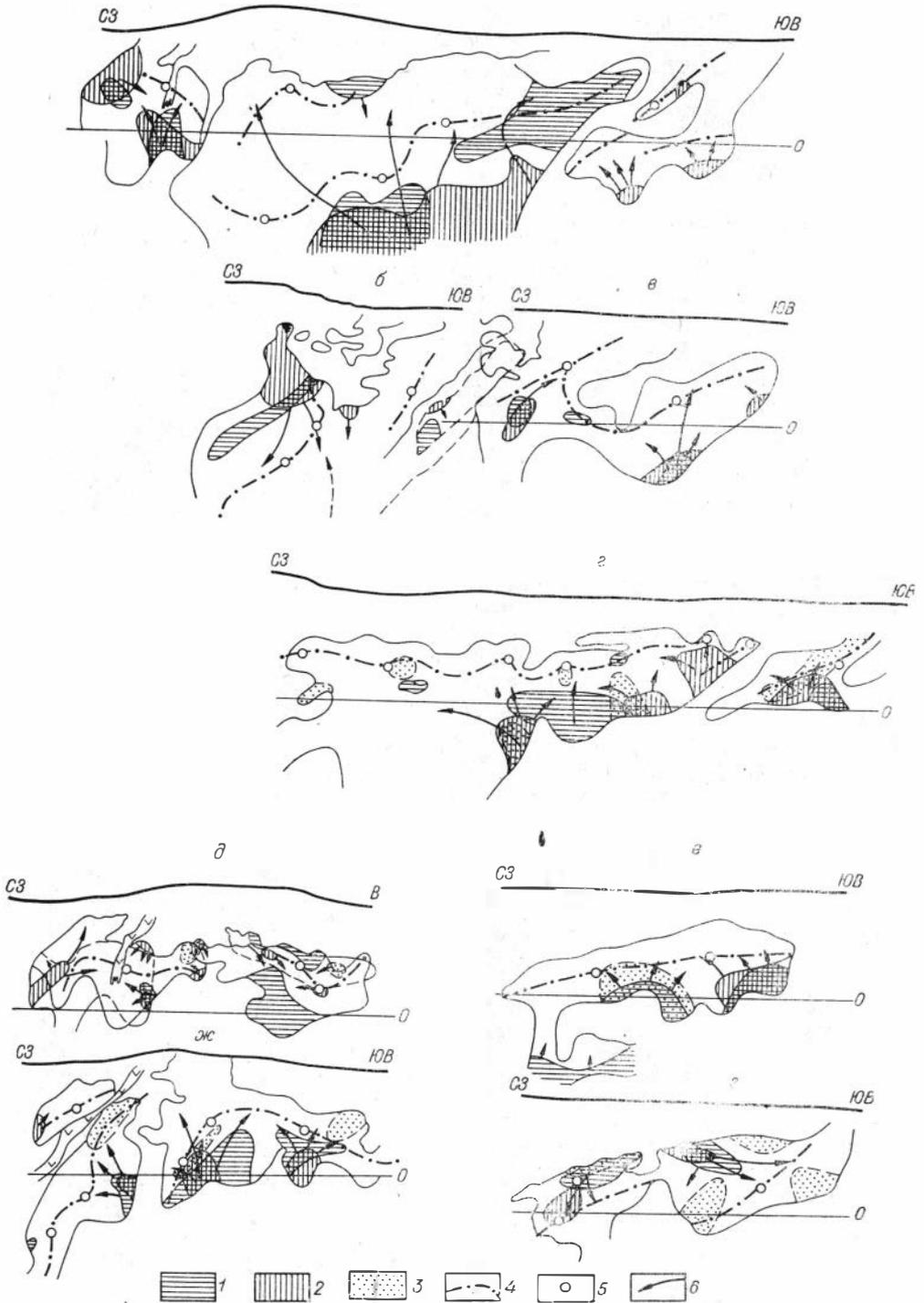


Рис. 58. Схема распределения максимумов соотношений Zn/Cu (1), Zn/Pb (2), Ag/Au (3), осевых линий (4) и центров максимумов линейных запасов свинца (5) и возможные предполагаемые пути миграции рудообразующих растворов в пределах областей развития рудных тел Зырянского месторождения (вертикальные продольные проекции); б — предполагаемые пути миграции растворов.

галенит-сфалеритовым и галенитовым. В отдельных случаях наблюдается также повторение «прямой» или «обратной» зональной колонки на разных гипсометрических уровнях (линза Новая, юго-восточный фланг Северной промзоны и др.). Подобные искажения классической схемы зональности, как будет показано ниже, обусловлены особенностями миграции рудоносных растворов, при которых на фоне преобладающего восходящего потока происходило горизонтальное и нисходящее движение рудоносных струй. Столь же сложно распределение изолиний средних соотношений цинк/медь. Они имеют концентрическое строение, подобное изолиниям соотношений цинк/свинец, однако максимумы соотношений цинк/медь на вертикальных продольных проекциях фиксируются на разных гипсометрических уровнях. В частности, на приведенной схеме Северной промзоны, иллюстрирующей характер пространственной дифференциации соотношений цинк/медь, отчетливо выделяются по крайней мере три пологих уровня группировки рассматриваемых максимумов (см. рис. 53, з). В зональной колонке участки повышенных относительных концентраций меди занимают переменное положение, хотя и тяготеют к областям преимущественного развития галенитовой и сфалерит-галенитовой минерализации. Аномально высокие зоны относительных концентраций меди условно показаны на рис. 58.

Изолинии соотношений серебро/золото располагаются в основном подобно соотношениям цинк/свинец, однако носят более многоярусный характер дифференциации максимумов, выражая общую тенденцию к возрастанию относительных концентраций серебра по направлению к верхним выклинкам рудных тел.

Таким образом, исследование пространственной дифференциации соотношений ведущих рудообразующих компонентов показывает, что в рудных телах Зырянского месторождения проявляется ярко выраженная зональность. Если принять, что по направлению мигрирующих рудоносных гидротермальных растворов происходила последовательная смена существенно медной минерализации цинковой и затем свинцовой, то преобладающей на месторождении является «прямая» зональность и восходящая миграция рудоносных гидротермальных растворов в виде потоков, веерообразно растекающихся кверху. Положение главных векторов зональности или направлений преимущественной дифференциации рудообразующих компонентов, отстроенных на основании анализа распределения рассмотренных выше соотношений, показано на рис. 58. На данной схеме нанесены также максимумы соотношений цинк/медь, цинк/свинец, серебро/золото, осевые линии и центры тяжести максимумов линейных запасов свинца. Видно, что наряду с преобладающим пологим и крутым северо-западным склонением рудных столбов ориентировка преимущественных векторов зональности и, вероятно, восходящая миграция рудоносных гидротермальных растворов происходила в диагональном северо-западном направлении. При этом массовое выпадение сульфидов происходило во фронтальных частях фильтрующихся продуктивных флюидов. Как видно из рис. 58, восходящая миграция рудоносных гидротерм осложняется локальными нисходящими и горизонтальными потоками по сопряженным проводящим структурам.

Например, северное крыло Юго-Восточной залежи сформировалось путем выпадения сульфидов из восходящего потока гидротерм, а южное — из нисходящего. В пределах отдельных зон развития рудной минерализации прослеживаются также встречные потоки на фоне господствующих восходящих.

Обобщенная картина пространственной дифференциации рудообразующей флюидной динамической системы в зоне формирования Зырянского месторождения приведена на рис. 59, представляющем собой сводную вертикальную продольную проекцию рудных тел. На данной схеме нанесены также участки повышенных суммарных мощностей руд-

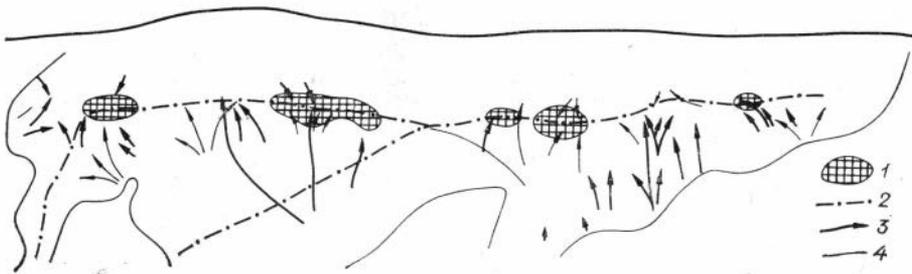


Рис. 59. Сводная схема путей миграции рудообразующих растворов и проекция максимумов и осевых линий суммарных мощностей Зыряновского месторождения (вертикальная продольная проекция).

1 — контуры максимумов линейных запасов свинца; 2 — проекция их осевых линий; 3 — проекция векторов зональности оруденения, приуроченного к северному крылу Зыряновской антиклинали; 4 — то же, к южному.

ных тел и осевые линии «главного рудного столба». Эта схема показывает, что зоны раздувов суммарных мощностей рудных тел коррелируются со сгущением роев векторов, отражающих положение главных рудоносных струй, причем наиболее интенсивные максимумы оруденения проявляются в зоне развития встречных рудоносных потоков. Приведенная схема отражает также многоцентровый характер миграции питающих рудоносных потоков вопреки распространенному среди разведчиков Зыряновского месторождения мнению о существовании единого рудоподводящего центра, расположенного в северо-западной части месторождения. При этом выделяется несколько подобных интенсивных рудогенерирующих потоков, развивающихся на фоне сквозной миграции гидротерм, вдоль продольных щелевидных разрывных структур, осложняющих зыряновское антиклинальное сооружение.

На основании анализа пространственного распределения соотношений Zn/Pb , Zn/Cu и Cu/Pb намечается определенная схема сквозной фациальной зональности рудных залежей Зыряновского месторождения. При этом за условные границы зон приняты величины инверсии рассматриваемых соотношений, а в случае их постепенного возрастания или убывания — минимумы гистограмм в соответствии с рассмотренной выше методикой (Нарсеев, Левин, Лось, 1972). На рис. 60 условно выделяются восемь зон, которые соответствуют следующей последовательности изменения рудной минерализации (снизу вверх): $Zn \rightarrow (Pb - Zn) \rightarrow (Zn - Pb - Cu) \rightarrow$ или $(Cu - Pb - Zn) \rightarrow (Pb - Cu - Zn) \rightarrow (Cu - Zn - Pb) \rightarrow (Cu - Pb)$. Тем самым, по падению и восстанию рудных залежей намечается тенденция к упрощению состава минеральных парагенезисов, а к их центральным зонам — к их усложнению. Общая эволюция изменения состава рудных парагенезисов по восстанию рудных залежей выражается в убывании относительных концентраций цинковой и возрастания свинцовой минерализации. К средним частям рудных тел повышаются относительные концентрации медной минерализации. Следует отметить, что полный набор упомянутых зон наблюдается лишь в пределах Северной промзоны, в отдельных участках которой намечаются элементы концентрически-зонального строения. В большинстве же случаев некоторые зоны отсутствуют и наиболее распространенными являются свинцово-цинковая и медно-свинцово-цинковая ассоциации. Картина фациальной зональности имеет в общем мозаично-блочный характер, который усложняется многоярусным размещением рассматриваемых зон.

О проявлении ритмической зональности рудных тел Зыряновского месторождения. Закономерности пространственного распределения линейных запасов, концентраций и соотношений ведущих рудообразую-

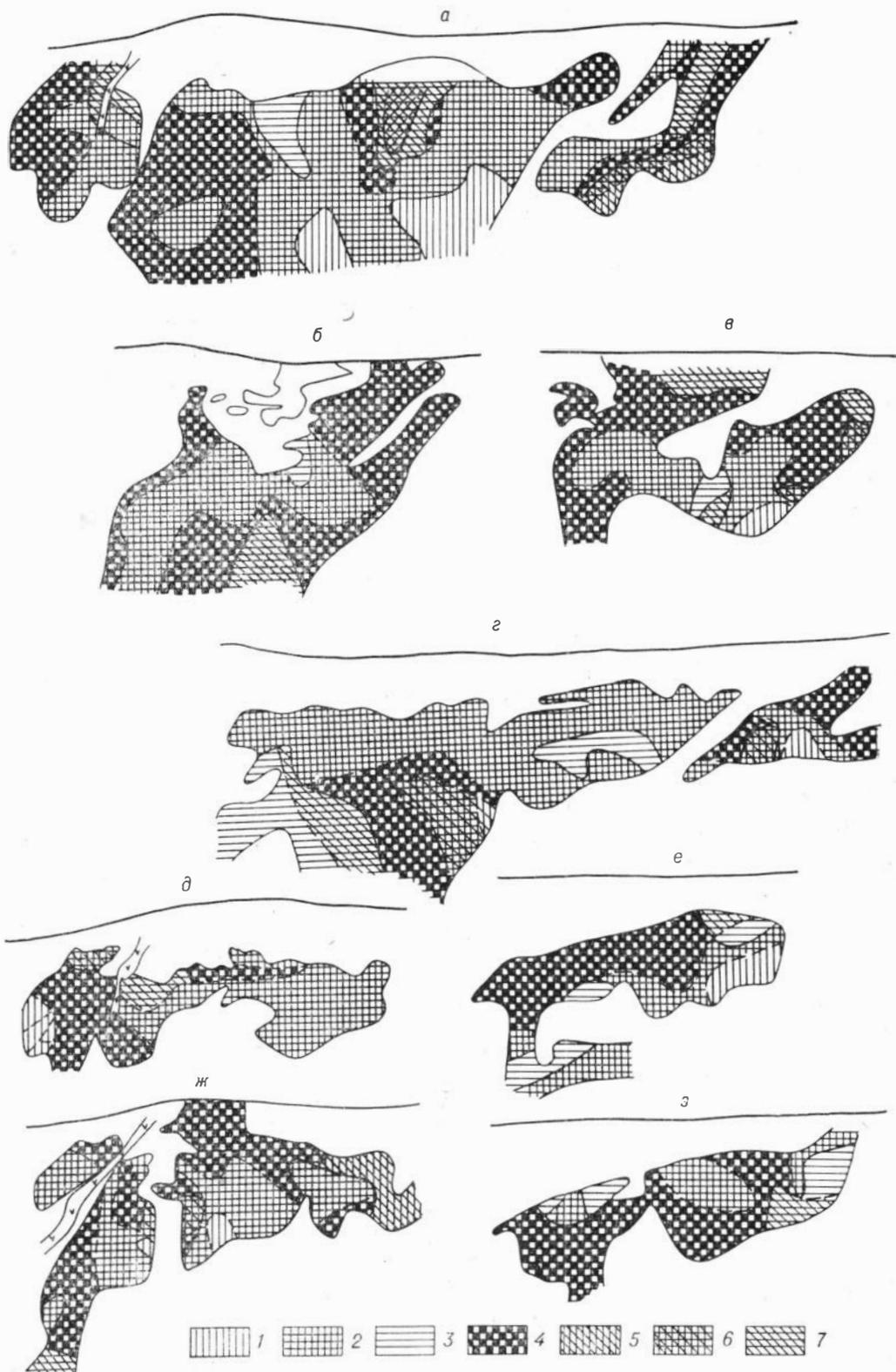


Рис. 60. Схема фацальной зональности рудных тел Зыряновского месторождения (вертикальные продольные проекции).

1 — области развития цинковой; 2 — свинцово-цинковой; 3 — цинково-свинцово-медной; 4 — медно-свинцовой; 5 — медно-цинковой; 6 — свинцовой; 7 — медно-цинковой минерализации.

щих компонентов Зырянского месторождения на вертикальных продольных проекциях отражаются в виде изолиний с вытянутыми максимумами, в общем полого склоняющимися в северо-западном направлении. Оконтуриваемые ими зоны обогащения на определенных горизонтах убывают как книзу, так и кверху рудных тел. Вместе с тем группировка рассмотренных максимумов на разных гипсометрических уровнях и графики распределения концентраций и линейных запасов металлов по вертикали (в пределах промышленных контуров оруденения), которые, как и в случае месторождений Салаирского кряжа, имеют форму синусоид с переменной длиной волны, свидетельствуют о многоэтажном характере распределения оруденения. Гипсометрические уровни группировки максимумов оруденения различаются для отдельных рудных тел, но для месторождения в целом выделяются три сквозных горизонта интенсивного рудоотложения. Наиболее важными являются верхние ярусы группировки максимумов, показанные на рис. 54 и 56, в пределах которых локализуется наиболее богатое оруденение. Гипсометрические уровни осевых линий этой группы максимумов колеблются от +100 до +175 м (в абс. отметках над ур. м.). Вторая и третья группы максимумов, имеющие подчиненное значение, группируются соответственно на горизонтах — 50 и — 200 м.

Характерной особенностью зональности Зырянского месторождения, во многом сходной с зональностью колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа, является ее ритмичность. Последняя обусловлена тем, что гипсометрические уровни модальных значений максимумов линейных запасов и концентраций металлов в пределах рассмотренных выше горизонтов интенсивного рудоотложения несколько смещены относительно друг друга и имеют следующую вертикальную последовательность (снизу вверх): медь — цинк — свинец — серебро — золото, хотя в отдельных случаях эта схема нарушается за счет переменного положения максимумов меди, серебра и золота, а иногда устанавливается даже обратный порядок зональности.

В обобщенном виде материалы по вертикальной зональности 11 рудных тел Зырянского месторождения приведены на рис. 61, который иллюстрирует распределение гипсометрических уровней модальных значений максимумов концентраций, линейных запасов и соотношений свинца, цинка, меди, серебра и золота. На этой схеме показаны также верхние и нижние уровни выклинивания рудных тел.

Если за основания отдельных ритмов принять гипсометрические уровни мод максимумов меди, а за их вершины — максимумы свинца, то для рудных тел Зырянского месторождения схему ритмической зональности можно представить в виде рис. 62. Данная схема в известной мере условна, поскольку выделение границ ритмов в некоторых случаях вызывает определенные затруднения из-за искажений зональных колонок, о которых упоминалось выше, и взаимного наложения отдельных ритмов. Тем не менее эта схема наглядно иллюстрирует ритмически-зональное внутреннее строение исследованных рудных тел.

Обращает на себя внимание большое сходство ритмической зональности Зырянского месторождения с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Салаирского кряжа, выражающееся не только в количестве и амплитуде ритмов, но и в положении их гипсометрических уровней. В большинстве случаев выделяется два-три ритма зональности и реже — один или четыре, причем характерно, что количество ритмов тем больше, чем протяженнее по вертикали рудное тело. Одна из причин этого, по-видимому, заключается в недостаточной разведанности нижних участков рудных тел. Как и в случае месторождений Салаирского кряжа, вертикальная протяженность верхних ритмов составляет около 200 м, а нижних — 400—500 м, устанавливается обратная зависимость между амплитудой зонального ритма и интенсивностью оруденения.

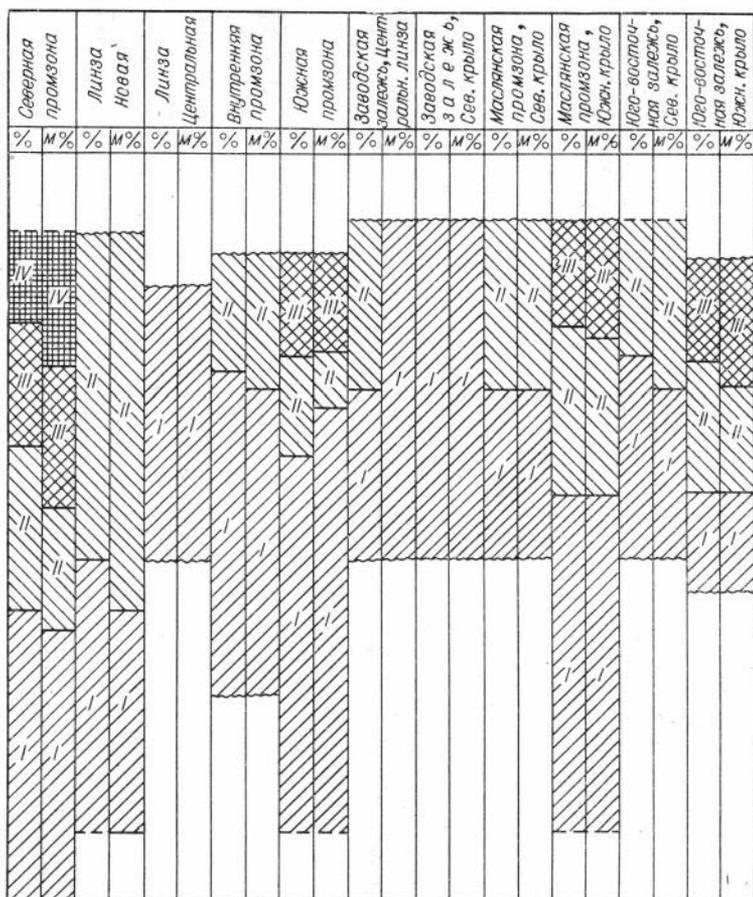


Рис. 62. Схема распределения вертикальных ритмов зональности в рудных телах Зырянского месторождения.

Результаты анализа внутрирудной зональности Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения, основанного на статистической обработке химических анализов бороздовых проб и кернa скважин, свидетельствуют о полиморфности ее проявления, обусловленной тем, что распределение объемных концентраций, линейных запасов и соотношений ведущих рудообразующих компонентов, характеризующихся самостоятельной многоэтажно-ритмической зональностью, отражает различные стороны рудообразующего процесса (фиксацию зон массового выпадения сульфидов в благоприятных структурно-литологических условиях, динамическую дифференциацию их по потоку и т. д.).

Особенности пространственной дифференциации векторов преимущественной зональности рудных компонентов говорят о многоцентровом характере миграции рудообразующих растворов в процессе формирования рудных тел.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ТИШИНСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тишинское рудное поле (Лениногорский рудный район), включающее одноименное месторождение и серию мелких рудопроявлений, расположено в пределах Лениногорско-Зырянской структурно-фацальной зоны, выделенной Д. И. Горжевским, Г. Ф. Яковлевым и В. А. Комар

(1955). Согласно данным, приведенным в работе Г. Н. Щербы и др. (1957), большинство месторождений и рудопроявлений Лениногорского рудного района группируется вдоль узкой широтной полосы, контролируемой дизъюнктивными структурами каледонского фундамента. По мнению многих исследователей, все известные в настоящее время рудные поля приурочены к узлам сопряжения разрывных структур субширотного и северо-западного простирания. Подобный региональный характер распределения рудных полей К. Ф. Ермолаев назвал линейментно-узловым (1972).

Рудоконтролирующее влияние упомянутых региональных структурных элементов находит свое отражение и в морфологии более мелких рудоконтролирующих структур. В частности, в Лениногорском рудном поле наблюдается сочетание взаимно пересекающихся крутопадающих разломов с пологоскладчатыми брахикупольными (Попов, 1968) или вулкано-купольными (Щерба, 1957) структурами. Сходные тектонические позиции обусловили и пространственное размещение Тишинского рудного поля. Для последнего, однако, характерна более напряженная тектоническая обстановка и более высокая насыщенность интрузивными образованиями, развитие крутозалегающей изоклинали складчатости, проявление более интенсивного гидротермального метаморфизма вмещающих пород и т. д.

Наряду со структурным большое рудоконтролирующее значение имеет литолого-стратиграфический фактор. Подобно большинству рудно-алтайских месторождений, область развития колчеданно-полиметаллической минерализации Тишинского рудного поля приурочена к эйфельским отложениям. Среди среднедевонских образований эйфельского и живетского ярусов Г. Н. Щербой (1957) выделены следующие свиты (снизу вверх): лениногорская, крюковская, ильинская, сокольная, успенская и белоубинская.

Лениногорская свита преимущественно вулканогенная, залегает трансгрессивно с угловым несогласием на нижнепалеозойских отложениях (ордовик?) и представлена переслаивающимися кварцевыми альбитофирами и их туфами, вулканическими агломератами и туффитами, кварцевыми порфирами, дацитами с подчиненными прослоями песчано-глинистых сланцев. Мощность свиты в разных частях Лениногорского рудного района колеблется от 600 до 1000 м.

Крюковская свита сложена известково-глинистыми и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, туфов и туффитов кислого состава. Мощность ее 350—800 м.

Ильинская свита является макрирующей, представлена эффузивно-пирокластическими образованиями среднего, основного и смешанного состава, чередующимися с маломощными прослоями известковистых алевролитов, туфов и туффитов кислого состава. Мощность 550—1000 м.

Сокольная свита характеризуется преимущественным распространением известково-глинистых, глинистых сланцев и алевролитов с незначительными прослоями кислых эффузивов и пирокластов. Мощность колеблется в пределах 250—800 м.

Успенская свита сложена кварцевыми альбитофирами и их лавобрекчиями, туфами кислого состава с маломощными прослоями осадочных пород. Мощность 600—1000 м.

Белоубинская свита (средний — верхний девон) представлена флишовой толщей темных алевролитов, алевропелитов, глинистых сланцев и туфогенных песчанков.

Согласно подсчетам, проведенным В. В. Поповым, около 80% площади Лениногорского рудного района сложено интрузивными и вулканическими породами, причем палеовулканическим постройкам рядом авторов (Щерба, 1957; Яковлев, 1957; Попов, 1968; и др.) придается особое рудо-

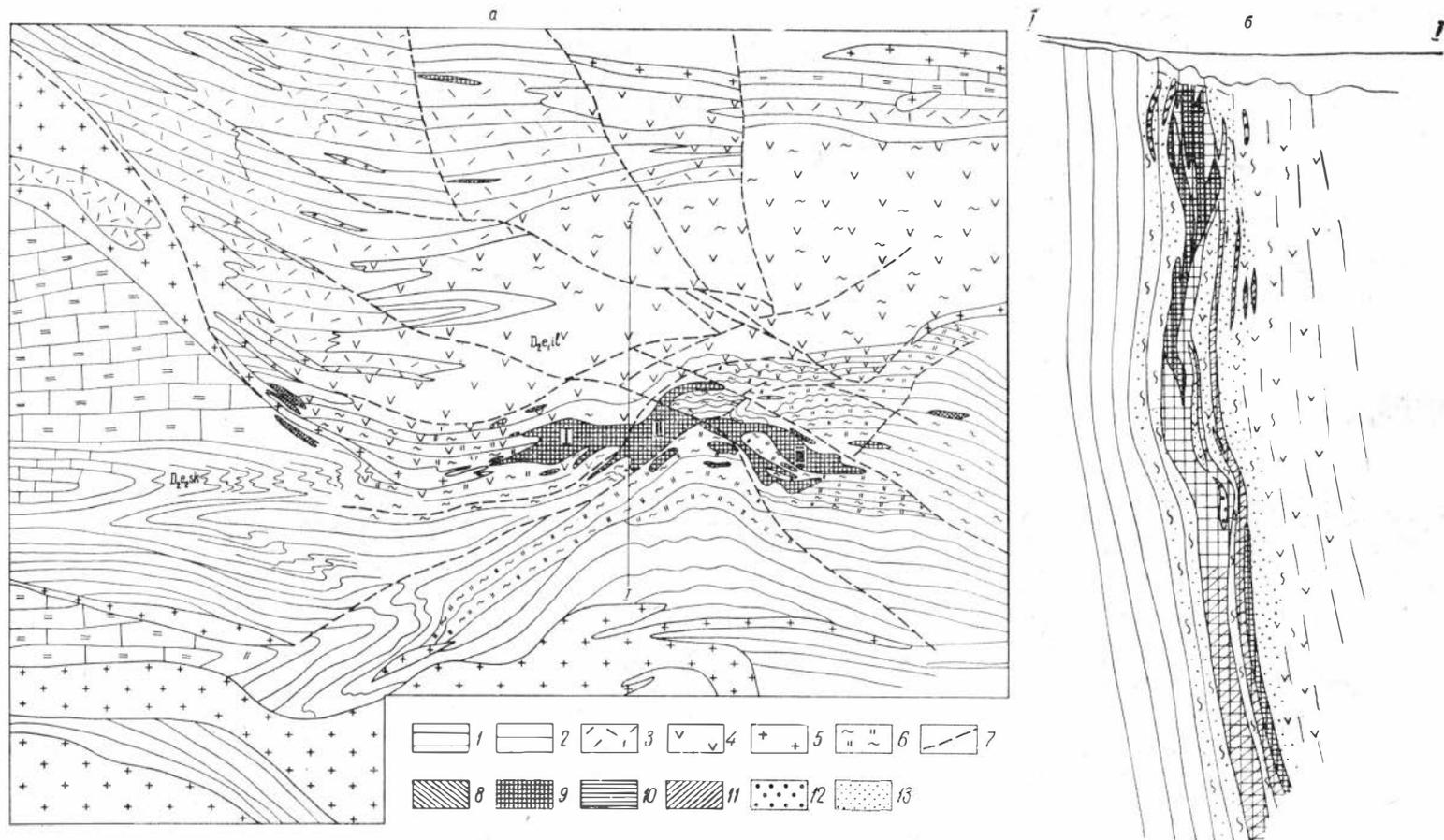


Рис. 63. Схема геологического строения Тишинского месторождения (составлена по материалам ГРП и карьероуправления) (а); геологический разрез по линии I—I (б).

1 — песчано-глинистые отложения сокольной свиты; 2 — известново-глинистые сланцы сокольной свиты ($D_{2e,sk}$); 3 — туфы и туффиты ильинской свиты ($D_{2e,il}$); 4 — субвулканические тела порфиров; 5 — субвулканические интрузии кварцевых альбитофиров; 6 — области развития окорудной серицитизации и хлоритизации; 7 — тектонические нарушения; 8 — выходы сплошных колчеданных рудных тел на поверхность; 9 — выходы полиметаллических рудных тел на поверхность; 10 — минерализация сфалеритом; 11 — то же, халькопиритом; 12 — участки интенсивной колчеданной минерализации; 13 — зоны расселенной вкрапленной минерализации.

контролирующее значение. Распределение рудной минерализации в разрезе вулканогенно-осадочных эйфельских отложений резко неоднородно. В частности, зоны сульфидной минерализации Лениногорского рудного поля, которые представляют собой эпитгенетические согласные линзо- и пластообразные тела сплошных руд, переходящие с глубиной в секущие жильные и штокверково-вкрапленные зоны рудной минерализации, концентрируются главным образом вблизи висячего бока крюковской свиты и в ее лежачем боку на границе с лениногорской свитой. Литологическими экранами в этих случаях служат отложения ильипской и сокольней свит.

Менее отчетливо выражен литологический контроль оруденения в пределах Тишинского месторождения, контролируемого крутопадающими дизъюнктивными структурами и локализуемого в пределах известково-глинистых отложений сокольней свиты.

Интрузивные образования Тишинского рудного поля представлены разновозрастными согласными и секущими силами, штоками и дайками кислого, среднего и основного состава. По данным В. В. Попова, Б. В. Манькова, А. А. Малыгина (1964), интрузивные породы района разделяются на две разновозрастные группы. К первой, более ранней, группе ими относятся послонные штоко- и дайкообразные тела андезитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров. Эти тела интенсивно расслапаны и смяты в складки. Во вторую группу объединены субвулканические и гипабиссальные интрузии кварцевых альбитофиров, кварцевых порфиритов, гранит-порфиритов, гранит-аплитов, диабазов и др., образующих чаще sillons и дайкообразные тела.

Интрузивные тела второй группы формировались в пределах готовых складчатых структур и несут более слабо выраженные признаки воздействия процессов динамометаморфизма. Характерным примером формирования постскладчатых субвулканических тел является Позднопаровская интрузия кварцевых альбитофиров липаритового и трахилипаритового состава (по Тинтерису, 1970), показанная на рис. 63, а. Она приурочена к Марьинскому разлому, а на юго-восточном фланге в зоне ее акмолоитообразного выклинивания в виде серии маломощных послонных апофиз располагаются рудные тела Тишинского месторождения, контролируемые теми же структурами, что и интрузия. Н. П. Буровым и Н. Н. Куреком (1939) в процессе изучения Лениногорского рудного поля было высказано мнение о тесной структурной и пространственно-временной преемственности полиметаллического оруденения и кислых субвулканических интрузий. Позднее применительно к Лениногорскому рудному району и Тишинскому рудному полю эти представления получили дальнейшее развитие в работах Д. И. Горжевского (1957), Г. Ф. Яковлева (1957), М. А. Осипова (1962), В. В. Попова (1968) и др.

Структурно-геологические позиции Тишинского месторождения во многом сходны с прииртышскими полиметаллическими месторождениями (Иванкин, 1957). Оно залегает среди известково-глинистых отложений сокольней свиты, смятых в изоклинальные складки субширотного простирания (Каталинец, 1970) с крутым, преимущественно южным падением крыльев (80—90°). Последние осложнены крутоосными поперечными флексурными складками. В частности, на рис. 63, а отчетливо виден S-образный изгиб вмещающих толщ и рудных тел. Аналогичная структура сохраняется и на более глубоких горизонтах, причем горизонтальные проекции шарниров рассматриваемых поперечных складок практически совпадают, т. е. ориентированы они почти вертикально. Подобную ориентировку имеет также стельчатость в плоскости сланцеватости, подмеченная Б. В. Маньковым (1964). Судя по разрезам, упомянутые пликативные структуры осложнены также продольными складками с пологим наклоном шарниров. Так, на поперечном разрезе Тишинского месторождения (см. рис. 63, б) наблюдаются три пологие флексурные складки, которые по падению и восстанию слоистости сопровождаются оперяющими зонами

повышенной трещиноватости. Проекция шаршров пологих флексурных складок на вертикальную плоскость широтного простирания (см. рис. 70) показывают, что на восточном фланге месторождения они склоняются к западу под углом $15-20^\circ$, а с глубиной склоение их становится круче, хотя интервалы между осевыми линиями складок остаются практически неизменными.

Таким образом, в зоне развития оруденения Тишинского месторождения, особенно на стыке пльнской и сокольной свит, наряду с сформированным линейной изоклиальной складчатости наблюдается сложный изгиб слоев в нескольких взаимно пересекающихся направлениях. Рассматриваемые пликвативные структуры имеют важное рудолокализирующее значение. Как будет показано ниже, структурами отслоения крутоосных поперечных флексурных складок контролируется размещение вертикальных рудных столбов, а к участкам пересечения их с пологими флексурами приурочены дополнительные раздувы мощностей рудных тел, зоны повышенных концентраций металлов и т. д.

Сходные рудоконтролирующие крутопогружающиеся и пологие S-образные флексурные складки рассмотрены автором выше при описании Салаирских колчеданно-полиметаллических месторождений. Они охарактеризованы также А. К. Каюповым и Ю. И. Казаншновым (1969) на месторождениях Джунгарского Алатау.

Упомянутые пликвативные структуры осложнены зонами расланцевания и дизъюнктивами. В. В. Поповым, Б. В. Маньковым и А. А. Малыгиным (1964) выделяются Продольный разлом, Центральная, Северная и Южная субширотная зоны интенсивного расланцевания вмещающих пород, сопряженные с Марьинским сбросо-сдвигом, прослеженным в северной части месторождения. Кроме того, в последние годы в процессе изучения Тишинского карьера А. И. Катилицев (1970) установлено развитие системы разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, пересекающихся с рассмотренными выше структурами.

К Центральной зоне интенсивного расланцевания, расположенной на продолжении Позднопаловской порфировой интрузии и совпадающей с Продольным разломом, приурочено Главное рудное тело Тишинского месторождения. В последнем сосредоточена основная масса сульфидной минерализации. В параллельных зонах расланцевания и в оперяющих структурах выявлена также серия более мелких рудных линз, имеющих подчиненное значение.

Наряду со структурными рудоконтролирующими факторами многие исследователи большое внимание уделяют избирательному метасоматическому замещению литологически благоприятных отложений — небольших линз и прослоев кислых вулканогенных пород, залегающих среди известково-глинистых сланцев, а также кварц-серицитовых, серицитовых сланцев и микрокварцитов, продуктов предрудного гидротермального метаморфизма осадочных пород (Попов и др., 1964). При этом грубопелосчатые текстуры сплошных руд этими авторами рассматриваются в качестве унаследованных образований, развивающихся по слоистым осадочным породам и сланцам. Формированию рудных тел путем выполнения полостей отслоения придается подчиненное значение.

Колчеданно-полиметаллическая минерализация Тишинского месторождения сформировалась в пределах обширной зоны предрудного гидротермального изменения вмещающих пород, совпадающей с полосой интенсивной трещиноватости и расланцевания. Со стороны всякого бока рудной залежи зона гидротермального метаморфизма быстро затухает, а в лежачем ее боку в несколько раз превышает суммарную мощность рудных тел. В процессе гидротермального метаморфизма вмещающих пород происходили их окварцевание, серицитизация, пиритизация, карбонатизация и реже — хлоритизация. Пириты, связанные с дорудным этапом минерализации, образуют широкие ореолы «фоновой» пиритизации

с концентрацией до 5%. В отличие от пиритов рудного этапа минерализации они подверглись рассланцеванию (Гаврилина, Литвинович, 1969) и характеризуются повышенным содержанием висмута, титана и меди (Еремин, Кельх, 1970).

В пределах рудного этапа минерализации М. С. Шнайдером (1963) и Б. В. Маньковым (1964) выделяются четыре стадии, хотя предложенные ими схемы несколько различаются между собой. В частности, Б. В. Маньковым рудный этап дифференцируется на следующие стадии: колчеданную, медно-цинковую, полиметаллическую и поздних жил. Рудный этап завершается образованием низкотемпературных кварц-карбонатных жил с незначительной примесью перекристаллизованных рудных минералов. По мнению М. С. Шнайдера, в полиметаллическую стадию минерализации протекали два почти синхронных процесса: рудоотложение из высококонцентрированных, коллоидных растворов в зияющих структурах и развитие метасоматической рудной минерализации из истинных растворов. Подобное разделение процессов собственно полиметаллической стадии минерализации, по-видимому, целесообразно, поскольку наряду с постепенными переходами сплошных руд в прожилково-вкрапленные на выклинках рудных тел наблюдается также обособленное развитие жилообразных сплошных рудных тел, разделенных резкими границами с прожилково-вкрапленными рудами. Следует отметить, что такая дробная многостадийная классификация рудного этапа минерализации вряд ли обоснована, поскольку внутриминерализационными подвижками довольно четко дифференцируются серноколчеданная стадия, последующая полиметаллическая и стадия поздних жил и прожилков. Что же касается продуктов медной, медно-цинковой и полиметаллической стадий, выделяемых главным образом на основании коррозионных взаимоотношений минералов, то они вероятнее отражают последовательность кристаллизации компонентов в рамках практически единой рудообразующей системы.

Колчеданно-полиметаллическая минерализация Тишинского месторождения является типично «рудноалтайской». Главные сульфидные минералы представлены пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Суммарные содержания блеклой руды, алтаита, калаверита и других сульфидов обычно не превышают сотых, а иногда десятых долей процента. Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатом, реже альбитом. Кроме того, в верхних зонах Тишинского месторождения обнаружены незначительные концентрации барита и гипса.

Некоторые представления о количественных соотношениях главных сульфидных минералов дают гистограммы, построенные на основании проведенных автором количественно-минералогических подсчетов в аншлахах по приведенному разрезу (рис. 64).

Рассмотренная выше структурно-литологическая гетерогенность вмещающих пород предопределила сложную морфологию метасоматических рудных тел. В целом рудоносная площадь Тишинского месторождения, по Б. В. Манькову (1964), представляет собой протяженную зону интенсивного рассланцевания и гидротермального метаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных пород, простирающуюся в субширотном направлении и круто падающую к югу (под углами 80—90°). С западного фланга она постепенно затухает в ореольной зоне Позднопаловской порфировой интрузии, а с востока имеет довольно резкую границу, обусловленную примыканием к разлому. Верхняя зона Главного рудного тела Тишинского месторождения частично эродирована и перекрыта глубокими наносами.

Главное рудное тело имеет линзовидную морфологию со сложным ветвящимся строением по падению и простираанию, резкими пережимами и раздувами мощностей и флексурными изгибами в горизонтальном и вертикальном направлении. К этим флексурам приурочено возрастание суммарной мощности рудного тела и расщепление его по падению и вос-

станцию на серию мелких апофиз (рис. 65). Морфология рассматриваемого рудного тела уже охарактеризована в литературе (Маньков, 1964), однако в последние годы получены новые материалы в процессе отработки верхних горизонтов месторождения карьером и разведки его нижних горизонтов на значительную глубину. Отстроенная с учетом этих данных вертикальная продольная проекция распределения суммарных мощностей

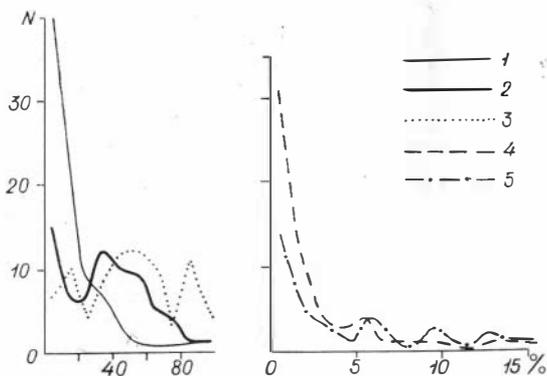


Рис. 64. Гистограммы распределения главных рудообразующих и жильных минералов Тишинского месторождения по данным количественно-минералогических подсчетов в аншлафах.
1 — пирит; 2 — сфалерит; 3 — нерудные минералы; 4 — халькопирит; 5 — галенит.

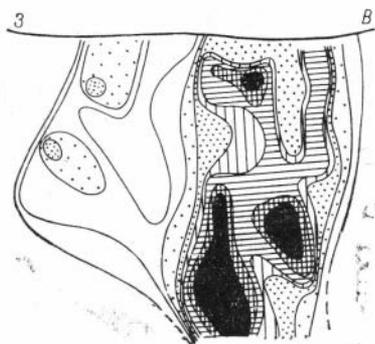


Рис. 65. Схема распределения изолированных горизонтальных мощностей Главного рудного тела Тишинского месторождения (вертикальная продольная проекция).

Главного рудного тела показана на рис. 65. Схема отражает ярко выраженный столбовой характер оруденения. В пределах рудного тела пространственно обособляются три рудных столба: Центральный, Восточный и Западный, которые круто (под углами 75—80°) склоняются к западу. В пределах описываемых рудных столбов наблюдается неоднородная дифференциация оруденения. Раздувы мощностей отмечаются в пределах верхних и нижних горизонтов рудной залежи. В средней части месторождения S-образные изгибы осей рудных столбов сопровождаются пережимами мощностей. При этом верхние максимумы Центрального и Восточного рудных столбов соответствуют развитию сплошной сульфидной минерализации, а нижние и западные — прожилково-вкрапленного оруденения.

Наиболее крупным является Центральный рудный столб. В восточном направлении Главное рудное тело расщепляется на северную и южную ветви, суммарная мощность которых даже в раздувах несколько сокращается. Менее отчетливо выражен Западный рудный столб, формирующийся в зоне разветвления Главного рудного тела на серию мелких и крупных апофиз и перехода сплошных рудных масс в прожилково-вкрапленные.

Формы проявления первичной зональности оруденения. Зональность колчеданно-полиметаллической минерализации Тишинского месторождения, по данным Б. В. Манькова (1964), считавшим ее пульсационной, проявляется в следующем. От центральных частей Главного рудного тела на глубину и к его флангам сплошные, существенно свинцово-цинковые руды сначала переходят во вкрапленные медно-цинковые и затем в медные наряду с возрастанием плотности серноколчеданной минерализации. Аналогичная симметричная зональность отмечается Б. В. Маньковым и вкрест простирания рудного тела, т. е. от центра рудного тела к висячему и лежащему бокам сплошные преимущественно свинцово-цинковые руды сменяются прожилково-вкрапленными медно-цинковыми и серноколчеданными. Следует отметить, что данные закономерности отражают

лишь самые общие тенденции зональности оруденения на средних и верхних горизонтах месторождения.

Проведенные автором дополнительные исследования закономерностей распределения металлов в объеме рассматриваемого месторождения с использованием новых материалов по детальной разведке его флангов и на глубину позволили получить новые данные об особенностях и формах проявления зональности оруденения. Автором статистически обработано по месторождению около 50 000 цифр, характеризующих распределение концентраций, линейных запасов и соотношений металлов в пределах Главного рудного тела. В отличие от прежних представлений установлено, что отмеченные выше тенденции пространственной дифференциации рудных компонентов носят не линейный, а волновой характер, выражающийся на фоне некоторой общей направленности в изменении типов минерализации в горизонтальном и вертикальном направлении. При этом наблюдается фиксация максимумов исследуемых величин на нескольких гипсометрических уровнях, усложняющих вертикально-столбовое распределение оруденения. Кроме того, установлено, что главный вектор зональности, отражающий направление преимущественной миграции и дифференциации по потоку рудообразующих компонентов, ориентирован диагонально вверх с запада на восток. Наряду с преобладающей «прямой» зональностью некоторые участки рудных тел характеризуются «обратной» зональностью, обусловленной нисходящей миграцией продуктивных гидротерм. Нельзя согласиться также с представлениями Б. В. Манькова (1964) о пульсационном характере зональности оруденения Тишинского месторождения. Исследованный материал показывает, что здесь скорее проявляется зональность комбинированного типа (по В. И. Смирнову) наряду с ведущей ролью фациальной зональности. При этом продукты более ранней колчеданной стадии минерализации, сопровождаемые формированием самостоятельных зональных колонок, пространственно обособлены от участков развития последующей главной полиметаллической стадии минерализации, хотя генеральное направление миграции рудообразующих гидротерм оставалось прежним.

Пространственное размещение минеральных зон обусловлено главным образом внутренней эволюцией рудообразующей динамической системы и структурными особенностями вмещающей среды, предопределившими пути миграции растворов, наряду с подчиненной ролью литологических факторов. Ведущими рудораспределяющими и рудолокализирующими структурами являются крутопадающие зоны интенсивного расщепления, а также поперечные крутоосные и пологие продольные флексурные складки.

Зональность Тишинского месторождения по мощности рудных тел. Проведенные автором дополнительные исследования поперечной зональности Тишинского месторождения, основанные на количественно-минералогических подсчетах в 200 шлифах с учетом данных химического опробования керна скважин, в общем подтвердили представления Б. В. Манькова (1964) о проявлении зональности симметричного типа. Как видно из рис. 63, а, обобщающего результаты этих исследований, зона сульфидной минерализации Тишинского месторождения, приуроченная к контакту литологически разнородных отложений сокольной и ильинской свит, окружена широким ореолом гидротермального изменения вмещающих пород. Последний представлен серицитизацией, хлоритизацией, окварцеванием и пиритизацией, причем суммарная мощность зоны окорудных изменений не менее чем вдвое превышает ширину зоны сульфидной минерализации.

Первичная горизонтальная зональность оруденения вкрест простирация рудных тел близка к симметричной. Она обусловлена развитием преобладающей галенит-сфалеритовой минерализации в осевой части рудной зоны с умеренными концентрациями пирита (чаще не превышающими 5—10 об. %). При этом относительные содержания сульфидов в сплош-

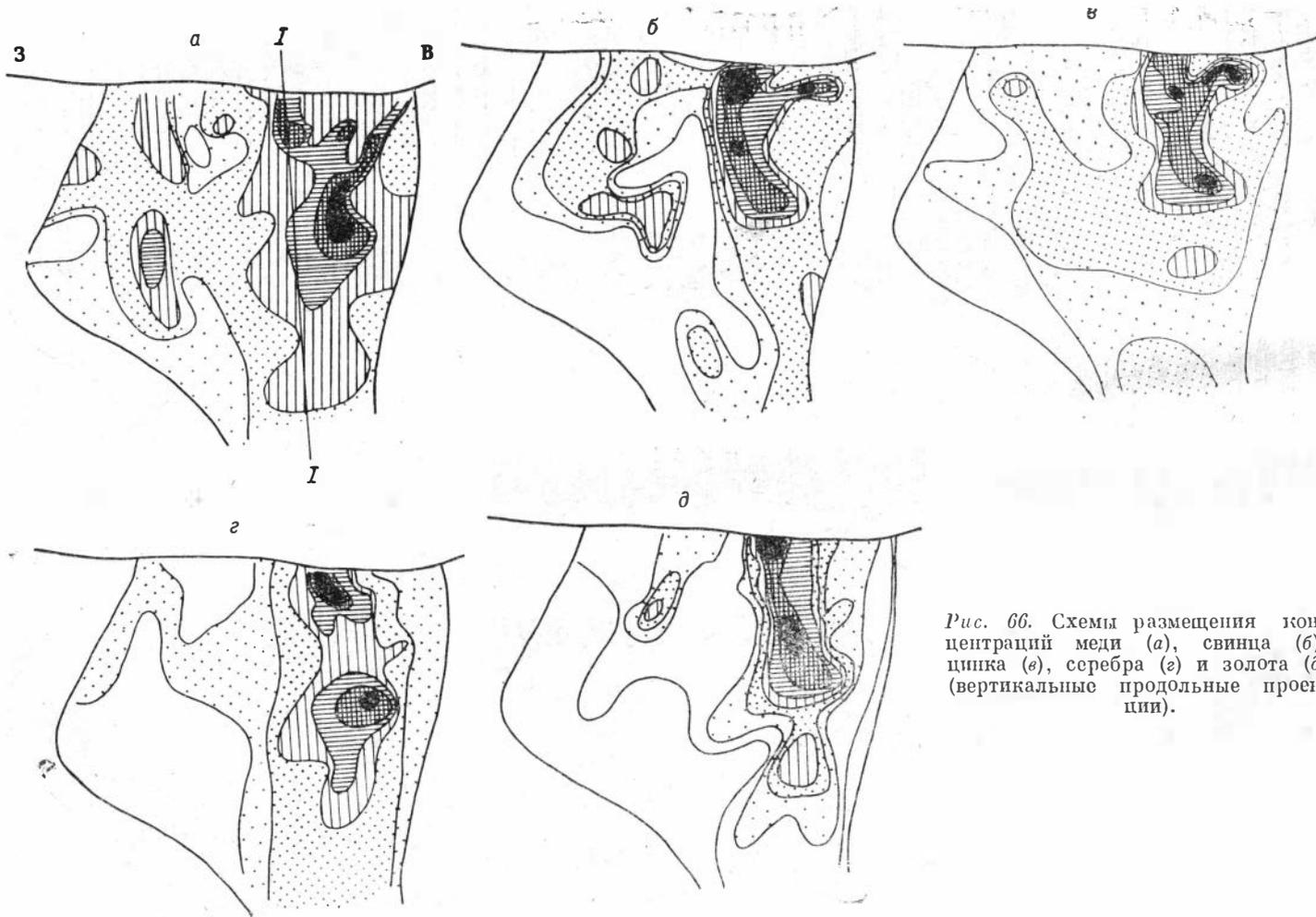


Рис. 66. Схемы размещения концентраций меди (а), свинца (б), цинка (в), серебра (г) и золота (д) (вертикальные продольные проекции).

ных рудных телах и сопровождающих их зонах прожилково-вкрапленного оруденения довольно выдержаны. По направлению к лежащему и висящему бокам рудной зоны галенит-сфалеритовая минерализация сменяется существенно сфалеритовой и затем сфалерит-халькопиритовой. При этом повышаются концентрации пирита. Зальбанды рудной зоны и особенно ее лежащий бок, а также серия мелких сульфидных линз, сопровождающих Главное рудное тело, имеют существенно пирит-халькопиритовый или сфалерит-халькопирит-пиритовый состав.

Рассмотренная симметричная схема зональности по мощности рудных тел несколько искажается за счет смещения относительно осевой линии зоны галенитовой минерализации к лежащему боку рудной залежи.

Не менее ярко проявляется также горизонтальная и вертикальная первичная зональность оруденения и вдоль зоны рудной минерализации, которая рассматривается ниже.

Особенности объемного распределения зон повышенных концентраций рудообразующих компонентов. Общие закономерности локализации аномальных концентраций меди, свинца и цинка в Главном рудном теле Тишинского месторождения изложены у Б. В. Манькова (1964). В частности, им отмечался столбовой характер распределения данных компонентов и приуроченность их к верхним горизонтам месторождения.

Автором данной работы с использованием новых материалов заново отстроены вертикальные продольные проекции распределения средневзвешенных концентраций меди, свинца, цинка, серебра и золота в пределах Главного рудного тела, которые более полно отражают внутреннее строение его на глубину и детализируют верхние участки месторождения. В схематизированном виде эти проекции приведены на рис. 66, а — д, из которого видно, что конфигурация и пространственное распределение контуров участков повышенных содержаний различных металлов близки между собой и имеют в общем морфологию уплощенного конуса с вершиной, обращенной книзу. В пределах этого контура обособляются три вертикально-вытянутые зоны обогащения данных компонентов, причем наиболее интенсивная из них совпадает с положением Центрального рудного столба (раздува мощности рудного тела).

Области развития повышенных концентраций металлов, тяготеющие к Восточному и Западному рудным столбам, выражены менее отчетливо и представлены единичными максимумами или серией максимумов, группирующихся вдоль вертикальных осевых линий. Наряду с последними наблюдается также несколько пологих уровней группировки максимумов. Например, в пределах Центрального и Восточного рудных столбов зоны повышенных концентраций металлов фиксируются на четырех гипсометрических уровнях, а на западном фланге рудного тела — на двух, хотя резко выраженные аномалии концентраций тяготеют к верхним зонам Центрального рудного столба.

В отличие от Центрального и Восточного рудных столбов, с которыми пространственно совпадают зоны обогащения металлами, к Западному рудному столбу приурочено лишь незначительное возрастание концентраций меди и золота. Главные же участки сгущения максимумов концентраций металлов размещены в зоне пережима мощности рудного тела и образуют два роя максимумов — нижний и верхний. Последний представлен максимумами свинца и меди, абсолютные значения которых незначительны, но они отчетливо выделяются на фоне более низких концентраций. Как отмечалось выше, распределение зон повышенных концентраций металлов характеризуется тесной пространственной сопряженностью, и относительное смещение центров их максимумов обычно незначительно.

Направления дифференциации главных и второстепенных рудных столбов на продольной проекции Главного рудного тела проиллюстрированы на рис. 67. Он же отражает следующие особенности зональности

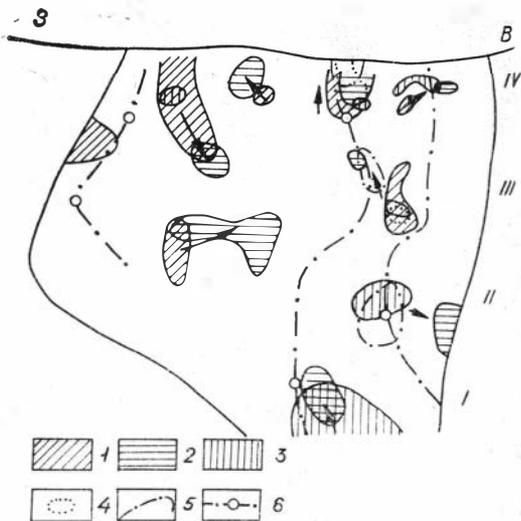


Рис. 67. Схема пространственной дифференциации контуров главных (жирные линии) и второстепенных (тонкие) максимумов меди (1), свинца (2), цинка (3), золота (4) и серебра (5) относительно осевых линий и максимумов мощностей (6) Главного рудного тела Тишинского месторождения.

первая группа максимумов — $Zn \rightarrow Pb$ (вверх), вторая — $Zn, Ag \rightarrow Pb$ (полого вниз, к востоку), третья — $Cu, Zn, Au \rightarrow Ag \rightarrow Pb$ (круто вверх, к западу), четвертая (западная) — $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb, Au \rightarrow Ag$ (вверх), четвертая (восточная) — $Cu \rightarrow Zn$ (круто вверх, к востоку) $\rightarrow Pb$ (полого вниз, к востоку).

Таким образом, анализ пространственной дифференциации концентраций рудообразующих компонентов в пределах Главного рудного тела Тишинского месторождения показывает, что данный тип зональности проявляется неконтрастно и заключается в следующем.

1. Разнонаправленность относительного смещения пространственно сопряженных максимумов концентраций металлов обуславливает отсутствие единого плана зональности для месторождения в целом, за исключением приуроченности аномально высоких концентраций рудных компонентов к верхним прифронтальным зонам месторождения.

2. Общий характер распределения повышенных концентраций металлов прерывистый вертикально-столбовой с роевым сгущением их максимумов, группирующихся вдоль нескольких гипсометрических уровней.

3. В зоне преимущественного развития сплошного оруденения рои максимумов концентраций рудных компонентов тяготеют к локальным раздувам суммарных мощностей рудного тела, хотя в области распространения существенно вкрапленного оруденения (западный фланг месторождения) устанавливается обратная закономерность.

4. Относительное смещение разнометальных рудных столбов наблюдается преимущественно в вертикальном направлении и согласуется с «прямой» схемой зональности, хотя в отдельных участках рассматриваемого рудного тела установлено «обратное» их расположение.

5. От корневых участков рудного тела по направлению к его фронтальным зонам возрастает полиминеральность рудных столбов. При этом на нижних горизонтах рудной залежи зоны обогащения отдельными компонентами оказываются невыразительными или выпадают полностью.

Закономерности пространственной дифференциации линейных запасов.

концентраций ведущих рудообразующих компонентов. На западном фланге месторождения, в пределах нижней группы максимумов, повышенные концентрации свинца смещены вверх и к востоку относительно максимума меди. Верхний рои максимумов представлен более полным набором зон, смещенных относительно друг друга круто вниз, к востоку, в следующей последовательности: $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Ag \rightarrow Pb$, т. е. распределены согласно «обратной» схеме зональности. В отличие от последнего в Центральном и Восточном рудных столбах размещение рудных столбов соответствует «прямой» схеме зональности и в пределах отдельных групп максимумов может быть представлено в следующем виде:

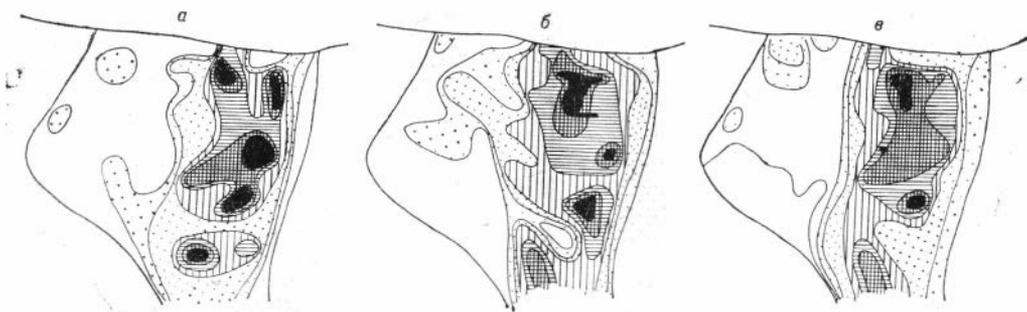


Рис. 68. Схема распределения линейных запасов меди (а), свинца (б) и цинка (а) в пределах Главного рудного тела Тшипинского месторождения.

Тесная пространственная сопряженность зон повышенных концентраций металлов с раздувами мощности Главного рудного тела Тшипинского месторождения обусловила сходные закономерности дифференциации масс и концентраций металлов, особенно на верхних горизонтах. Распределение линейных запасов меди, свинца и цинка имеет также прерывистый вертикально-столбовой характер. Вместе с тем массы рудных компонентов более компактно локализованы в пределах Центрального и Восточного рудных столбов, в то время как в Западном выражены слабо (рис. 68).

В отличие от зон повышенных концентраций, тяготеющих преимущественно к верхним частям Центрального и Восточного рудных столбов, в локализации линейных запасов металлов проявляется более ярко выраженная многоэтажность, связанная с повторением интенсивных максимумов на нескольких гипсометрических уровнях, в том числе в зонах нижней выклипки рудного тела. В пределах рассматриваемых зон интенсивного рудоотложения наблюдается, однако, менее интенсивная дифференциация максимумов линейных запасов рудных компонентов, хотя они имеют в общем сходный вертикальный порядок относительного размещения. Кроме того, зоны фиксации линейных запасов характеризуются более отчетливой дифференциацией на Центральном и Восточном рудных столбах, которые в средних частях рудного тела сливаются, а на глубоких горизонтах вновь расщепляются на две ветви.

Пространственное распределение соотношений рудных компонентов. Различные комбинации относительных концентраций ведущих рудообразующих компонентов характеризуются распределениями изолиний, существенно отличающимися от концентраций и линейных запасов металлов, которые, как отмечалось выше, образуют почти вертикальные рудные столбы с прерывистой многоэтажной группировкой максимумов. Вертикальные продольные проекции изолиний соотношений Zn/Pb , Zn/Cu , Pb/Cu , Ag/Au и других обнаруживают тенденции к концентрическому строению изолиний, осложненному диагональной группировкой их максимумов (рис. 69).

Наиболее выразительны в этом отношении особенности пространственной дифференциации средних величин Zn/Pb , которые имеют высокие значения парных коэффициентов корреляции. От верхних к нижним зонам Главного рудного тела их абсолютные величины меняются от 1 до 200—300. При этом максимальные значения Zn/Pb наблюдаются в нижних западных участках рассматриваемой зоны сульфидной минерализации и постепенно убывают диагонально вверх к востоку (см. рис. 69, а). В этом же направлении формируются вытянутые «языки» повышенных соотношений Zn/Pb с осложняющими их дополнительными максимумами. В нижних зонах рудного тела склонение этих «языков» пологое, а кверху становится крутым, почти вертикальным.

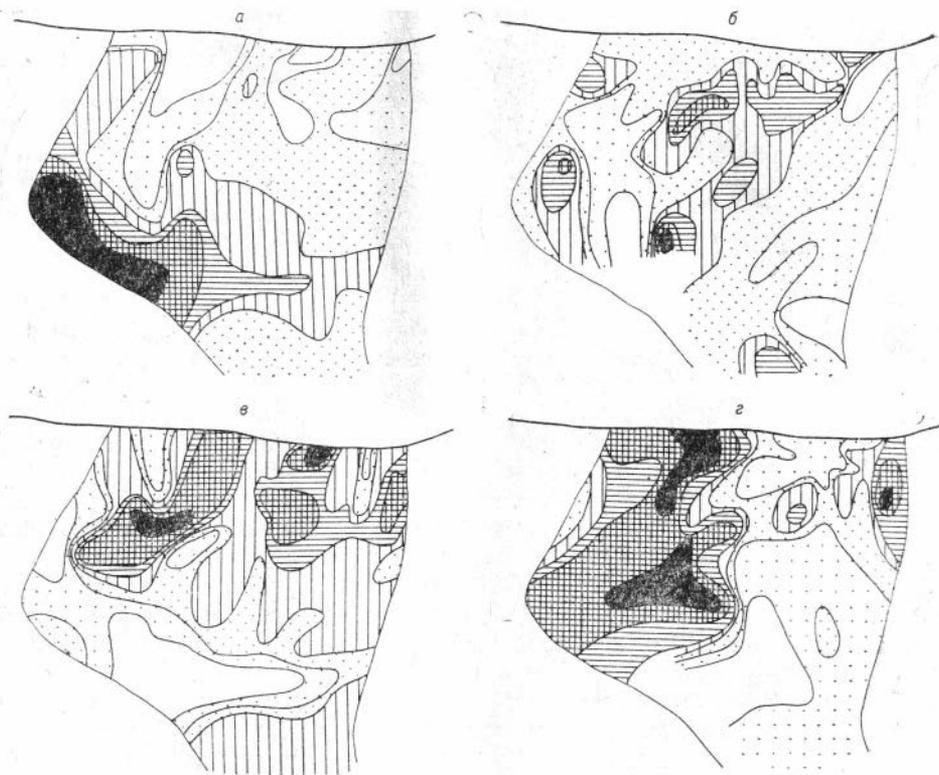


Рис. 69. Схема распределения относительных концентраций ведущих рудообразующих компонентов на вертикальной продольной проекции Тишинского месторождения, а — Zn/Pb; б — Zn/Cu; в — Pb/Cu; г — Ag/Au.

В отличие от последних соотношениям меди со свинцом и цинком соответствуют более сложные распределения изолиний. Относительное возрастание концентраций меди тяготеет к восточному и западному флангам и особенно к нижней западной зоне рудного тела, причем вокруг последней намечается тенденция к снижению этой величины. Данная закономерность, однако, не носит линейного характера, поскольку на фоне убывания относительных концентраций меди кверху формируются диагональные зоны группировки максимумов соотношений Zn/Cu и Pb/Cu, чередующиеся с диагональными зонами пониженных значений этих величин (см. рис. 69, б, в). При этом рассматриваемые зоны ориентированы подобно вытянутым изгибам изолиний Zn/Pb.

Сходные тенденции обнаруживаются и в размещении средних соотношений Ag/Au, изолинии которых также имеют веерообразно-концентрическое строение с аналогичной ориентировкой вытянутых ветвей и многоэтажной группировкой прерывистых максимумов (см. рис. 69, г).

Некоторые закономерности изменения соотношений Ag/Au в различных типах руд Тишинского месторождения исследованы Х. А. Беспаяевым и А. П. Прониным (1970), которые отмечали уменьшение этой величины от серноколчеданных руд к полиметаллическим и от вкрапленных к сплошным разностям. Этими авторами выявлена также определенная зональность по мощности рудного тела, которая проявляется в относительном обогащении серебром альбандов сплошных рудных тел. По их данным, носителями серебра, присутствующего в самородном виде и в качестве изоморфной примеси, являются галенит, алтаит и блеклые руды, а самородного золота — фрейбергит. Установлено, что возникновение аномальных концентраций данных компонентов связано с главной полиме-

таллической стадией минерализации. Следовательно, относительная дифференциация является отражением фациальной зональности.

Надо отметить, что, подобно закономерностям, установленным К. Ф. Ермолаевым и А. Н. Литвиновичем (1964) для Лениногорского рудного поля, изменения соотношений Ag/Au не носят линейного характера, поскольку максимумы их фиксируются на разных гипсометрических уровнях. Максимальные значения Ag/Au , превышающие 100 единиц, приурочены к Западному рудному столбу, выполненному прожилково-вкрапленными рудами, и к восточному флангу Восточного рудного столба. В пределах Западного рудного столба максимумы Ag/Au повторяются на двух гипсометрических уровнях. Со сплошными рудами Центрального и большей части Восточного рудных столбов совпадает полоса пониженных значений Ag/Au , хотя и на их фоне развиваются слабые максимумы относительных содержаний серебра, также фиксирующиеся на двух гипсометрических уровнях.

Приведенные выше материалы показывают, что вертикально-столбовой характер распределения концентраций и масс рудообразующих компонентов сочетается с диагональной дифференциацией металлов, причем вектор преимущественной зональности соотношений металлов ориентирован приблизительно под углом 45° снизу вверх в восточном направлении. В этом же направлении вытянуты «языки» изгибов изолиний и осевые линии группировки максимумов исследованных относительных концентраций металлов. Пространственное положение последних согласуется с ориентировкой осей продольных флексурных складок. Если исходить из предположения, что элементы фациальной зональности рудообразующих компонентов обусловлены их дифференциальной подвижностью по потоку, то векторы этой зональности, по-видимому, отражают интегральную картину путей миграции продуктивных рудообразующих растворов. При этом более растянутая дифференциация компонентов, выраженная в виде характерных «языков» изолиний соотношений, вероятно, отвечает положению рудоносных «струй» главных проводящих структурных элементов, а более сжатая — подчиненной миграции гидротерм. На рис. 70 показано распределение главных рудоносных потоков в течение полиметаллической стадии минерализации, реставрированных на основании пространственной дифференциации соотношений Zn/Pb и Ag/Au . Согласно этой схеме, пологие флексурные складки играли роль главных рудораспределяющих структурных элементов, а зоны крутоосных поперечных флексур — рудо локализирующих структур. К участкам сопряжения этих перекрестных флексурно-трещинных зон, которые проявились в виде локальных структурных ловушек, тяготеют раздувы мощностей рудного тела, максимумы концентраций и линейных запасов металлов.

Вертикальные рудные столбы фиксируются во фронтальных частях потоков рудообразующих гидротермальных растворов, а область нижней выклики рудного тела не совпадает с положением рудоподводящих «питающих» структур. Общий диагональный восходящий характер миграции продуктивных гидротермальных растворов

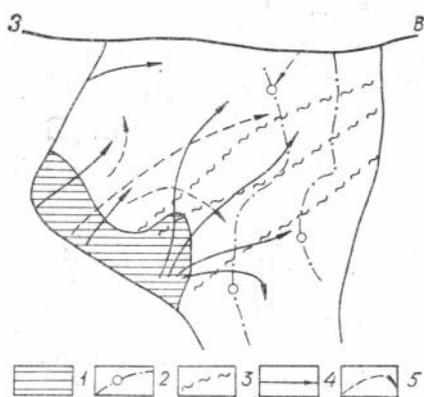


Рис. 70. Схема пространственного размещения векторов преимущественной дифференциации рудных компонентов.

1 — контур максимума соотношений цинк/свинец ($Zn/Pb > 100$); 2 — положение осевых линий и максимумов мощностей рудного тела, контролируемых структурами крутоосных поперечных флексурных складок; 3 — проекция шарниров пологих флексурных складок; 4 — направления максимальной изменчивости соотношений Zn/Pb ; 5 — то же Ag/Au .

осложняется веерообразным растеканием потоков и формированием частных нисходящих рудоносных струй.

Анализ пространственной дифференциации соотношений ведущих рудообразующих компонентов, изменения которых имеют сквозной характер, позволяет также наметить общую схему фациальной зональности Главного рудного тела Тишинского месторождения. При этом за условные границы фациальных зон приняты изолинии инверсии соотношений и некоторые естественные градации их статистических распределений. В частности, как показано на рис. 71, частотная диаграмма распределения соотношений Pb/Cu имеет двухвершинное строение с минимумом, соответствующим величине Pb/Cu=4,5 ед. Данная величина использована при выделении зоны повышенных относительных концентраций свинца. Аналогичным способом найдена условная граница между зонами цинковой и свинцово-цинковой минерализации.

Сводная схема дифференциации фациальных зон Главного рудного тела Тишинского месторождения приведена на рис. 72. Она отражает проявление сквозной концентрической зональности, заключающейся в том, что нижняя медно-цинковая (халькопирит-сфалеритовая) зона западного фланга месторождения к востоку вверх и по направлению к нижней выклинке рудного тела последовательно сменяется свинцово-медно-цинковой и медно-свинцово-цинковой (халькопирит-галенит-сфалеритовой) зонами. На фоне последней выделяются также аномально высокие участки относительных концентраций свинца (галенита), группирующиеся в том же диагональном направлении. Концентрическая картина зональности осложняется появлением в верхних участках рудного тела локальных свинцово-медно-цинковых зон. Преимущественная «прямая» схема фациальной зональности рудной минерализации Тишинского месторождения сочетается с проявлением в отдельных его участках «обратной» зональности, обусловленной рассмотренными выше особенностями миграции рудообразующих растворов.

О многоэтажно-ритмическом распределении зональных колонок Тишинского месторождения. Подобно рассмотренным выше примерам в случае колчеданно-полиметаллических месторождений, кривые распределения

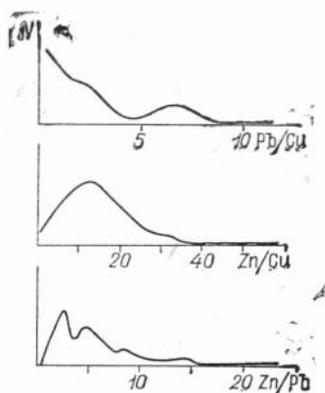


Рис. 71. Гистограммы распределения соотношений Pb/Cu, Zn/Cu, Zn/Pb в Главном рудном теле Тишинского месторождения.

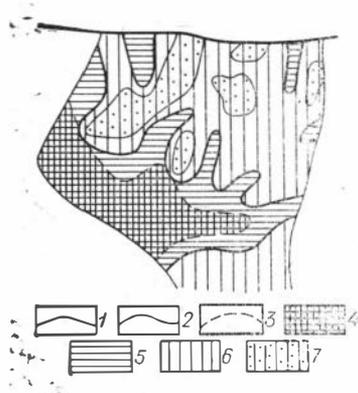


Рис. 72. Схема фациальной зональности оруденения Главного рудного тела Тишинского месторождения.

1 — границы инверсии соотношений рудных компонентов; 2, 3 — условные границы зон, выделяемых на основании анализа гистограмм; 4 — область развития медно-цинковой минерализации; 5 — то же, свинцово-медно-цинковой; 6 — то же, медно-свинцово-цинковой; 7 — зоны аномально высоких относительных концентраций свинца.

средних концентраций, линейных запасов и соотношений главных рудообразующих компонентов по вертикали имеют волновое строение. Рис. 73 иллюстрирует, в частности, характер вертикальной дифференциации средневзвешенных концентраций меди, свинца, цинка и пирита и различных комбинаций их соотношений. Значения содержания пирита, рассчитанные на основании количественно-минералогических подсчетов в 200 аншлифах, отобранных из керна скважин по разрезу I — I (см. рис. 66), менее достоверны по сравнению со значениями остальных компонентов, найденных путем обработки данных химического опробования. Тем не менее приведенные графики отражают некоторые общие закономерности размещения концентраций пирита по вертикали. Из рис. 73, а видно, что распределения концентраций меди, свинца, цинка и пирита характеризуются кривыми двух типов. Графики концентраций первых трех компонентов имеют в общем сходную конфигурацию. Максимумы концентраций их тяготеют к верхним зонам месторождения и с глубиной волнообразно убывают.

Концентрации же пирита в пределах контуров Главного рудного тела имеют тенденцию с глубиной к возрастанию, затем, достигнув максимальных значений, вновь убывают. Кроме того, кривые распределения концентраций меди, свинца и цинка имеют четырехвершинное, пирита — двухвершинное волновое строение. Такая резкая пространственная несогласованность исследуемых кривых, по-видимому, обусловлена формированием валовых концентраций соответствующих сульфидных минералов в течение несколько оторванных во времени колчеданной и полиметаллической стадий минерализации.

Сходный характер дифференциации имеют также графики линейных запасов и соотношений различных комбинаций ведущих рудообразующих компонентов (см. рис. 73, б). Из приведенной схемы видно, что наряду с некоторыми общими тенденциями в изменении абсолютных значений рассматриваемых соотношений, например, убыванием с глубиной величин Zn/Cu , возрастанием Zn/Pb и т. д., кривые имеют волнообразное строение со значительной амплитудой колебания абсолютных величин. Интенсивные максимумы данных кривых появляются, как и в случае зон повышенных концентраций и линейных запасов, на нескольких гипсометрических уровнях.

Таким образом, интегральные кривые распределения ведущих рудообразующих компонентов по вертикали имеют многовершинную, волнообразную конфигурацию с переменной амплитудой и длиной волны. Наблюдается также относительное зональное смещение максимумов раз-

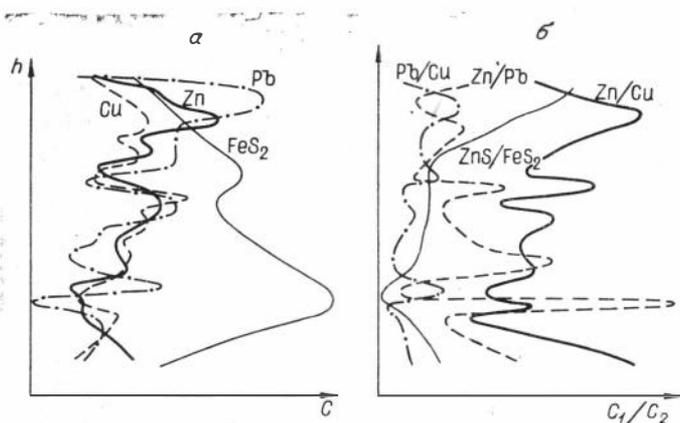


Рис. 73. Схемы изменения концентраций и соотношений ведущих рудообразующих компонентов на глубину в пределах Главного рудного тела Тишинского месторождения.

рудного тела вертикальной протяженности ритмов. За основание их приняты максимумы меди, а за вершины — свинца или серебра. Характерно также преобладание «прямой» схемы зональности отдельных ритмов, хотя некоторые горизонты Западного и Восточного рудных столбов характеризуются «обратной» схемой зональности.

По сравнению с максимумами концентраций максимумы линейных запасов различных металлов более тесно локализованы вдоль определенных горизонтов и обычно несколько опущены относительно соответствующих зон повышенных концентраций, хотя также ритмично повторяются на нескольких гипсометрических уровнях. Сходная повторяемость отмечается и в размещении максимумов относительных концентраций различных рудообразующих компонентов, которые смещены относительно друг друга, согласно общей схеме зональности, но занимают более низкие гипсометрические уровни.

Подобные закономерности отражает и сводная схема зональности Главного рудного тела. Однако благодаря несовпадению описанных выше максимумов в пределах отдельных рудных столбов в ней появляется дополнительный зональный ритм.

Таким образом, особенности геологического строения Зырянского и Тишинского колчеданно-полиметаллических месторождений, представляющих собой примеры рудолокализирующих структур «закрытого» (или «полузакрытого») и «сквозного» типов, находят отражение и в специфике зональности оруденения. В частности, экранирующее влияние слабопроницаемых алевролитовых пород, залегающих над более проницаемыми вулканогенно-осадочными образованиями, которые слагают Зырянское брахиантиклинальное складчатое сооружение, отражается в формировании полого ориентированных зон фиксации повышенных концентраций и линейных запасов в рудных залежах.

Иная ориентировка рудных столбов наблюдается в пределах Тишинского месторождения, для которого характерны крутопадающие рудные столбы, контролируемые положением шарниров крутоосных поперечных флексурных складок.

Вместе с тем элементы сходства полиморфной зональности Зырянского и Тишинского месторождений, которые необходимо принимать во внимание при постановке разведочных работ, заключаются в прерывистой многоэтажной группировке максимумов плотности и интенсивности рудной минерализации. Как и на аналогичных месторождениях Салаирского кряжа, рудная минерализация проявляется в ритмическом, чаще трех-, четырехкратном повторении зональных колонок концентраций и линейных запасов по падению рудных залежей наряду с некоторой общей фацальной направленностью изменения рудных парагенезисов. При этом амплитуда несколько расширяющихся с глубиной зональных ритмов имеет порядок первых сотен метров. Иными словами, появление медных и медно-цинковых горизонтов по падению рудных тел рассматриваемого типа месторождений еще не является однозначным доказательством их полной выклинки, поскольку в благоприятной структурно-литологической обстановке возможно повторение новых зональных ритмов.

Подобие зональности описанных месторождений заключается и в сквозном характере изменения некоторых соотношений рудных компонентов. Общие тенденции пространственной дифференциации их отражаются не только в концентрическом размещении изолиний относительно некоторых локальных структурных элементов (например, зон пересечения перекрестных дизъюнктивных структур), но и в довольно стабильных диапазонах колебания абсолютных величин сопоставляемых соотношений от корневых к фронтальным частям рудных тел, которые, в свою очередь, также усложняются самостоятельной ритмикой.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕКОТОРЫХ УРАЛЬСКИХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В отличие от рассмотренных выше примеров рудноалтайских и са-лаирских месторождений, сформировавшихся, согласно общепринятым представлениям, в орогенный или посторогенный период, большинство колчеданных месторождений Урала образовалось на ранних этапах развития геосинклиналей. Работами А. Н. Заварицкого (1943) установлена тесная пространственная связь колчеданной минерализации с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Вместе с тем возрастные соотношения вмещающих пород и руд являются спорными. Одни геологи придерживаются мнения о близсинхронном отложении колчеданных руд и вмещающих их вулканогенно-осадочных пород (Иванов, 1939, 1945; Ленных, 1959; Скрипиль, 1961; и др.), другие считают, что рудная минерализация является эпигенетической по отношению к вмещающим толщам, претерпевшим интенсивную предрудную дислокацию (Амираслапов, 1937; Кузнецов, 1939, 1956; Пэк, 1950; Бородаевская, 1963; и др.).

Поскольку данный вопрос уже широко обсуждался в печати, рассмотрим лишь некоторые особенности внутрирудной зональности колчеданных месторождений на примерах южноуральского Гайского и среднеуральского Дегтярского рудных полей, глубоко вскрытых выработками и детально описанных в литературе. Они характеризуются довольно контрастными различиями в геологическом строении и разной интенсивностью процессов динамометаморфизма вмещающих пород и руд, причем для первого из них устанавливаются незначительные, а для второго существенные вторичные преобразования рудных залежей.

ПЕРВИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ
ГАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В настоящее время Гайское рудное поле вскрыто карьерами, подземными горными выработками и густой сетью скважин, которые дают детальное представление об особенностях его геологического строения. По данным В. И. Скрипиль (1961), М. Б. Бородаевской и др. (1968), Гайское рудное поле приурочено к брахиформному вулкано-купольному сооружению, осложненному складчатостью и располагающемуся в зоне сопряжения Гайского и Калиновского региональных разломов. Вулканогенные образования района возникли в результате ниже-, среднедевонских извержений центрального типа в прибрежно-морских и отчасти азральных условиях и залегают с тектоническим несогласием на терригенных отложениях улутауской свиты.

Асимметричное вулкано-купольное сооружение имеет двучленное строение. Его ядерная зона сложена рудовмещающей андезит-дацит-липаритовой толщей, которая перекрыта надрудными отложениями шлаковых базальтоидных агломератов. Как показали М. Б. Бородаевская и др. (1968), вулканогенные образования первого ритма представлены сильно дифференцированными проявлениями андезито-дацитовой магмы. Последние насыщены дайкообразными и неправильными субвулканическими телами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, разновозрастными силлами и дайками основного состава. В пределах этой субмеридионально-вытянутой полосы концентрации жильных пород, контролируемой Гайской зоной разломов, размещается группа медноколчеданных залежей рассматриваемого рудного поля. Зоны сульфидной минера-

лизации окружены широким ореолом гидротермально измененных пород пирит-карбонат-кварц-серпичит-хлоритового состава на фоне регионального метаморфизма вмещающих пород, обусловившего развитие эпидот-хлоритового, кварц-пумпеллитового и пренитового парагенезисов.

Морфология рудных залежей определяется складчато-блоковой структурой вмещающих толщ и строением зон интенсивного рассланцевания, приуроченных главным образом к пирокластам андезито-дацитовой толщи и перекрывающих их кислых субвулканических тел. Характерной особенностью зон интенсивного рассланцевания является их ветвистое, секущее строение в пределах андезит-дацит-липаритовой толщи и экранирование их надрудной базальтоидной толщей. В основании последней развита зона рассланцевания, согласная с залеганием ее подошвы. Наряду с пологими зонами рассланцевания среди образований базальтоидной толщи формируются также локальные приразломные зоны рассланцевания.

Подобно колчеданно-полиметаллическим месторождениям Салаирского кряжа, сульфидная минерализация Гайского рудного поля развивается преимущественно по рассланцованным дробленным и будинированным дайкообразным субвулканическим телам кислого состава и в контактах их с пирокластами. При этом эффузивные и жильные породы основного состава, нерассланцованные пирокласты кислого состава играют роль литологических экранов.

Субмеридиональные зоны интенсивного рассланцевания вмещающих пород контролируют размещение группы рудных залежей. Наиболее крупные из них приурочены к северному флангу рудного поля и имеют на продольной проекции Г-образное строение. Верхняя часть северного фланга рудного поля условно выделяется под названием залежи № 3, включающей в себя крупную полого залегающую Стержневую линзу, которая окружена группой кулисообразно залегающих линзовидных тел, объединенных зонами вкрапленной сульфидной минерализации. Общий контур развития рудной минерализации северного фланга рудного поля на вертикальной продольной проекции несколько сужается с глубиной и круто склоняется к северу.

Верхняя кромка Стержневой линзы обусловлена морфологией экранизирующей сундучной складки, а нижние ее ответвления, глубоко погружающиеся по падению, связаны с морфологией зон рассланцевания. Суммарная мощность рудных линз залежи № 3 с глубиной постепенно убывает, а затем вновь возрастает. Этот раздув мощности, ранее выделявшийся под названием залежи № 4, является по сути естественным продолжением залежи № 3 на глубину. В верхних зонах рудного поля залежь № 3 вытягивается к югу в виде узких прерывистых «перемычек» преимущественно колчеданного состава (залежи № 1 и 2), объединяющих северный и южный фланги рудного поля.

Южно-Гайское месторождение (залежь № 5) представляет собой систему пространственно сопряженных рудных тел, имеющих на вертикальной продольной проекции воронкообразный контур и почти вертикальное общее склонение.

По своему минеральному составу Гайское рудное поле является типичным представителем колчеданно-полиметаллической формации. Его рудные залежи представляют собой скопления сплошной или рассеянной вкрапленности пирита с неравномерными выделениями халькопирита, сфалерита и других сульфидных минералов, присутствующих в резко подчиненных количествах. Отличительная особенность его — повышенные концентрации блеклой руды и гипогенного борнита, секущие прожилки которого связываются с гидротермальным метаморфизмом. Своеобразны также текстуры рудных масс, полосчатые разновидности которых сочетаются с брекчиевидными и пятнистыми неоднородными.

Процесс формирования сульфидной минерализации многостадийный, причем наблюдается строгая последовательность в формировании минеральных ассоциаций, типичная для колчеданно-полиметаллических месторождений. По М. Б. Бородаевской и др. (1968), образование главной массы пиритовых руд отделено от последующей ассоциации пирита с халькопиритом, сфалеритом и т. д. существенными перерывами, тектоническими подвижками и внедрением даек диабазовых порфиритов. Очередная минеральная ассоциация сопровождалась повторной мобилизацией кремнезема и частичной перегруппировкой ранее сформировавшихся компонентов.

Формы проявления зональности оруденения Гайского рудного поля. По данным В. И. Скрипиль, М. С. Недождогина, Н. А. Сибирской и Е. И. Токмачева (1960), в пределах Гайского рудного поля отчетливо проявляется первичная зональность оруденения симметричного типа. Центральные участки рудных залежей (по восстанию и в плане) сложены преимущественно пиритовой минерализацией. Облекаются они промежуточными зонами халькопирит-пиритовой минерализации и внешними зонами с повышенными концентрациями сфалерита и галенита. Подобная симметричная внутрирудная зональность сочетается с асимметричной зональностью околурудных парагенезисов, которая обусловлена особенностями структуры и литологического состава вмещающих пород. В обобщенном виде метасоматическая колонка от внутренних к внешним зонам имеет следующее строение (Бородаевская и др., 1968): серицит-кварцевая, кварц-серицитовая, кварц-хлорит-серицитовая, кварц-хлорит-карбонат-серицитовая, кварц-альбит-хлоритовая ассоциации с карбонатом и серицитом.

Проведенные автором исследования закономерностей пространственного размещения профилирующих компонентов, основанные на статистической обработке химических анализов проб (свыше 100 000 цифр), характеризующих Гайское рудное поле в целом, свидетельствуют о проявлении ярко выраженной внутрирудной зональности оруденения. Вместе с тем установлен полиморфный характер зональности — неоднородное пространственное распределение концентраций, линейных запасов и соотношений рудообразующих компонентов. Наряду с вещественной зональностью оруденения своеобразны также закономерности дифференциации текстурных особенностей рудных масс, которые рассматриваются ниже на примере Южно-Гайского месторождения (залежь № 5).

Текстурная зональность рудных масс. Текстурные разновидности сплошных и вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд детально описаны в работах А. В. Касьянова, Е. П. Миронова (1963), М. Б. Бородаевской и др. (1968). Ими выделяются массивные однородные, пятнистые и брекчиевидные, неоднородные с различно ориентированными прожилковыми обособлениями и полосчатые типы сплошных колчеданных руд, причем наиболее распространены пятнистые неоднородные руды, слагающие чаще краевые участки рудных тел, а к их центральным частям сменяющиеся более однородными рудами. Неоднородная текстура колчеданных руд обусловлена развитием тонкокристаллических пиритовых округлых или угловатых агрегатов среди крупнокристаллической пиритовой или кварцитовой массы, гнездово-блочными скоплениями халькопиритовых или сфалеритовых обособлений. Процесс формирования данных неоднородных руд обусловлен не только унаследованием сланцевых или брекчиевых текстур замещаемых пород, но и развитием метаморфогенных и наложенных текстур в связи с образованиями более поздних генераций медно-цинковой минерализации (Петровская, 1963, 1964). Зоны развития медно-цинковой минерализации образуют либо прерывистые краевые оторочки рудных залежей, в центральных частях которых преобладают массивные или пятнистые руды преимущественно колчеданного состава, либо формируют полосы, чередующиеся с блоками массивных

и пятнистых руд. Возникает своеобразная текстурная зональность рудных тел симметричного, асимметричного или блок-пластинчатого строения (Бородаевская и др., 1968).

В настоящее время в связи с глубоким вскрытием карьерами колчеданных залежей Гайского рудного поля появилась возможность более детального исследования внутреннего строения рудных тел. В 1971 г. автором совместно с Д. Г. Ажгиреем на основании фотограмметрической съемки карьера залежи № 5 была предпринята попытка картирования размещения текстурных разновидностей рудных масс. В частности, на рис. 75 показан один из фрагментов морфологии и внутреннего строения Южно-Гайского месторождения на горизонте 270 м. Рудное тело в целом характеризуется симметричной зональностью распределения текстурных разновидностей руд. Рудные массы пятнистой текстуры приурочены к внутренним участкам рудных тел и сменяются к периферии грубо- и тонкополосчатыми текстурами. Следует отметить, что тонкополосчатые разновидности руд слагают приконтактные участки сливных колчеданных рудных тел и их тонкие апофизы во вмещающие породы. Более распространены текстурные разновидности руд комбинированного типа: сфероидально-полосчатые, глобулярно-полосчатые и др. По направлению к внутренним зонам рудной залежи ярко выраженный полосчатый рисунок рудных масс постепенно становится менее отчетливым, хотя сохраняется определенная план-параллельная «флюидалность» и линейность, подчеркнутая однонаправленной ориентировкой длинных осей обломковидных и очковых включений, между которыми заключены более мелкие и изометричные глобулы, сложенные тонкокристаллическим пиритом. Симметричный характер расположения текстурных разновидностей рудных масс относительно осевой плоскости рудного тела обусловлен также тем, что во внутренних зонах рудных тел увеличиваются размеры обломковидных и сфероидальных включений.

Некоторую асимметрию в проявлении текстурной зональности вносят прерывистые сплошные линзы мелкокристаллических колчеданных руд, которые смещены к висячему боку рассматриваемой рудной залежи. Их конфигурация повторяет изгибы внешних контактов рудного тела и

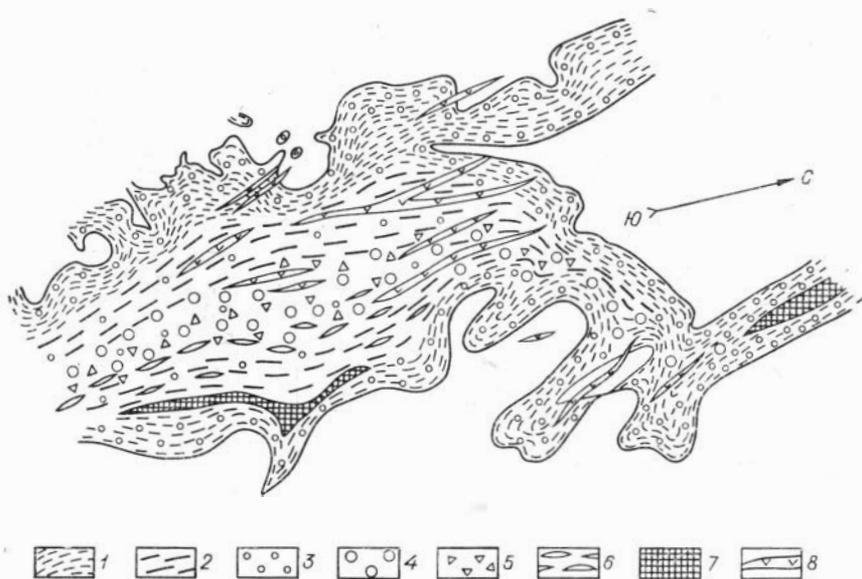


Рис. 75. Схема размещения текстурных разновидностей руд Южно-Гайского месторождения на горизонте 270 м.

1 — тонкополосчатые; 2 — грубополосчатые; 3 — глобулярные, 4 — сфероидальные, 5 — брекчиевидные, 6 — линзовидные, 7 — массивные, 8 — дайки диабазовых порфиритов.

параллельна ориентировке полосчатых текстур. Подобная зональность текстурного рисунка руд повторяется как в масштабах отдельных рудных тел и залежей, так и в строении мелких рудных апофиз и изолированных колчеданных «булок», развивающихся в экзоконтактных зонах рудных тел.

Внешние границы сплошных рудных тел характеризуются четкой приуроченностью к зонам рассланцевания и трещиноватости гидротермально измененных вмещающих пород, «вписываются» в готовую структуру и в значительной мере наследуют их текстурный облик. Вместе с тем фестончатая конфигурация резких контактов рудных тел и их апофиз, особенно в зонах их выклинивания по восстанию, свидетельствует о том, что морфология рудных тел наряду со структурными факторами обусловлена также разрастанием метасоматических фронтов замещения в процессе становления гидротермально-метасоматических рудных тел. При этом на фоне преобладающей ориентировки полосчатости параллельно границам рудных тел в зонах их выклинивания по восстанию наблюдается секущее расположение рудных полос и притыкание их к контактам.

В участках, примыкающих к рудным телам, особенно со стороны подошвы залежей, развивается ореольная зона пропитывания вмещающих пород тонкокристаллическим пиритовым агрегатом с сохранением «просвечивающих структур» незамещенных пород. Морфология рудных новообразований меняется от сфероидальной, сфероидально-полосчатой до петельчатой, лапчатой, брекчиевидной и т. д. Наряду с «окнами» незамещенных блоков вмещающих пород появляются гальковидные и брекчиевидные образования крупнокристаллического пирита. Участки густого пропитывания вмещающих пород постепенно сменяются зонами прожилково-вкрапленной минерализации, в пределах которых также сохраняются линзовидные блоки незамещенной породы. Далее она переходит в зону редких пиритовых и мельниквит-пиритовых прожилков, приуроченных к системе сколовых трещин.

Верхние горизонты рудных залежей характеризуются преимущественным развитием сливной колчеданно-полиметаллической минерализации с резкими границами рудных тел и незначительным распространением ореольного прожилково-вкрапленного оруденения. С глубиной относительные размеры сливных рудных тел сокращаются наряду с разрастанием ореолов прожилково-вкрапленной колчеданно-полиметаллической минерализации, которая становится преобладающей в зонах выклинивания рудных тел.

Таким образом, текстурные особенности руд и внутреннее строение колчеданно-полиметаллических рудных тел Гайского рудного поля, наблюдаемые в карьерах, свидетельствуют о гидротермально-метасоматическом происхождении рудных залежей, ярко выраженном структурном контроле оруденения и слабом послерудном динамометаморфизме рудных масс, затронутых незначительной регенерацией. При этом широким распространением пользуются реликтовые глобулярные, сфероидальные и коллоидные макротекстуры руд, обусловленные значительной ролью коллоидных растворов в рудообразовании.

Морфология рудных залежей. Наглядное представление о характере пространственной дифференциации мощностей рудных тел и морфологии рудных залежей Гайского рудного поля дают его проекции на вертикальную продольную и горизонтальную плоскости и поперечные сечения (рис. 76). По морфологическим особенностям рассматриваемое рудное поле охарактеризовано П. Ф. Иванкиным (1970) как односторонний рудный пучок с корневой частью, лежащей на глубине более 1 км в северной части рудного поля. Подобное асимметрическое строение рудного поля усложняется многоэтажным распределением раздувов мощностей рудной зоны, чередующихся с их пережимами. В частности, раздувы горизонтальных мощностей Южно-Гайского месторождения на вертикальной

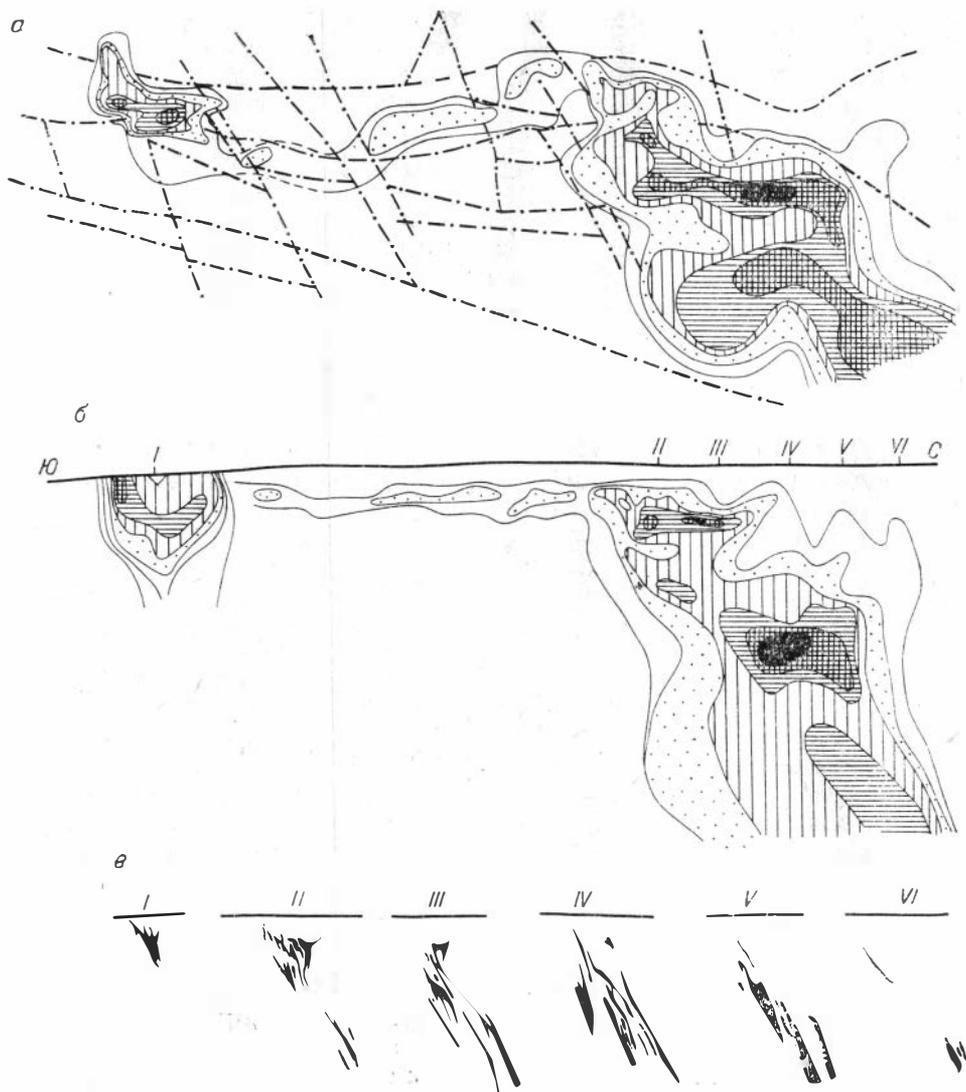


Рис. 76. Морфологические особенности рудных залежей Гайского рудного поля.
 а* — горизонтальная проекция (штрих-пунктир — размещение дизъюнктивных структур по М. Б. Бородаевской и др. (1968); б — вертикальная продольная проекция рудных залежей; в — поперечные сечения рудных залежей по линиям I—VI.

продольной проекции имеют V-образное строение с крутой южной и более пологой северной ветвями. По мере продвижения к северу серия пологих линзовидных участков повышенных мощностей промежуточной части рудного поля переходит в крутосклоняющуюся (в среднем под углом 60°) рудную зону его северного фланга, в пределах которой образуется три крутых раздува мощностей: верхний — уплощенной формы, вытянутый непосредственно под экранирующей структурой, средний — более изометричный, слегка удлиненный в горизонтальном направлении и сопровождающийся по краям ответвлениями, ориентированными вверх и вниз, и нижний — крутосклоняющийся к северу. Подобная пространственная ориентировка вертикальной продольной проекции расширенных участков суммарных мощностей рудных тел обусловлена сочетанием пологих структурных элементов (структур экранирования, флексурно-трещинных зон, плоскостей отслоения и др.) с крутопадающими поперечными разломами, погружающимися к северу.

Горизонтальная проекция рассматриваемой зоны рудной минерализации представлена в виде полосы, вытянутой в север-северо-западном направлении с расширенными северным и южным флангами и узкой объединяющей их перемычкой (залежи № 1 и 2). Общее погружение рудной зоны наблюдается в северо-восточном направлении. Полого ориентированным раздувам мощностей рудных тел, показанным на вертикальной продольной проекции, в плане соответствует серия удлиненных максимумов, осевые линии которых ориентированы несколько западнее по сравнению с общим простираем рудной зоны. Наряду с ярко выраженной структурной ориентировкой морфологических неоднородностей рудных тел в субширотном и северо-западном направлении, определенное влияние оказывают также субширотные структуры. Последние, однако, проявляются в морфологических особенностях строения более мелких деталей рудных тел и образуют широкие «ореоли», вытянутые в субширотном направлении и объединяющие компактные рудные зоны. Кроме того, морфологические особенности глубоких горизонтов рудных тел подчинены структурам северо-восточного простираения, вдоль которых наблюдается общее погружение рудной зоны.

Перекрестная ориентировка раздувов мощностей рудных тел в плане и на вертикальной продольной проекции хорошо увязывается со структурными элементами Гайского рудного поля, детально разобранными М. Б. Бородаевской и др. (1968). Согласно данным этих авторов, последние обусловлены сочетанием брахиформных вулcano-купольных структур с решеткой дизъюнктивов субмеридионального, субширотного и северо-восточного простираения. Выходы их на поверхность условно показаны на рис. 76.

С раздувами мощностей рудных тел в тесной пространственной корреляции находятся зоны повышенных концентраций и линейных запасов рудных компонентов.

В поперечных сечениях рудные залежи Гайского рудного поля имеют кулисообразное строение и форму несколько расширяющихся по востоку рудных пучков. При этом общее погружение отдельных рудных тел наблюдается от лежащего к висячему боку рудной залежи.

Элементы вещественной зональности Гайского рудного поля. Остановимся на зональности по мощности рудных тел.

Как уже отмечалось, рудные залежи Гайского рудного поля в разрезах представляют собой систему веерообразно расходящихся кверху жило- и линзовидных сплошных сульфидных тел, объединенных зоной рассеянной прожилково-вкрапленной рудной минерализации. Сходное веерообразное строение имеет также серия даек габброидов и диабазовых порфиритов.

Зоны верхних выклинок рудных залежей контролируются морфологией свода экранизирующей брахиклинали складки, сочетающейся с секущими крутопадающими дизъюнктивными нарушениями, и имеют иззубренное пламевидное строение. С глубиной рассматриваемый «рудный пучок» сходится на клин. Подобная структура характерна, в частности, для Южно-Гайского месторождения. Более сложную морфологию в разрезе имеет северный фланг Гайского рудного поля, структура которого подобна вышеописанной, но раздувы мощностей группы рудных тел, как будет показано ниже, фиксируются на нескольких гипсометрических уровнях.

По вещественному составу отдельные рудные залежи имеют двучленное строение. Нижние зоны их слагаются системой сходящихся с глубиной линзо- и жилообразных тел преимущественно колчеданного состава, в которую как бы вложен сверху колчеданно-полиметаллический «рудный пучок». Как показано на рис. 77, иллюстрирующем особенности распределения меди, цинка и серного колчедана, подобная зональность определяется следующими факторами. Данные компоненты образуют зо-

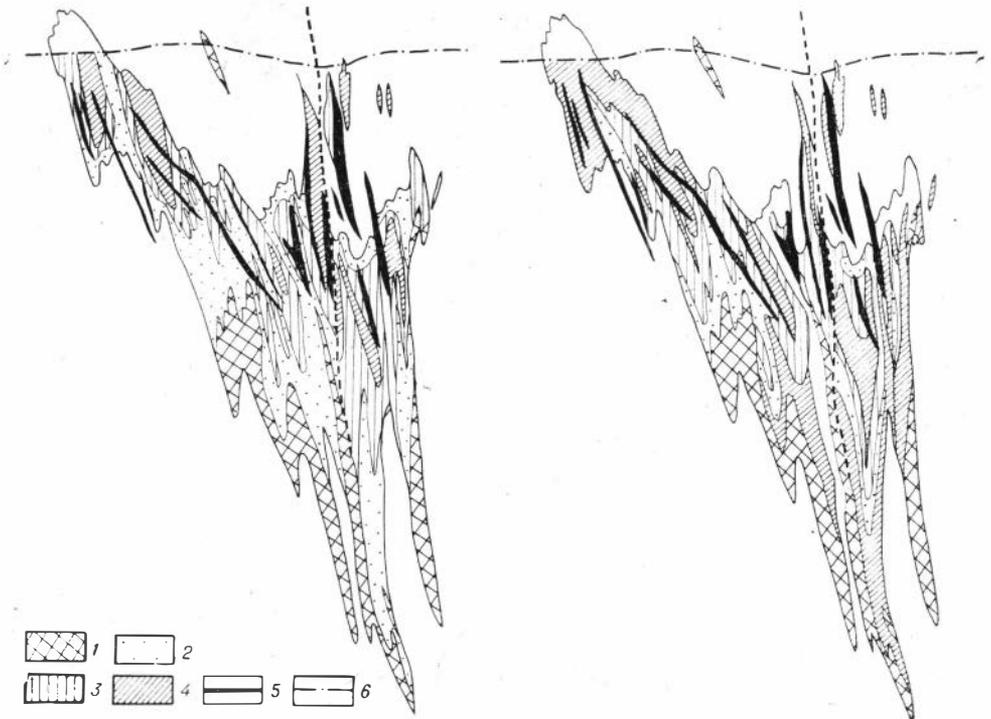


Рис. 77. Схематические геохимические разрезы по линии I—I (см. рис. 76).

1 — области развития сплошной колчеданной минерализации; 2 < 3 < 4 — плотности распределения медной (а) и цинковой (б) минерализации; 5 — дайки диабазовых порфиров и габброидов; 6 — граница зоны окисления.

ны обогащения, оконтуривающие фланги рудной залежи. Кроме того, выделяется стержневая зона обогащения, приуроченная к рудоконтролирующему крутопадающему тектоническому нарушению. При этом в пределах каждой зоны обогащения серноколчеданная минерализация сменяется по восстанию рудной залежи колчеданно-полиметаллической. Последняя зона также характеризуется зональным строением, обусловленным тем, что максимумы концентраций меди чаще приподняты относительно участков, обогащенных цинковой минерализацией.

Следует отметить, что во внешних и внутренних обогащенных участках исследуемой рудной залежи выделенные зоны группируются примерно на одинаковых гипсометрических уровнях. В связи с этим вертикальная составляющая данной схемы зональности наглядно отражается в обобщенном виде на приведенных ниже продольных проекциях Гайского рудного поля.

Закономерности пространственной дифференциации повышенных концентраций рудных компонентов. В объеме рудных залежей Гайского рудного поля участки повышенных концентраций колчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации образуют пространственно обособленные зоны. На северном и южном флангах рудного поля зоны преобладающей колчеданной минерализации приурочены к нижним частям рудных залежей. Почти сплошными пиритовыми массами сложены также 1-я и 2-я рудные залежи, образующие прерывистую узкую «перемычку» в верхней срединной части рудного поля. Полиметаллическая минерализация охватывает верхние зоны северного и южного флангов Гайского

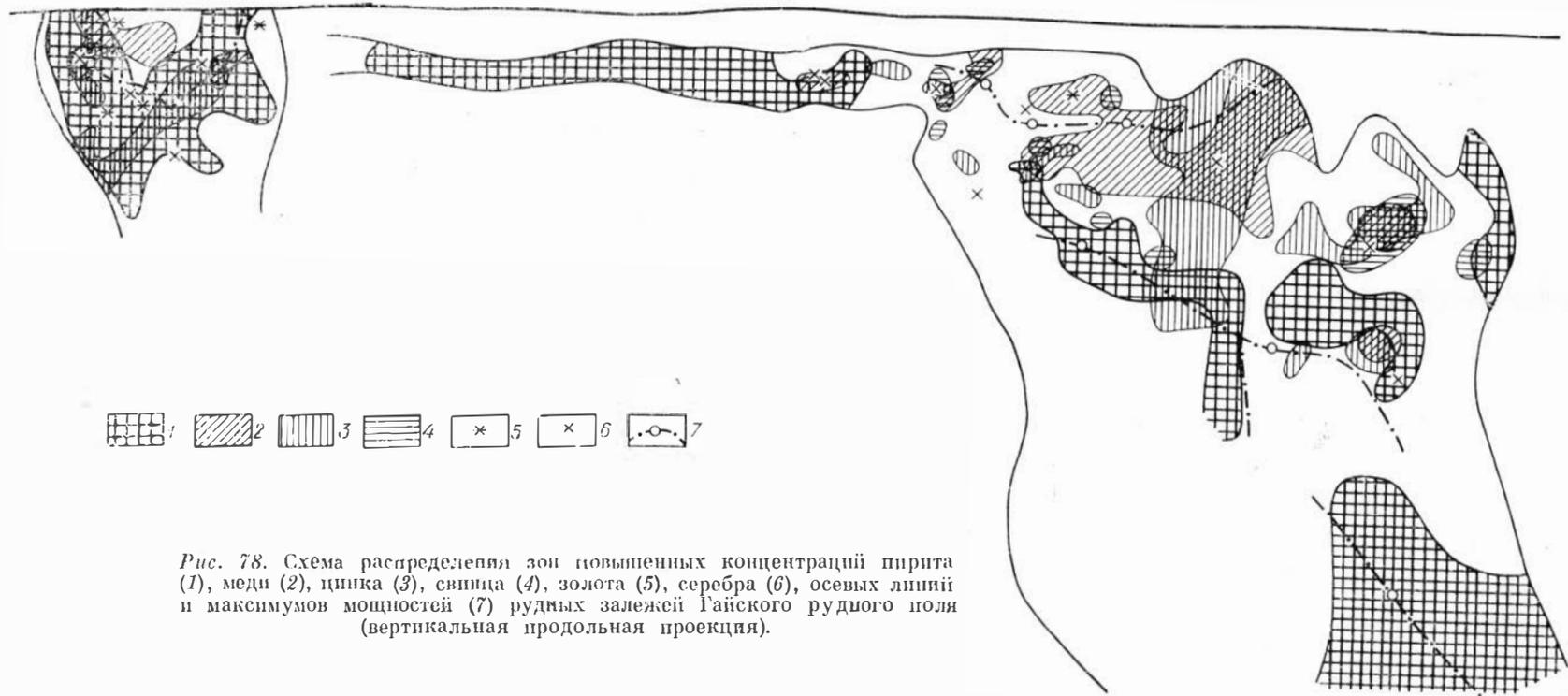


Рис. 78. Схема распределения зон повышенных концентраций пирита (1), меди (2), цинка (3), свинца (4), золота (5), серебра (6), осевых линий и максимумов мощностей (7) рудных залежей Гайского рудного поля (вертикальная продольная проекция).

рудного поля, причем каждый из рассматриваемых рудообразующих компонентов образует самостоятельные зоны обогащения, дифференцированные относительно друг друга.

Отмеченная общая тенденция зонального распределения концентраций сульфидной минерализации осложняется многоэтажной роевой дифференциацией обогащенных различными компонентами зон. В частности, на южном фланге исследуемого рудного поля (залежь № 5) пиритовая, цинковая, золотая и серебряная минерализации образуют зоны обогащения V-образной структуры с крутосклоняющейся южной и диагонально склоняющейся к югу (под углом около 55°) северной ветвями. Зона повышенных концентраций меди как бы оконтуривает сверху V-образный пиритовый рудный столб, насыщенный указанными выше компонентами, и представляет собой сочетание пологой зоны с тремя ориентированными книзу ответвлениями по краям и в середине.

Следует отметить, что относительно друг друга смещены не только V-образные разнометалльные рудные столбы, но и осложняющие их локальные максимумы концентраций, группирующиеся на нескольких гипсометрических уровнях (рис. 78). При этом зоны повышенных концентраций цинка несколько опущены и смещены к югу относительно колчеданной зоны минерализации, выше которой располагается зона повышенных концентраций серебра и золота и еще выше — зона медной минерализации. Таким образом, обобщенную схему вертикальной дифференциации разных рудных столбов ведущих рудообразующих компонентов Южно-Гайского месторождения можно представить в следующем виде (снизу вверх): Zn — Py — Au — Ag — Cu.

В пределах северного фланга Гайского рудного поля пространственно обособляются крутосклоняющиеся северная, центральная и южная зоны обогащения с асимметричными пологими ответвлениями, вытянутыми в южном направлении. Подобное сочетание пологих и почти вертикальных зон обогащения обусловлено сопряжением крутопадающих дивьюнктивных структур с пологими литологическими экранами и структурами отслоения, детально описанными М. Б. Бородаевской и др. (1968).

Подобно Южно-Гайскому месторождению, для северного фланга рудного поля также характерны многоэтажно-роевое распределение локальных зон обогащения и относительное смещение максимумов отдельных рудных компонентов в соответствии с намечающимся общим планом зональности оруденения. В пределах упомянутых полос обогащения почти мономинеральные зоны колчеданной минерализации появляются на нескольких гипсометрических уровнях, и каждый из них сопровождается роевым сгущением пространственно дифференцированных максимумов полиметаллических компонентов. В распределении последних наблюдается довольно устойчивый порядок зональности.

Как видно из рис. 79, на котором показано распределение осевых линий рудных столбов, в структурной ориентировке последних сказывается влияние не только перекрестных пологих и крутопадающих, но и диагональных структурных элементов с южным склонением. Комбинация последних в значительной степени обуславливает на вертикальной продольной проекции решетчатое строение рудных столбов северного фланга Гайского рудного поля.

Таким образом, общая закономерность пространственной локализации обогащенных различными рудообразующими компонентами участков рудных залежей заключается в многоярусной ритмически-зональной их дифференциации и решетчатой структуре рудных столбов. При этом структурно-литологические факторы проявляются в однотипной структурной ориентировке осевых линий, центров тяжести рудных столбов и контуров изолиний концентраций различных компонентов. Наряду с этим вполне определенно выявляются факторы селективного распределения рудных парагенезисов относительно локальных структурно-литологи-

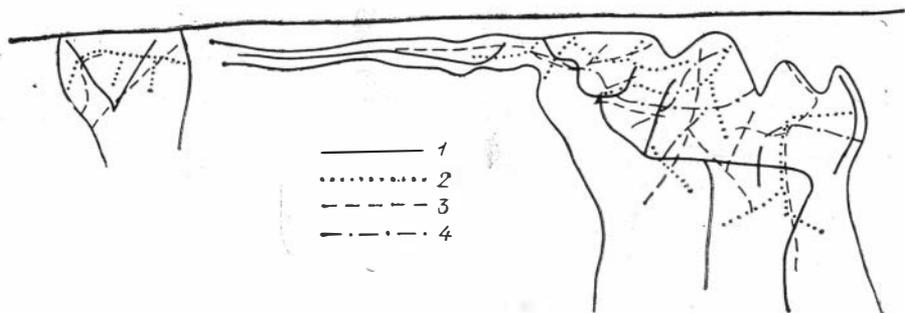


Рис. 79. Схема размещения осевых линий рудных столбов пирита (1), меди (2), цинка (3) и свинца (4) на вертикальной продольной проекции рудных залежей Гайского рудного поля.

ческих барьеров в процессе их объемной дифференциации вдоль потока рудообразующих растворов. В частности, наблюдается довольно четкая корреляция зон повышенных концентраций профилирующих рудообразующих компонентов с раздувами мощностей рудных залежей. С последними, особенно на нижних горизонтах, наиболее тесно связаны участки преобладающего развития колчеданной минерализации, хотя полного совпадения между ними не наблюдается. Зона повышенных мощностей рудных тел, локализуемая непосредственно под купольной экраняющей структурой рудного поля, не сопровождается развитием богатой колчеданной минерализации, причем области распространения последней несколько смещены и на нижних горизонтах рудного поля относительно осевых линий и геометрических центров тяжести раздувов мощностей рудных тел. Еще в большей степени дифференцированы зоны богатой полиметаллической минерализации, хотя и между ними наблюдается определенная структурная сопряженность.

Закономерности пространственной дифференциации линейных запасов рудных компонентов. Описанные выше пространственные соотношения мощностей рудных тел и распределения концентраций рудообразующих компонентов определяют своеобразное размещение линейных запасов. Максимумы последних на продольной вертикальной проекции Южно-Гайского месторождения образуют зону V-образной конфигурации, а на северном фланге рудного поля, подобно рассмотренным рудным столбам, слагают зоны обогащения, морфология которых обусловлена сочетанием пологих и крутопадающих элементов (рис. 80).

Вместе с тем зоны массового выпадения сульфидов более тесно пространственно сопряжены с раздувами мощностей рудных тел и в значительной мере повторяют их конфигурацию. В пределах северного фланга Гайского рудного поля максимумы линейных запасов образуют контуры, существенно отличающиеся от рудных столбов, выделенных по концентрациям компонентов, размещаются на иных гипсометрических уровнях и характеризуются иной последовательностью дифференциации в вертикальном направлении. В частности, на вертикальной продольной проекции Южно-Гайского месторождения наблюдается следующий порядок распределения максимумов (снизу вверх): $Zn - Pb \rightleftharpoons Cu$. Различные уровни группировки максимумов линейных запасов северного фланга рудного поля также имеют сходную зональную последовательность относительно расположения по падению рудных залежей.

Таким образом, линейные запасы и концентрации ведущих рудообразующих компонентов Гайского рудного поля характеризуются самостоятельными формами проявления зональности и имеют различную последовательность относительного размещения гипсометрических уровней их максимумов.

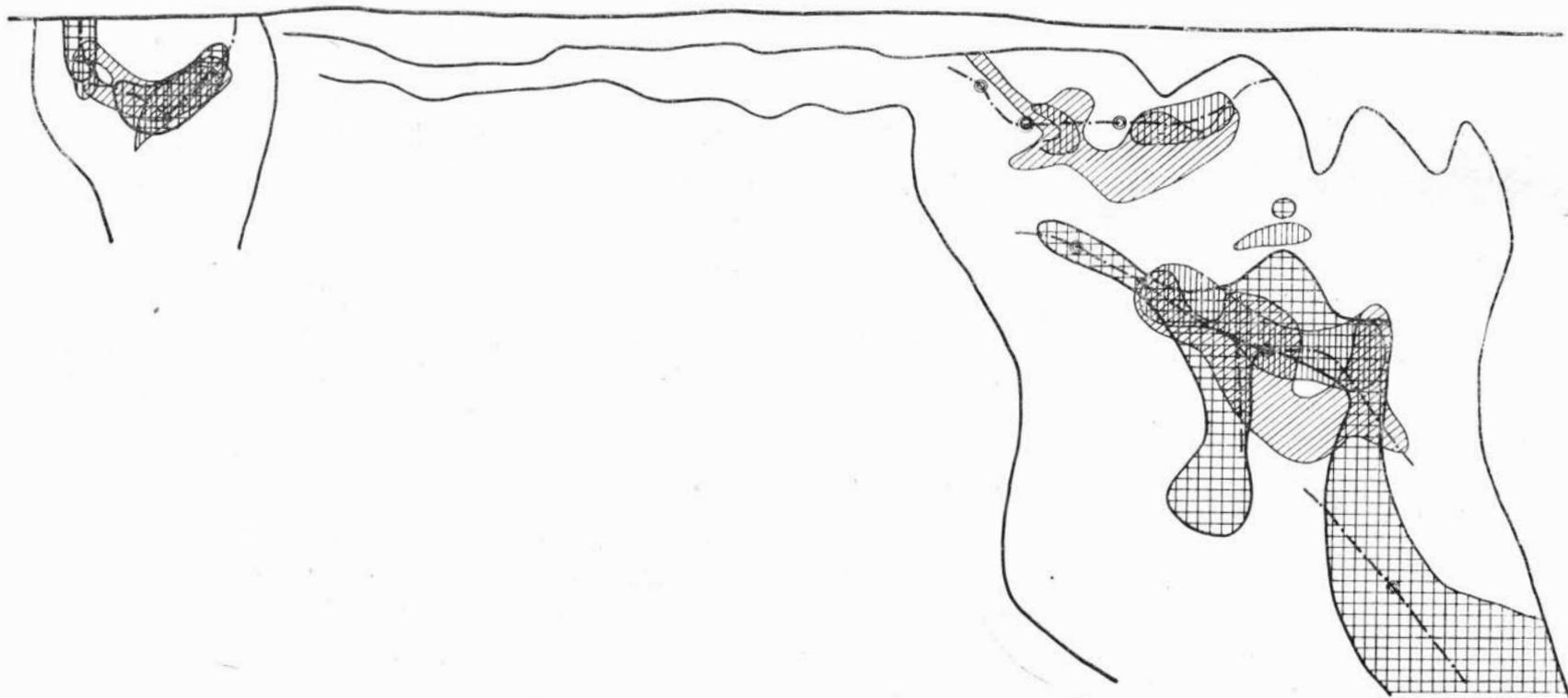
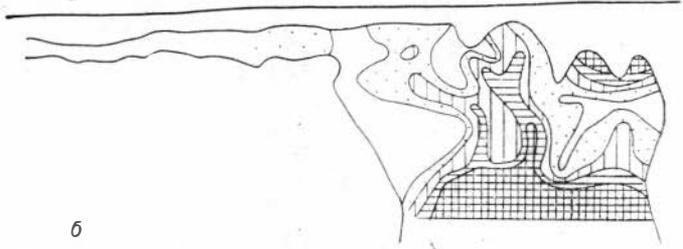


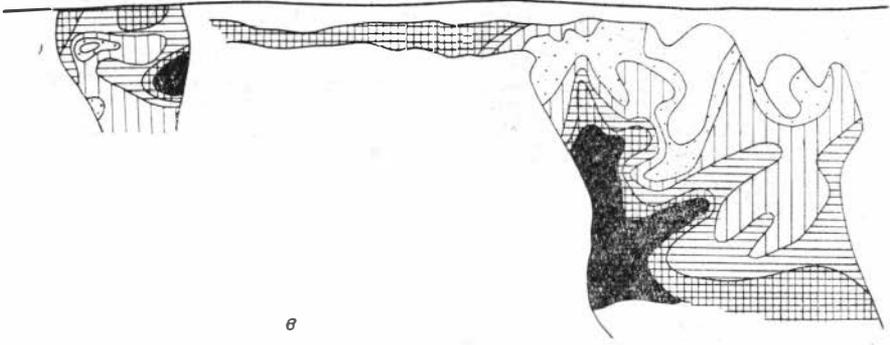
Рис. 80. Схема пространственной дифференциации максимумов линейных запасов ведущих рудообразующих компонентов на вертикальной продольной проекции рудных залежей Гайского рудного поля.

Усл. об. те же, что и на рис. 78.

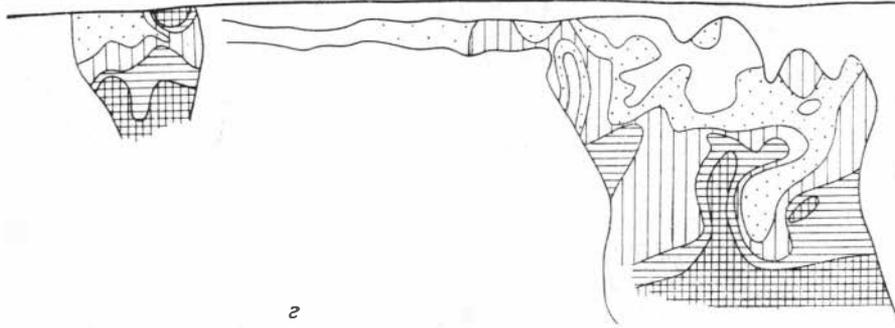
a



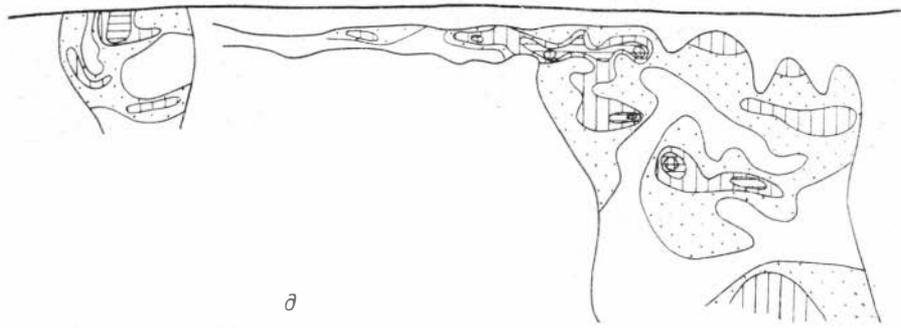
б



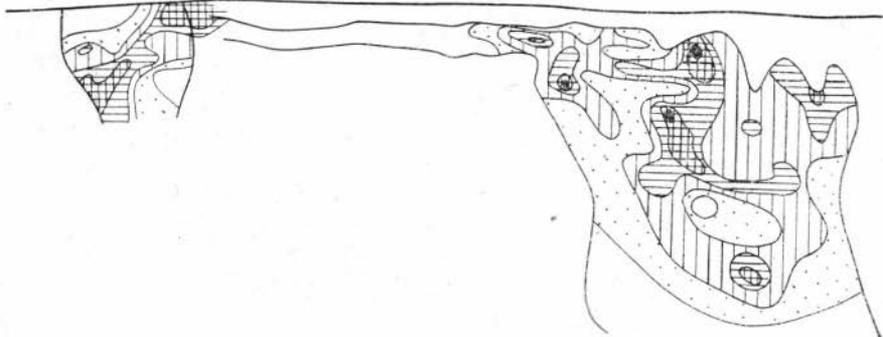
в



г



д



Об особенностях пространственного распределения относительных концентраций рудообразующих компонентов. Пространственная дифференциация различных комбинаций соотношений ведущих рудообразующих компонентов существенно отличается от рассмотренных особенностей распределения их концентраций и линейных запасов и характеризуется двумя типами: концентрическим и многоэтажно-узловым. Как показано на вертикальных продольных проекциях Гайского рудного поля (рис. 81), концентрический тип пространственного размещения имеют соотношения цинк/свинец, пирит/сфалерит, пирит/халькопирит, а по второму — серебро/золото и цинк/медь. Распределение соотношений первых трех пар компонентов отражается в виде системы концентрических изолиний, закономерно изменяющихся с глубиной и осложненных узкими «апофизмами», вытянутыми вдоль локальных проводящих структур. Абсолютные значения соотношений цинк/свинец имеют диапазон колебаний от нескольких единиц в верхних зонах и на флангах залежи № 3 до 200 и более единиц на средних горизонтах северной части рудного поля. При этом зона существенно цинковой минерализации, охватывающая средние горизонты северного фланга рудного поля, постепенно сменяется кверху свинцово-цинковой и образует в этом направлении три «языка» почти вертикального склона (см. рис. 81, а).

Столь же контрастно сфалерит-пиритовая минерализация переходит с глубиной в колчеданную, причем абсолютные значения соотношений пирит/сфалерит возрастают на 3 порядка (см. рис. 81, б).

Аналогичная конфигурация изолиний наблюдается и по соотношениям пирит/халькопирит, однако величина их возрастает с глубиной менее контрастно и меняется в пределах от нескольких до 70 единиц (см. рис. 81, в).

Иной характер пространственного распределения имеют соотношения серебро/золото и цинк/медь. Как на северном, так и на южном флангах Гайского рудного поля наблюдается общая тенденция к возрастанию с глубиной относительных концентраций золота и меди. Данная закономерность осложняется многоэтажной группировкой максимумов этих соотношений. Участки повышенных относительных концентраций серебра совпадают с раздувами мощностей рудных тел, а на их выклинках или пережимах возрастает роль золота. Подобно размещению суммарных мощностей рудных тел, на вертикальной продольной проекции участки повышенных значений соотношений серебро/золото образуют полого вытянутые максимумы, группирующиеся на северном фланге на четырех, а на южном фланге рудного поля — на трех горизонтах (см. рис. 81, г).

Сходные тенденции наблюдаются и в пространственной дифференциации соотношений Zn/Cu , величина которых возрастает от нижних горизонтов к верхним от 0,05 до 1—2, но на трех-четырёх горизонтах появляются дополнительные максимумы, вытянутые вдоль пологих и крутопадающих структурных элементов (см. рис. 81, д).

Рассмотренные выше закономерности пространственного распределения различных комбинаций соотношений рудообразующих компонентов позволяют наметить общую схему фациальной зональности оруденения Гайского рудного поля (рис. 82). Наиболее полно зональная колонка рудных парагенезисов представлена для слепого северного фланга рассматриваемого рудного поля, которая выполнена постепенно сменяющимися по восстанию рудных залежей существенно колчеданной, медно-колчеданной и сфалерит-халькопирит-колчеданной зонами минерализации. Последняя обогащается также в верхних зонах и на флангах северного участка рудного поля свинцовой минерализацией, представленной га-

Рис. 81. Схемы размещения соотношений рудных компонентов в пределах рудных залежей Гайского рудного поля (вертикальные продольные проекции). а — Zn/Pb ; б — пирит/сфалерит; в — пирит/халькопирит; г — Ag/Au ; д — Zn/Cu .

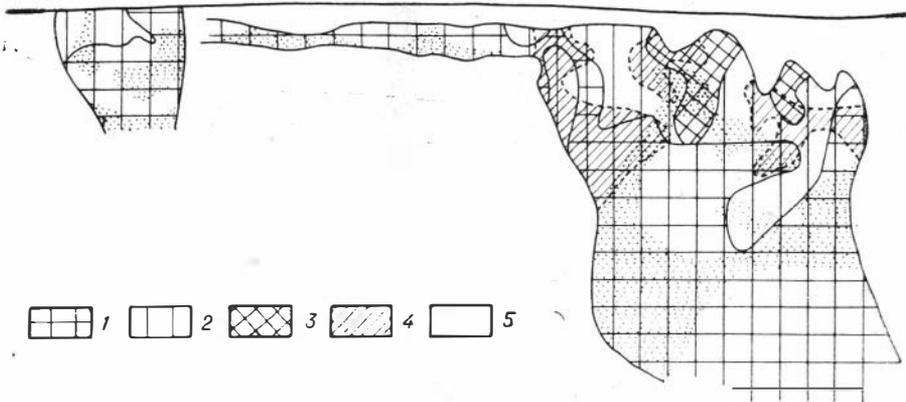


Рис. 82. Схема фациальной зональности Гайского рудного поля (вертикальная продольная проекция).

1 — существенно колчеданная, 2 — медноколчеданная и 3 — сфалерит-халькопирит-колчеданная зоны минерализации, 4 — области развития повышенных относительных концентраций свинцовой минерализации, 5 — зоны фиксации аномальных относительных концентраций золота. Сплошным линиям соответствуют границы инверсии рассматриваемых соотношений, пунктирным — условные границы.

ленимом и в меньшей степени блеклыми рудами. Кроме того, на нескольких горизонтах рудного поля выделяются широкие полосы с повышенными значениями относительных концентраций золота.

Для вскрытого эрозией Южно-Гайского месторождения, расположенного, вероятно, в пределах приподнятого блока, выделяются лишь колчеданная и медноколчеданная зоны, на фоне которых обособляются пятна и полосы аномальных относительных концентраций золота. Последние характерны также для «рудной перемычки» (залегли № 1 и 2) преимущественно колчеданного состава.

Намечающиеся довольно ярко выраженные тенденции зонального изменения концентраций, линейных запасов и соотношений рудообразующих компонентов позволяют также наметить предполагаемую схему путей миграции рудоносных гидротермальных растворов в процессе формирования сульфидной минерализации рассматриваемого рудного поля.

Следует отметить, что ранняя пиритизация охватывает более обширное пространство по сравнению с последующими стадиями минерализации. Последние проявляются более локально и развиваются в пределах продуктов отложения ранних стадий минерализации. При этом наблюдается определенная соподчиненность рудных столбов, сформированных в процессе медноколчеданной и полиметаллической стадий минерализации, пространственному расположению и морфологии более ранних скоплений колчеданных руд. Участки рудных тел, обогащенные полиметаллическими компонентами, как бы оконтуривают сверху и на флангах почти мономинеральные «пиритовые ядра», группирующиеся на нескольких ярусах.

Судя по особенностям пространственного размещения относительных концентраций рудных компонентов, направление дифференциации, а возможно, и преобладающее движение рудоносных гидротермальных растворов имело восходящий, многоцентровый характер наряду с тенденциями к растеканию «рудоносных потоков» по мере подъема их на верхние горизонты. В пределах Гайского рудного поля намечаются два главных «питающие центра»: более локальный, южный, и широкий, щелевидный — северный. В общем виде предполагаемые пути миграции растворов на различных этапах развития рудообразующей гидротермальной системы показаны на рис. 83.

О вертикальных ритмах зональности Гайского рудного поля. Изложенные выше особенности пространственного распределения рудных компонентов свидетельствуют о сложном внутреннем строении рудных

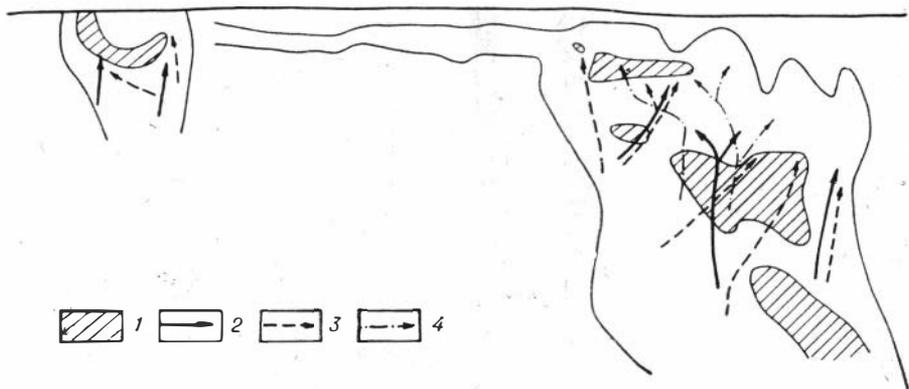


Рис. 83. Схема предполагаемых путей миграции рудообразующих растворов в процессе формирования рудных залежей Гайского рудного поля.

1 — участки размещения почти мономинеральных пиритовых «ядер»; 2 — преимущественные направления дифференциации пирит-халькопиритовой минерализации; 3 — то же, пирит-сфалеритовой; 4 — сфалерит-галенитовой.

тел, обусловленном многоярусно-столбовым характером минерализации. Повторяющиеся многоступенно-дифференцированные рудные столбы создают систему взаимно перекрывающихся зональных ритмов, существенно отличающихся от приведенных выше примеров колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и Салаирского кряжа с довольно четко разделенными по вертикали зональными колонками.

Как показал анализ обобщенных схем размещения гипсометрических уровней мод главных и второстепенных максимумов концентраций, липейных запасов и соотношений ведущих рудообразующих компонентов для северного и южного флангов Гайского рудного поля, однозначное выделение границ зональных ритмов затруднено: в южной части рудного поля максимумы отдельных компонентов повторяются до четырех, а на северном его фланге — до семи раз. Более определенные закономерности выявляются при исследовании ритмической зональности в пределах описанных выше зон повышенных концентраций металлов (рудных столбов). Принимая во внимание преимущественно восходящее направление миграции рудообразующих растворов в процессе формирования рудных тел и наиболее вероятную относительную последовательность рудных компонентов в зональных рядах (Emmons, 1935), представляется возможность выделения даже фрагментов отдельных зональных ритмов для недоразведанных или частично вскрытых эрозией рудных тел.

В частности, в пределах Южно-Гайского месторождения зоны повышенных концентраций меди и пирита образуют единый V-образный рудный столб, а максимумы золота и цинка повторяются на четырех гипсометрических уровнях. При этом общая картина вертикальной зональности усложняется взаимоналожением ритмов, развивающихся вдоль северной и южной ветвей V-образной зоны обогащения. Если на приведенном рис. 84 максимумы отдельных компонентов пронумеровать снизу вверх, то с учетом вертикальной последовательности максимумов металлов в «стандартных» зональных колонках можно выделить ритмы повторяющихся групп компонентов. Отстроенная таким образом схема ритмической зональности северного и южного флангов Гайского рудного поля представлена на рис. 85.

Северная и южная ветви V-образной зоны обогащения Южно-Гайского месторождения характеризуются несколько различающимися зональными колонками как по ширине и количеству ритмов, так и по относительному расположению максимумов рудных компонентов в пределах отдельных ритмов. При этом в северной зоне обогащения наблюдается

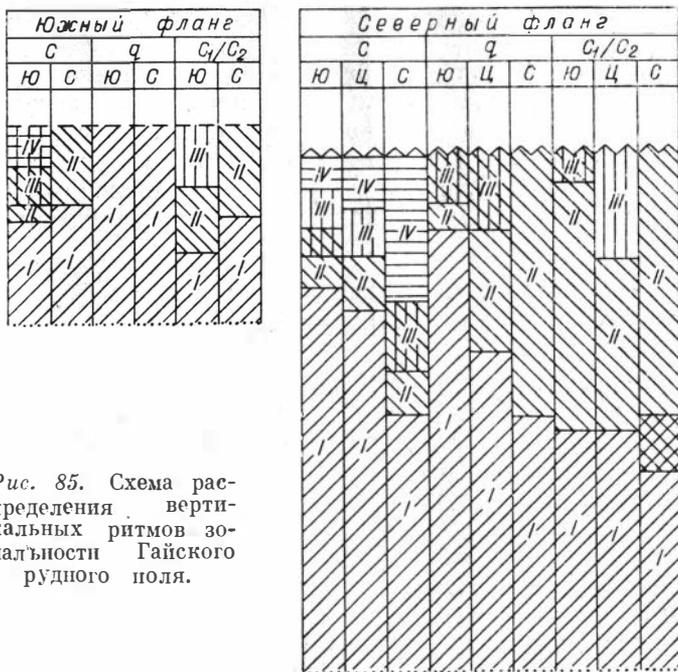


Рис. 85. Схема распределения вертикальных ритмов зональности Гайского рудного поля.

бину. В целом по рассматриваемому участку рудного поля максимумы некоторых компонентов, например пирита и серебра, появляются на семи гипсометрических уровнях. Однако в пределах выделенных выше южной, центральной и северной зон обогащения наблюдается четырехкратное повторение зональных колонок концентраций рудных компонентов по вертикали. При этом характерно сокращение вертикальной амплитуды от нижних к верхним горизонтам рассматриваемых рудных залежей наряду с усилением плотности рудной минерализации. На нижних горизонтах северного фланга рудного поля отмечается более ярко выраженная вертикальная дифференциация максимумов рудных компонентов и зональных ритмов, в то время как в верхних его зонах формируются более сближенные рудные столбы и возрастает степень взаимного перекрытия соседних ритмов (см. рис. 85). В пределах полных зональных ритмов наблюдается следующая вертикальная последовательность размещения максимумов концентраций (снизу вверх): Ag—Pb , Zn—Cu .

Zn—Pb—Au . Некоторые ритмы представлены искаженными зональными колонками за счет переменного относительного расположения максимумов цинка, меди, свинца и золота. Кроме того, наблюдаются зональные ритмы в виде неполных колонок.

Третий тип ритмической зональности представлен соотношениями рудных компонентов, образующими две-три частично перекрывающиеся колонки с довольно устойчивой вертикальной последовательностью максимумов. В идеализированном виде последнюю можно представить так (снизу вверх): $\text{Pb/St—Zn/Pb—Ag/Au—Zn/Cu—Pb/Cr}$.

Следует отметить, что одни соотношения рудных компонентов образуют многократно дифференцированные по вертикали зоны максимумов, а другие изменяются с глубиной монотонно. Это обусловлено, вероятно, общей направленностью рудообразующего процесса, на ранних стадиях которого формируется основная масса колчеданной минерализации, сменяющаяся затем медноколчеданной и полиметаллической. При этом наряду со «сквозными» элементами (например, серебро и золото), фиксирующимися на каждой стадии минерализации, заметное количество

других появляется либо на ранних, либо на заключительных стадиях (свинец).

Со стадийностью рудообразующего процесса связаны также наиболее общие тенденции зональности оруденения, выражающиеся в том, что продукты ранних стадий минерализации локализуются в нижних участках рудного поля, а поздние фиксируются на более высоких горизонтах. Данная тенденция, однако, вуалируется ритмичным отложением рудных компонентов даже в рамках отдельных стадий минерализации.

ВНУТРИРУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДЕГТЯРСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По данным С. Н. Иванова и М. И. Меркулова (1937), А. В. Пэка (1943), С. Н. Иванова (1945), Л. И. Яковлева (1963) и других, основные черты геологического строения среднеуральского Дегтярского медноколчеданного месторождения заключаются в следующем. Главной рудоконтролирующей структурой является зона долгоживущего глубинного разлома, который под острым углом сечет вулканогенную и осадочную сланцевую толщу, вытянутую в субмеридиональном направлении. В пределах последней собственно рудоносна кировоградская свита (верхний ордовик). Она сложена преимущественно туфами и в меньшей мере лавами андезито-дацитового состава, которые подверглись процессам зеленокаменного метаморфизма, альбитизации и интенсивной рассланцевки. В основании свиты залегают кварцево-серицитовые сланцы, последовательно сменяющиеся вверх по разрезу толщей порфириров, альбитофириров и туфов. Отложения кировоградской свиты насыщены жильными телами диабазовых порфириров и приразломными субвулканическими силлами кварцевых альбитофириров. В образовании последних, по мнению З. И. Путилиной (1971) и других, принимали участие явления магматического замещения типа «порфиризации».

Вулканогенно-осадочные отложения кировоградской свиты подстилаются образованиями зюельской свиты (лландовери — венлок), которая представлена диабазовыми порфиритами, лавами и туфами с прослоями известняков и сланцев, и перекрыты филлитами и мраморизованными известняками кунгурской свиты (лудлоу).

Колчеданно-полиметаллическая минерализация Дегтярского месторождения приурочена к наиболее узкой части кировоградской свиты, ограниченной с востока массивом плагиогранитов, а с запада — интрузией габбро. Сокращение мощности рудоносной толщи в данном районе некоторыми авторами связывается с интенсивным сжатием, обусловленным влиянием упомянутых интрузивных массивов как жестких упоров. Другие исследователи находят объяснение этому в фацальной изменчивости вулканогенных образований и выпадении из разреза некоторых горизонтов, развитых в соседних районах.

Рудовмещающая вулканогенно-осадочная толща интенсивно дислоцирована (средние углы падения составляют около 70°) и подвергнута интенсивному рассланцеванию и многоплановой продольной и поперечной складчатости. Л. И. Яковлевым (1963) установлено сложное внутреннее строение длительно развивающихся зон рассланцевания, неоднородных по интенсивности, включающих в себя линзы массивных пород и осложненных зонами рассланцевания и плейчатости различной ориентировки. В частности, для района месторождения им выявлено не менее шести структурных типов сланцеватости и сопровождающей плейчатости, в процессе развития которых многократно менялся план деформирующих усилий. Л. И. Яковлевым приводится довольно убедительная система доказательств в пользу эпигенетического характера колчеданного и полиметаллического оруденения по отношению к вмещающей толще. По

данным этого автора, предрудные и внутрирудные дислокации преимущественно надвигового характера обусловили раздувы и пережимы рудного тела. С более поздними этапами расланцевания связана дальнейшая перестройка внутреннего строения рудного тела, что сопровождалось усложнением его морфологии и формированием катакластических текстур. При этом барито-полиметаллические руды, развивающиеся лишь в пределах контура колчеданной минерализации, являются цементом массивных и полосчатых пиритовых милонитов, тяготеют преимущественно к лежащему боку рудной линзы и контролируются положением шарниров крутоосных флексурных складок.

Интересный статистический и геометрический анализ рудовмещающей структуры Дегтярского месторождения проведен З. И. Путилиной (1969) под руководством проф. П. А. Шехтмана. Ею отстроена продольная проекция лежащего бока рудной залежи в изолонгах и обработаны замеры элементов залегания тектонических нарушений. З. И. Путилиной установлена многоплановая волнисто-коробленная структура рассматриваемой поверхности, которая осложнена продольными и поперечными волнами. Наиболее ярко выраженными из них являются продольные и поперечные волны первого порядка. Размер их составляет 600—800 м по простиранию и 150—300 м по падению. На эти пликативные структуры накладывается волнистость второго и более мелкого порядка. Сочетание продольной и поперечной волнистости первого порядка образует четырехгранно-коробленную форму рельефа рудовмещающей поверхности. При этом, как показано, волнистость первого порядка контролирует размещение рудных столбов, а флексуры второго порядка — некоторые детали внутреннего строения рудного тела. В частности, зоны обогащения медной минерализацией приурочены к крутым (свыше 75°) участкам складок, а цинковой — к пологим. Флексурные изгибы рассматриваемой поверхности первого порядка сопровождаются также разрывами со смещениями, амплитуда которых чаще не превышает первых метров.

Составленная автором на основании анализа разрезов и погоризонтных планов схема пространственного размещения шарниров продольных и поперечных флексурных складок и сопряженных с ними трещинных зон приведена на рис. 86. Эта схема показывает, что в центральных участках месторождения преобладающим развитием пользуется многоярусная система пологих, почти горизонтальных флексурно-трещинных зон, осложненных крутоосной поперечной складчатостью. Вместе с тем на северном и южном его флангах наблюдаются диагональные флексурно-трещинные зоны с южным склонением шарниров складок.

Столь же сложна и морфология рудной залежи, залебанды которой плотно облекаются сланцеватостью вмещающих пород. В лежащем ее боку залегают кварцево-альбитовые порфиroidы, а в висячем — кварцево-серицитовые сланцы. Рудная залежь глубоко эродирована и на вертикальной проекции представляет собой «сильно раскрытый веер с ровно срезанным верхом» (Иванов, 1937). Уникальное по своим размерам компактное рудное тело простирается в общем в субмеридиональном направ-

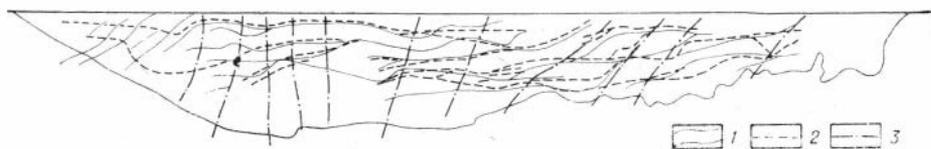


Рис. 86. Структурная схема толщи, вмещающей рудную залежь Дегтярского месторождения (вертикальная продольная проекция).

1 — проекция осевых линий продольных флексурных складок (складок в разрезе); 2 — положение сопряженных с ними трещинных зон; 3 — проекция шарниров крутоосных поперечных складок (складок в плане).

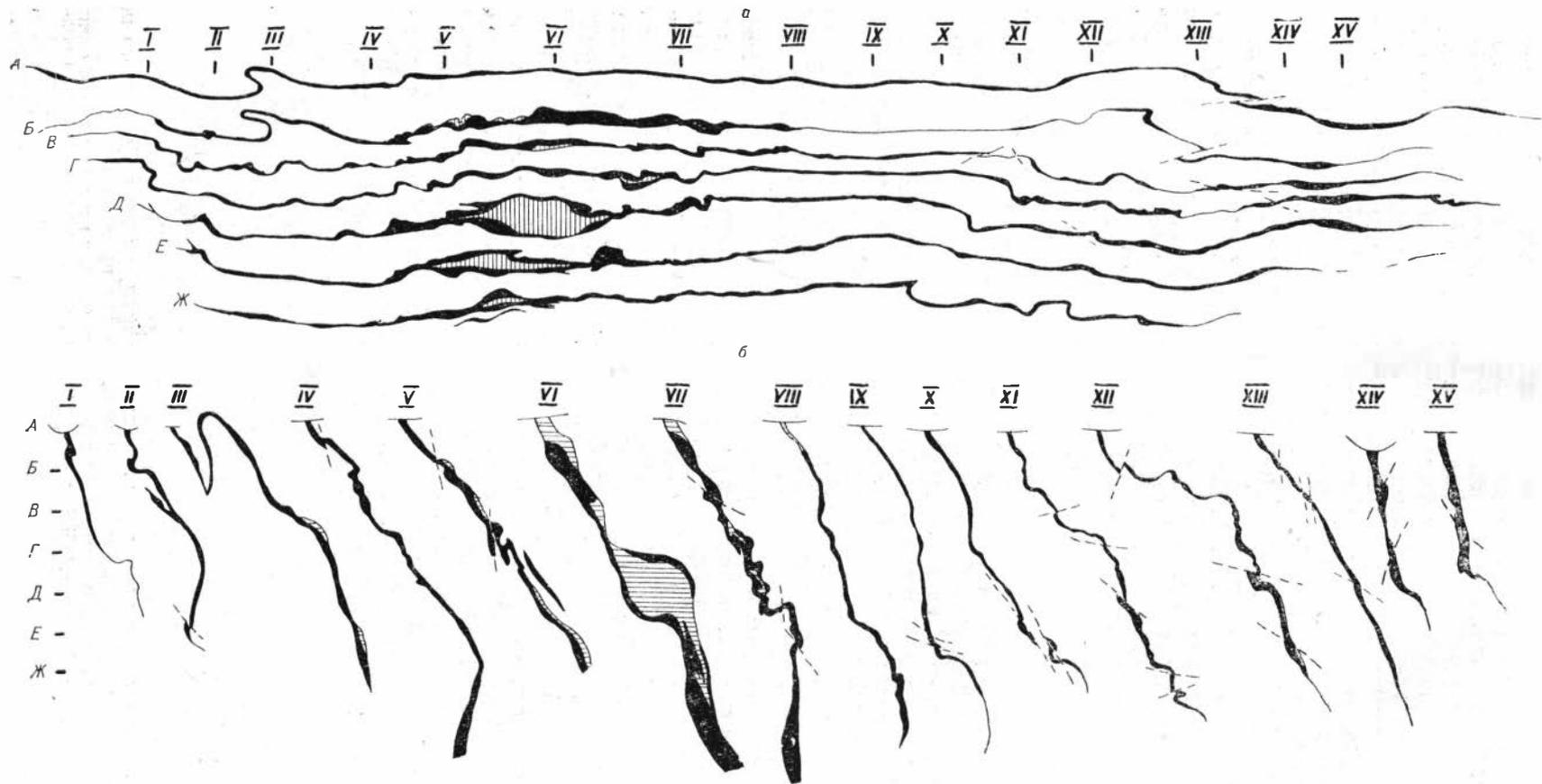


Рис. 87. Схема морфологии рудной залежки Дегтярского месторождения на погоризонтных планах (а) и в разрезах (б) и характер размещения в ней существенно колчеданной (заштриховано) и медноколчеданной минерализации (сплошное). Составлена по материалам Полевской ГРП.
I—XV разрезы, А—Ж — погоризонтные планы рудной залежки.

лении (345°) и прослежено на протяжении 4800 м. Падение его восточное в среднем 60—65°. В деталях морфологические особенности рудного тела характеризуются невыдержанностью мощности и элементов залегания с образованием резких флексуобразных изгибов как в плане, так и в разрезе. Подобно структуре вмещающей толщи, последние осложняются малоамплитудными зонами тектонических срывов. Данные особенности морфологии рудной залежи наглядно иллюстрируются рис.87.

Для рассматриваемого месторождения характерно то, что основная масса сульфидной минерализации заключена практически в пределах единого тела, которое почти не сопровождается дополнительными сульфидными линзами и рудными апофизами. Лишь в северной части рудное тело выклинивается по простиранию двумя-тремя апофизами. С вмещающими породами и сопутствующими зонами вкрапленной минерализации рудное тело образует резкие границы. Рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация развита преимущественно со стороны висячего бока рудного тела. В центральных и южных его участках образуются своеобразные «сланцевые руды» с порфировой структурой. Мощность околорудной рассеянной сульфидизации обычно не превышает первых метров.

Внутреннее строение рассматриваемого рудного тела довольно однородно. Оно сложено хорошо раскристаллизованным сплошным сульфидным агрегатом (преимущественно пиритовым) массивной текстуры. В лежащем боку рудного тела, близ контакта с кварцево-альбитовыми порфиroidами, появляются полосчатые руды мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Последние обусловлены чередованием полос, сложенных пиритом, сфалеритом, кварцем и сфалеритом (Иванов, 1959). Вещественный состав полосчатых руд отличается повышенным содержанием барито-полиметаллической минерализации.

В тесных пространственных и структурных взаимоотношениях с рудной залежью находятся дайки диабазовых порфиритов. Они развиваются среди вмещающих пород лежащего и висячего боков рудного тела, а также непосредственно в рудном теле и имеют аналогичные элементы залегания. Дайки диабазовых порфиритов не рассланцованы и не минерализованы, даже в контакте с рудой. Мощность их колеблется в пределах 0,2—3,5 м.

Сложная складчатая морфология рудного тела, развитие полосчатых руд послужили основанием для общеизвестной дискуссии об относительном возрасте вмещающих пород, руд и процессов динамометаморфизма (Заварицкий, 1943, 1950; Иванов, 1945, 1959). Вместе с тем на основе детальных структурных и минералогических исследований, проведенных С. Н. Ивановым (1959), Т. Н. Шалдун (1955), А. В. Павком (1943), Л. И. Яковлевым (1963) и другими, получена дополнительная аргументация эпигенетического происхождения рудной минерализации, предрудного возраста главных фаз рассланцевания и формирования полосчатых структур руд как образований, наследующих реликтовую слоистость вулканогенно-осадочных пород, хотя в ряде генетических вопросов много неясного.

С. Н. Иванов и М. И. Меркулов (1937) полагали, что рудная залежь Дегтярского месторождения сформировалась путем избирательного замещения структурно подготовленных литологически благоприятных горизонтов. Позднее, однако, С. Н. Иванов (1945, 1948, 1959, 1969, 1970) отказался от ортодоксальной гидротермально-метасоматической точки зрения и находил все больше фактов, подтверждающих гипотезу А. И. Заварицкого о возможном вулканогенно-осадочном происхождении рассматриваемого месторождения.

Рудная зональность. Вещественная зональность Дегтярского медноколчеданного месторождения наиболее полно охарактеризована С. Н. Ивановым и М. И. Меркуловым (1937). По данным этих авторов, зона первичных руд рассматриваемого месторождения имеет следующий

средний минеральный состав: пирит — 80—85%, прочие сульфиды — 4—7, нерудные минералы — 12—15%. «Прочие сульфиды» представлены сфалеритом, халькопиритом и теннантитом, более редкие — галенитом и арсениопиритом. Нерудные минералы состоят из кварца и в меньшей степени — из барита и серицита. В количественном отношении концентрации блеклых руд обычно на половину порядка или на порядок ниже содержаний халькопирита и сфалерита.

Тем самым простой состав руд позволяет перейти при геометрических построениях от концентраций металлов (Cu, Pb, Zn и др.) и серы, на которые детально опробовано Дегтярское месторождение в ходе эксплуатационно-разведочных работ, к содержаниям соответствующих минералов. В частности, в зоне первичных руд практически весь цинк заключен в сфалерите, а подавляющая масса меди — в халькопирите. Что же касается других медьсодержащих минералов (теннантит и борнит), то они, очевидно, не внесут существенных изменений в структуру распределения изотоний условного халькопирита. Это позволяет также пересчитать концентрации общей серы на процентные содержания пирита.

Благодаря более поздним минералогическим наблюдениям (Шадлун, 1954; Феногенов, 1958, и др.) список редких сульфидных минералов значительно расширен, однако в упомянутые количественные соотношения профилирующих рудных минералов существенных уточнений не внесено. По данным этих исследователей, формирование рудной залежи происходило в процессе нескольких стадий минерализации. Наиболее важными из них, оказавшими существенное влияние на пространственное распределение рудных компонентов, являются колчеданная и полиметаллическая стадии минерализации. Последние разделены между собой тектоническим дроблением пиритовых агрегатов, образовавшихся в процессе ранней колчеданной стадии минерализации, и формированием более поздних минеральных агрегатов с характерными скелетными и венцовыми структурами зерен.

Общие закономерности внутреннего строения рудной залежи Дегтярского месторождения, подмеченные С. Н. Ивановым и М. И. Меркуловым (1937), заключаются в проявлении ярко выраженной зональности концентрического типа. Последняя состоит в том, что центральные участки рудной залежи слагаются преимущественно серными колчеданами, а фланговые ее зоны обогащены халькопиритом, сфалеритом, баритом и теннантитом. По мощности рудной залежи проявляется чаще несимметричная зональность, которая обусловлена преобладанием повышенных концентраций меди со стороны ее лежачего бока (рис. 87, 88, а). Как полагают авторы, концентрическая зональность возникла благодаря миграции рудоносных растворов из локального источника, расположенного на глубине в центральной части месторождения, и последующего их веерообразного рассредоточения по сланцеватости.

Сходного мнения придерживались и Н. В. Шаптеc, В. А. Варганов, Н. Л. Овчинников (1954), принимав-

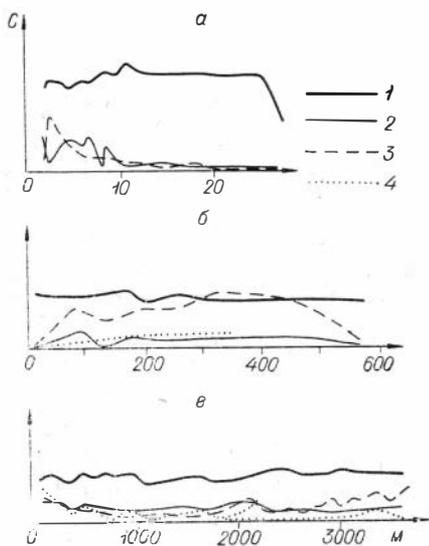


Рис. 88. Схема изменения содержаний (усл. ед.) ведущих рудообразующих компонентов по мощности (а) от лежачего к висячему боку, падению (б) и простиранию (в) рудной залежи Дегтярского месторождения.

Кривые концентраций: 1 — пирита, 2 — меди, 3 — цинка, 4 — барита и серебра.

шие участие в последующей разведке Дегтярского месторождения. В частности, ими построены сводные графики, иллюстрирующие характер распределения ведущих рудообразующих компонентов по мощности, падению и простирацию рудной залежи (рис. 88).

К иным выводам пришла З. И. Путилина (1969а, б) при изучении статистических закономерностей распределения мощностей рудной залежи и концентраций металлов и серы относительно «центра» месторождения. По ее данным, выдержанной зональности как по мощности, так и в плане не установлено, при этом наблюдается не столько общая зональность, сколько периодичность, связанная с размещением рудных столбов, контролируемых структурными элементами. Следует отметить, что подобный вывод является ошибочным, поскольку основан на попытке найти определенные корреляционные зависимости в изменчивости вещественного состава руд относительно условного, геологически не обоснованного «центра» месторождения. Нельзя согласиться также с ее представлениями о том, что наблюдаемые неоднородности вещественного состава рудной залежи Дегтярского месторождения — это результат повторного приоткрывания трещин. Как будет показано ниже, характер пространственного распределения рудных компонентов свидетельствует о проявлении комбинированного типа зональности. При этом структура пространственного размещения минеральных парагенезисов является ярко выраженной — концентрической, которая описана в работе С. Н. Иванова и М. И. Меркулова (1937) еще в ранний период разведки Дегтярского месторождения. Новые данные позволили уточнить эти представления и показали, что наряду с общей тенденцией к формированию концентрической зональности вокруг локального участка, расположенного примерно в средней части месторождения и несколько смещенного к югу, появляются дополнительные центры — в северной и южной частях рудной залежи. Общая концентрическая зональность осложняется также определенной ритмикой, обусловленной повторением многоэтажно-дифференцированных участков повышенных концентраций и линейных запасов рудных компонентов. Количество зональных ритмов, однако, меньше, чем на приведенных выше примерах колчеданно-полиметаллических месторождений.

Следует отметить, что данные выводы автора основаны на анализе тех же геометрических отстроек распределения концентраций рудообразующих компонентов и мощностей рудной залежи, которые использованы в работах З. И. Путилиной, а также на личных впечатлениях при посещении Дегтярского месторождения. Кроме того, автором дополнительно отстроены вертикальные продольные проекции линейных продуктивностей и некоторых соотношений рудных компонентов.

Особенности пространственного размещения мощностей рудной залежи и концентраций рудных компонентов. Как уже отмечалось, морфология рудной залежи Дегтярского месторождения приближается к линзовидной. Верхняя часть ее денудирована. Вертикальная продольная проекция контура рудной залежи имеет несколько асимметричное строение, обусловленное тем, что северная и южная ее части имеют встречное склонение, а наиболее протяженный участок на глубину смещен к югу примерно на 700 м относительно линии, делящей рудную залежь пополам. Столь же асимметрично и внутреннее строение рудной залежи. В пределах последней наблюдается три резких раздува мощности: центральный, северный и южный, причем первый наиболее существен.

Как видно из рис. 89, а, морфологические особенности отмеченных участков заключаются в следующем. Во-первых, каждый из них характеризуется невыдержанностью по мощности и имеет довольно резкое чередование пережимов и раздувов. При этом морфология максимумов и минимумов изолиний мощностей обусловлена сочетанием крутых и пологих структурных элементов. Во-вторых, пологие максимумы мощности рудной залежи распределены многоэтажно и повторяются на нескольких

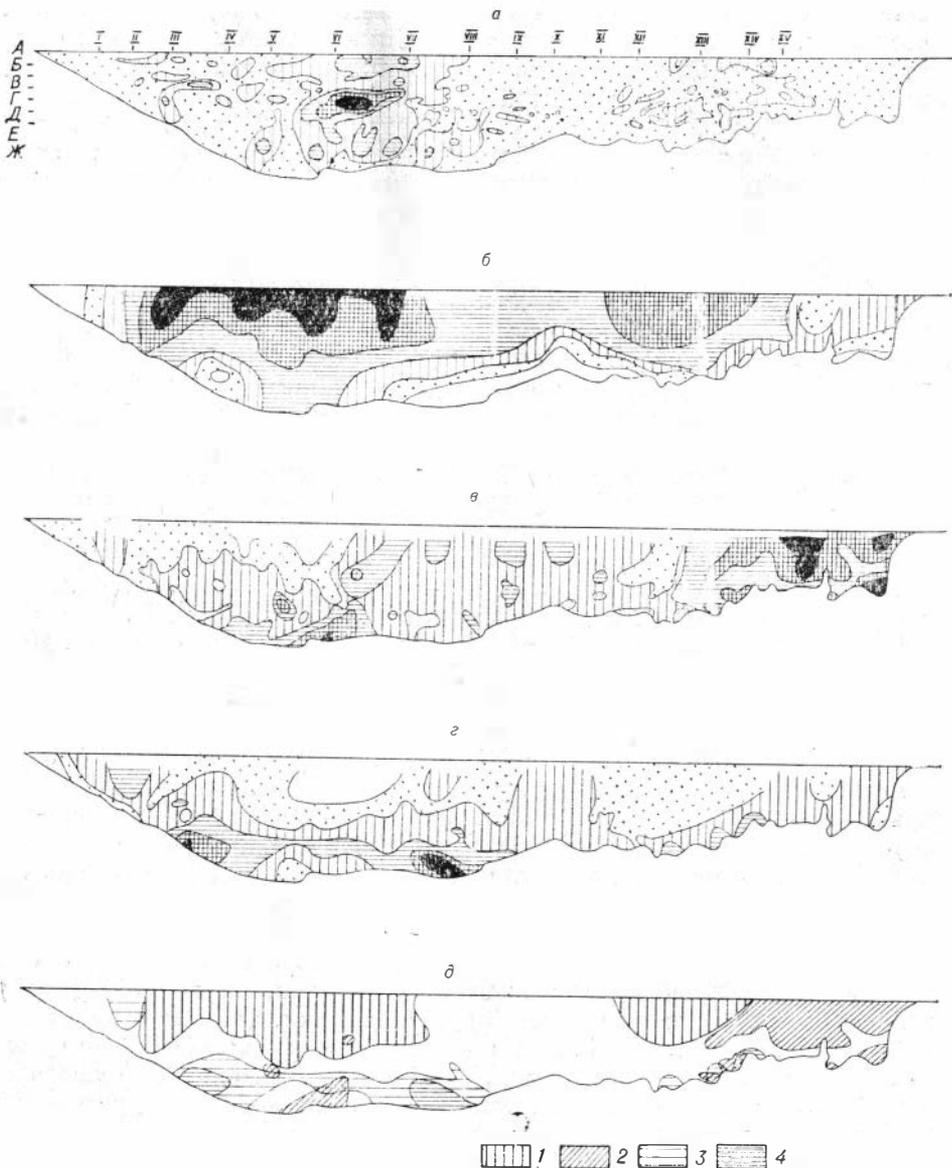


Рис. 89. Схемы пространственного размещения мощностей (а), концентраций пирита (б), халькопирита (в), сфалерита (г) в проекции рудной залежи Дегтярского месторождения на вертикальную меридиональную плоскость и распределение рудных столбов (д): пирита (1), халькопирита (2), области развития повышенных (3) и очень богатых (4) содержаний сфалерита.

(чаще трех) гипсометрических уровнях, довольно выдержанных для рудной зоны в целом. Указанные морфологические особенности рудной залежи коррелируются с пространственным положением шарниров продольных и поперечных флексурных складок (см. рис. 86), осложняющих моноклиналиную структуру рудовмещающей толщи.

Столь же неоднородно и пространственное распределение концентраций ведущих рудообразующих компонентов в пределах рудной залежи. Общие тенденции вещественной зональности, охарактеризованные С. Н. Ивановым, М. И. Меркуловым (1937) и другими, заключаются в том, что зоны преимущественной медно-цинковой минерализации приурочены к нижним частям и флангам рудной залежи, а верхние ее участки сло-

жены почти мономинеральными массами пирита. Эти закономерности наглядно отражены на рис. 89, на котором изображены контуры рудных столбов пирита, сфалерита и халькопирита. Данная схема показывает, что характер пространственного размещения пиритовой и сфалерит-халькопиритовой минерализации различен. Последний обусловлен тем, что почти сплошная пиритовая минерализация распределена довольно равномерно в пределах верхних горизонтов рудной залежи и концентрации ее постепенно убывают с глубиной. При этом обширные максимумы концентраций пиритовой минерализации охватывают верхние зоны южной и северной частей рудной залежи.

В отличие от колчеданной минерализации (см. рис. 89, б) участки повышенных содержаний меди и цинка дифференцируются на серию более локальных рудных столбов. Последние, как и раздувы мощности рудной залежи, образуют три пространственно обособленных скопления: центральное, северное и южное, причем рудные столбы меди и цинка занимают самостоятельное положение (см. рис. 89, в, г). На фоне общей тенденции к возрастанию концентраций с глубиной максимумы цинка тяготеют к тем участкам рудной залежи, которые оказались в меньшей степени минерализованными серным колчеданом. Локальные максимумы концентраций цинка приурочены также к участкам выклинивания рудной залежи на глубину.

Морфология отдельных максимумов содержаний цинка и поверхности распределения его изолиний в значительной мере определяются влиянием структуры рудовмещающей толщи. При этом повышенные концентрации цинка тяготеют к участкам выполаживания флексурных складок. В нижних частях рудной залежи намечается серия локальных максимумов концентраций цинка, вокруг которых наблюдается концентрическое падение его содержаний кверху. Подобная картина, однако, осложняется появлением дополнительных, менее ярко выраженных максимумов концентраций цинка, располагающихся на более высоких гипсометрических уровнях. В распределении рудных столбов цинка намечается несколько сквозных для рудной залежи гипсометрических уровней минерализации.

Сходные тенденции обнаруживаются и в пространственной приуроченности аномальных содержаний меди (см. рис. 89, в). Однако участки с повышенной медной минерализацией размещаются в иных зонах рудной залежи. В частности, наряду с максимумами меди, приуроченными к нижним частям рудной залежи и окруженными убывающими ореолами концентрической конфигурации, в распределении гипсометрических уровней повышенной медной минерализации наблюдается более определенная ритмика. При этом максимумы концентраций меди появляются как в шарнирах, так и на крыльях пологих флексурных складок и в соответствии с этим в раздувах и пережимах рудного тела. В целом по рудной залежи намечается 2—3 сквозных гипсометрических уровня повышенной медной минерализации.

Таким образом, в пределах сохранившейся от эрозии нижней части рудной залежи Дегтярского месторождения наблюдается обратная тенденция в пространственном размещении продуктов ранней колчеданной стадии минерализации, приуроченных к верхним зонам, и продуктов более поздней полиметаллической стадии минерализации, тяготеющих к нижним ее зонам и флангам. Наиболее ярко эта тенденция выражена в относительном распределении зон колчеданной и сфалеритовой минерализации. При этом, однако, медная минерализация занимает как бы промежуточное положение и многоярусные максимумы ее появляются как в нижних, так и в средних частях рудной залежи.

Особенности пространственного размещения линейных продуктивностей рудных компонентов. В отличие от участков повышенных концентраций рудных компонентов, каждый из которых имеет резко отличающуюся

структуру пространственного распределения, размещение их линейных продуктивностей в значительной степени подчиняется морфологии рудной залежи. Данные закономерности наглядно отражены на вертикальной продольной проекции рудной залежи (рис. 90, а—г). Несмотря на отсутствие значимой корреляции между содержаниями рудных компонентов и величинами мощностей рудной залежи (Путилина, 1969б), отмеченная соподчиненность линейных продуктивностей последней обусловлена тем, что диапазон колебаний концентраций рудных компонентов в пределах промышленных контуров рудной залежи составляет половину порядка, в то время как мощности изменяются в пределах двух порядков. Тем самым в пределах точности построения положения главного раздува мощности рудной залежи и главных максимумов линейных продуктивностей рассматриваемых рудных компонентов совпадают. Вместе с тем в остальных участках рудной залежи, характеризующихся менее ярко выраженной изменчивостью мощности, наблюдается большая самостоятельность в распределении линейных продуктивностей рудных компонентов. В частности, в средней зоне рудной залежи наряду с главным максимумом формируются также слабо выраженный верхний и более интенсивный нижний ярусы максимумов, слабо дифференцированные относительно друг друга.

На северном и южном флангах рудной залежи в морфологии и пространственном расположении максимумов линейных продуктивностей пирита, халькопирита и сфалерита проявляется менее выразительная зависимость от изменения мощностей рудной залежи. При этом максимумы

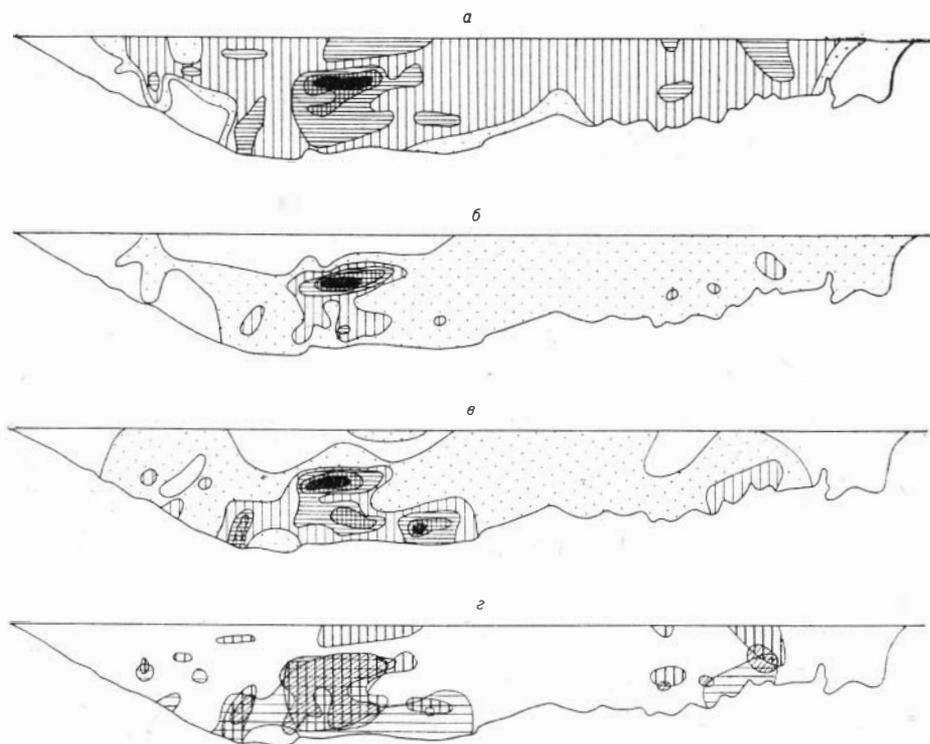


Рис. 90. Схема пространственной дифференциации линейных продуктивностей пирита (а), халькопирита (б), сфалерита (в) и относительного расположения контуров их максимумов (г) на вертикальной продольной проекции Дегтярского месторождения.

Усл. об. те же, что и на рис. 89.

мы линейных продуктивностей рассматриваемых компонентов смещены относительно друг друга и повторяются на различных гипсометрических уровнях. Например, на северном фланге рудной залежи максимумы сфалерита тяготеют к нижним ее участкам, халькопирита — к средним, а пирита — к верхним. Сходное относительное расположение по вертикали максимумов рассматриваемых компонентов наблюдается и в южной части рудной залежи.

Характер пространственной дифференциации максимумов линейных продуктивностей ведущих рудообразующих компонентов более наглядно проявляется на совмещенной проекции их контуров (см. рис. 90, *г*). Последний показывает, что в пределах Дегтярского месторождения намечается три сквозных гипсометрических уровня локализации линейных запасов металлов. Осевая линия верхнего из них примерно совпадает с уровнем современного эрозионного среза.

Концентрически-зональное распределение соотношений рудных компонентов. Развитие концентрической зональности, наличие которой подчеркивалось С. Н. Ивановым и М. И. Меркуловым (1937), наиболее ярко проявляется в пространственном размещении относительных концентраций ведущих рудообразующих компонентов. Это обусловлено тем, что в отличие от абсолютных значений концентраций, диапазон колебания которых в пределах рудной залежи чаще не превышает половины порядка, соотношения этих же величин изменяются в более широком интервале. Например, соотношения содержаний пирит/халькопирит колеблются от 3 до 45 единиц, пирит/сфалерит — от 7 до 130, а сфалерит/халькопирит — от 0,35 до 7 единиц. Максимальная изменчивость данных соотношений наблюдается в вертикальном направлении, причем концентрации пирита относительно содержаний сфалерита и халькопирита с глубиной убывают, а соотношения сфалерит/халькопирит в общем возрастают. Рассматриваемые соотношения имеют сходный характер распределения, поскольку область развития минимальных значений соотношений сфалерит/халькопирит практически совпадает с областью максимумов относительных концентраций пирит/халькопирит и пирит/сфалерит.

Отмеченные выше общие тенденции в изменчивости относительных концентраций рудных компонентов осложняются тем, что их изолинии размещены концентрически вокруг нескольких локальных участков. При этом наряду со срединным участком контрастной дифференциации рудных компонентов развиваются менее ярко выраженные концентрические зоны на северном и южном флангах залежи (рис. 91, *а—в*).

В пределах рассматриваемого рудного тела колчеданный тип минерализации является преобладающим. Вместе с тем абсолютные значения соотношений сфалерит/халькопирит изменяются от >1 до <1 .

Используя границу инверсии данного соотношения, схему фациальной зональности можно представить в виде рис. 91, *г*. Показано, что халькопирит-сфалеритовая минерализация охватывает большую часть рудной залежи. Зоны сфалерит-халькопиритовой минерализации занимают локальные участки, расположенные на флангах, в верхней и нижней частях рудного тела и фиксируются на двух ярусах. Сходная многоэтажная дифференциация наблюдается и в размещении пирит-сфалеритовых соотношений. Эти факты свидетельствуют о том, что многоярусный характер пространственной дифференциации рудных компонентов проявляется не только в распределении концентраций и линейных продуктивностей, но и в положении их соотношений.

Как видно из рис. 91, *а—в*, размещение изолиний соотношений концентраций рудных компонентов носит сквозной характер и влияние мелких флексурных складок сказывается в меньшей степени. Более определенные корреляции «центров дифференциации» рудных компонентов проявляются с положением элементов крупных поперечных флексурно-трещинных зон (см. рис. 86). Вдоль этих крутопадающих структурных

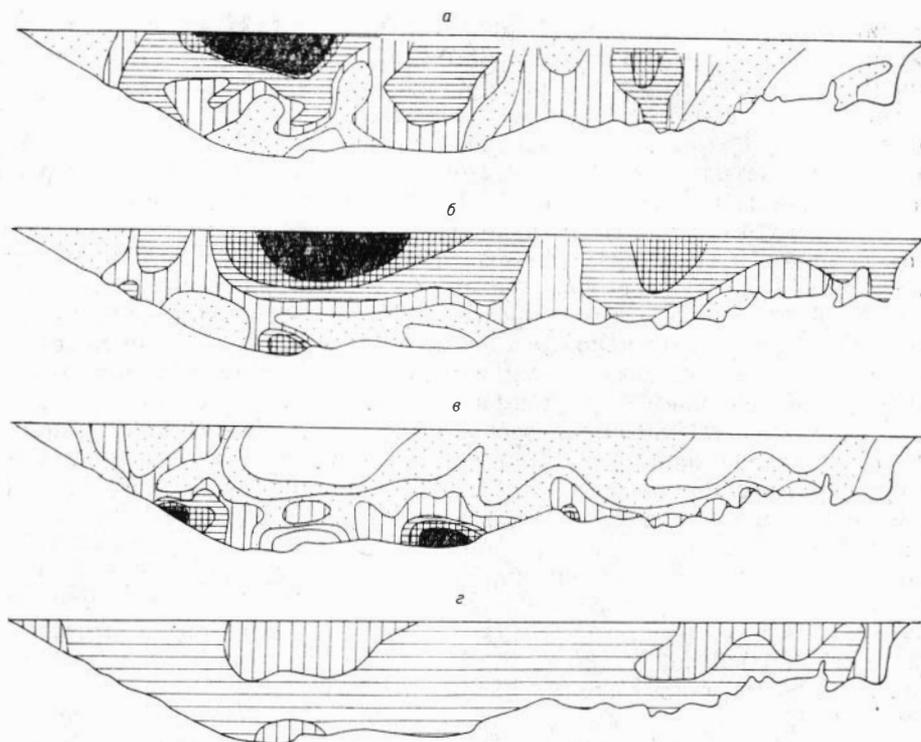


Рис. 91. Схемы распределения соотношений пирит/халькопирит (а), пирит/сфалерит (б) и сфалерит/халькопирит (в) и фациальной зональности (г) Дегтярского месторождения (горизонтальная штриховка — области развития халькопирит-сфалерит-колчеданной минерализации, вертикальная — сфалерит-халькопирит-колчеданной).

элементов, сопряженных с главной рудовмещающей структурой Дегтярского месторождения, наблюдается наиболее контрастная дифференциация рудообразующих компонентов.

Однако в распределении максимумов и минимумов исследуемых соотношений четкой корреляции с отдельными крутоосными флексурными складками не отмечается. В размещении намечающихся «центров дифференциации» сказывается скорее групповое влияние серии сопряженных поперечных флексурных складок. Отличительная особенность Дегтярского месторождения заключается в обратной ориентировке вектора преимущественной зональности, обусловленной локализацией колчеданной минерализации на верхних горизонтах рудной залежи и постепенным повышением халькопиритовой, а затем — сфалеритовой минерализации по ее падению. При этом (см. рис. 91, а — б) относительные концентрации пирит/халькопирит, пирит/сфалерит, халькопирит/сфалерит образуют систему концентрических изолиний, группирующихся вдоль центрального, северного и южного участков рудной залежи.

Впервые на признаки опрокинутого залегания Дегтярского месторождения обратил внимание А. Н. Заварцкий (1943а). Аналогичные представления, основанные на изучении процессов околорудного изменения вмещающих пород, развиваются В. П. Логиновым (1974).

Проявление ритмичности в размещении вертикальных зональных колоннок. Как отмечалось выше, зоны повышенных концентраций, линейных продуктивностей и соотнесенный ведущих рудообразующих компонентов распределены многоступенно и повторяются на нескольких ярусах. В обобщенном виде схема размещения гипсометрических уровней мод макси-

мумов этих величин приведена на рис. 92. В связи с неоднородным внутренним строением рудной залежи Дегтярского месторождения характер относительного расположения гипсометрических уровней мод исследуемых компонентов рассмотрен отдельно по северной, центральной и южной зонам обогащения.

Области развития повышенных концентраций медно-цинковой и колчеданной минерализации появляются на двух-трех гипсометрических уровнях, довольно выдержанных для рудной залежи в целом. В частности, на южном ее фланге зоны, обогащенные медной и колчеданной минерализацией, имеются на двух ярусах, а цинковой — на трех, причем в размещении их устанавливается довольно устойчивая последовательность, соответствующая обратной схеме зональности. Так, на нижних горизонтах рудной залежи обнаруживается слабо выраженная зона повышенной концентрации меди, гипсометрически выше которой располагается максимум цинковой, а еще выше — максимум колчеданной минерализации. Затем на средних горизонтах рассматриваемого участка рудной залежи аналогичная зональная колонка повторяется. Кроме того, в верхних зонах появляется максимум цинковой минерализации, который, по-видимому, служит вершиной очередного (денудированного) зонального ритма. При этом раздувы мощности рудной залежи фиксируются на четырех горизонтах. Корреляция их с размещением вертикальных зональных колонок заключается в том, что локальные раздувы мощности рудной залежи тяготеют к вершине каждого из рассматриваемых ритмов. Хотя данная тенденция выражена слабо, подобная вертикальная последовательность максимумов наблюдается в различных участках рудной залежи. Характерная особенность ее внутреннего строения состоит в том, что зональные колонки нижних ярусов в значительной степени перекрывают друг друга (см. рис. 92, а, з).

Определенная ритмичность устанавливается и в размещении гипсометрических уровней мод максимумов линейных продуктивностей. Последние более тесно коррелируются с раздувами мощности рудной залежи и отличаются более слабой дифференцированностью максимумов по вертикали, которая во многих случаях не превышает точности графических построений. В пределах выделяемых трех ярусов рудной залежи устанавли-

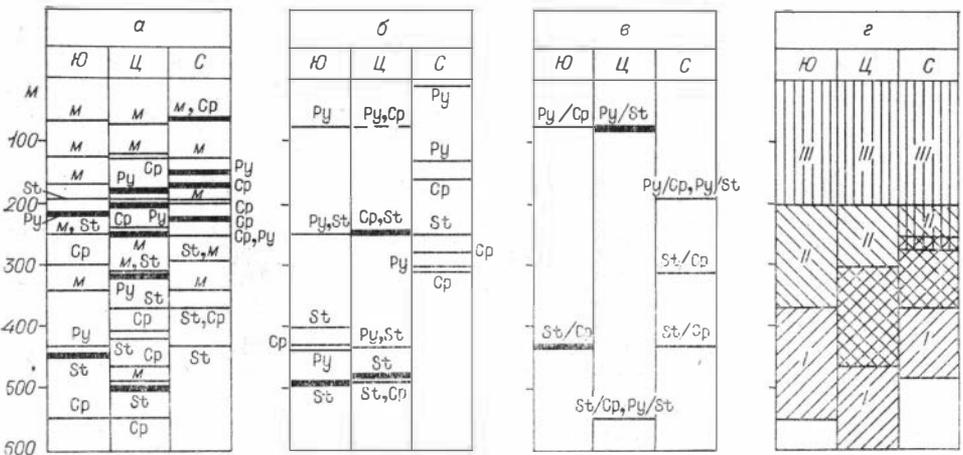


Рис. 92. Схемы размещения гипсометрических уровней мод главных и второстепенных максимумов концентраций (а), линейных продуктивностей (б) и соотношений ведущих рудообразующих компонентов в пределах рудной залежи Дегтярского месторождения в отметках относительно условной поверхности.

На рис. (з) показано положение зональных ритмов (I, II, III) южного, центрального и северного участков рудной залежи.

ливается трехкратное повторение пространственно сближенных максимумов линейных продуктивностей с неглыми верхними зональными ритмами (см. рис. 92, б). Подобно концентрациям рудных компонентов, гипсометрические уровни мод максимумов линейных продуктивностей также довольно выдержаны для рудной залежи в целом.

Иная картина наблюдается в расположении гипсометрических уровней мод максимумов относительных концентраций рудных компонентов (см. рис. 92, в). Они образуют самостоятельную ритмику, причем в различных участках рудной залежи максимумы одних соотношений появляются лишь однократно, а другие повторяются на нескольких ярусах. При этом большинство максимумов сфалерит/халькопирит тяготеет к участкам пикней выклинки рудной залежи, а пирит/халькопирит и пирит/сфалерит приурочены главным образом к ее верхним зонам. Подобная менее выразительная ритмика в распределении соотношений рудных компонентов свидетельствует о том, что они отражают преимущественно какие-то общие, сквозные тенденции зональности, в меньшей степени зависящие от структурных факторов и обусловленные, по-видимому, особенностями динамики и внутренней эволюции рудообразующей системы.

Таким образом, анализ зональности Десятарского месторождения свидетельствует о значительной денудации его верхних зон. Вместе с тем вертикальная протяженность его зональных ритмов (200—300 м) сопоставима с данными по нижним горизонтам рассмотренных выше колчеданно-полиметаллических месторождений.

Приведенные выше материалы по особенностям внутреннего строения рудных залежей Гайского и Десятарского рудных полей свидетельствуют о значительном сходстве их с салаирскими и рудноалтайскими. Это выражается прежде всего в развитии полиморфной трех- и четырехритмичной вертикальной макрозональности, проявляющейся на фоне общих тенденций изменения относительных концентраций рудных компонентов. Подобно описанным выше примерам, рудовмещающие структуры определяют положение путей миграции продуктивных гидротермальных растворов, морфологию и особенности пространственной локализации богатых скоплений сульфидной минерализации.

Судя по рассмотренным выше примерам южно- и среднеуральских месторождений, различная интенсивность метаморфизма практически не сказывается на вещественной макрозональности рудных залежей. Влияние процессов динамометаморфизма ограничивается некоторыми преобразованиями текстурного рисунка рудных масс и нивелированием первичных текстур, характерных для слабо метаморфизованных месторождений.

Вместе с тем отличительная особенность зональности описанных месторождений состоит в формировании частично перекрытых вертикальных ритмов зональности и в большем влиянии почти мономинеральных скоплений сульфидов железа на размещение продуктов последующих полиметаллических стадий минерализации.

Глава VI

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПА

Рассмотренные выше формы проявления зональности оруденения охватывают различные минеральные и структурные типы вулканогенных и плутогенных формаций эпигенетических колчеданно-полиметалли-

ческих месторождений. Иная вещественная зональность описана, например, В. И. Смирновым (1968), Н. С. Скрипченко (1966, 1972) на ряде вулканогенно-осадочных месторождений Северного Кавказа, Южного Урала, Забайкалья и Центрального Казахстана. По Н. С. Скрипченко, зональность Урупского, Худесского, Комсомольского, Блявинского и других месторождений выражается главным образом в неравномерном распределении пиритовой, халькопиритовой, борнитовой и иных минерализаций в хемогенно-осадочных слоистых рудах, ассоциирующих с гематитсодержащими туффитами. В продольных и поперечных сечениях общая направленность зональности рудных залежей обусловлена последовательной сменой от их подошвы к кровле и флангам пиритовой, халькопиритовой и халькопирит-борнитовой минерализацией. При этом одна из наиболее ярко выраженных форм проявления зональности заключается в многократном повторении по мощности рудных залежей однотипных седиментационных ритмов слоистых руд. Например, для Урупского месторождения Н. С. Скрипченко (1972) приводит детальное послышное описание четырех ритмов, выделяемых в разрезе рудной залежи. Внутри каждого ритма в пачке слоистых руд отмечаются уменьшение размера обломочного материала, сульфидных выделений и следующая дифференциация химических компонентов (снизу вверх): сульфидная руда, зеленый кремнисто-хлоритовый туффит, красный кремнисто-гематитовый туффит. Сульфидная сера и медь выделяются преимущественно в начальные стадии очередного ритма и отсутствуют в более поздних отложениях. Железо является «сквозным» элементом, присутствующим во всех отложениях, однако от подошвы к кровле отдельного ритма наблюдается смена сульфидных форм железа силикатными, а к концу каждого ритма возрастает роль трехвалентного железа. На детально рассмотренных примерах Н. С. Скрипченко показано, что каждое месторождение отличается индивидуальным вещественным составом и количеством седиментационных ритмов слоистых руд, однако общая закономерность состоит в а с и м мет р и ч н о м с т р о е н и и рудных слоев и вертикальной направленности зональности.

Одним из наиболее типичных представителей вулканогенно-осадочных месторождений является уникальное свинцово-цинково-колчеданное Озерное месторождение *, обнаруженное в 1963 г. в Еравнинском районе Западного Забайкалья. Последнее залегает среди нижнекембрийских вулканогенно-осадочных толщ, но характеризуется слабым метаморфизмом и удивительной сохранностью первичных текстур руд. Происхождение Озерного месторождения связывалось с гидротермально-метасоматическими процессами, завершающими кембрийский вулканизм (Рип, 1969; Андреев, 1970), или с мезозойской тектоно-магматической активизацией (Малаев и др., 1965).

Однако в последнее время многие геологи склоняются в пользу представления о первичном вулканогенно-осадочном происхождении рудных залежей Озерного месторождения, которое впервые было высказано В. С. Кормилициным (1966) и убедительно обосновано Э. Г. Дистановым и др. (1972, 1975). Как полагают авторы, об этом свидетельствуют морфологические особенности рудных залежей и условия их залегания, тесные ассоциации рудной минерализации с морскими вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия, четкая стратифицированность рудных горизонтов, обуславливающая многоэтажную дифференциацию оруденения, отсутствие признаков околорудного изменения вмещающих пород вблизи слоистых рудных залежей, низкие концентрации элементов-примесей, распространенных в гидротермально-метасоматических минералах, почти полное отсутствие в первичных рудах медной и баритовой минерализа-

* Автор глубоко признателен Э. Г. Дистанову за предоставленные материалы по Озерному месторождению.

ции и т. д. Вместе с тем слабый метаморфизм руд обусловил редкую сохранность первично-осадочных слоистых, брекчиевидных и других текстур. Жильные интрузивные тела носят ярко выраженный послерудный характер и сопровождаются отчетливыми ореолами приконтактного термального метаморфизма рудных масс.

Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым (1975) детально описаны седиментационные, слоистые текстуры руд, заключающиеся в сортировке карбонатного, туфогенного и сульфидного материала по крупности зерен — от более крупных в основании слоев до глобулярных и микрокристаллических в кровле, приуроченности рудных осадков к верхним тонкообломочным частям седиментационных ритмов, широком развитии глобулярных, кристаллически-глобулярных, метакolloидных шпиритовых, галепит-сфалеритовых агрегатов и т. д.

Наряду с текстурами седиментационного генезиса Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым описаны различные формы проявления вторичных диагенетических преобразований первичных руд и наложения эпигенетической гидротермально метасоматической жильной минерализации, которая имеет подчиненное значение и развивалась в условиях неполной литификации рудных осадков. Тем самым авторами обосновано конседиментационное, гидротермально-осадочное происхождение рудных залежей, составляющих существенную часть стратиграфического разреза. Их зональность определяется главным образом динамикой поступления гидротермальных растворов из затухающих вулканических очагов и условиями седиментации рудных компонентов в пределах активно развивающейся грабен-синклинальной конседиментационной структуры. В последней, как полагают Э. Г. Дистанов и К. Р. Ковалев (1975), создавался застойный слой горячих (до 100°C) придонных рудоносных растворов вблизи места выхода гидротерм, который способствовал локальному отложению сульфидно-карбонатной минерализации.

Гидротермально-осадочная зональность, рудных залежей Озерного месторождения несколько усложняется наложением эпигенетической гидротермально-метасоматической минерализации, имеющей подчиненное распространение и характеризующейся специфичным минеральным составом (карбонатно-барито-полиметаллическим с халькопиритом) и собственной зональностью распределения рудных компонентов. Формирование этого типа минерализации происходило в интервале температур 160—360°C.

Конседиментационная зональность проявляется прежде всего в закономерном многоплановом макро- и микроритмичном чередовании карбонатного, сульфидного и туфового материала и многоярусном строении пластовых залежей массивных руд с ограниченным развитием вкрапленной сульфидной минерализации.

По данным Р. С. Тарасовой, М. В. Близнюк, П. Н. Бабкина (1972), общая тенденция фацальной зональности заключается в обогащении рудными компонентами лежачего боча и постепенном снижении интенсивности оруденения в кровле и на выклинках рудных залежей. В стратиграфическом разрезе наблюдается многоярусное распределение рудных залежей, причем от самого нижнего рудного тела (№ 12) к центральной части продуктивной толщи (рудное тело № 8) плотность сульфидной минерализации нарастает, а еще выше — постепенно убывает. Это свидетельствует о том, что наряду с пульсационным поступлением продуктивных растворов происходило эволюционное изменение рудообразующей системы.

Седиментационная микроритмика, проявляющаяся в текстурном рисунке рудных масс, обусловлена переменным режимом кислорода и серы и отражается в строении отдельных ритмов (Дистанов, Ковалев, 1975). Последние в различных участках рудных залежей характеризуются постепенным насыщением или резкой сменой вверх по разрезу сфалеритовой или сфалерит-галенитовой минерализации пиритовой (один из наибо-

лее типичных случаев), пирита — сидеритом или пирит-сфалеритовой массы — сидерит-сфалеритовой и т. д. Подобное микроритмично-слоистое строение выдерживается на значительном протяжении стратиграфической колонки, в пределах которой пространственно обособляются около 12 рудных горизонтов («рудных тел»).

Наряду с вещественной дифференциацией отдельных ритмов, отмечается распределение сульфидных минералов по крупности зерен, причем в основании слоев наблюдаются более крупные, иногда почковидные выделения сульфидов, которые к их кровле становятся тонкозернистыми и завершаются безрудной илистой массой.

Таким образом, фракционирование сульфидных и карбонатных компонентов по химическому составу и по крупности зерен тесно связано с седиментационной ритмикой вмещающих пород. При этом сульфидная минерализация приурочена к верхам отдельных седиментационных ритмов, представленных более тонкообломочным материалом.

Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым детально описаны различные типы равномерно- и неравномерно-слоистых, ритмично-слоистых руд и осадочных пород, чередующихся с сортированными по размеру карбонатным, карбонатно-туфовым или моготонным пирит-сидеритовым, пирит-сидерит-сфалеритовым и пирит-сфалеритовым материалом. Следует отметить, что ритмично-слоистые руды приурочены преимущественно к шарнирным участкам синклинальной структуры, а ближе к ее крыльям возрастает роль брекчиевидных, косослоистых, шлейчатых и других текстур.

Иная картина зональности обнаруживается на горизонтальных проекциях рудных залежей, морфология которых в значительной степени обусловлена структурой рудолокализирующей конседиментационной грабен-синклинали. Последняя вытянута в северо-восточном направлении и сочленяется с поперечными дизъюнктивными нарушениями субширотного (Центральный разлом) и северо-западного простирания (Юго-Западный разлом). Сочетание этих перекрестных структурных элементов находит отражение и в некоторых деталях внутреннего строения рудных залежей Озерного месторождения, формирование которого происходило в обстановке интенсивного блокового опускания морского дна и активной сейсмической деятельности.

В поперечном сечении рудолокализирующие структуры характеризуются довольно крутыми крыльями, постепенно переходящими в пологую замковую часть синклинальной складки, которая осложнена более мелкими пликативными структурами. Последние обусловлены неравномерным проседанием дна рудоконтролирующего трога с образованием ложбин, ям и мелких возвышенностей. Определенное влияние при этом оказывали рифовые постройки, которые как бы «протыкают» нижние рудные тела, а на верхних горизонтах месторождения среди перекрывающих их осадков образуют мелкие выступы дна.

Система многоярусных рудных тел имеет в общем сходную морфологию и внутреннее строение, хотя вверх по разрезу наблюдается некоторое упрощение их контуров. В качестве примера рассмотрим особенности внутреннего строения рудного тела № 8. В его пределах размещение мощностей, линейных продуктивностей и концентраций рудных компонентов в значительной степени определяется влиянием упомянутых сопряженных структурных элементов. В частности, осевые линии «раздувов» и «пережимов» мощности рассматриваемой рудной залежи подчинены преимущественно структурам северо-восточного простирания (рис. 93, а). Вместе с тем отдельные максимумы ориентированы вдоль субширотных структур, особенно в участках, примыкающих к Центральному разлому. Последний как бы расчленяет рудное тело на два блока: северо-восточный и юго-западный, которые частично сопоставляются, если сместить северо-восточный блок рудной залежи в западном направлении. При этом, однако,

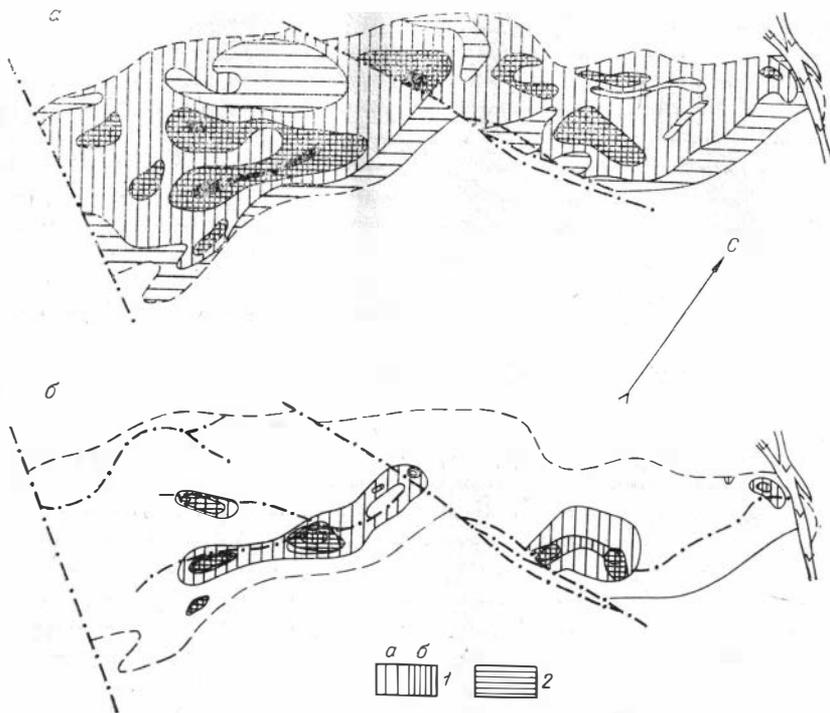


Рис. 93. Схема распределения изомощностей рудного тела № 8 Озерного месторождения (проекция на горизонтальную плоскость) (а). В правом углу рисунка показана дайка диабазовых порфиритов; б — схема размещения максимумов линейных продуктивностей цинка (1) (а — второстепенных, б — главных) и свинца (2).

полного согласования контуров максимумов мощностей рудного тела, расположенных по обе стороны Центрального разлома, не наблюдается. Этот факт, по-видимому, подтверждает конседиментационный характер блоковых подвижек вдоль Центрального разлома, при которых в процессе отложения рудных компонентов происходило смещение северо-восточной части рудной залежи в восточном направлении в сочетании с последующим прогибанием рудолокализирующего трюга на продолжении структуры юго-западного блока. С отрицательными структурами рельефа дна грабен-синклинали пространственно совпадают зоны массового выпадения рудных компонентов (максимумы линейных продуктивностей металлов), которые обнаруживают тесную взаимную согласованность и незначительную горизонтальную дифференциацию (см. рис. 93, б).

Структуры распределения зон повышенных концентраций свинца и цинка также в значительной степени определяются размещением упомянутых сопряженных структурных элементов и особенно северо-восточных. В отличие от локализации запасов четкой приуроченности зон повышенных концентраций металлов «к ложбинам» трюга не наблюдается. Наиболее обогащенные металлами участки тяготеют к зоне сочленения рудоконтролирующей грабен-синклинали с Центральным разломом, вдоль которого северо-восточная часть сопряженного максимума смещена в восточном направлении. По обе стороны от Центрального разлома, к северо-востоку и юго-западу намечается общее падение концентраций свинцово-цинковой минерализации. При этом зоны повышенных концентраций металлов фиксируются главным образом в пределах пологих склонов ложбин (рис. 94 а — в).

Подобная закономерность, по-видимому, обусловлена тем, что непосредственно в зонах массового выпадения рудной минерализации

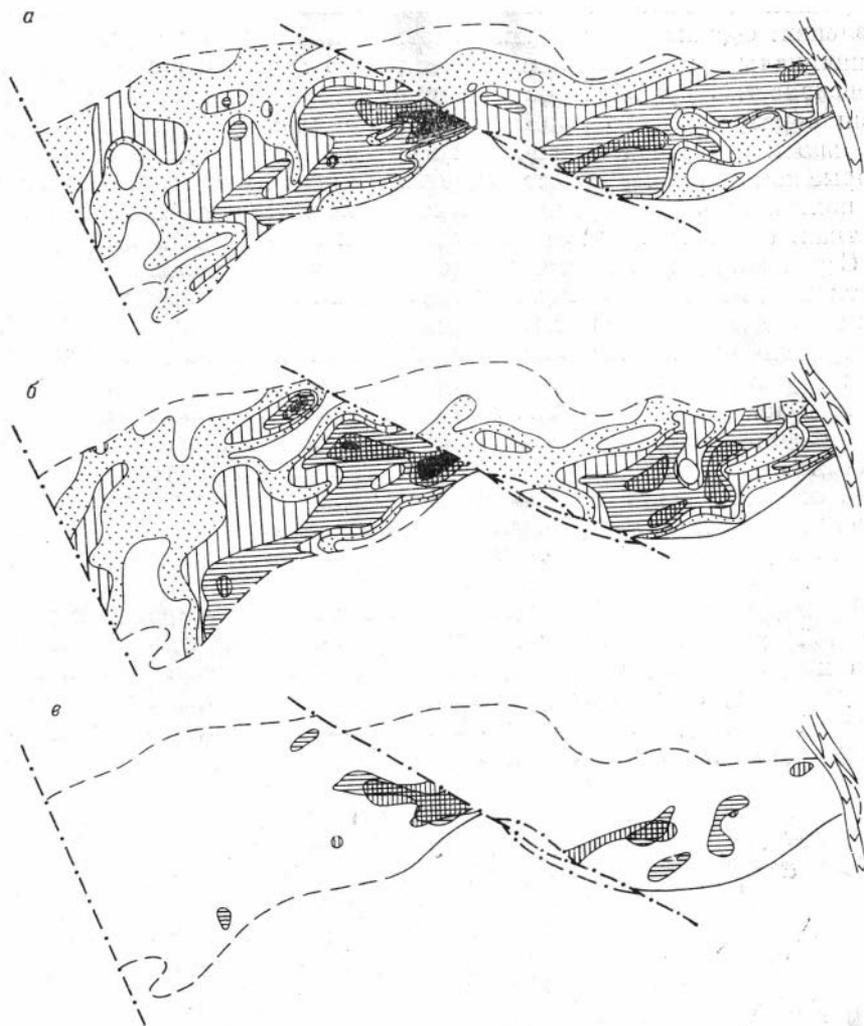


Рис. 94. Схема пространственной дифференциации концентраций цинка (а) и свинца (б) в рудной залежи № 8 Озерного месторождения (усл. ед.); в — совмещенная проекция их максимумов на горизонтальную плоскость (усл. об. см. на рис. 93, б).

(в локальных прогибах дна рудолокализирующего трога) происходило более интенсивное разубоживание рудных скоплений туфогенно-карбонатными осадками, чем на склонах ложбин.

Согласно данным, приведенным в работе Э. Г. Дистанова и К. Р. Ковалева (1975), концентрации свинца и цинка характеризуются высокими положительными значениями коэффициентов корреляции. Тем не менее, в размещении их максимумов отмечается определенная зависимость. В частности, зоны повышенных концентраций свинца несколько обособляются от максимумов цинковой минерализации и образуют самостоятельные скопления (см. рис. 94, в).

Особенности дифференциальной подвижности свинца и цинка наиболее ярко проявляются в структуре распределения изолиний их соотношений. В пределах рассматриваемого рудного тела пределы колебаний абсолютных величин Zn/Pb составляют от 1 до 20 единиц. Размещение изолиний также в значительной мере подчиняется преимущественному ориентирующему влиянию рассмотренных выше сквозных структурных элементов северо-восточного простирания варяду с проявлением локаль-

ных участков, в которых изгибы изолиний вытянуты в субширотном направлении. Однако распределение соотношений металлов характеризуется принципиально иными закономерностями по сравнению с плотностью и интенсивностью рудной минерализации. Изолинии рассматриваемых величин образуют серию локальных максимумов, окруженных ореолами довольно контрастной изменчивости свинцово-цинковой минерализации, которые как бы оконтуривают рудную залежь по периферии. Очаги наиболее контрастной дифференциации соотношений Zn/Pb появляются и в участках, непосредственно примыкающих к зоне Центрального разлома.

Серия локальных максимумов обваруживается также во внутренних участках юго-западного блока рудного тела № 8. При этом во всех случаях зоны максимальной изменчивости рассматриваемых соотношений локализируются вдоль склонов мульдообразных прогибов, осложняющих структуру ложа Озерной грабен-синклинали структуры. В отличие от них в локальных ложбинах трога наблюдается очень слабая дифференциация сульфидной минерализации, обусловленная, вероятно, более застойным гидродинамическим режимом. Тем самым структура изолиний Zn/Pb отражает своеобразную многоочаговую центростремительную дифференциацию рудных компонентов (рис. 95) наряду с определенной тенденцией к убыванию данных величин с удалением от зоны Центрального разлома.

Приведенные данные показывают, что в зоне формирования рассматриваемой рудной залежи устанавливалась сложная конвекционная система миграции рудообразующих гидротермальных растворов в подводных условиях, сопровождаемая центростремительной фракционной коагуляцией коллоидных растворов. На зональном размещении рудной минерализации сказывались такие факторы, как характер поступления

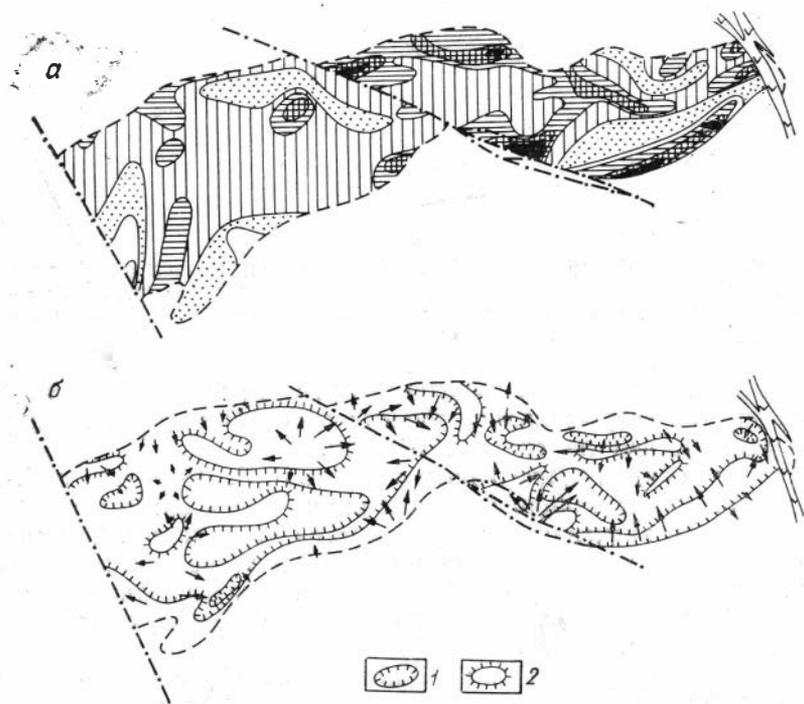


Рис. 95. Схема распределения соотношений Zn/Pb в рудной залежи № 8 Озерного месторождения (а); расположение векторов преимущественной дифференциации данных соотношений (б).

Контурь локальных прогибов (1) и возвышенностей (2), осложняющих морфологию дна грабен-синклинали структуры.

продуктивных растворов и кластического вулканогенного материала, морфология непрерывно опускающегося грабен-синклинального сооружения, положение рудоподводящей структуры и т. д.

Приведенные выше примеры показывают, что гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения имеют много общих черт с аналогичными образованиями гидротермально-метасоматического генезиса. Их сходство заключается в минеральном составе и текстурных особенностях руд, локализации их среди вулканогенных пород, ритмическом характере зональности и других конвергентных признаках (Смирнов, 1960). Последние, возможно, обусловлены и некоторыми аналогиями физико-химических условий развития рудообразующих флюидных динамических систем, формирующих данные месторождения.

Подобно рассмотренным выше примерам, на гидротермально-осадочном Озерном месторождении обнаруживаются ярко выраженные признаки структурного контроля оруденения (приуроченность зон рудной минерализации к рудоподводящим дизъюнктивным структурам, локализация оруденения в пределах активно разрывающейся грабен-синклинальной структуры и др.), отчетливая динамическая дифференциация рудных компонентов, выражающаяся в распределении их соотношений, в более контрастной изменчивости рудной минерализации вблизи питающих структур, в проявлении наиболее ярко выраженной вертикальной компоненты зональности и т. д. Однако гидротермально-осадочный тип месторождений характеризуется ярко выраженной многоплановой макро- и микроритмической асимметричной зональностью по мощности и многоярусных рудных залежей на фоне общего эволюционного изменения интенсивности и состава рудной минерализации.

В отличие от месторождений гидротермально-метасоматического типа в описанном примере горизонтальная зональность (в плоскости рудных залежей) развивается в менее контрастных формах. В частности, в рассмотренном примере она выражается в обогащении юго-восточного фланга колчеданно-полиметаллических рудных тел сидеритовой минерализацией, которая сливается в единое рудное тело и заходит языками между пластовыми залежами колчеданных руд. При этом наряду с фациальными переходами колчеданной минерализации в сидеритовую в этом участке, по-видимому, формируется зона палочковой гидротермально-метасоматической сидеритизации.

Пространственная дифференциация свинцово-цинковых соотношений, наблюдаемая в плоскости гидротермально-осадочных рудных залежей, проявляется в менее контрастных формах, чем на гидротермально-метасоматических месторождениях. Так, по сравнению с последними диапазоны колебаний данных соотношений в вулканогенно-осадочных рудах на порядок ниже. Отличается и пространственное расположение векторов преимущественной дифференциации рудных компонентов. Для гидротермально-метасоматических месторождений характерна ярко выраженная сквозная изменчивость относительных концентраций рудных компонентов с веерообразным растеканием восходящих потоков продуктивных гидротерм, а в гидротермально-осадочных месторождениях обнаруживается центростремительная миграция рудоносных растворов, обусловленная морфологией грабен-синклинальной структуры и сопряженных с ней рудоподводящих дизъюнктивов. При этом зоны минимальной изменчивости количественных соотношений рудных компонентов пространственно совпадают с положением локальных отрицательных структур, осложняющих ложе грабен-синклинального сооружения.

Ю. В. Богдановым, Е. З. Бурьяновой, Э. И. Кутиревым и др. (1973) детально описана первичная и вторичная зональность типичных стратифицированных месторождений меди СССР. Авторами показано, что общие тенденции зональности месторождений типа медистых сланцев заключаются в приуроченности сульфидов меди к наиболее мелководным частям

палеобассейнов седиментации и в постепенной смене медной минерализации по направлению в глубь бассейна сначала свинцовым, а затем цинковым оруденением. По мощности рудных залежей наблюдается смена снизу вверх медных руд свинцовыми и цинковыми, причем халькозинное оруденение сменяется борнитовым, затем халькопиритовым и далее пиритовым. Сходное изменение минерального состава наблюдается и в плане по падению и простираанию пластов и обусловлено положением линии побережья палеобассейна. На фоне выдержанных региональных тенденций первичной зональности рудной минерализации, связанной с образованием замкнутых или полужамкнутых бассейнов лагунного типа, формируются локальные рудные залежи с повышенными концентрациями металлов. Последние обусловлены литологическим составом осадочных образований и строением более мелких депрессионных структур палеобассейна. При этом в зависимости от морфологии «седиментационных ловушек» развивается зональность поточного или концентрического типа.

Таким образом, наряду с вещественными и структурными признаками вулканогенных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений (развитие характерных типов текстур руд, ритмической контрастной изменчивости минеральных парагенезисов по мощности рудных тел, приуроченности рудной минерализации к определенным фациям вулканогенных пород и т. д.), дополнительная генетическая информация заключена в особенностях латеральной зональности рудных залежей. Рудная зональность центробежного типа, по-видимому, типична для гидротермально-метасоматических месторождений, а концентрическая центростремительная зональность проявляется при гидротермально-осадочном рудоотложении в подводных депрессионных структурах. При этом необходимо учитывать возможность альтернативной интерпретации латеральной зональности глубоко денудированных месторождений в складчатых областях, поскольку в ряде случаев трудно решить, проявляются ли в сохранившихся от эрозии участках рудных залежей фрагменты концентрической зональности центробежного или центростремительного типа. С этих позиций, вероятно, необходимо дополнительное исследование Дегтярского, Ускавдинского и Урского месторождений.

Часть III

Зональность оруденения
колчеданно-полиметаллических месторождений
и причины ее происхождения

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ
ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренные выше примеры характеризуют гипогенную зональность оруденения главных формационных, минеральных и структурных типов колчеданно-полиметаллических месторождений. Несмотря на индивидуальные особенности их геологического строения, на определенных группах месторождений проявляются признаки однотипной зональности. Она полимасштабна и выражается в «сквозной» вещественной и структурной изменчивости рудных тел и месторождений, осложненной зональностью более низкого порядка. При этом на разных уровнях масштабности обнаруживаются признаки зональности, отвечающие конкретным формационным типам колчеданно-полиметаллических месторождений. Данные закономерности позволяют в некоторых случаях внести уточнения в существующие представления о генезисе исследуемых месторождений и по-новому подойти к решению проблемы поиска скрытого оруденения.

ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гипогенная зональность оруденения характеризуется полиморфизмом и полигенностью пространственного распределения структурных и вещественных особенностей рудных компонентов. Представления о полиморфизме зональности были впервые изложены автором в совместной статье с Г. Л. Поспеловым (1971), в которой показано, что причины зональности многообразны и результирующая зональность зависит от того, складываются ли они друг с другом, давая суммарный эффект, или взаимно накладываются относительно независимо, образуя перекрестные типы зональности. При распространенном традиционном вещественном анализе зональности месторождений за основу обычно берут некоторую единую зональность, характеризующую закономерное однонаправленное изменение физических и физико-химических параметров системы. Между тем проявления зональности, важные для раскрытия генетических особенностей этой системы и для практических целей, могут иметь перекрестный характер, несмотря на внутреннее их единство.

Следует отметить, что в изученных объектах слабо выражена зональность минеральных парагенезисов. Элементы вещественной зональности внешне почти не заметны, за исключением более или менее контрастно изменяющихся морфологических особенностей рудных тел, обусловленных сменой сливных руд прожилково-вкрапленными по падению, простираению и мощности рудных тел (табл. 13). Однако на многих объектах казалось бы, лишенных ярко выраженных признаков вещественной зональности оруденения, средствами статистического анализа огромного количества поликомпонентных химических анализов проб удалось выявить не только достаточно ярко выраженные формы проявления зональности различных типов, но и их перекрестность. В частности, в случае простой морфологии рудных тел с выдержанной мощностью зональности рас-

Плутогенная		Вулканогенная		Формационные и минеральные типы месторождений
Полиметаллические и барито-полиметаллические (Саларское поле)	Колчеданно-полиметаллические (Урсское, Ускадинское и др. м-ния)	Субформация гидротермально-метасоматических м-ний (Гайское)	Субформация вулканогенно-осадочных м-ний (Озерное)	
Центробежный, концентрический (мало контрастный)		Колчеданные и колчеданно-полиметаллические минеральные типы	Сульфидно-силикатно-окисные, сульфидно-карбонатные минеральные типы	По мощности рудных залежей
То же (мало контрастный)	Симметричный и асимметричный (контрастный)	Асимметричный (контрастный)	Асимметричный (контрастный)	Типы зональности, обусловленные стадийностью процессов
Преобладают фациальные	Стадийные	Фациальные	Фациальные	Морфологические особенности рудных столбов
Система пространственно сопряженных слабо дифференцированных рудных столбов	Концентрическое размещение зон полиметаллической минерализации вокруг колчеданных «ядер» («ядерно-зональный» тип)	Морфология участков повышенных концентраций рудных компонентов и их ориентировка обусловлены строением ложа грабен-синклинальных структур		Ориентировка рудных столбов относительно генерального вектора зональности
Пологая ориентировка рудных столбов на фоне вертикальной изменчивости рудных компонентов	Продольная ориентировка рудных столбов в корневых и диагональная или поперечная в прифронтальных участках рудных тел и месторождений			



Усл. об. 1 — зоны колчеданной, 2 — сфалеритовой, 3 — барито-полиметаллической минерализации, зональности, Слр — халькопирит, Ру — пирит, St —

Пределения концентративной и линейных запасов рудных компонентов практически совпадают между собой или проявляются в параллельных формах. Последние определяются тем, что зоны повышенных концентраций и линейных запасов рудных компонентов в пределах эпигенетических месторождений размещаются на разных гипсометрических уровнях, но относительная последовательность максимумов металлов при этом остается постоянной. Вместе с тем зональность концентративной и линейных запасов может не совпадать, но и иметь обратный порядок распределения максимумов металлов в зависимости от соотношения мощно-

различных формационных и минеральных типов и их корреляция со структурами вмещающих пород

Влияние структурных факторов на внутреннее строение месторождений		Особенности внутреннего строения рудных тел, обусловленные литологическими факторами	Схемы соотношения главных тенденций зональности типичных месторождений
синклинальные структуры	антиклинальные и вулканокупольные структуры		
Не характерны	Зоны рудной минерализации грибовидной или «шатровой» структуры	Линзовидные рудные тела или система куполообразно залегающих линз с сопровождающими зонами прожилково-вкрапленной минерализации	
		Избирательная приуроченность послыхих или кососекущих сливных рудных тел к кислым вулканогенным образованиям и развитие штокерково-вкрапленной минерализации среди расщепленных порфировых интрузий	

4 — контуры участков повышенных мощностей рудных тел, 5 — ориентировка вектора генеральной сфалерит.

стей рудных тел и концентраций компонентов. Существенные различия обнаруживаются и в пространственной ориентировке осевых линий «рудных столбов» концентраций и линейных запасов металлов. Для одних и тех же компонентов последние имеют параллельную, диагональную и перекрестную взаимную ориентировку.

В табл. 13 приведена схема классификации главных тенденций зональности колчеданно-полиметаллических месторождений. По вещественным и структурным показателям наиболее существенные различия отмечаются для вулканогенно-осадочных (вулканогенная формация) и

гипогенных месторождений (вулканогенная и плутогенная формации). Среди гипогенных месторождений обособляется группа полиметаллических и барито-полиметаллических минеральных типов (плутогенной формации). Что же касается колчеданно-полиметаллических минеральных типов месторождений вулканогенной и плутогенной формаций, то они характеризуются сходными тенденциями вещественной и структурной зональности и различаются лишь в деталях, которые рассматриваются ниже.

Процесс формирования промышленных скоплений колчеданно-полиметаллической минерализации является многостадийным, причем для каждого из изученных месторождений намечается определенная специфичность рудообразующих процессов. В частности, на Салаирском рудном поле проявляется ранняя высокотемпературная баритизация, нетипичная для других колчеданно-полиметаллических месторождений. Различную интенсивность имеют также продуктивные стадии минерализации и послерудные стадии кварц-карбонатных жил, принимавшие участие в частичной перегруппировке рудных компонентов. Тем не менее, как отмечалось В. И. Смирновым (1969), рудная минерализация рассматриваемых месторождений сформировалась преимущественно в процессе развития двух стадий минерализации: колчеданной или медноколчеданной и последующей полиметаллической или барито-полиметаллической. Относительная интенсивность проявления этих стадий минерализации, вероятно, в значительной степени определяет соответствующий минеральный тип месторождения. Что же касается дополнительных стадий минерализации, то они, как правило, существенного влияния на пространственное распределение ведущих рудообразующих компонентов не оказывают.

Особенности развития главных стадий минерализации предопределили и характер внутреннего строения рудных тел. В частности, на многих колчеданно-полиметаллических месторождениях отчетливо проявляются элементы соподчинения пространственного размещения продуктов полиметаллической стадии минерализации морфологии ранее сформировавшихся скоплений колчеданных руд. Это находит отражение, например, в образовании своеобразных ядерно-зональных структур рудных столбов.

В большинстве случаев продукты различных стадий минерализации тяготеют к общим структурным элементам и характеризуются тесной пространственной сопряженностью. При этом полиметаллическая минерализация локализуется в пределах контура развития продуктов ранней колчеданной стадии минерализации, и случаи резкой пространственной разобщенности полиметаллических и колчеданных рудных тел и рудных столбов не типичны.

Тем самым, если учитывать развитие ранних и поздних стадий минерализации, а также незначительные внутриминерализационные перерывы, то особенности внутреннего строения колчеданно-полиметаллических месторождений следует рассматривать как проявление зональности к о м б и н и р о в а н н о г о т и п а (Смирнов, 1969). Если же принять во внимание долю участия этих стадий минерализации и относительную масштабность рассматриваемых процессов, то по данному признаку можно условно выделить месторождения с фаціальным и стадийным типом зональности (см. табл. 13). При этом во всех случаях по данным исследования газовой-жидких включений в жильных и рудных минералах не обнаруживается достаточно ярко выраженных температурных границ, которые отражают эволюционный характер изменения температур.

Одним из ведущих факторов, контролирующих размещение, пространственную ориентировку и интенсивность дифференциации рудных столбов концентраций и линейных запасов, является структура рудовмещающей толщи. В частности, зоны сульфидной минерализации, формирующиеся в структурах «сквозного» типа, образуют систему крутоскло-

няющихся рудных столбов (месторождения Ускандинского, Урского, Тишинского рудных полей и др.).

В структурах «закрытого» типа (например, Гайское месторождение) пространственная ориентировка рудных столбов определяется экранирующими структурами. При этом в верхних зонах месторождений формируется система пологих рудных столбов, локализующихся во фронтальных зонах рудообразующих потоков гидротерм. С глубиной они сменяются крутосклоняющимися рудными столбами, вытянутыми вдоль путей миграции продуктивных гидротермальных растворов.

Подобная ориентировка рудных столбов проявляется также в зоне экранирующего влияния динамических структур, обусловленных положением древних уровней вадозных вод. В этом случае на фронтах нейтрализации контрастных по химизму растворов развиваются пологозалегающие рудные столбы, ориентированные в поперечном направлении относительно восходящих потоков гидротермальных растворов.

Помимо макроструктур, контролирующих пространственное размещение рудных залежей или рудных столбов, существенное влияние на внутреннее строение рудных тел оказывают и более мелкие тектонические элементы. Главнейшие из них следующие: 1) участки пересечения зон интенсивного расланцевания с секущими дизъюнктивными и сетчатотрещинными зонами; 2) участки сопряжения зон расланцевания с поперечными крутопадающими или пологими флексурно-трещинными зонами; 3) места ветвления зон интенсивного расланцевания с образованием оперяющих структур; 4) замковые части крутоосной или пологой флексурной складчатости, осложняющей основную складчатую структуру. План-параллельные зоны расланцевания сыграли немаловажную роль в распределении потоков рудообразующих растворов, однако значение их уступает рудоконтролирующей роли послонных зон смятия, флексурно-трещинных зон, являющихся более протяженными и внутренне связанными структурами. Среди перечисленных структурных элементов, контролирующих пространственное положение рудных столбов, пологая и крутоосная флексурная складчатость во многих случаях проявляется скрытно и находит отражение в ориентировке тектонической «струйчатости» расланцованных вмещающих пород и в некоторых морфологических особенностях рудных тел: направлении их склонения и морфологии внешних границ, пространственном положении рудных столбов и т. д.

Литологический контроль оруденения проявляется двояко: с одной стороны, в виде экранирования кровли рудных тел слабопроницаемыми литологическими горизонтами, с другой — в локализации их в пределах литологически благоприятных горизонтов. К литологическому контролю может быть отнесена также роль пород, по отношению к которым рудные массы проявляют известный антагонизм (например, массивные толщи известняков). В качестве литологических экранов служат не только слабопроницаемые алевропелитовые и карбонатные горизонты, слагающие крылья и своды антиклинальных сооружений, но и наклонно залегающие силлы, штоки и дайкообразные тела порфиров и порфиритов.

Вмещающие вулканогенно-осадочные породы, среди которых развивается гидротермально-метасоматическое оруденение, являются неоднородными по возможности развития в них обменных гидротермально-метасоматических процессов и формирования рудных столбов. Для отдельных рудных полей характерен индивидуальный набор пород, которые по совокупности физических и химических свойств в различной степени влияют на локализацию оруденения. В частности, для Салаирского рудного поля по степени благоприятности для оруденения подобный ряд пород можно представить в следующем виде: углисто-мергелистые сланцы — горизонты туфогенных сланцев с примесью карбонатного материала — расланцованные кварцевые порфиры — афировые порфиры — порфириты — толщи массивных известняков.

В условиях моноклинального залегания толщ с многократно пережаемыми благоприятными и неблагоприятными для метасоматоза породами, по-видимому, фактор избирательного замещения, игравший важную роль, сам по себе не мог явиться причиной рудоотложения. В связи с этим рудные тела следует рассматривать как образования полигенные и их локализация может быть объяснена суммой однонаправленных факторов: влиянием структурно-литологических особенностей вмещающих пород, химизмом растворов и особенностями взаимодействия с вмещающей средой, развитием полужастойного гидродинамического режима вблизи главной зоны фильтрации гидротерм и т. д.

В пространственном размещении эпигенетической сульфидной минерализации обнаруживаются некоторые сквозные закономерности не только для отдельных рудных тел и месторождений, но и для рудных полей в целом. Они находят отражение в размещении на определенных гипсометрических уровнях верхних и нижних границ выклинивания рудных тел, зон перехода сливного оруденения в штокерково-вкрапленное, в общих элементах склонения рудных тел, в пространственном распределении изотерм в период рудообразования и изолиний некоторых соотношений рудных компонентов. В отличие от зональности концентраций и линейных запасов, на эпигенетических месторождениях относительные концентрации носят ярко выраженный центробежный характер распределения. При этом локальные структурно-литологические неоднородности вмещающих пород практически не сказываются на строении изолиний относительных концентраций рудных компонентов. Данные особенности рудообразующих систем позволяют ввести понятие генерального вектора зональности, который отражает направление максимальной изменчивости вещественных и структурных показателей рудных масс и, вероятно, совпадает с преимущественной миграцией продуктивных гидротермальных растворов в период формирования рудных залежей.

Следует отметить, что существует довольно распространенное представление о том, что пространственную ориентировку и морфологические особенности рудных столбов можно рассматривать в качестве «рудных струй» или главных линий потока. Эти взгляды энергично развиваются П. Ф. Иванкиным и др. (1970, 1972) и используются для реставрации рудообразующих систем. Вместе с тем анализ полученных материалов свидетельствует о том, что в общем случае осевые линии рудных столбов ориентируются произвольно относительно потоков гидротерм, хотя продольная их ориентировка зачастую встречается в прикорневых зонах месторождений. Изложенные выше закономерности произвольной ориентировки рудных столбов относительно вероятных потоков рудообразующих растворов согласуются с результатами экспериментов, проведенных Г. Л. Поспеловым и др. (1961, 1962, 1963) по моделированию процессов образования жилообразных и брекчиевидных тел в однородных пористых средах при встречной и последовательной диффузии реагирующих компонентов («бестрецинное жилообразование»). Морфология развивающихся при этом компактных зон минерализации определяется главным образом положением динамических фронтов реагирующих компонентов и зон реакций контрастных по химизму растворов, поперек которых отлагаются фронтальные зоны нерастворимых продуктов реакций.

Среди изученных месторождений преобладает прямая зональность оруденения. При этом ориентировка генерального вектора зональности свидетельствует в пользу эпигенетического развития оруденения в структурно подготовленных толщах как на месторождениях, приуроченных к моноклинально залегающим расланцованным толщам (Салаирское, Каменушинское и другие рудные поля), так и в пределах брахиантиклинальных (Зыряновское месторождение) и вулкано-купольных структур

(Гайское рудное поле). В своеобразных формах проявляется зональность оруденения Озерного вулканогенно-осадочного месторождения, которая определяется морфологией конседиментационной грабен-синклинальной структуры. Данные особенности зональности оруденения говорят о том, что во многих случаях в пострудный период существенных изменений первичного залегания рудных залежей не происходило. Вместе с тем на ряде месторождений или на их отдельных участках выявлены явные признаки обратной зональности (Дегтярское, Ускандинское и др.), которые могут иметь различную интерпретацию. Во-первых, можно предположить, что современное залегание рудных залежей является ненарушенным и обратная зональность обусловлена некоторыми локальными причинами или сложным телескопированием продуктов колчеданной и полиметаллической минерализации. Примеры обратной зональности описаны в литературе (Хрущов, 1953), и в большинстве случаев она объясняется наложением на регрессивных стадиях рудообразующих процессов более низкотемпературных минеральных ассоциаций на корневые зоны месторождений. В этом случае поздние минеральные ассоциации отличаются вещественным составом, более низкими температурами образования и т. д.

Во-вторых, в некоторых случаях не исключена возможность опрокинутого залегания рудных залежей гидротермально-метасоматического или вулканогенно-осадочного происхождения. Ранее подобное предположение высказывалось А. Н. Заварицким (1943а) относительно Дегтярского месторождения. При этом А. Н. Заварицкий считал, что первоначально рудные тела образовались в виде пологой пластообразной залежи, приуроченной к крупной пологой трещине в вулканогенных породах. Позднее вмещающие породы и рудная залежь подверглись складчатости, динамическому метаморфизму и перекристаллизации. Новые данные об обратной зональности по падению Дегтярского месторождения, основанные на статистической обработке громадного количества химических анализов проб, могут служить дополнительным аргументом в пользу представления об опрокинутом залегании рудной залежи. Если эти данные подтвердятся, то станет понятной причина резкой выклинки рудной залежи по падению, незначительная распространенность вкрапленной минерализации и т. д.

О РИТМИЧЕСКОМ ХАРАКТЕРЕ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общие тенденции вещественной зональности эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений определяются прежде всего дифференциацией продуктов упомянутых стадий минерализации, при которой зоны медноколчеданной минерализации тяготеют преимущественно к нижним (корневым) участкам рудных тел, а полиметаллической — к верхним (фронтальным). Следует, однако, отметить, что данные тенденции усложняются многоэтажно-ритмическим распределением зон повышенных концентраций, линейных запасов (или линейных продуктивности) и относительных концентраций рудных компонентов. Интегральные кривые, отражающие характер изменения концентраций и линейных запасов с глубиной, имеют обычно асимметричную форму со смещенными вверх максимумами (рис. 22, 25, 46, 73). Данная особенность рассматриваемых графиков обусловлена многоэтажной группировкой максимумов концентраций и линейных запасов в пределах контуров рудных залежей.

Волновой характер изменения плотности и интенсивности оруденения, по-видимому, характерен для месторождений различных генетических типов. Подобные факты отмечались, в частности, В. П. Федорчуком

(1961) для ртути-сурьмяных месторождений Южной Ферганы, В. А. Нарсеевым (1969) при описании золоторудных месторождений Казахстана, в пределах которых им установлено моно- и полиритмическое, многоэтажное изменение концентраций рудных компонентов. Сходное, многоярусное распределение редкометалльных элементов в грейзеновых месторождениях описано Г. Н. Щербой (1960, 19686). На примере железорудных месторождений Средней и Западной Сибири вопрос о волновом характере изменения плотности промышленного эндогенного оруденения изучен В. В. Богацким (1970, 1972).

Следует отметить, что на прерывистую многоэтажную локализацию рудных столбов обращали внимание многие геологи, однако проявление ритмичности в распределении вертикальных зональных колонок по восстановлению рудных залежей описано лишь в последние годы (Лапухов, Галкин, 1972; Баранов и др., 1972). Анализ проведенных выше материалов показывает, что для эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений типично проявление *полиритмической* вертикальной зональности, причем моноритмическая зональность обнаруживается лишь для объектов глубоко эродированных или недостаточно разведанных. В процентном отношении изученные колчеданно-полиметаллические месторождения (за исключением объектов вулканогенно-осадочного или спорного генезиса) по количеству вертикальных макрозональных ритмов распределены следующим образом (%): одноритмовые — 7, двуритмовые — 40, трехритмовые — 33, четырехритмовые и более — 20.

Эти данные показывают, что преобладающим распространением пользуются дву- и трехритмовые типы зональности оруденения. Что же касается четырехритмовых типов, то приведенные данные, по-видимому, являются заниженными в связи с убыванием с глубиной плотности разведочной сети.

В пределах отдельного зонального макроритма вертикальную последовательность максимумов концентраций ведущих рудообразующих компонентов схематически можно представить в следующем виде (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит. Подобная последовательность зон повышенных концентраций наиболее типична и соответствует «классической» схеме зональности. В отдельных случаях наблюдаются некоторые искажения зональных ритмов за счет переменного положения или выпадения указанных зон. Зоны повышенных концентраций серебра и золота тяготеют к верхним участкам рудных тел, хотя и в их распределении есть элементы ритмичности.

Как правило, полные зональные ритмы развиваются в верхних участках рудных тел и месторождений. В нижних зонах последних наблюдаются сокращенные колонки. В частности, в пределах корневых участков рудных тел зачастую становятся менее выразительными или выпадают полностью зоны повышенных концентраций свинца и бария, которые тяготеют к верхним зонам рудных тел.

Колчеданно-полиметаллические месторождения различных минеральных типов характеризуются не только определенным качественным составом отдельных зональных ритмов, но в некоторых случаях и относительным расположением зон повышенных концентраций рудных компонентов. Так, на месторождениях медно-цинково-колчеданного и медноколчеданного минеральных типов, в отличие от «идеальных» зональных колонок, относительное размещение зон медной и цинковой минерализации местами становится обратным. Различия минеральных типов месторождений сказываются и в том, что зональные ритмы кварцево-барито-полиметаллических и барито-полиметаллических месторождений дифференцированы более четко в отличие от колчеданных минеральных типов месторождений, характеризующихся некоторым перекрытием вертикальных ритмов зональности.

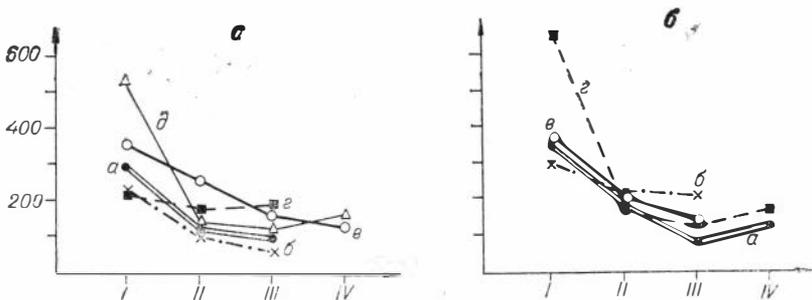


Рис. 97. Схемы изменения вертикальной амплитуды зональных ритмов различных минеральных (а) и структурных (б) типов колчеданно-полиметаллических месторождений (см. табл. 13).

а: а — кварцево-барито-полиметаллический, б — барито-полиметаллический, в — колчеданно-полиметаллический, г — медно-цинково-колчеданный, д — медноколчеданный минеральные типы; б: а — рудолокализирующие структуры «сквозного» типа, б — «сквозного» типа, осложненные пологой флексурной складчатостью, в — «полузакрытого» типа, г — «закрытого» типа.

нижних зон рудных залежей, локализующихся в структурах «закрытого» типа (например, северный фланг Гайского рудного поля), однако изменчивость остальных величин не является статистически достоверной.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что, несмотря на локальную изменчивость высоты зональных ритмов, обусловленную главным образом структурно-литологическими неоднородностями вмещающих пород и индивидуальными особенностями динамических рудообразующих систем, намечаются определенные общие закономерности рассматриваемых колчеданно-полиметаллических месторождений. Они позволяют наметить некоторую идеализированную обобщенную модель зональности, включающую в себя полный набор зональных ритмов и представленную в виде четырехритмовой колонки с амплитудами ритмов, убывающими в вертикальном направлении. Модальные значения вертикальных амплитуд ритмов снизу вверх соответственно составляют 350, 190, 150 и 130 м, причем для месторождений медноколчеданного типа средняя высота нижнего ритма — около 550 м (рис. 98).

В отличие от рассмотренных выше особенностей проявления зональности концентраций и линейных запасов пространственное распределение ряда соотношений ведущих рудообразующих компонентов отражает более общие, сквозные тенденции внутренней эволюции рудообразующих систем, в меньшей степени зависящие от влияния структурно-литологических факторов.

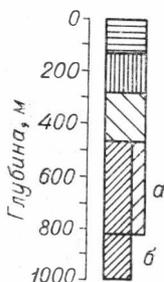


Рис. 98. Обобщенная модель многоэтажно-ритмичной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений (а), б — аномальная вертикальная протяженность нижних ритмов медноколчеданных месторождений.

По характеру пространственной дифференциации различные комбинации соотношений рудных компонентов можно условно подразделить на две группы (рис. 99). Одна имеет волновой характер распределения по вертикали и образует самостоятельную многоэтажно-ритмическую зональность, не совпадающую с зональностью содержаний рудных компонентов (Zn/Cu, Ag/Au и др.). Другая группа соотношений рудных компонентов обнаруживает довольно стабильные тенденции изменения с глубиной и тем самым имеет важное генетическое значение. В большинстве случаев подобное распределение имеют соотношения суммарных концентраций серы сульфидной к сере сульфатной, Zn/Pb и др. При этом к «корневым» зонам месторождений приурочены участки с наиболее ярко выра-

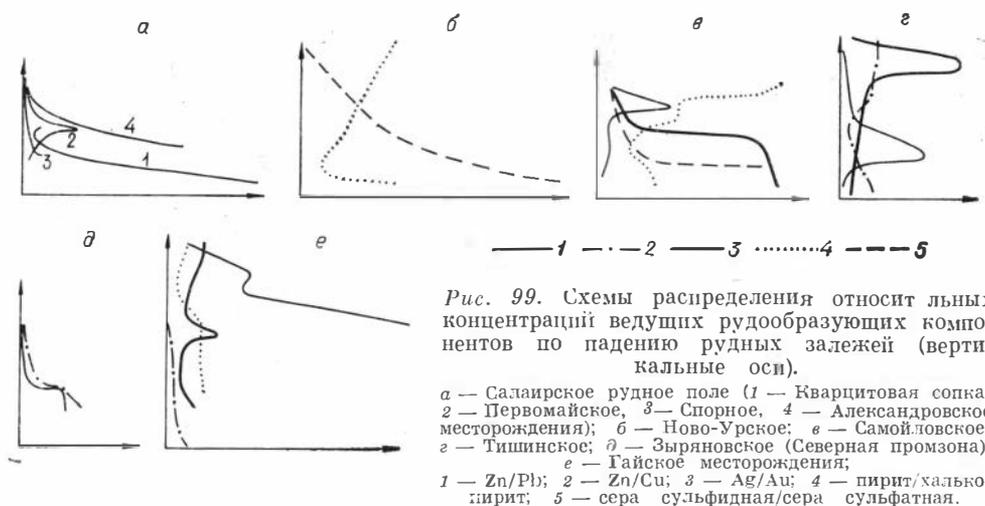


Рис. 99. Схемы распределения относительных концентраций ведущих рудообразующих компонентов по падению рудных залежей (вертикальные оси).

а — Салаирское рудное поле (1 — Кварцитовая сопка, 2 — Первомайское, 3 — Спорное, 4 — Александровское месторождения); б — Ново-Урское; в — Самойловское; г — Тишинское; д — Зырянское (Северная промзона); е — Гайское месторождения;
 1 — Zn/Pb; 2 — Zn/Cu; 3 — Ag/Au; 4 — пирит/халькопирит; 5 — сера сульфидная/сера сульфатная.

женной изменчивостью соотношений рудных компонентов, а прифронтальные или фронтальные их зоны отличаются минимальной контрастностью данных величин. Наряду с рассмотренными выше формами проявления макроритмической зональности, масштабность которой измеряется сотнями и реже десятками метров, ритмическое повторение зон наблюдается и в более мелком масштабе. В частности, как отмечали В. Д. Баранов и Э. Н. Баранов (1972), изменения соотношений содержаний серы, меди, цинка и свинца по мощности рудных залежей позволяют выделить ритмы разного порядка — микроритмы, измеряемые несколькими миллиметрами и сантиметрами, что выражается главным образом в текстурном рисунке рудных масс (микроритмичность), и макроритмы, измеряемые десятками метров. При этом авторы полагают, что параметры ритмичности не зависят от структурно-литологических условий локализации оруденения и от концентраций рудных компонентов.

В отличие от макроритмической зональности, устанавливаемой путем статистической обработки большого количества проб, микроритмическое чередование текстурного рисунка рудных масс доступно непосредственному наблюдению в забоях горных выработок или керне скважин и поэтому хорошо изучено. Геологические описания ритмически-полосчатых или сфероидальных полосчатых структур рудных масс и возможные причины их происхождения рассматриваются в работах В. Линдгрена (Lindgren, 1915), Т. Н. Шадлун (1950), Е. А. Радкевич (1952), Д. П. Григорьева (1966), Ф. В. Чухрова (1955), Л. Н. Овчинникова (1960) и др. Ими показано, что полосчатые текстуры руд являются полигенными образованиями, возникающими при псевдоморфном замещении рассланцованных и литологических неоднородных слоистых пород, отложении рудных компонентов на фоне последовательного приоткрывания трещин и т. д. Наряду с формированием ритмических образований путем постепенного нарастания или наслоения при кристаллизации рудных минералов из истинных или коллоидных растворов подобные текстуры возникают как фронтальные образования, развивающиеся при диффузионных, динамо-сорбционных процессах, сопровождающихся химической реакцией.

Параллельно-полосчатые или кольцевые ритмические текстуры, формирующиеся при диффузионно-метасоматических процессах, морфологически сходны с аналогичными образованиями осадочного, метаморфогенного или другого происхождения. Однако, как показали Ф. М. Шемякин и Л. Ф. Михалева (1938), Л. Н. Овчинников (1960), В. А. Вахрушев (1965), А. И. Васильева (1970) и др., отличительные особенности

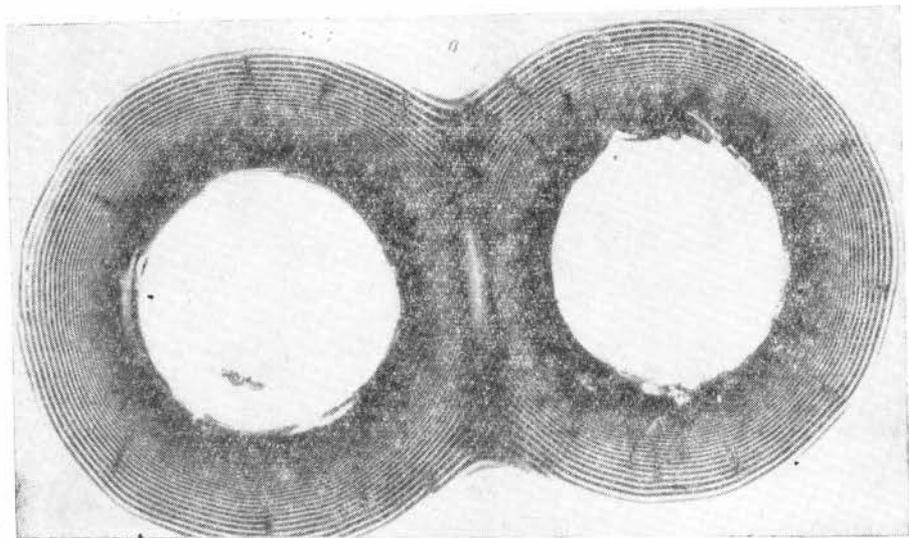


Рис. 100. Экспериментальное моделирование процесса образования ритмических текстур $\text{Ag}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ типа колец Лизеганга в коллоидном растворе желатины (по А. И. Васильевой, 1970).

диффузионно-метасоматических текстур заключаются, во-первых, в образовании закономерного геометрического рисунка, который выражается в стабильности отношений расстояний между соседними парами ритмов (Шемякин, Михалева, 1938), во-вторых, — в образовании резких границ чередующихся полос, типичных для диффузионно-метасоматических процессов.

Одна из экспериментальных моделей этих текстур приведена на рис. 100, а. В данных опытах А. И. Васильевой в качестве среды-носителя использовался коллоидный раствор желатины, насыщенный $K_2Cr_2O_7$. При внесении в парные донорные камеры раствора $AgNO_3$ развивались нормальные кольцевые ритмы, и, по мере их разрастания, формировалась зона взаимодействия, напоминающая «интерференционную» картину. Образующиеся при этом диффузионные макроритмы расчленились на систему тонких микроритмов (рис. 100, б).

Таким образом, приведенные материалы показывают, что многоплановая ритмическая зональность наблюдается даже в локальных проявлениях диффузионной полосчатости и, по-видимому, данная закономерность повторяется в более крупном масштабе. Необходимо, однако, отметить, что макро- и микрizonaльности обусловлены тесно связанными, но различными по своей природе процессами. Макроритмика развивается, очевидно, в д о л ь ф и л ь т р у ю щ и х с я п о т о к о в р у д о н о с н ы х гидротермальных растворов и сопровождается п о п е р е ч н ы м д и ф ф у з и о н н о - р и т м и ч н ы м о т л о ж е н и е м р у д н ы х к о м п о н е н т о в. Данные типы зональности имеют перекрестную взаимную ориентировку, причем микроритмичность обнаруживается главным образом по мощности метасоматических рудных тел, а макроритмичность — по их восстановлению.

Изменения ширины диффузионных и фильтрационных (микро- и макроритмов) зональных ритмов вдоль главных путей движения растворов имеют обратные тенденции, а именно: диффузионные волны периодических зон осадков последовательно р а с ш и р я ю т с я по ходу миграции. В отличие от них вертикальные макроритмы зональности колчеданно-полиметаллических месторождений с о к р а щ а ю т с я от корневых к фронтальным зонам рудных тел.

Можно предположить, что между макро- и микроритмическими типами зональности, масштабность проявления которых различается на 4—5 порядков, возможно, существуют некоторые промежуточные формы ритмической зональности. К сожалению, последние невозможно уловить с помощью современных методов опробования рудных месторождений, используемых для подсчета запасов, так как в этом случае удельное количество проб должно быть на несколько порядков больше.

Рассмотренные выше примеры различных форм проявления макро- и микроритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений гидротермально-метасоматического и гидротермально-осадочного типов обобщены в виде сводной схемы генетической классификации (табл. 14). В зависимости от форм переноса рудных компонентов выделяются четыре типа зональности: фильтрационный и диффузионный, развивающиеся в пористой среде вмещающих вулканогенных и осадочных пород, гидротермально-осадочный, связанный с фракционной коагуляцией коллоидных соединений в объемной фазе водного раствора, и комбинированный тип, представляющий собой сочетания упомянутых типов зональности. Подобное разделение различных типов зональности является условным, поскольку фильтрационный массоперенос сопровождается диффузионным, гидротермально-осадочное отложение рудных компонентов осложняется наложением вторичных процессов и т. д. Тем не менее выделенные типы зональности отражают проявление преобладающих режимов массопереноса, которые фиксируются в виде соответствующих интегральных структур распределения рудных компонентов.

Схема классификации различных форм проявления ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений

Типы и подтипы зональности	Фильтрационный		Диффузионный		Гидротермально-осадочный (седиментационный)	Комбинированный
	структурно-отраженный	динамический	псевдоморфный	динамо-сорбционный		
Формы проявления зональности	Многоярусная ритмическая зональность, обусловленная структурно-литологическими неоднородностями вмещающих пород в зоне фильтрации продуктивных гидротерм	Многоэтажное разделение зональных колонок, связанное с особенностями внутренней эволюции фильтрующихся флюидных динамических систем	Развитие параллельно-полосчатых текстур руд путем избирательного замещения литологически неоднородных ритмически-слоистых вмещающих пород	Формирование ритмически-полосчатых текстур руд при околотрецидном диффузионном метасоматозе или вторичной перестройке внутреннего строения рудных масс за счет динамо-сорбционных и хроматографических эффектов	Образование макро- и микроритмической зональности гидротермально-осадочного типа в процессе неравномерного поступления растворов и дифференциального отложения рудных компонентов	Сочетание различных типов фильтрационной, диффузионной и седиментационной и седиментационной макро- и микро- ритмической зональности
Размеры и количество ритмов	Амплитуда зональных ритмов обусловлена морфологией структурно-литологических неоднородностей вмещающих пород (масштабность проявления — от микро- ритмической унаследованной полосчатости до макро- ритмов в первые сотни метров)	Первые сотни метров. Наблюдается сокращение зональных ритмов по <u>восстановлению</u> рудных тел. Количество зональных ритмов чаще 3—4. Развивается в виде «волн» отложения по потоку рудоносных растворов	Микрополосчатая текстура рудных масс, в значительной степени повторяет литологические неоднородности вмещающих пород	Многоплановая ритмическая полосчатость руд от долей миллиметра до первых сантиметров (развивается преимущественно <u>поперек потоков</u> фильтрующихся гидротермальных растворов)	Разномасштабная микро- и макро- ритмическая зональность (от долей миллиметра до первых сотен метров) <u>по мощности</u> рудных залежей	Характер ритмической зональности обусловлен сочетанием соответствующих типов зональности

О ВОЗМОЖНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПРИЧИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМОРФНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблема происхождения зональности колчеданно-полиметаллических месторождений привлекала внимание многих исследователей, и для ее объяснения использовались различные модификации фациальной, стадияльной и метаморфогенной гипотез или их комбинации. В частности, в 50-х годах широкую поддержку нашла гипотеза А. Н. Заварицкого о первично-осадочном происхождении колчеданных руд Урала, подобно сажистым сульфидным образованиям Японии «куроко» (1943б). Предполагалось, что исходная тонкодисперсная рудная масса была однородного вещественного состава, а определенная зональность возникла в процессе перекристаллизации и метаморфогенного перераспределения сульфидов при динамометаморфизме, который сопровождался вытеснением более «мягких» минералов к фланговым частям рудных тел.

Эти представления получили дальнейшее развитие в работах С. Н. Иванова (1939, 1943, 1945), который отмечал, что «...в условиях геологического времени и сравнительно высокого общего гидростатического давления способность минералов к текучести и переотложению становится фактором, способным вызвать обогащение краевых частей линзы сравнительно более мягкими минералами».

Следует отметить, что убедительные факты перекристаллизации, изменения текстурного рисунка и локального перераспределения рудного вещества описаны в работах Т. Н. Шадлун (1949, 1950), П. Я. Яроша (1969) и др., однако вопрос об относительной доли участия метаморфогенных процессов в формировании макрозональности является дискуссионным.

В настоящее время при обсуждении причин происхождения зональности колчеданно-полиметаллических месторождений основное внимание по-прежнему уделяется выяснению первичной природы рудных залежей. Вместе с тем даже независимо от исходного генезиса рассмотренных выше месторождений Салаирского кряжа, Рудного Алтая и Урала на большинстве из них устанавливается эпигенетический характер рудной минерализации по отношению к структурно подготовленным вмещающим толщам и ярко выраженная вертикальная изменчивость парагенезисов*.

Выше было показано, что процессы гидротермального метаморфизма вмещающих пород и формирования метасоматических рудных залежей протекали многостадийно и с учетом ранних и поздних стадий минерализации обусловили проявление комбинированных (по В. И. Смирнову) типов зональности. Несколько оторванной во времени обычно оказывается кристаллизация бисульфидов железа в виде мельниковита, мельниковит-пирита или пирита, на которые накладывается полиметаллическая и барито-полиметаллическая минерализации. Тем не менее в рамках отдельных стадий минерализации наблюдается фациальная зональность.

Относительно происхождения фациальной зональности имеются различные точки зрения. Классические термодинамические гипотезы, обзор

* Причины происхождения зональности колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенно-осадочно-э типа детально охарактеризованы в литературе (Смирнов, 1969; Скридченко, 1972; и др.) и в настоящей работе не обсуждаются.

которых приведен в работе Ф. Н. Шахова (1964), объясняют зональность перенасыщением рудоносных растворов по мере снижения температуры и давления, при котором рудные компоненты отлагаются в порядке, обратном их относительной растворимости. Подобная модель зональности развивалась в упомянутых выше работах В. Эммонса (1934), Ч. Парка (1959) и др.

Исходя из того, что температура определяет растворимость рудных компонентов, скорость реакций, константы устойчивости комплексных соединений и т. д., Г. Шнейдерхопом (Schneiderhöhn, 1934), Д. Н. Казанли (1952) и другими была предпринята попытка математического обоснования зональности оруденения, формирующегося в кровле остывающего плутона. Существенный недостаток этих моделей заключается в использовании принципа кондуктивного теплопереноса без учета фильтрационных и других процессов. Иных представлений придерживались П. Лаффит (Laffit, 1963), П. Тулмин и С. П. Кларк (1970), С. Н. Иванов (1969а, б). Они полагали, что зональное отложение рудных компонентов связано со снижением давления в гидротермальных системах.

Другая группа гипотез объясняет зональность оруденения эволюцией некоторых физико-химических параметров флюидных динамических систем и, в частности, изменением Eh и pH растворов. При этом подразумевается, что градиенты температуры и давления имеют косвенное рудообразующее значение, поскольку с ними связана эволюция Eh и pH рудообразующих систем (Бетехтин, 1955; Гаррелс, 1962, 1968; и др.). В этом случае данный вопрос следует рассматривать с точки зрения химизма рудообразующих растворов и взаимодействия их с вмещающими породами.

В настоящее время существует несколько предположений о составе рудообразующих растворов и формах переноса металлов. Одна из гипотез предусматривает миграцию рудообразующих компонентов в виде коллоидных растворов. Широкое участие последних в процессе формирования колчеданно-полиметаллических месторождений находит подтверждение в образовании метаколлоидных структур сульфидных руд. Возможность коллоидного переноса металлов на значительные расстояния вызвала многочисленные возражения А. Г. Бетехтина (1955) и других исследователей, хотя имеются убедительные экспериментальные данные, свидетельствующие о том, что на низкотемпературных стадиях гидротермального рудообразования эти процессы могли иметь решающее значение (Лопатина, Лосев, Смуров, 1960).

Выше было показано, что процесс формирования колчеданно-полиметаллической минерализации в отдельных случаях начинался при температурах, превышающих 400°C. В этих условиях перенос рудных компонентов, по-видимому, мог осуществляться в истинных растворах в виде комплексных соединений. Данный вопрос также является дискуссионным. Тяжелые металлы являются сильными и универсальными комплексообразователями, а в минералообразующих растворах содержится широкий набор потенциальных лигандов: H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , HSO_4^- , SO_4^{2-} , H_2S , HS^- , S^{2-} , S_n^{2-} (полисульфидные ионы), S_2O_3 и другие ионы с серой промежуточной степени окисления, Cl^- , F^- , OH^- , NH_4^+ , NH_3 , органические соединения и др. Несмотря на потенциальную возможность образования самых разнообразных комплексных соединений, в геологической литературе наиболее обоснованными являются следующие представления: 1) перенос металлов в виде хлоридных комплексов (Бетехтин, 1955; Хелгесон, 1967; Helgeson, 1969; Garrels, 1941, 1944; Бартон, 1960; Колонин, Птицын, 1974; и др.); 2) миграция рудообразующих компонентов в форме гидроксильных, карбонатных и бикарбонатных комплексных соединений (Щербина, 1956а, б; Ходаковский, 1965; Баранова, 1971; и др.); 3) миграция металлов в виде полисульфидных, тиосульфатных, бисульфидных и гидросульфидных комплексных соединений (Хемли, 1954; Смит, 1968;

Барнс, Чаманский, 1970; Ходаковский, 1966; Павлов, 1973а, б, 1975).

Тем самым различными авторами допускается возможность переноса рудообразующих компонентов в гидротермальных растворах, характеризующихся довольно широким диапазоном колебания кислотности — щелочности. Эти взгляды подтверждаются исследованиями химизма гидротермальных источников в современных вулканических областях. В частности, массовые определения значений рН термальных источников Йеллоустонского парка и других регионов США, а также Новой Зеландии и Исландии показали, что величины рН характеризуются бимодальной кривой распределения, причем большинство источников попадает в интервалы значений рН 2—4 и 7—3 (Brock, 1971).

Следует отметить, что физические и физико-химические условия образования колчеданно-полиметаллических месторождений накладывают ряд ограничений на возможные формы миграции рудообразующих компонентов. Последние, вероятно, не могли мигрировать в кислых растворах, поскольку рассматриваемые месторождения проявляют полную индифферентность по отношению к карбонатным толщам и локализуются среди вулканогенных алюмосиликатных пород, которые, судя по величине рН суспензий, имеют слабощелочную реакцию. В этих условиях миграция рудных компонентов на значительные расстояния могла осуществляться равновесными или мало контрастными с вмещающими породами по величине рН гидротермальными растворами.

Относительно форм переноса рудных компонентов можно судить по химическому составу газово-жидких включений. На рис. 101 обобщены результаты химических анализов водных вытяжек из рудных и жильных минералов Салаирского, Каменушинского и Зыряновского рудных полей. Приведенный рисунок показывает, что каждое месторождение отличается индивидуальным катионным и особенно анионным составом растворов, заключенных во включениях. Например, остаточные растворы салаирских месторождений представлены существенно хлоридно-гидрокарбонатным типом, а зыряновских — гидрокарбонатно-сульфатным. Следует отметить, что данные химических анализов водных вытяжек, заимствованные из работы М. Г. Хисамутдинова (1959), отличаются резко повышенными концентрациями SO_4^{2-} , особенно для сульфидных минералов. Как отмечалось Д. Н. Хитаровым (1965), существенные ошибки могут быть связаны с частичным разложением сульфидов в процессе тонкого истирания проб, при котором водные вытяжки обогащаются ионами SO_4^{2-} . Повышенные концентрации последних вызывают сомнение еще и потому, что близкий к стехиометрическому солевой состав обеспечивается гидрокарбонатно-сульфатным типом. Таким образом, в растворах, заключенных в ва-

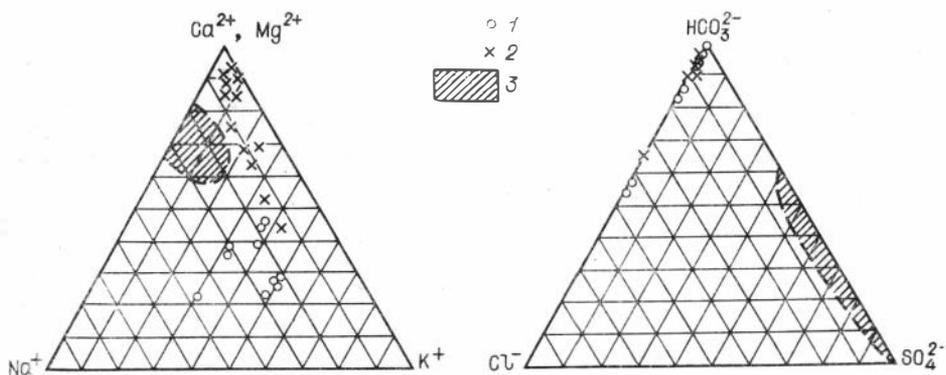


Рис. 101. Химический состав водных вытяжек из рудных и жильных минералов Салаирского (1), Каменушинского (2) и Зыряновского (3) рудных полей.

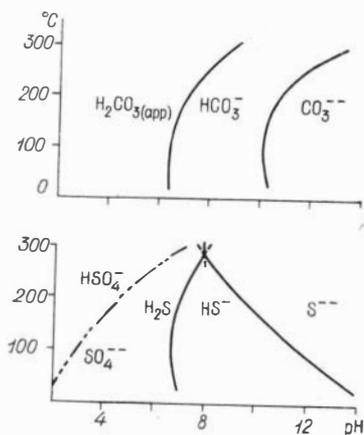


Рис. 102. Распределение карбонатных, сульфидных и сульфатных компонентов в водных растворах как функций температуры и pH растворов (Helgeson, 1969).

куолях жильных минералов, обнаруживают переменные концентрации катионов K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} и преимущественно гидрокарбонатные анионы. В большинстве случаев устанавливаются подчиненные содержания Cl^- , который, вероятно, является второстепенным комплексообразователем гидротермальных растворов. Сходные закономерности описаны И. Л. Ходаковским (1965), Н. Е. Учамейшвили (1967), Т. М. Суцеской (1971), Н. Н. Барановой (1971) и др.

Судя по диаграмме (рис. 102), заимствованной из работы Г. Хелгесона (Helgeson, 1969), поле устойчивости HCO_3^- ограничено почти нейтральными и слабощелочными значениями pH, смещающимися с повышением температуры в щелочную область. Последнюю охватывает также поле устойчивости HS^- , сокращающееся с ростом T за счет расширения поля устойчивости S^{2-} .

Приведенные выше данные о химическом составе водных вытяжек являются лишь косвенной характеристикой исходных рудообразующих растворов, поскольку газовой-жидкими включениями захвачены «отработанные» растворы, равновесные с минералом-хозяином. В геологической литературе описаны многочисленные определения изотопного состава сульфидной серы и тяжелых металлов, которые свидетельствуют об их преимущественно глубинном происхождении и совместной миграции в гидротермальных растворах. Тем самым в зонах разгрузки продуктивных гидротерм эффективный массоперенос мог осуществляться в виде комплексных соединений, устойчивых в щелочных восстановительных растворах. Такими соединениями могли быть тио- и гидросульфидные, роданидные, цианидные и аммиачные комплексы металлов (Барнс, Чаманский, 1970; Ходаковский, 1966; Павлов, 1972, 1974). К сожалению, данные об устойчивости большинства упомянутых комплексных соединений при высоких температурах отсутствуют. Тем не менее имеющиеся в литературе сведения об устойчивости гидросульфидных комплексных соединений при стандартных условиях удовлетворительно объясняют порядок отложения рудных минералов из гидротермальных растворов.

Наряду с мнением о вероятной миграции рудообразующих компонентов в виде тио- и гидросульфидных комплексных соединений А. Л. Павловым (1974) обоснована интересная идея о возможном участии в гидротермальном процессе цианидных комплексных соединений, которые достаточно устойчивы в системах с высоким восстановительным потенциалом. Окисление последних приводит к появлению в гидротермальной системе CO_2 и N_2 , постоянно обнаруживаемых в составе газовой-жидких включений. Например, процесс синтеза пирита при наличии в системе сульфидной серы с ростом окислительного потенциала может протекать согласно следующей реакции: $Fe(CN)_6^{4-} + 12H_2O + H_2S = FeS_2 + 6CO_2 + 3N_2 + 26H^+ + 32e^-$.

Среди различных причин, вызывающих отложение руд из растворов, Г. Л. Барнс и Г. К. Чаманский (1970) выделяют процессы окисления, которые могут развиваться при соприкосновении рудоносного раствора с породами, растворами или газами, содержащими окисляющие агенты. Роль окислителей могут играть гематит, магнетит и другие минералы железа, барит, алуниит, окислы марганца.

SO_2 , CO_2 , NO_3^- , SO_4^{2-} , $S_2O_3^{2-}$, HCO_3^- , O_2 и др.

А. Л. Павловым (1974) показано, что снижение температуры также способствует повышению окислительного потенциала гидротермальных систем. Таким образом, общая эволюция восходящих потоков продуктивных гидротерм заключается в повышении кислотности, снижении температуры, что сопровождается переходом сульфидной серы в сульфатную, генерацией ионов водорода за счет окисления молекулярного водорода и ростом констант диссоциации сильных кислот.

На основе гипотезы волны кислотных компонентов (Коржинский, 1962) намечается волнообразное развитие процесса метасоматического минералообразования либо за счет инверсии кислотности — щелочности гидротермальных растворов, либо путем дифференциального движения основных и кислотных компонентов сквозь породы переменного литологического состава. Однако в очередной волне данная модель предусматривает существенное изменение минеральных парагенезисов.

Тем самым рассмотренные выше гипотезы представляют собой различные модели моноритмовой зональности, но они не в состоянии объяснить причины волнового отложения сходных минеральных парагенезисов в структурно и литологически однородных толщах без привлечения механизма многостадийного развития рудообразующих процессов в соответствии с числом зональных ритмов. Последние, по-видимому, полигенны и, как будет показано ниже, одна из причин волнового отложения рудных компонентов в процессах инфильтрационного метасоматоза обусловлена протеканием гетерогенных параллельных зависимых реакций.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Общие закономерности эволюции рудообразующих процессов схематически намечены Г. Л. Поспеловым (1962, 1963) в виде динамических моделей эндогенных и экзогенно-эндогенных фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. Попытка конкретного применения одного из вариантов этих моделей была предпринята автором совместно с Г. Л. Поспеловым (1971) в связи с обсуждением зональности Салаирского рудного поля, по-видимому, отражающей особенности эволюции послемагматических растворов, связанных с субвулканическими (вулкано-генная формация) или с гипабиссальными (плутоногенная формация) порфировыми интрузиями, которым в последние годы уделяется особое внимание при металлогенических исследованиях. Рассматриваемая модель имеет четырехчленное строение и определяется развитием продуктивной флюидной динамической системы в структурно-ореольной зоне порфировой интрузии и локализуемой в пределах зоны предрудного автометаморфизма и гидротермального метаморфизма рассланцованных вмещающих пород (рис. 103).

Рудообразующая флюидная динамическая система, по-видимому, зарождалась в «корневых» зонах порфировой интрузии на уровне становления фаций гранитоидных пород. В оформлении продуктивной фильтрующейся колонны принимали участие летучие компоненты, непрерывно поступающие из глубоких горизонтов в сочетании со стягиванием рассеянных поровых растворов из боковых пород. Собственно рудообразующие процессы в рассматриваемом случае развивались в ореоле температурного поля высоконагретой, закристаллизовавшейся порфировой интрузии.

Как показано выше на примере Салаирского, Камеушинского и Зырянковского рудных полей, предрудные порфировые интрузии, с которыми оруденение находится в тесной пространственной ассоциации, характеризуются близкими значениями температур кристаллизации и довольно стабильным составом летучих компонентов, законсервированных в первичных стекловатых включениях в порфировых вкрапленни-

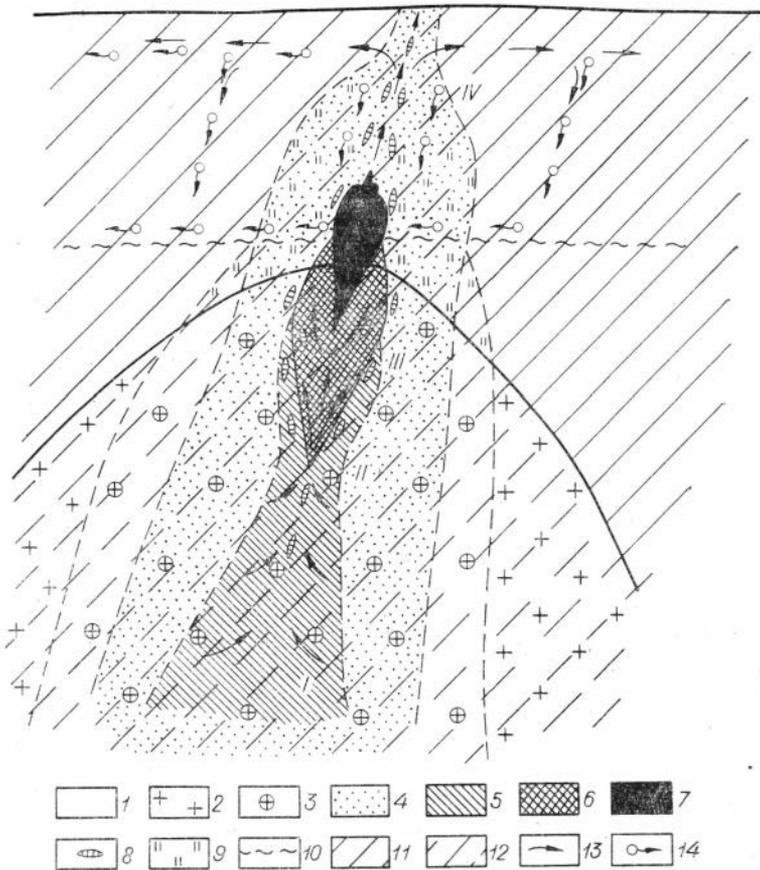


Рис. 103. Схема строения и развития колонны рудообразующих флюидов, сформировавшей Салаирские сульфидно-баритовые месторождения.

I — корневая зона фильтрующей колонны; II — стволовая зона; III — зона ствольного растекания; IV — зона рассеивания флюидов;
 1 — первичная вулканогенно-осадочная толща; 2 — интрузия крупнопорфировых кварцевых порфиров; 3 — зона предрудного позднемагматического и аутометаморфического окремнения с образованием венчиков молочно-белого кварца вокруг фенокристов кварца; 4 — следы первичной продуктивной флюидной динамической системы, сформировавшей обширные зоны рассеянной баритизации и сульфидизации интрузивных пород; 5 — зона бедного штокерково-вкрапленного оруденения, представляющая собой следы собственно рудообразующей флюидной динамической системы, сформировавшей рудные тела и рудные шлейфы; 6 — зоны промышленных штокерково-вкрапленных руд; 7 — сливное сульфидно-баритовое рудное тело; 8 — кварц-карбонатные четки; 9 — окварцевание; 10 — пологая флексурно-трещинная зона; 11 — первичная слоистость и послонная сланцеватость вулканогенно-осадочной толщи; 12 — рассланцовка; 13 — направления миграции рудообразующих флюидов; 14 — направления движения вадозных вод.

ках кварца. Температура начала кристаллизации порфировых интрузий (появление фенокристов кварца из магматического расплава), располагающихся в пределах изученных месторождений, составляют 1150—1350°C. Некоторая дифференциация температур выражается в том, что краевые фации порфировых интрузий характеризуются более низкими значениями данных величин, чем их внутренние зоны. Температуры затвердевания порфировых расплавов (полная потеря подвижности газовых пузырьков в расплавных включениях) находятся в пределах 800—900°C.

Фациальная зональность предрудных порфировых интрузий выражается в том, что верхние зоны представлены преимущественно кварцевыми порфирами, которые последовательно сменяются с глубиной кварц-плагноклазовыми разностями. Подобная схема фациальной зональности порфировых интрузий характерна для колчеданно-поли-

металлических рудных полей Салаирского кряжа. В пределах Зыряновского рудного поля она дополняется развитием в краевых участках порфировых интрузий зон ортофиоров. Области развития сульфидной минерализации тяготеют к ореольным зонам порфировых интрузий и приурочены к тем участкам порфиоров, которые подвергались наиболее интенсивным процессам раннего автометаморфизма. Последние проявляются в образовании своеобразных сферолитовых разностей кварцевых порфиоров и характерных кварц-полевошпатовых кайм обрастания радиально-лучистой структуры вокруг фенокристов кварца. Более низкотемпературные автометаморфические процессы представлены альбитизацией, серицитизацией, окварцеванием, ранней баритизацией и др. Зоны автометаморфических преобразований охватывают обширные области порфировых интрузий. В пределах контуров последних формируются более локальные скопления сульфидной и сульфатной минерализации. Участки развития рассмотренных процессов контролируются едиными многократно подновляющимися дизъюнктивными структурами. Последние контролировали также пространственное размещение порфировых интрузий и связанных с ними ореольных процессов.

Результаты по нагреванию первичных расплавных включений в фенокристаллах кварца и анализа газов из индивидуальных включений свидетельствуют о том, что верхние зоны порфировых интрузий не могли явиться непосредственным источником воды и летучих, которые обеспечили бы перенос рудных компонентов и метасоматические преобразования вмещающих пород. Дело в том, что высокие значения температур гомогенизации расплавных включений обусловлены резкой недосыщенностью водой исходных магматических расплавов. Среди летучих компонентов, заключенных в газовых пузырьках в стекловатом базисе первичных магматических включений, обнаруживаются переменные концентрации азота и углекислоты, а в отдельных случаях — подчиненные содержания «кислых газов» (H_2S , HCl , HF и др.).

Развитие собственно гидротермальной деятельности в значительной мере оторвано от магматогенных процессов. По данным массовых определений температур гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце, барите и кальците, сопутствующих сульфидной минерализации, на примере Салаирского, Каменущинского и Зыряновского рудных полей установлены градиенты температур в период рудоотложения. В обобщенном виде эти данные приведены на рис. 104, который показывает, что отложение продуктивной стадии рудной минерализации протекало на фоне вертикальных градиентов температуры, близких к линейным, составляющим для разных месторождений около $0,1-0,5^\circ$ (реже до $1^\circ C$) на 1 м. Сходный порядок величин получен для Тининского, Лениногорского, Среднего (Долгов, Исакович, Гибшер, 1971, 1972) и некоторых свинцово-цинковых месторождений Югославии (Янкович, 1971). Как показано на примере Каменущинского рудного поля (Салаирский кряж), изотермы имеют концентрическое строение и абсолютные их значения убывают от корневых зон к верхним выклинкам рудных тел. Зоны массового выпадения колчеданно-полиметаллической минерализации в пределах изученных месторождений ограничены изотермами от $400-450$ до $100-150^\circ C$. Между вертикальной протяженностью оруденения и величиной сред-

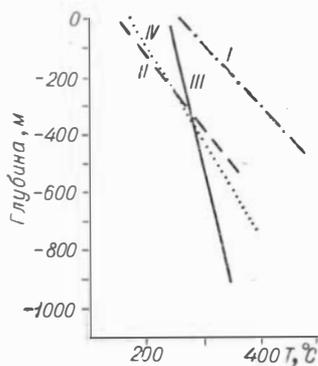


Рис. 104. Схема распределения температур по падению рудных залежей Салаирского рудного поля (I), Каменущинского (II), Зыряновского (III), Карболинского и Зареченского (IV) месторождений. Последние — по данным Ю. А. Долгова и Н. А. Гибшера (1971).

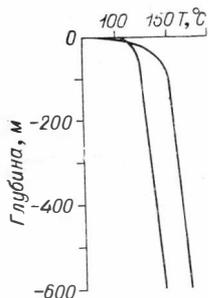


Рис. 105. Схема изменения температуры в недрах гидротермальной системы месторождения Больше-Банного (по Ю. П. Трухину).

ной системы подобного типа описан Ю. П. Трухиным (1967) для месторождения Больше-Банного (рис. 105). В недрах рассматриваемой гидротермальной системы отмечаются довольно низкие градиенты температур (около 6° на 100 м). Лишь в самых верхних ее зонах наблюдаются крутые изгибы температурных кривых. Последние обусловлены быстрым теплоотводом в близповерхностных условиях (на глубине менее 100 м). Сходные закономерности отмечались В. М. Сугробовым (1966) на Паужетской гидротермальной системе.

По сравнению с современными гидротермальными системами, доступными непосредственному наблюдению, отложение рудной минерализации колчеданно-полиметаллических месторождений происходило на фоне более резких градиентов температур. При установившемся гидродинамическом режиме, близком к стационарному, подобные особенности, по-видимому, определялись близповерхностными условиями рудоотложения, в которых активное участие принимали горизонты вадозных вод. Кроме того, некоторый теплоотвод мог осуществляться за счет отделения летучих компонентов (CO_2 , N_2 , H_2 и др.) по мере продвижения гидротермальных растворов в верхние зоны.

В отличие от температурных условий рудообразования, детально изученных путем гомогенизации, декрепитации газовой-жидких включений и анализа минеральных парагенезисов, при точном определении давлений возникают серьезные затруднения. Наиболее точный метод В. А. Каложного (1955, 1960) определения давлений с помощью включений, содержащих жидкую углекислоту, для изученных объектов оказался неприменим, так как в большинстве случаев наблюдаются двухфазные газовой-жидкие включения. В последних в ряде случаев методом криометрии устанавливалась общая концентрация солей, а в водных вытяжках — относительный солевой состав.

Используя кривые двухфазных равновесий соответствующих солевых систем, можно было бы произвести минимальную оценку давлений. К сожалению, экспериментальные данные по растворимости исследованных солевых систем отсутствуют, а определение минимальных значений давлений с помощью диаграмм растворимости «преобладающих» солей дает весьма приближенные результаты. Указанными обстоятельствами, по-видимому, и объясняется отсутствие в геологической литературе достоверных барометрических данных по газовой-жидким включениям в минералах колчеданно-полиметаллических месторождений. В связи с этим для оценки давлений, развивавшихся в рудообразующих системах, привлекаются некоторые косвенные данные и, в частности, глубины формирования месторождений. При этом возникает, однако, вопрос о генезисе последних, поскольку их образование в субмаринных

него температурного градиента устанавливается обратная зависимость.

В. Н. Шарповым (1971) показано, что фильтрующий поток смещает существовавший до появления растворов температурный градиент со скоростью конвективного теплопереноса главным образом за счет продольной теплопроводности. При этом возникает температурная волна, которая характеризуется тем более крутыми градиентами, чем больше различается температура фильтрующегося раствора и пород «на входе» в систему и чем выше скорость фильтрации. В длительно развивающихся фильтрующихся системах (порядка десятков тысяч лет) отмечаются незначительные градиенты температур, и их режим приближается к адиабатическому. Пример современной гидротермальной

или внутрикоровых условиях существенно сказывается на реставрации глубин рудоотложения. Например, В. И. Смирновым (1968) ставится под сомнение точка зрения Д. С. Коржинского о глубине формирования колчеданных месторождений Урала «не менее 1 км», основанная на анализе фаций регионального метаморфизма рудовмещающих толщ. По мнению В. И. Смирнова, рассматриваемые месторождения сформировались в субмаринных условиях, при которых гидростатические давления определялись глубиной от поверхности геосинклинального моря, имеющей широкий диапазон колебаний.

Реконструкция глубин формирования гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений также сопряжена со значительными трудностями, поскольку такие исследования основываются на воссоздании геологического разреза с учетом резкой фациальной изменчивости вулканогенных пород и пересеченности палеорельефа, существовавшего в период рудообразования.

Подобный анализ произведен, в частности, В. П. Логиновым (1960) для кабанских месторождений, глубина формирования которых, по его данным, не превышала 500—700 м. Интересная попытка реставрации глубины образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая приведена в работе Д. И. Горжевского (1962). Исходя из представлений о верхнепалеозойском возрасте оруденения и на основании распределения изопахит девона и нижнего карбона, Д. И. Горжевский разделил известные месторождения по глубинам образования на три группы: I группа (Змеиногорское, Заводинское, Николаевское и др.) — 0,5—1,5 км; II — от 2 до 4 км и III (Белоусовское, Березовское, Новоберезовское и др.) — 4—6 км. Описанные выше Зыряновское и Тишинское месторождения, по-видимому, могут быть отнесены ко II группе. И. П. Кушнаревым (1969) отмечались существенные недостатки данного метода, который по существу является стратиграфическим и не учитывает особенности палеорельефа, однако приведенные данные в известной мере характеризуют относительную глубину формирования упомянутых месторождений.

Таким образом, привлекая геологические данные и учитывая положение в стратиграфическом разрезе и возраст оруденения, а также характер парагенетических ассоциаций продуктов регионального метаморфизма вмещающих пород, минимальные глубины формирования изученных эпигенетических месторождений можно оценить в пределах 500—1000 м. Это позволяет определить верхний порядок величин давлений, развивающихся в различных частях зон рудоотложения.

Реконструкция давлений в поровых гидротермальных растворах обычно приравнивается величине гидростатического или литостатического давления. С этой целью используется средняя плотность растворов или перекрывающих горных пород ($\rho=2,5-2,7$ г/см³) и рассчитывается соответствующее давление как функция глубины. Следует отметить, что подобные оценки давлений являются весьма приближенными. Л. П. Овчинниковым (1968) показано, что один из источников ошибок заключается в неоднородном распределении давлений в каркасе горных пород, которые могут существенно отличаться от гидростатических.

Наиболее полные сведения о характере распределения начальных пластовых давлений имеются по нефтяным и газовым месторождениям, разведанным на значительные глубины. Главнейшими факторами, определяющими пластовые давления, по мнению Б. А. Тхостова (1960), являются следующие: 1) литостатическое давление; 2) давление краевых или контурных вод или гидростатическое; 3) геотектоническое давление; 4) наличие путей, сообщающих пласты с различным давлением. Как полагает Б. А. Тхостов, тепловой эффект повышения внутрипластового давления незначителен даже для глубоких горизонтов нефтяных место-

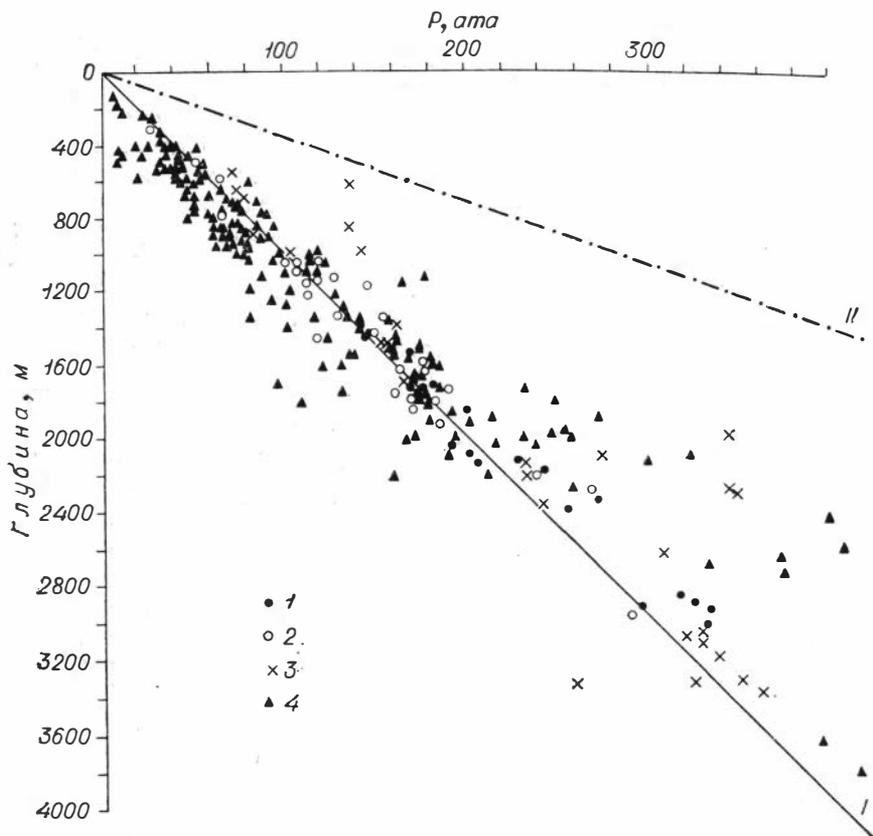


Рис. 106. Изменение начальных пластовых давлений с глубиной на нефтяных и газовых месторождениях (Тхостов, 1960).

Вмещающие породы: 1 — девонского; 2 — каменноугольного; 3 — мезозойского и 4 — третичного возраста.

рождений, температура которых достигает 160—180°C. Величина начального пластового давления принимается обычно равной величине условного гидростатического давления, которое равно произведению среднего удельного веса воды на вертикальное расстояние от точки замера до высшей точки пласта. Действительно, как показано на рис. 106, обобщающем данные начальных пластовых давлений по 101 нефтяному и газовому месторождению, заимствованные из работы Б. А. Тхостова (1960), подавляющее число наблюдений соответствует величинам условных гидростатических давлений. Лишь немногие данные отличаются от последних величин в 1,5—2 и редко в 3 раза. При этом наибольший разброс рассматриваемых точек характерен для нефтяных и газовых месторождений, локализующихся в слабо литофицированных отложениях мезозойского и третичного возраста. Что же касается месторождений, приуроченных к плотным метаморфизованным породам девонского и каменноугольного возраста, то для них отмечается более стабильное соответствие внутрипластовых давлений гидростатическим.

Приведенные данные показывают, что величины гидростатического давления можно использовать для оценки минимальных давлений в пределах исследуемых гидротермальных систем. При этом необходимо учитывать определенную специфику геологического строения нефтяных и газовых месторождений, обусловленную застойными гидродинамическими режимами, более низкотемпературными условиями локализации и т. д. Следует отметить, что для колчеданно-полиметаллических месторождений, формирующихся в близповерхностных средне- и высокотемпе-

ратурных условиях, нельзя ожидать значительного возрастания давлений за счет «автоклавного» эффекта, поскольку они локализируются в пределах высокопроницаемых структур, сообщающихся с поверхностью. Вместе с тем определенное избыточное давление необходимо для обеспечения фильтрационного переноса рудных компонентов. Общие потери давления можно оценить по формуле гидравлики:

$$\Delta P = \sum \varphi \frac{\rho W^2}{2g} + \int_0^l \rho g dl,$$

где φ — гидродинамическое сопротивление; ρ — объемный вес раствора; W — средняя скорость фильтрующегося потока; l — протяженность зоны фильтрации; g — ускорение силы тяжести. В приведенном уравнении первое слагаемое соответствует гидродинамическим потерям напора, а второе — гидростатическому давлению. В. Н. Шарповым (1971) показано, что величина $\Delta P' = \sum \varphi \frac{\rho W^2}{2g}$, по-видимому, незначительна, поскольку существенные гидравлические потери за счет местных сопротивлений возможны лишь при высокой скорости фильтрации.

О РОЛИ ПРОЦЕССОВ ВСКИПАНИЯ И СЕЛЕКТИВНОЙ ДЕГАЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ В ФЛЮИДНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Многие исследователи связывают интенсивное рудоотложение в областях развития близповерхностных гидротермальных месторождений с процессами вскипания высоконагретых растворов при интенсивном снижении давления. В частности, Д. С. Коржинский (1962) полагал, что в вулканических областях на глубинах около 1 км возникает зона вскипания гидротерм, сопровождающегося выпадением высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций. В ходе дальнейшего подъема флюидов создаются приповерхностные уровни конденсации растворов, с которыми связано образование низкотемпературных минеральных ассоциаций. Сходной точки зрения придерживаются В. Н. Котляр (1968), В. И. Смирнов (1968, 1969) и другие при обсуждении проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений.

На рис. 107 показана часть PT -диаграммы состояния воды (кривая 1), критическая кривая системы $H_2O - NaCl$ (кривая 2) и кривые давления паров 10- и 20%-ных растворов $NaCl$ по данным С. Сурираяна и Г. Кеннеди (Sourirajan, Kennedy, 1962). На этом рисунке отражены также предполагаемая область формирования колчеданно-полиметаллических месторождений, по данным автора, и линия AA_1 , соответствующая данным, приведенным в работах В. И. Смирнова (1968, 1969).

Значительного смещения кривой двухфазного равновесия воды за счет минерализации не наблюдается, так как, согласно приведенным выше результатам криометри-

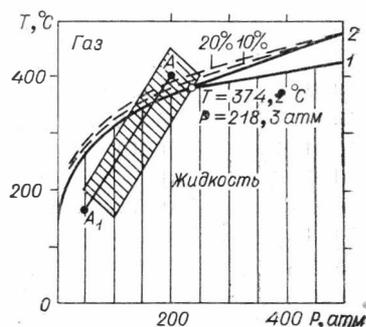


Рис. 107. Составы сосуществующих фаз в системах H_2O — $NaCl$ (Sourirajan, Kennedy, 1962); 2 — критическая кривая системы H_2O — $NaCl$. Пунктирными линиями показаны кривые двухфазного равновесия для 10- и 20%-ных растворов $NaCl$; AA_1 — термодинамические параметры образования колчеданных месторождений по В. И. Смирнову (1968, 1969). Заштрихована предполагаемая область формирования колчеданно-полиметаллических месторождений, по данным автора.

ческих анализов, общая соленость растворов газово-жидких включений в рудных и жильных минералах не превышает 10—15%.

Из приведенных данных видно, что в процессе формирования колчеданно-полиметаллических месторождений возможны следующие этапы эволюции гидротерм: 1) переход из надкритической области (пневматолитовой) в докритическую, собственно гидротермальную при образовании высокотемпературных малоглубинных месторождений; 2) развитие на значительных глубинах низко- и среднетемпературных месторождений в докритической гидротермальной области; 3) вскипание высокотемпературных гидротерм в близповерхностных условиях.

Судя по приведенным выше термометрическим данным, для плутоногенных гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений, по-видимому, наиболее вероятны первые два случая. При этом переходная зона от надкритических флюидов к докритическим растворам (зона конденсации) соответствует корневым участкам рудных тел. Что же касается «зоны вскипания», то она возможна лишь для средне- и высокотемпературных месторождений, формирующихся в близповерхностных условиях (упомянутая выше I группа месторождений по Д. И. Горжевскому, 1962). Появление зоны вскипания возможно, например, при достижении изотермы 250°C фильтрующихся растворов глубин менее 300 м, а изотермы 150—200°C — менее 100 м (в случае 10%-ной общей солености растворов). Однако по мере возрастания градиентов температур и минерализации растворов граница «зоны вскипания» будет смещаться вверх. В отличие от рассмотренных выше примеров среднетемпературные колчеданно-полиметаллические месторождения II и III групп глубинности (по Д. И. Горжевскому, 1962) формировались из докритических гидротермальных растворов без участия процессов вскипания.

В пределах термодинамических параметров исследуемых гидротермальных систем возможна также гетерогенизация растворов за счет выделения газовой фазы. При обсуждении вопроса о роли газов в гидротермальном процессе обычно используются расчетные данные (Краускопф, 1960) или состав летучих компонентов в современных вулканах (Набоко, 1963; Зеленов, 1972, и др.). Однако разработанная в последние годы Ю. А. Долговым, Н. А. Шугуровой и др. (1965, 1966, 1968) методика количественного анализа газов индивидуальных газово-жидких включений позволила охарактеризовать состав летучих, принимавших участие в гидротермальном процессе образования колчеданно-полиметаллической минерализации.

Выше уже приводились данные по составу газов из газово-жидких включений в сульфидных минералах Салаирского рудного поля (см. табл. 5). Известны также немногочисленные данные о составе газов в рудных минералах Тишинского, Среднего и Зареченского месторождений (Исакович, Гибшер, 1972). Они свидетельствуют о том, что наиболее распространенными и повсеместно обнаруживаемыми газами являются углекислота, азот (совместно с редкими газами), кислород, группа «кислых газов» (H_2S , SO_2 , HCl , HF и др.), NH_3 и значительно реже — H_2 , CO и др. (рис. 108).

Обобщение анализов газов из индивидуальных включений с различными температурами гомогенизации позволило Ю. А. Долгову (1966) наметить схему распределения газов в зависимости от температуры (рис. 109).

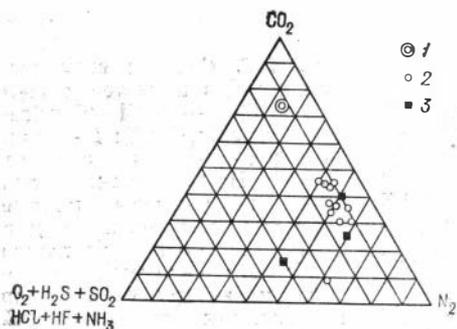


Рис. 108. Состав газов в сульфидных минералах Тишинского (1), Салаирского (2), Зареченского и Среднего (3) месторождений.

Она показывает, что с падением температуры общая направленность изменения состава газовых смесей, растворенных в минералообразующих растворах, заключается в сокращении относительных концентраций «кислых газов» и углекислоты на фоне возрастающих содержаний кислорода и азота. Эти данные свидетельствуют о том, что в активно развивающихся гидротермальных системах возможна сепарация газов. Подобные явления подтверждаются селективным выделением газовых смесей в процессе эксплуатации и разведки нефтяных и газовых месторождений (Намиот, 1963) и эволюцией вулканических газов на различных стадиях активности вулканов (Башарина, 1961), когда происходит смена более летучих газов менее летучими.

Исходя из анализов индивидуальных газожидких включений в рудных и жильных минералах колчеданно-полиметаллических месторождений, можно допустить, что «на входе» в зону рудоотложения продуктивные флюиды были насыщены углекислотой, азотом и содержали переменные концентрации сероводорода.

Обобщенную схему зональности рудообразующей флюидной динамической системы можно представить в виде следующей трехчленной модели (рис. 110,а): I зона — зона перехода надкритических флюидов в докритические (соответствует зонам I, II на рис. 103); II зона — ювенильные гидротермальные растворы (на рис. 103 зона III); III зона — взаимодействие рудообразующих гидротермальных систем с горизонтами вадозных вод (зона IV на рис. 103).

Градиенты температур и давлений, характеризующие эту гидротермальную систему, приведены на рис. 110,б. Если допустить, что в основании рассматриваемой рудообразующей системы гомогенные растворы были насыщены азотом и углекислотой и содержали определенное количество сероводорода, не достигающее величины его предельной растворимости, то,

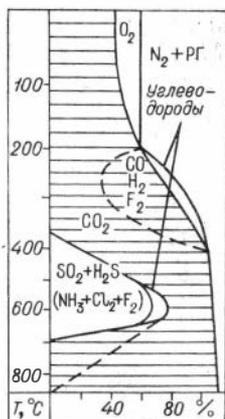


Рис. 109. Схема изменения состава газовой смеси в зависимости от температуры минералообразования по Ю. А. Долгову (1966).

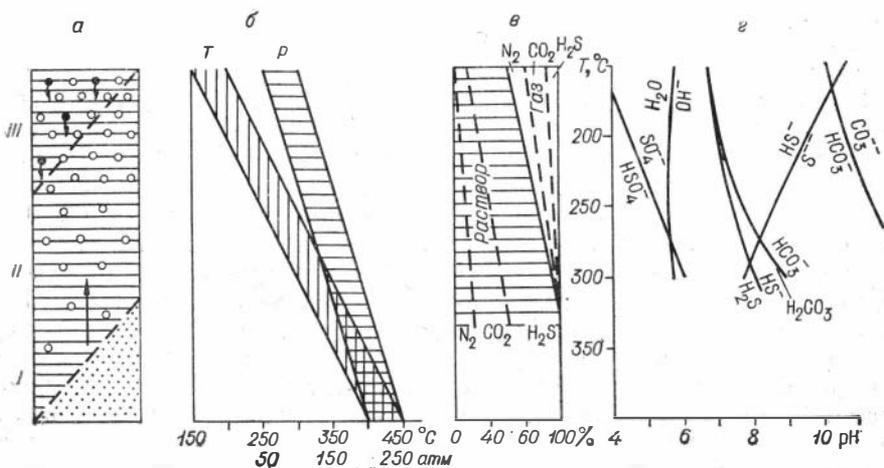


Рис. 110. Схема вертикальной эволюции рудообразующих растворов.

а: I — зона перехода надкритических флюидов в докритические гидротермальные растворы; II — зона ювенильных гидротермальных растворов, III — зона взаимодействия последних с горизонтами вадозных вод; б — распределение температуры и давления в зоне рудоотложения; в — соотношение относительных объемов газов, растворенных в гидротермальных растворах и выделяющихся в виде самостоятельной фазы; г — эволюция pH растворов, обусловленная диссоциацией некоторых соединений.

согласно методике расчета, приведенной в работе А. Ю. Намиота и М. М. Бондаревой (1963), распределение сопутствующих фаз* (в относительных объемных процентах газов при 0°C и 760 мм рт. ст.) в колонне можно представить в виде рис. 110,а. Видно, что в пределах зоны рудоотложения по мере снижения T и P растворы покидают практически весь азот, значительное количество углекислоты и сероводорода. При этом общий объем газовой фазы в верхних частях рудообразующей колонны даже без учета сероводорода может превысить 30% (при соответствующих T и P). Несмотря на снижение активности соответствующих компонентов, это приводит к некоторому увеличению кислотности растворов (рис. 110,б) за счет возрастания констант диссоциации кислот и, в частности, H_2S , H_2CO_3 и др. (Helgeson, 1969). В пределах зоны II по мере повышения кислотности растворов возможно зональное отложение рудных компонентов путем разрушения тио- и гидросульфидных комплексных соединений.

Важными «геохимическими барьерами» являются также переходные зоны I и III. В частности, в зоне перехода надкритических флюидов в докритические гидротермальные растворы отложение рудных компонентов может быть вызвано нарушением равновесия гомогенного надкритического флюида, которое обусловлено следующими причинами: 1) надкритический рудоносный флюид (в исследуемой области P и T) характеризуется неограниченной взаимной смесимостью H_2O , CO_2 , N_2 , H_2S и др. компонентов. В области докритических гидротермальных растворов возможно нарушение равновесия за счет скачкообразного отделения самостоятельной газовой фазы, определяемой пределами растворимости газов при соответствующих T и P ; 2) как показал Г. У. Мори (1960), формирование гидротермальных растворов из многокомпонентной надкритической газовой смеси может происходить путем ступенчатого выделения конденсированных фаз в пределах определенного диапазона T и P .

Массовое выпадение сульфидов возможно в зоне встречи контрастных по химизму восходящих продуктивных гидротерм с горизонтами вадозных вод. Об участии последних в процессах рудообразования свидетельствуют следующие факты: 1) близповерхностные условия отложения рудной минерализации в высокопроницаемых вулканогенных отложениях, обеспечивающих проникновение атмосферного кислорода; 2) широкое развитие пологих зон сульфатного оруденения, локализующегося несколько выше уровней осадения сульфидной минерализации, с образованием в ряде случаев характерных «баритовых шапок» над рудными телами; 3) прямые определения свободного кислорода в составе газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах.

Итак, развитие рудообразующих систем, формирующих эпигенетические колчеданно-полиметаллические месторождения, по-видимому, протекало согласно следующей схеме: переход послемагматических надкритических растворов в докритические — взаимодействие гидротермальных растворов с горизонтами вадозных вод — вскипание гидротерм в близповерхностных условиях. При этом эволюция продуктивных гидротермальных растворов обуславливается падением температуры и давления на фоне возрастания их кислотности и окислительного потенциала. В соответствии с упомянутыми «геохимическими барьерами» находят свое объяснение нижние и верхние границы выклинивания зон рудной минерализации и общая направленность изменения минеральных парагенезисов. Однако в пределах рассмотренной схемы также отсутствуют факторы, которые приводили бы к волнообразному изменению гидротермальных систем и сопровождалось периодическим отложением рудных компонентов.

* Данные по растворимости азота заимствованы из работы Р. Вибе и др. (Wiebe, Gaddy, Heins, 1933), а остальных газов — из Справочника (1969).

ОСОБЕННОСТИ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ОТЛОЖЕНИЯ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ ДИФФУЗИОННЫХ И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ОСАДОЧНО-ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

В периодическом отложении рудных компонентов имеются определенные аналоги с осадочно-хроматографическими процессами, которые в некоторых случаях сопровождаются формированием ритмических зон осадков типа колец Лизеганга (Liesegang, 1907, 1913). Сводка основных теорий, объясняющих данные образования, приведена в работах Ф. М. Шемякина и др. (1933, 1955), которые предложили хроматографическую теорию развития ритмических отложений. Последняя основана на предположении, что ритмичное чередование зон осадка обусловлено ионообменными реакциями между осадком и диффундирующим раствором. При этом роль среды-носителя играют первые отложения осадка, который своей поверхностью задерживает одни и пропускает другие ионы, образуя «зону отстаивания». После полного насыщения осадка задержанные ионы проникают сквозь зону осадка и образуют новые ритмы на некотором расстоянии от первого слоя. Этот процесс развивается непрерывно и сопровождается формированием ритмично-полосчатых хроматограмм.

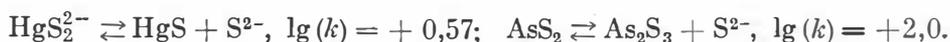
Зональное отложение осадков из многокомпонентных растворов находит широкое применение в хроматографии для аналитических целей и разделения веществ в промышленных условиях. Е. Н. Гапон и И. М. Бельской (1952), К. М. Ольшановой, В. Д. Копыловой, Н. М. Морозовой (1963) выделен особый раздел хроматографии — осадочная хроматография, в которой для разделения веществ используются различия в растворимости образующихся осадков. В зависимости от типа образования осадков этими авторами различаются хроматограммы, формирующиеся в жидкой фазе на колонках, состоящих только из одного или из двух компонентов. В первом случае применяется среда-носитель, обладающая высокоразвитой поверхностью и не вступающая в химическое взаимодействие с компонентами хроматографируемого раствора или вступающая с ними в реакцию с образованием малорастворимых осадков. Во втором случае возникают колонки, состоящие практически из нерастворимого носителя и хорошо растворимого вещества (осадителя), вступающего в химическое взаимодействие с жидкой фазой. Принцип осадочной хроматографии использован, в частности, при моделировании геологических процессов пространственного разделения металлов при фильтрации растворов сквозь колонки, наполненные многокомпонентной минеральной смесью (Овчинников, Челищев, Наджарян, 1971).

Во всех случаях применения хроматографических методов для разделения многокомпонентных смесей подбираются такие режимы, при которых происходит наиболее полная дифференциация вещества. Однако в реальных условиях наблюдаются определенные «вредные» эффекты, приводящие к размыванию, удлинению и взаимоналожению зон (Шемякин и др., 1955; Рачинский, 1964). Все эти искажения относятся ко вторичным явлениям хроматографии, которые приводят к выравниванию зон в хроматограмме, увеличению первичной длины зон, уменьшению плотности распределения хроматографируемых ионов, частичному сползанию осадка вниз по колонке и его перекристаллизации, сопровождающейся укрупнением кристаллов (Ольшанова и др., 1963). Наиболее детально вторичные явления в хроматограммах, полученных путем встречной и последовательной диффузии реагирующих компонентов в пористых средах, рассмотрены Г. Л. Поспеловым и др. (1962, 1963, 1966). Как отмечает А. А. Лурье (1968); в лабораторной практике при получении промытых хроматограмм вторичные явления наблюдаются очень редко. Однако в непромытых (первичных) хроматограммах, в которых кроме осадков сохраняются растворы довольно высоких концентраций, вторичные явления весьма разнообразны. При этом А. А. Лурье полагает, что большая часть вторичных

явлений в хроматографии обусловлена диффузионными процессами, сопровождающимися химическими реакциями.

Для сопоставления особенностей проявления ритмических структур при диффузионно- и фильтрационно-хроматографических процессах автором была проведена серия экспериментов по моделированию зональности ртутно-мышьяковой минерализации. В качестве рабочей модели использовалась идея о возможном переносе ртути и сопутствующих ей металлов в виде тиосульфидных комплексных соединений типа HgS_2^{2-} . Нейтрализация, окисление, понижение температуры или взаимодействие этих соединений с железистыми минералами вмещающих пород сопровождаются отложением сульфидов (Барнс, Чаманский, 1970; Павлов, Оболенский, 1970). Выбор данных соединений обусловлен, во-первых, возможностью наблюдения за динамикой процесса при стандартных условиях и, во-вторых, легкой макроскопической диагностикой образующихся ярко окрашенных осадков.

Исходный «рудобразующий» раствор готовится путем растворения определенных навесок мономинеральных фракций киновари и аурипигмента в присутствии NaOH и Na_2S . Полученный таким образом раствор имел pH 12,0 и 0,05N концентрацию HgS и As_2S_3 . В качестве среды-носителя, которой наполнялись стеклянные колонки, использовались химически чистая окись алюминия или кварцевый песок, предварительно обработанные соляной кислотой. В первой серии экспериментов стеклянные пробирки наполнялись тонкозернистой окисью алюминия ($d < 0,01$ мм) и после вакуумирования насыщались разбавленной 1 : 10 соляной кислотой ($\text{pH} \approx 0,3$). Открытые части пробирок закрывались стеклянными фильтрами и погружались в свежеприготовленный «рудобразующий» раствор. В этих условиях осуществлялась восходящая диффузионная миграция тиосульфидных комплексных соединений мышьяка и ртути и нисходящая диффузия HCl . В зоне соприкосновения кислых и щелочных растворов происходило разложение комплексных соединений с образованием сульфидов мышьяка и ртути (Барнс, Чаманский, 1970):



Процесс взаимодействия кислых и щелочных растворов начинался с появления в основании колонок тонкой зоны аурипигмента, а под ней — сажистого осадка сульфида ртути. Затем опережающая зона аурипигмента проникала в глубь колонки, а в тыловых участках формировались ритмически-полосчатые зоны сульфида ртути, разделенные чистыми участками среды-носителя (рис. 111, а—в). По мере разрастания хроматографических зон промежутки между опережающими передовыми зонами увеличивались, а каемки становились менее плотными. Ритмически повторяющиеся макрозоны имеют сложное внутреннее строение и состоят из тонких микрополос. При протекании процесса в диффузионной области с удалением от источника питания образуется система *р а с х о д я щ и х с я* периодических зон осадков, и ширина «безрудных» интервалов между ними возрастает.

Иные закономерности отмечаются при протекании фильтрационно-хроматографических процессов. В частности, при восходящей медленной фильтрации исходных растворов в аналогичных средах формируются периодические зоны осадков, показанные на рис. 111, г. В данном случае скорость продвижения фронта фильтрации составляла 4 см/сут; в отличие от описанных выше опытов возникали периодические зоны осадков, с ж и м а в ш и е с я по мере удаления от основания колонки. Во фронтальной зоне фильтрующейся системы формировалась резко ограниченная опережающая аурипигментная зона, за которой следовала реальгаровая зона (обе шириной около 1 мм). Ниже этих зон наблюдалась тыловая зона периодического отложения ртутной минерализации. Фронтальные участки

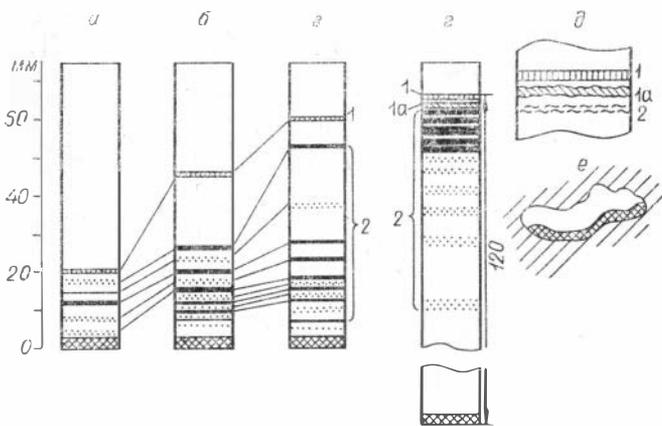


Рис. 111. Стадии развития периодических зон осадков HgS и As_2S_3 на «кислой» окиси алюминия при протекании диффузионных (а—в) и фильтрационных (г) осадочно-хроматографических процессов; д — три верхних ритма, увеличенные в 2 раза; е — характер осаждения тонкодисперсного сульфидного материала в отдельной поре; 1 — зона аурипигмента; 1а — зона реальгара; 2 — зоны ртутной минерализации. Продолжительность экспериментов: диффузия в течение 8(а), 20(б) и 30(в) сут; фильтрация в течение 3 сут.

последней были представлены узкими резко ограниченными плотными зонами, а по мере приближения к основанию колонки эти зоны расширялись, плотность минерализации в них убывала, причем нижние зоны сохранялись лишь в виде еле заметных «тенивых» структур (рис. 111, г, д). При длительном протекании процесса последние исчезают полностью. В зоне ртутной минерализации макроритмы (шириной от 0,7 до 3 мм) осложнены тонкой микроритмикой (ширина полос около 0,05 мм). Один из таких ритмов показан на рис. 111, д.

На строение диффузионных и фильтрационных хроматограмм большое влияние оказывают структурные особенности среды-носителя (размер зерен, наличие каверн, пустот выщелачивания и т. п.), сорбирующей на своей поверхности тонкодисперсные продукты реакций. На дне мелких каверн происходит гравитационное осаждение сульфидов (рис. 111, е). При быстром протекании процесса в более крупнозернистой среде-носителе возникали менее дифференцированные и более резко ограниченные зоны.

Уменьшение скорости фильтрации, размера зерен среды-носителя (например, кварцевого песка), относительной контрастности кислотности щелочности фильтрующегося раствора и осадителя сопровождается образованием более расплывчатых и растянутых по вертикали макроритмических зон осадков.

Следует отметить, что до последнего времени отсутствовали однозначные данные о скорости диффузионных процессов в водонасыщенных горных породах. Для прикидочных расчетов обычно использовались определенные модели пористости горных пород и константы скорости диффузии веществ в объемной фазе водного раствора. Это побудило автора провести серию экспериментов по определению эффективных коэффициентов диффузии сквозь увлажненные горные породы при различных температурах и давлениях (Лапухов, 1966, 1969, 1971). Некоторые результаты экспериментов приведены в табл. 15, 16, из которых видно, что абсолютные величины эффективных коэффициентов диффузии растворов солей свинца и цинка колеблются в пределах трех порядков и в значительной степени определяются пористостью пород.

Если представить себе простейшую геологическую модель, состоящую из трещины, по которой течет раствор с постоянными температурой и кон-

Величины эффективных коэффициентов диффузии 10%-ного раствора азотнокислого свинца и хлористого цинка в водонасыщенных горных породах

№ п/п	Порода	Эффективная пористость, %	T°, C	Средние эффективные коэффициенты диффузии, см ² /с·10 ⁻⁶
Д и ф ф у з и я 10% - н о г о р а с т в о р а Pb(NO ₃) ₂				
1	Кварцевый песчаник	16,95	20	0,11
2	То же	19,65	20	0,41
3	»	19,65	30	0,55
	»	19,65	80	0,75
4	Алевропесчаник	12,85	20	0,25
5	Алевропедит	1,29	20	0,15
6	Углисто-мергелистый сланец *	1,95	20	0,020
7	Рассланцованный кварцевый порфир * (диффузия по сланцеватости)	0,80	30	0,54
	То же	0,80	50	0,77
	»	0,80	80	0,94
8	Кварцево-серицитовый сланец * (диффузия по сланцеватости)	2,0	20	0,45
	То же	2,0	30	0,57
	»	2,0	50	0,96
	»	2,0	80	1,83
9	Плагиобазальтовый порфирит *	0,28	20	0,061
10	Мрамор *	0,24	20	0,0076
11	Гранит мелкозернистый	—	50	0,97
Д и ф ф у з и я р а с т в о р а ZnCl ₂ **				
12	Мрамор		40	0,29
			60	0,27
			86,4	0,28

*Образцы пород, отобранные в пределах Салаирского рудного поля.

** рассчитана по данным, приведенным в статье Д. Веренберга, А. Сильвермана (Wehrenberg, Silverman, 1965).

центрацией солей свинца (1 экв/л), то, исходя из II закона Фика и пользуясь величинами эффективных коэффициентов диффузии D^* , можно оценить глубину проникновения свинца во вмещающие породы. На рис. 112 изображены кривые распределения свинца в кварцевом песчанике и кварцево-серицитовом сланце за 10 000* лет при изобарно-изотермических условиях и соответствующих давлениях, обеспечивающих существование докритических растворов. Дополнительным ограничивающим условием является отсутствие химического взаимодействия диффундирующего

Таблица 16

Величины эффективных коэффициентов диффузии 10%-ного раствора Pb(NO₃)₂ сквозь водонасыщенные горные породы при повышенных температурах

Порода	Величины эффективных коэффициентов диффузии (см ² /с·10 ⁻⁶) при температурах, °C			
	100	200	300	400
Кварцевый песчаник	0,80	1,47	2,11	2,73
Кварцевый порфир	1,12	2,18	3,36	4,57
Кварцево-серицитовый сланец	2,50	9,92	24,2	45,8

* Продолжительность процесса принята исходя из вероятного времени существования гидротермальных систем в современных вулканических областях (Аверьев, 1964).

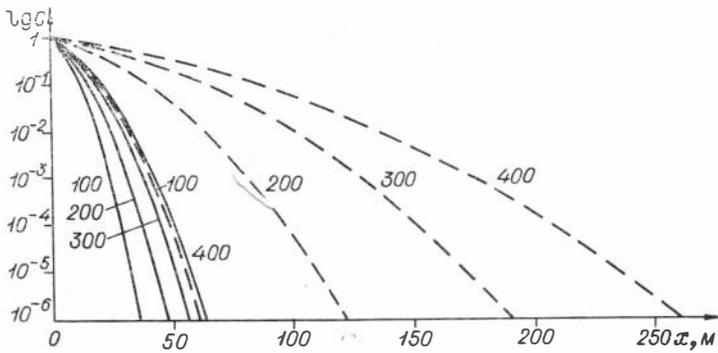


Рис. 112. Кривые диффузионного распределения концентраций свинца в кварцевом песчанике (сплошные линии) и в кварцево-серицитовом сланце (пунктир) при различных температурах в течение 10 000 лет.

щего раствора со средой. Расчеты показывают, что при 400°C фронт концентрации свинца, равный 10^{-6} экв/л, может диффундировать в плотном кварцевом песчанике почти на 65 м, а в кварцево-серицитовом сланце — на 260 м.

Приведенные данные о дальности миграции свинца в гидротермальных условиях условны, поскольку не учтены сорбционные явления, химическое взаимодействие с вмещающей средой, изменение пористости в процессе диффузии и т. д. Тем не менее они свидетельствуют о том, что при эндогенном рудообразовании диффузионный массоперенос — одна из эффективных форм миграции вещества. Этот вывод подтверждается также опытами, проведенными Г. Н. Ковалевым (1971) на образцах гранодиорита и базальта.

Одним из факторов, препятствующих диффузионной миграции рудообразующих компонентов, является химическое взаимодействие с вмещающей средой. Этим, в частности, обусловлены низкие значения эффективных коэффициентов диффузии растворов хлористого цинка в мраморе (см. табл. 15, № 12), которые не увеличиваются с возрастанием температуры.

Процессы торможения диффузии продуктами реакций наиболее отчетливо проявляются в области повышенных температур. Данный вопрос разобран автором (1971) на примере взаимодействия растворов хлористого железа с карбонатсодержащими породами в интервале температур от 150 до 530°C и давлении до 1000 атм. В случае повышенной контрастности кислотности — щелочности диффундирующего раствора и среды (например, во всех экспериментах с мрамором (в глубь образца раствор практически не проникает и тонкокристаллический осадок магнетита осаждается на стенках автоклава. Торцевой участок образца, омываемый раствором, покрывается кавернами, пористость образца усиливается.

Иная картина наблюдается при взаимодействии растворов хлористого железа с кварц-карбонатным песчаником, в котором возникают зоны магнетитовой минерализации, ширина которых убывает с повышением температуры, а плотность магнетитовой минерализации в пределах этих зон увеличивается. Величина эффективных коэффициентов диффузии, сопровождающейся химической реакцией с образованием магнетита, составляет $1,30 \cdot 10^{-8}$ (при 250°C) — $5,24 \cdot 10^{-8}$ см²/с (при 400°C). Эти коэффициенты диффузии достаточно велики и могут представлять геологический интерес, однако абсолютная величина их примерно на два порядка меньше ожидаемых значений эффективных коэффициентов диффузии без учета снижения скорости диффузии за счет торможения продуктами реакций.

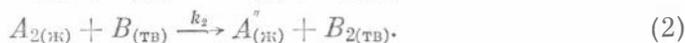
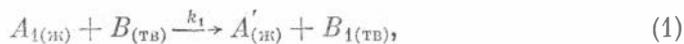
Кроме отмеченных выше факторов, на скорость диффундирующего потока существенное влияние оказывает характер структурной анизот-

ропии вмещающих пород (трещиноватость, кливаж, рассланцовка и т. п.). Так, интенсивно рассланцованные кварцевые порфиры характеризуются такими эффективными коэффициентами диффузии раствора азотнокислого свинца: по сланцеватости вдоль струйчатости $D^* = 3,87 \cdot 10^{-8}$ см²/с, а вкрест сланцеватости — на порядок меньше. В рассланцованных породах (например, в порфиритах) скорость диффузии увеличивается на 2—3 порядка по сравнению с их нерассланцованными разновидностями. Аналогичным образом трещиноватость вмещающих пород может на несколько порядков увеличить скорость диффузии. Химическое взаимодействие рудоносных растворов с вмещающими породами налагает некоторые ограничения на возможность диффузионной миграции рудообразующих компонентов сквозь межзерновое пространство водонасыщенных горных пород. В интервале температур отложения колчеданно-полиметаллической минерализации и с учетом вероятного времени протекания рудообразующих процессов эффективный перенос металлов путем концентрационной диффузии, по-видимому, чаще ограничивается первыми десятками метров. Эти процессы могут оказать существенное влияние на формирование текстурного рисунка рудных масс, перераспределение ранее отложившихся компонентов и на размывание фронтов инфильтрационных зональных колонок. Однако в возникновении макроритмической зональности, очевидно, решающая роль принадлежит фильтрационным процессам.

Таким образом, проведенные эксперименты подтверждают принципиальную возможность периодического отложения продуктов реакций не только в диффузионных, но и в фильтрационных потоках рудоносных растворов, взаимодействующих с поровой жидкостью или минералами вмещающих пород. Одним из примеров подобных явлений при непрерывно протекающих конвективно-диффузионных процессах могут служить исследования (Лапухов, 1973) распределения компонентов в футеровке доменной печи, которые носят периодический характер.

ДИНАМИКА ЗОНАЛЬНОГО ОТЛОЖЕНИЯ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ ПРОТЕКАНИИ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ЗАВИСИМЫХ РЕАКЦИЙ

Один из ведущих процессов развития фациальной зональности гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений, вероятно, обусловлен протеканием параллельных зависимых, гетерогенных реакций. Как показал В. С. Голубев (1968, 1971, 1974), схематически этот процесс может быть представлен в виде следующих реакций:



где $B_{(ТВ)}$ — минералы породы, с которыми взаимодействуют компоненты раствора; $A_{1(ж)}$, $A_{2(ж)}$, $A'_{(ж)}$, $A''_{(ж)}$, $B_{1(ТВ)}$, $B_{2(ТВ)}$ — жидкие и твердые участники реакции. Аналогичные процессы, по-видимому, протекают при фильтрации рудоносных гидротермальных растворов сквозь вулканогенно-осадочные породы, в процессе метасоматического замещения которых происходит отложение сульфидов.

Рассмотрим упрощенную геологическую модель, представленную колонкой однородных вмещающих пород, сквозь которые с постоянной скоростью фильтруется гидротермальный раствор, содержащий постоянные исходные концентрации компонентов $A_{1(ж)}$ и $A_{2(ж)}$. Предполагается, что доля фильтрационного переноса вещества вдоль оси x значительно преобладает над диффузионным, поэтому в рассматриваемой модели диффузией пренебрегается.

В каждой точке системы должно выполняться условие материального баланса:

$$q_1 + q_2 + q_B = q_0, \quad (3)$$

где q_1 и q_2 — концентрации B_1 (ТВ), B_2 (ТВ), q_0 и q_B — исходные и текущие концентрации замещаемого минерала В. Данное условие накладывает дополнительные ограничения на исходные функции q_1 и q_2 , которые становятся взаимозависимыми. С помощью уравнений материального баланса и кинетики необратимых реакций В. С. Голубевым найдено решение задачи динамики инфильтрационного метасоматоза при следующих начальных и граничных условиях процесса:

$$\begin{cases} c_i(x, 0) = 0, & q(x, 0) = 0, \\ C_i(0, t) = c_{i0}, & (i=1, 2), \end{cases} \quad (4)$$

т. е. отсутствие раствора в области $x > 0$ в начальный момент времени $t=0$ и постоянство концентраций вещества $A_{i(ж)}$ в исходном растворе, непрерывно поступающем в область $x > 0$. В том случае, если реакции соответствуют первому порядку по растворенным веществам, решение задачи динамики инфильтрационного метасоматоза имеет следующий вид:

$$q_i = \begin{cases} 0 & \left(t \leq \frac{x}{u} \right), \\ k_i c_{i0} \left(t - \frac{x}{u} \right) \exp \left(-\frac{k_i}{u} x \right) & \left(\frac{x}{u} \leq t \leq \tau + \frac{x}{u} \right), \\ q_0 \exp \left\{ -\frac{k_i}{u} \left[\left(1 + \frac{c_{i0}}{q_{i0}} \right) x - \frac{uc_{i0}}{q_{i0}} (t - \tau_i) \right] \right\}, & \end{cases} \quad (5a)$$

$$q_i = \begin{cases} q_0 \exp \left\{ -\frac{k_i}{u} \left[\left(1 + \frac{c_{i0}}{q_{i0}} \right) x - \frac{uc_{i0}}{q_{i0}} (t - \tau_i) \right] \right\}, & \\ \left(\tau_i + \frac{x}{u} \leq t \leq \tau_i + \frac{x}{u} \left[1 + \frac{q_{i0}}{c_{i0}} \right] \right), & \\ q_{i0} \left(t \geq \tau_i + \frac{x}{u} \left[1 + \frac{q_{i0}}{c_{i0}} \right] \right), & \end{cases} \quad (5b)$$

$$c_i = \begin{cases} 0 & \left(t < \frac{x}{u} \right), \\ c_{i0} \exp \left(-\frac{k_i}{u} x \right) & \left(\frac{x}{u} \leq t \leq \tau_i + \frac{x}{u} \right), \\ \frac{c_{i0}}{q_{i0}} q_i(x, t) & \left(t \geq \tau_i + \frac{x}{u} \right), \end{cases} \quad (6)$$

где q_i — концентрации минералов $B_{(i)}$; k_i — константы скоростей реакций; c_{i0} — исходные (компонентов $A_{1(ж)}$ в растворе; q_{i0} — концентрации замещаемых минералов $B_{(ТВ)}$; c_i — текущая концентрация компонентов в жидкой фазе $A_{(ж)}$ и $A_{(ж)}$; u — скорость фильтрации; τ — время полного замещения минералов $B_{(ТВ)}$. Эти уравнения описывают нестационарную и стационарную стадии отложения минералов B_i (q_i) с учетом истощения реагирующих компонентов в растворе (c_i).

Данное решение задачи динамики инфильтрационного метасоматоза характеризует особенности геохимической миграции компонентов без учета их взаимного влияния. В связи с этим автором совместно с Л. В. Миловой разработана серия программ для ЭВМ М-222, с помощью которых рассчитаны математические модели процесса зонального отложения компонентов при протекании параллельных зависимых реакций. Для построения алгоритма использовано уравнение 5а, описывающее нестационарную стадию процесса. При этом предполагается, что с момента времени $t=0$ в области $x > 0$ компоненты фильтрующегося раствора $A_{1(ж)}$ $A_{2(ж)}$

вступают во взаимодействие с минералами вмещающей породы одновременно, замещают их пропорционально величине констант скоростей реакций и исходных концентраций. Для сечений $x_0, x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ через определенный шаг Δx рассчитывались концентрации новообразованных (q_1, q_2) и замещаемых (q_0) минералов, которые возникали за время

$$\tau_i = \frac{q_B}{k_1 c_{10} + k_2 c_{20}}$$

Подсчет значений концентраций q_1 и q_2 на очередном шаге производился с учетом предшествующих распределений данных величин.

Если принять $k_1 > k_2$, то выбор расчетного шага (Δx) в программе осуществлялся исходя из протяженности отрезка x , в начале которого в сечении $x_0=0$ $q_1=1$, а в сечении $x_i=x$ $q_1 < 1 \cdot 10^{-6}$. Исходя из уравнения 5а и количества отрезков (n), на которое предполагалось разделить участок X , формула для расчета шага приобретала вид

$$\Delta x = \frac{15u}{k_1 u}$$

Кроме того, в программе предусматривалось введение величины N — общего количества расчетных точек. Варьируя значениями n и N , рассчитывали q_1 и q_2 с любой заданной точностью и протяженностью зональной колонки.

При моделировании динамики формирования фациальной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений были использованы расчетные параметры рудообразующих систем, приведенные в табл. 17. Оценка скорости фильтрации рудообразующих растворов принята на основании оценок водотоков в современных артезианских и гидротермальных системах (Трухин, 1970; Лялько, Митник, 1968, 1972).

Среди параметров рудообразующих систем, необходимых для математического моделирования динамики инфильтрационного метасоматоза, менее изученными являются константы скорости химических реакций (k_i). Д. В. Калининым (1973) детально исследована кинетика гидротермальных реакций синтеза силикатов (геденбергита, эгирина, андрадита, диопсида, волластонита, форстерита и др.) в интервале температур 300—650°C. Установлено, что лимитирующей стадией гидротермальных

Т а б л и ц а 17

Параметры рудообразующих систем, использованные для математического моделирования на ЭВМ динамики формирования фациальной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений

Параметры рудообразующих систем	Верхняя оценка	Нижняя оценка	Литературный источник
Скорость фильтрации рудонесных растворов u , см/с	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-7}$	Ю. П. Трухин (1970), В. И. Лялько, М. М. Митник (1968, 1972)
Концентрация компонентов в растворах c_{i0} , усл. об. ед.	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-6}$	Х. Л. Барнс, Г. К. Чаманский (1970)
Константы скоростей реакций k_i , 1/с	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-9}$	Д. В. Калинин (1973), Н. С. Helgeson (1971)
Протяженность рудных залежей по падению, см	$2,5 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^4$	Ф. И. Вольфсон (1962), Л. Н. Овчинников (1968), П. Ф. Иванкин (1970)
Продолжительность формирования колчеданно-полиметаллических месторождений, с	$3,15 \cdot 10^{12}$	$3,15 \cdot 10^{11}$	В. В. Аверьев (1964), Ю. П. Трухин (1969)

реакций, в термодинамическом поле стабильности конечной фазы является скорость исходных веществ или промежуточных фаз, а вблизи линии равновесия реакции лимитируются скоростью зародышеобразования и роста кристаллов. Д. В. Калинин показало, что изученные им реакции следуют по первому порядку и для рассмотренного диапазона температур имеют порядок скоростей от $1 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ 1/с и значения энергий активации в пределах от 60 до 50 ккал/моль. К сожалению, экспериментальные данные по кинетическим параметрам минералов, распространенных среди колчеданно-полиметаллических месторождений, почти отсутствуют. Тем не менее в ряде случаев можно оценить порядок величин констант скоростей реакций по опубликованным материалам, в которых помимо растворимости минералов содержатся данные об изменении концентраций со временем. Подсчитанные на основании этих значений константы скоростей реакций растворения кварца, пирита и сфалерита приведены в табл. 18. При соответствующей температуре последние являются величинами одного порядка, а с изменением ее подчиняются уравнению Аррениуса:

$$k = A e^{-E/RT},$$

где A — предэкспоненциальный множитель; E — энергия активации; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура. Судя по величинам энергий активации, рассматриваемые реакции протекают в д и ф-ф у з и о н н о й области.

В процессе моделирования динамики зонального отложения компонентов рассчитано около 200 вариантов, соответствующих различным комбинациям исходных параметров рудообразующих систем при постоянных и меняющихся по потоку константах скоростей реакций (табл. 19).

Динамика зонального отложения компонентов при постоянных величинах констант скоростей реакций. Если компоненты $A_{1(ж)}$ и $A_{2(ж)}$ вступают во взаимодействие с минералами вмещающих пород $B_{(тв)}$ со скоростями, не меняющимися вдоль зоны минерализации, но отличающимися по абсолютной величине, то в зависимости от соотношений исходных параметров моделируются различные типы м о н о р и т м о в о й зональности. В качестве примера на рис. 113 приведены графики распределения предельных концентраций компонентов q_1 и q_2 . В каждом сечении двухкомпонентной зональной колонки наблюдается зеркально-симметричная конфигурация кривых относительно линии половинной концентрации. При этом в зоне, непосредственно примыкающей к источнику питания

Т а б л и ц а 18

Константы скоростей реакций растворения некоторых минералов в гидротермальных условиях

№ п/п	Минерал	Величины констант скоростей реакций k_i (1/с) при температурах, °С					A	E, кал/моль
		150	200	250	300	350		
1	Кварц	$4,7 \cdot 10^{-6}$	$9,5 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^3$
2	Пирит	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$9,4 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^3$
3	Сфалерит (рН=1,4)	$4,6 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^3$
4	Сфалерит (рН=1,7)	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^3$
5	Аргентит (рН=7)	$9,5 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^3$

Примечание. Константы скоростей реакций рассчитаны автором по литературным данным: 1 — Weil, Fyfe (1964), Morey, Fourier (1962); 2—5 — Мелентьев, Иванченко, Памфилова (1968).

Таблица 19

Параметры рудообразующих систем, использованные при математическом моделировании на ЭВМ динамики зонального отложения компонентов

№ П/П	u	k ₁	k ₂	c ₁₀	c ₂₀	№ П/П	u	k ₁	k ₂	c ₁₀	c ₂₀	№ П/П	u	k ₁	k ₂	c ₁₀	c ₂₀	№ П/П	u	k ₁	k ₂	c ₁₀	c ₂₀	№ П/П	u	k ₁	k ₂	c ₁₀	c ₂₀
1	3	5	6	3	3	20	5	7	8	2	2	39	5	7	8	6	5	58	5	8	9	4	4	77	5	5	6	5	2
2	4	5	6	3	3	21	5	7	8	5	4	40	5	7	8	4	4	59	5	5	6	2	3	78	5	6	7	4	3
3	5	5	6	3	3	22	5	7	8	4	4	41	5	7	8	4	3	60	5	6	7	2	3	79	5	8	9	4	2
4	6	5	6	3	3	23	5	7	8	5	5	42	5	7	8	3	2	61	5	8	9	2	3	80	3	5	7	2	6
5	7	5	6	3	3	24	5	7	8	6	6	43	5	7	8	6	4	62	5	5	6	3	4	81	3	5	8	2	6
6	3	6	7	3	3	25	4	7	8	2	2	44	5	7	8	6	3	63	5	6	7	2	4	82	3	5	9	2	6
7	4	6	7	3	3	26	4	7	8	4	4	45	5	7	8	6	2	64	5	8	9	2	4	83	3	6	8	2	6
8	5	6	7	3	3	27	4	7	8	5	5	46	5	7	8	5	3	65	5	5	7	2	4	84	3	6	9	2	6
9	6	6	7	3	3	28	4	7	8	6	6	47	5	7	8	5	2	66	5	5	8	2	4	85	5	7	7,004	3	3
10	7	6	7	3	3	29	3	7	8	2	2	48	5	5	6	2	2	67	5	5	9	2	4	86	5	7	7,002	3	3
11	3	7	8	3	3	30	3	7	8	4	4	49	5	6	7	2	2	68	5	5	6	2	5	87	3	6	7	2	2
12	4	7	8	3	3	31	3	7	8	5	5	50	4	7	8	2	2	69	5	6	7	2	5	88	3	6	7	2	2
13	5	7	8	3	3	32	3	7	8	6	6	51	5	8	9	2	2	70	5	8	9	2	5	89	3	6	7	3	2
14	6	7	8	3	3	33	5	7	8	2	3	52	5	5	7	2	2	71	5	5	6	5	6	90	3	6	7,045	3	3
15	7	7	8	3	3	34	5	7	8	3	4	53	5	5	8	2	2	72	5	6	7	6	4	91	3	6	7,045	1	2
16	3	8	9	3	3	35	5	7	8	5	6	54	5	5	9	2	2	73	5	8	9	6	3	92	3	6	7	3	4
17	4	8	9	3	3	36	5	7	8	2	4	55	5	5	6	4	4	74	5	5	6	6	2						
18	5	8	9	3	3	37	5	7	8	2	5	56	5	6	7	4	4	75	5	6	7	5	4						
19	6	8	9	3	3	38	5	7	8	2	6	57	6	7	8	4	4	76	5	8	9	5	3						

Примечание. Приведенные в этой и в табл. 20 величины n соответствуют отрицательной степени чисел (10^{-n}).

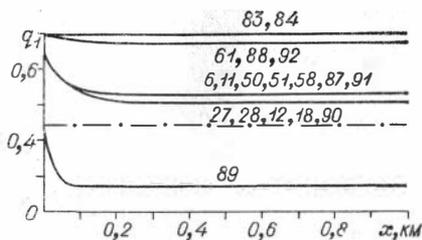


Рис. 113. Графики распределения компонентов q_1 , соответствующие параметрам рудообразующих систем, приведенных в табл. 19. Кривые q_2 зеркально-симметричны относительно линии половинной концентрации, поэтому на рисунке не показаны.

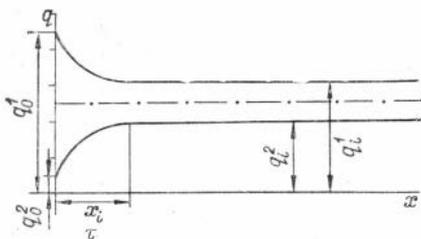


Рис. 114. Схема зональности двух-компонентной системы при постоянных константах скоростей химических реакций.

q_0^1 и q_0^2 — конечные концентрации твердых продуктов реакций в основании зональной колонки; q_i^1 и q_i^2 — стационарные концентрации компонентов; x_i и τ — протяженность и продолжительность зоны концентраций и продолжительность ее формирования.

рудоносными растворами, отмечается наиболее контрастная изменчивость концентраций q_1 и q_2 , а по мере развития процесса в глубь колонки происходит постепенная стабилизация данных величин.

В общем случае зональность этого типа можно охарактеризовать четырьмя параметрами (рис. 114): начальными ($q_0^{1,2}$) и стационарными ($q_i^{1,2}$) концентрациями продуктов реакций, протяженностью (x_i) зоны аномальных концентраций и продолжительностью (τ) стабилизации. В зависимости от исходных параметров рудообразующих систем (см. табл. 19) последние колеблются в широких пределах. Тем не менее величины $q_0^{1,2}$ и $q_i^{1,2}$ определяются соотношениями $\frac{k_1 c_{10}}{k_2 c_{20}}$ графики зависимости которых приведены на рис. 115, а, б. Протяженность нестационарной зоны находится в линейной зависимости от абсолютных величин максимальных констант скоростей реакций и фильтрации (см. рис. 115, в). Продолжитель-

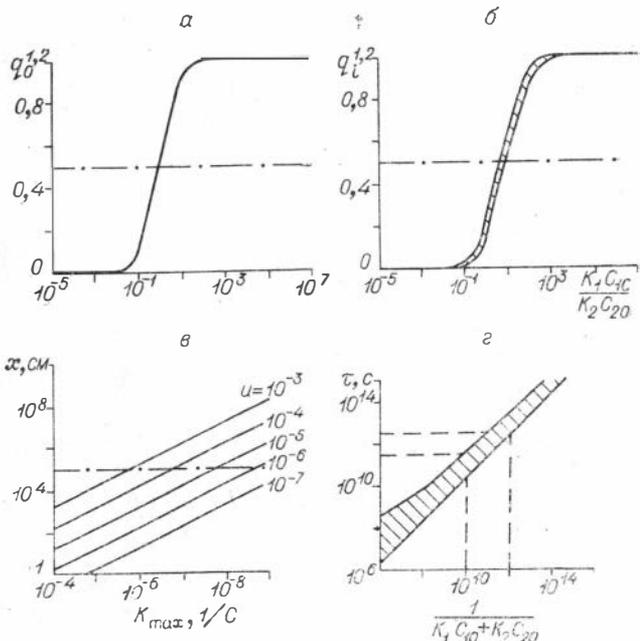


Рис. 115. Зависимость начальных (а), стационарных (б) концентраций продуктов реакций, протяженности (в) нестационарной зоны и продолжительности ее формирования (г) от исходных параметров двух-компонентной рудообразующей системы. Графики получены путем обработки результатов численного моделирования на ЭВМ вариантов, приведенных в табл. 19.

Параметры рудообразующих систем, использованные при математическом моделировании на ЭВМ динамики зонального отложения компонентов в случае меняющихся по потоку констант скоростей реакций

№ п/п	u	k_1	k_2	c_{10}	c_{20}	№ п/п	u	k_1	k_2	c_{10}	c_{20}
1	3	6	7	3	3	11	4	7	8	3	3
2	4	7	8	3	3	12	4	7	7,045	3	3
3	5	8	9	3	3	13	4	7	7,097	3	3
4	4	7	8	2	2	14	4	7	7,155	3	3
5	4	7	8	4	4	15	4	7	7,222	3	3
6	4	7	8	5	5	16	4	7	7,301	3	3
7	5	8	9	2	2	17	4	7	7,398	3	3
8	5	8	9	4	2	18	4	7	7,523	3	3
9	5	8	9	6	4	19	4	7	7,699	3	3
10	5	8	9	2	4	20	4	7	8	3	2

ность стабилизации концентраций q_1 и q_2 определяется соотношением $\frac{1}{k_1 c_{10} + k_2 c_{20}}$ (рис. 115, г).

Данные закономерности позволяют решить и обратную задачу, т. е. по протяженности зоны рудной минерализации и вероятной продолжительности рудообразования дать ориентировочную оценку порядка величин k_i и c_{0i} в природных рудообразующих системах, если выполняется упомянутое выше условие. В частности, если принять протяженность зоны рудной минерализации в пределах 0,5—2,5 км и скорость фильтрации $u = 1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-5}$ см/с, величина $k_i \approx 1 \cdot 10^{-7}$ 1/с (см. рис. 115, е). По порядку величин эти данные согласуются с оценками k_i , полученными путем использования вероятной продолжительности рудообразующих процессов (рис. 115, г).

Динамика метасоматических процессов в случае меняющихся по потоку констант скоростей реакций. Как было показано выше, гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические месторождения формируются на фоне значительных градиентов температур и давлений и изменяющихся физико-химических параметров рудообразующих систем. Экспериментальными исследованиями установлено, что скорость образования

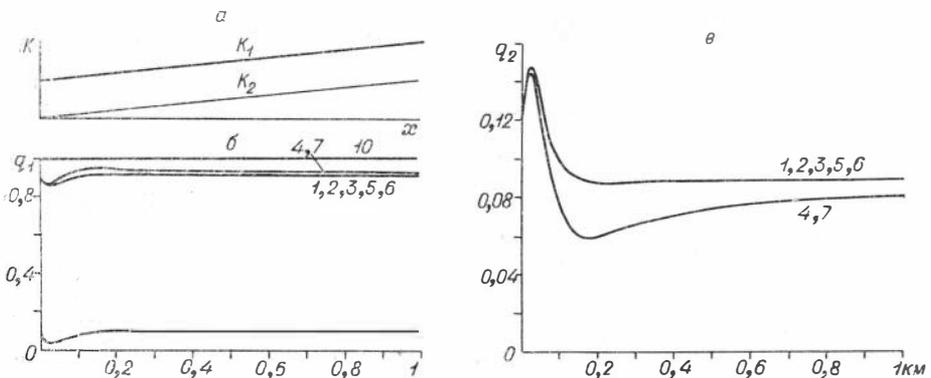


Рис. 116. Схема зональности двухкомпонентной системы в случае параллельно-возрастающих констант скоростей реакций.

а — характер изменения констант скоростей реакций в пределах «зоны минерализации»; б — схема распределения концентраций компонента q_1 (исходные параметры приведены в табл. 20, № 1—10); в — то же, компонента q_2 (вертикальный масштаб увеличен); $k_i = k_i + 0,9 \cdot 10^{-4} \cdot k_i \cdot x$, $i = 1, 2$.

стабильной фазы экспоненциально снижается по мере приближения к границе ее поля устойчивости (Фонарев, 1968; Иванов, 1970; Калинин, 1973). Можно предположить, что в зоне гидротермального рудоотложения происходит существенное изменение констант скоростей реакций. В связи с этим автором сделана попытка математического моделирования процесса геохимической миграции и отложения рудных компонентов на фоне линейной и параболически изменяющихся констант скоростей реакций (табл. 20).

В рассматриваемом случае конфигурация рассчитанных кривых определяется прежде всего характером изменения констант скоростей реакций реагирующих компонентов. Вместе с тем их взаимное влияние приводит к появлению дополнительных осцилляций, осложняющих исследуемые кривые, даже в случае параллельно возрастающих констант скоростей реакций (рис. 116, а—е). Еще более сложная конфигурация кривых появляется в случае неоднородно меняющихся по потоку констант скоростей реакций. Например, если компонент A_1 вступает во взаимодействие с минералами вмещающих пород с постоянной скоростью, а скорость реакции компонента A_2 линейно возрастает, то на фоне некоторых общих тенденций зональности появляются два осложняющих максимума и минимума (рис. 117). Аналогичные осцилляции кривых наблюдаются и в моделях зональности, показанных на рис. 118.

Более сложные распределения концентраций продуктов реакций возникают при моделировании зональности, обусловленной различными вариантами изменения констант скоростей реакций по параболическому закону (рис. 119, 120). При этом некоторые сквозные тенденции зональности, связанные с характером изменения констант скоростей реакций, осложняются ярко выраженными двумя, а в некоторых случаях — тремя максимумами и минимумами. Дополнительные искажения исследуемых кривых вносят определенные соотношения концентраций «рудообразующих» растворов. Однако влияние последних проявляется в определенных деталях зональности более низкого порядка.

Таким образом, рассмотренные выше математические модели процессов инфильтрационного метасоматоза при параллельном протекании не-

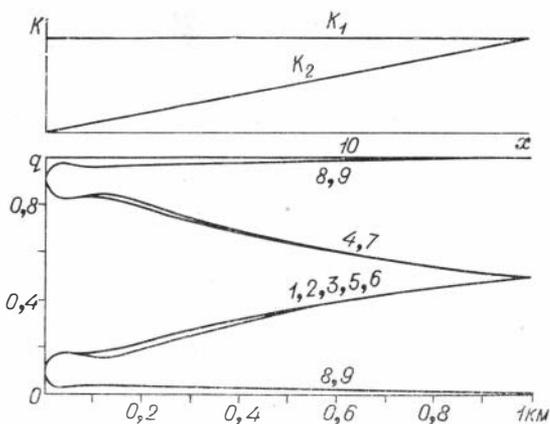


Рис. 117. Графики распределения концентраций компонентов q_1 и q_2 в случае, если k_1 не изменяется, а k_2 возрастает линейно (варианты № 1—10 из табл. 20);
 $k'_2 = k_2 + 0,9 \cdot 10^{-4} k_2 x$.

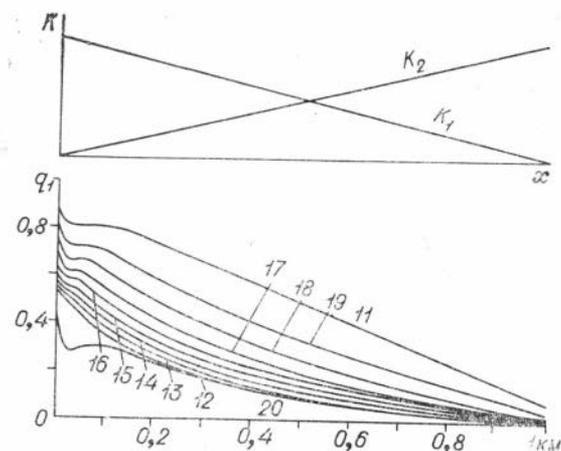


Рис. 118. Графики распределения компонента q_1 (варианты № 11—20 из табл. 20) в случае, если k_1 линейно убывает, а k_2 линейно возрастает;
 $k'_1 = k_1 - 0,9 \cdot 10^{-5} k_1 x$, $k'_2 = k_2 + 0,9 \cdot 10^{-4} k_2 x$.

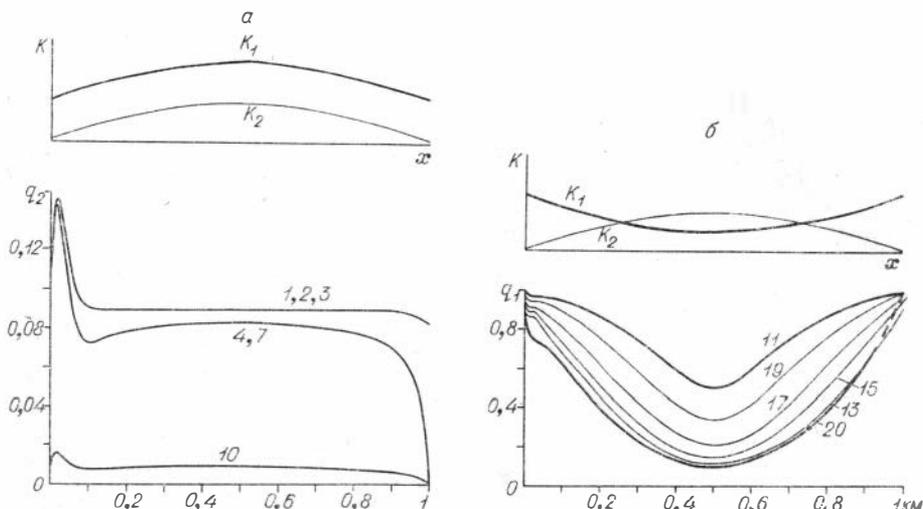


Рис. 119. Графики распределения концентраций компонентов при изменении констант скоростей реакций по параболическому закону.

$$\begin{aligned}
 a - k_1' &= -3,6 \cdot 10^{-9} \cdot k_1 \cdot x^2 + 3,6 \cdot 10^{-4} \cdot k_1 \cdot x + k_1; & b - k_1' &= 3,6 \cdot 10^{-9} \cdot k_1 \cdot x^2 - 3,6 \cdot 10^{-4} \cdot k_1 \cdot x + 10 \cdot k_1; \\
 k_2' &= -3,6 \cdot 10^{-9} \cdot k_2 \cdot x^2 + 3,6 \cdot 10^{-4} \cdot k_2 \cdot x + k_2. & &
 \end{aligned}$$

Расчетные параметры приведены в табл. 20.

скольких реакций объясняют не только природу простой фациальной зональности, но и случаи многоэтажно-ритмической зональности, усложняющей некоторые общие тенденции зональности или развивающейся самостоятельно. Путем подбора соответствующих констант скоростей реакций и законов изменения их по потоку, исходных концентраций реагирующих компонентов и скоростей фильтрации гидротермальных растворов можно подобрать такую динамическую модель зональности, которая бы являлась детальным описанием природных рудообразующих процессов.

При этом необходима постановка специальных экспериментов по изучению констант скоростей реакций в проточных системах, поскольку особенности протекания топохимических реакций вносят дополнительные осложнения в динамику рассматриваемых процессов.

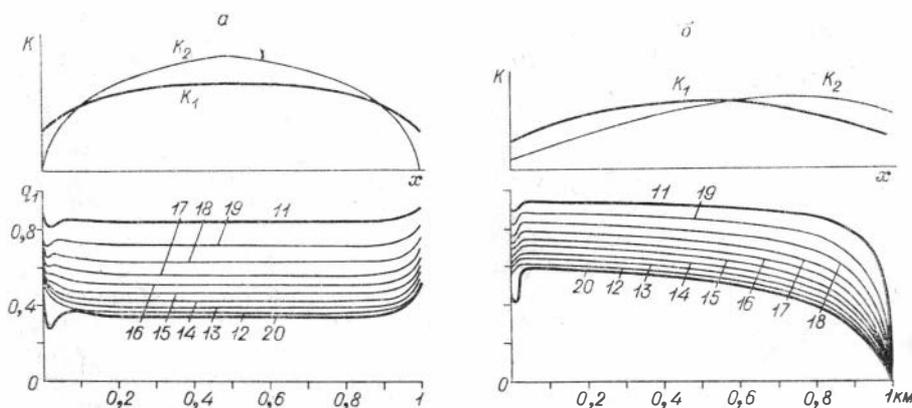


Рис. 120. Графики распределения компонентов в двухкомпонентной зональной колонке при различных вариантах изменения констант скоростей реакций по параболическому закону.

$$\begin{aligned}
 a - k_1' &= -3,6 \cdot 10^{-9} \cdot k_1 \cdot x^2 + 3,6 \cdot 10^{-4} \cdot k_1 \cdot x + k_1; & k_2' &= -7,6 \cdot 10^{-9} \cdot k_2 \cdot x^2 + 7,6 \cdot 10^{-4} \cdot k_2 \cdot x + k_2; & b - k_1' &= \\
 &= -3,96 \cdot 10^{-8} \cdot k_1 \cdot x^2 + 3,96 \cdot 10^{-3} \cdot k_1 \cdot x + k_1; & k_2' &= -1,76 \cdot 10^{-8} \cdot k_2 \cdot x^2 + 26,4 \cdot 10^{-4} \cdot k_2 \cdot x + k_2. & &
 \end{aligned}$$

Обобщение обширных материалов по зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений позволяет сделать некоторые практические рекомендации по методике разведки и поиску скрытого оруденения. Во-первых, тренд-анализ, который пока не нашел широкого применения в поисково-разведочных работах, может быть использован в качестве вспомогательного метода для выявления локальных рудоконтролирующих структур, геометрического анализа разведочных данных, более обоснованной экстраполяции контуров зон рудной минерализации на глубину и подсчета запасов рудных тел и месторождений. Последние могут быть охарактеризованы в виде аналитических выражений как функций пространственных координат ($q=f(x, y, z)$), что позволит существенно снизить ошибки, обусловленные зональным строением рудных тел и месторождений.

Во-вторых, использование «генерального вектора зональности» для восстановления первоначального залегания рудных залежей, в ряде случаев позволит различить их корневые и фронтальные участки и выявить возможные случаи опрокинутого залегания. В частности, с этих позиций, по-видимому, следует провести дополнительный анализ геологических материалов по Дегтярскому и некоторым рудным полям Салаирского кряжа.

В-третьих, многоэтажно-ритмический характер вертикальной зональности с возрастающим с глубиной шагом необходимо учитывать при прогнозной оценке эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений, поскольку возможны случаи ложного выклинивания рудных тел и повторения новых зональных ритмов. При этом наиболее протяженные и компактные жилло- или линзовидные рудные тела можно ожидать среди рассланцованных и трещиноватых туфогенно-осадочных пород. С переходом корневых участков рудных тел в рассланцованные порфиоровые интрузии формируются постепенно затухающие зоны штокверково-вкрапленной минерализации.

В-четвертых, в ходе составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт в палеовулканических областях наряду со структурно-литологическими факторами (сочетание зон интенсивного рассланцевания с флексурно-трещинными и дизъюнктивными зонами, участками развития крутоосной флексурной складчатости, приуроченность к литологически благоприятным толщам и т. д.) важное рудоконтролирующее значение имеют субвулканические и гипабиссальные порфировые комплексы. Признаки потенциальной рудоносности последних определяются проявлением процессов аутометаморфизма порфировых интрузий, формирования ореольных зон («порфиризация», по Г. Л. Пospelову, 1955, 1960) в их экзоконтактах, способности магматических тел к образованию тонких инъекций во вмещающие породы и формирования полосчатых («флюидалных») текстур и «взрывных брекчий», а также процесса обогащения расплавов «кислыми» газами (по данным анализов первичных магматических включений в минералах).

ВЫВОДЫ

1. Колчеданно-полиметаллические месторождения различных формационных, минеральных и структурных типов характеризуются полиморфной и полимасштабной зональностью, выражающейся в «сквозной» изменчивости структурных и вещественных особенностей по мощности, падению и простиранию рудных залежей, осложненной зональностью более низкого порядка.

2. На эвсталяционно-осадочных месторождениях (вулканогенная формация) проявляется малокогда контрастная фациальная зональность центростремительного типа в плоскости рудных залежей и контрастная, асимметричная — по их мощности. Гипогенные месторождения вулканогенных и плутоногенных формационных типов отличаются центробежно-концентрическим, преимущественно комбинированным типом зональности.

3. Общие тенденции зональности эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений проявляются в последовательной смене по восстанию и к флангам рудных залежей существенно медноколчеданной минерализации полиметаллической и барито-полиметаллической. Данная закономерность осложняется многоэтажной ритмически-зональной группировкой максимумов линейных запасов и концентраций. По восстанию рудных залежей наиболее распространенными являются случаи двух-, четырехкратного повторения зональных колонок, в пределах которых наблюдается следующая идеализированная вертикальная последовательность максимумов концентраций (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит. В ряде случаев последняя искажается за счет переменного положения и выпадения отдельных зон.

4. Локальная изменчивость вертикальной протяженности ритмов обусловлена проявлением структурно-литологических неоднородностей вмещающих пород и индивидуальными особенностями рудообразующих систем. Вместе с тем в различной геологической обстановке намечаются закономерности, позволяющие наметить некоторую обобщенную модель зональности рассматриваемых эпигенетических месторождений. Последнюю можно представить в виде четырехритмовой колонки с амплитудами ритмов, убывающими по восстанию залежей и имеющими протяженность в 350, 190, 150 и 130 м. Для вулканогенных месторождений (медноколчеданный минеральный тип) средняя протяженность нижнего ритма возрастает до 550 м.

5. Зональность относительных концентраций рудных компонентов в меньшей степени зависит от структурно-литологических особенностей вмещающих пород и отражает некоторые сквозные тенденции, обусловленные внутренней эволюцией рудообразующих систем. При этом одна группа соотношений имеет волновой характер распределения по восстанию рудных залежей (Zn/Cu, Au/Ag и пр.), а другая образует довольно стабильные почти линейные тенденции изменения с глубиной (сера сульфидная/сера сульфатная, ZnPb и др.). Однако для обеих групп соотношений зона максимальной изменчивости совпадает с корневыми участками рудных тел. По восстанию рудных залежей наблюдается веерообразная, центробежная дифференциация данных величин.

6. Зоны рудной минерализации колчеданно-полиметаллических месторождений плутогенных и эпигенетических вулканогенных формационных типов локализируются среди обширных ореолов предрудного аутометаморфизма гипабиссальных и субвулканических интрузий. С последними оруденение находится в парагенетических ассоциациях, поскольку верхние зоны высоко нагретых порфировых интрузий, кристаллизация которых начиналась при температурах 1150—1350°C и завершалась при 850—900°C, не могли явиться непосредственным источником рудоносных гидротермальных растворов. Вместе с тем они могли играть роль тепловых флюидопроводников и концентраторов флюидов, рассеянных во вмещающих породах.

7. Общая направленность зональности эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений обусловлена эволюционным развитием флюидных динамических систем, в пределах которых выделяются следующие зоны: а) зона перехода надкритических флюидов в докритические; б) стволовая зона, сопровождающаяся обильным выделением газов (CO_2 , N_2 , H_2S и др.) и в) зона взаимодействия ювенильных гидротермальных растворов с близповерхностными пластовыми водами. При этом в близповерхностных зонах вулканогенных месторождений возможны процессы вскипания гидротермальных растворов.

8. Наряду с макроритмической зональностью (инфильтрационного типа), отличающейся развитием сужающихся кверху вертикальных ритмов зональности, периодический характер отложения рудной минерализации фиксируется и в более мелком масштабе в виде закономерно чередующихся полосчатых текстур. Ритмическая полосчатость типа осадочных хроматограмм усложняется и накладывается на полосчатость, обусловленную наследованием структурно-литологических неоднородностей вмещающих пород. Ее отличительная особенность заключается в последовательном расширении ритмов по мере удаления от источника питания. Диффузионно-ритмическая полосчатость развивается главным образом по мощности рудных тел. Тем самым фильтрационная макроритмическая зональность и диффузионная периодическая полосчатость фиксируются во взаимно перпендикулярных направлениях.

9. Различные типы зональности оруденения эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений, в том числе сложные случаи ритмической зональности, многопричинны и обусловлены сочетанием структурных, литологических факторов, пульсационным характером поступления гидротермальных растворов и изменением физико-химических параметров рудообразующих систем в рамках отдельных стадий минерализации. При этом в формировании текстурных особенностей рудных масс, по-видимому, значительная роль принадлежит осадочно-хроматографическим процессам, а макроритмические типы зональности связаны с кинетикой и динамикой параллельно протекающих, зависимых реакций при инфильтрационном метасоматозе.

10. Пространственный анализ зональности может служить основой для палеореконовструкций рудообразующих флюидных динамических систем и, тем самым, представляет интерес при решении ряда важных генетических вопросов. В частности, подобные исследования позволяют реставрировать физическую и физико-химическую обстановку в период рудообразования, вероятные пути миграции рудоносных растворов и могут способствовать выявлению сингенетических, эпигенетических и регенерированных типов оруденения.

Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений на Алтае.— «Цветные металлы», 1939, № 3, с. 24—38; № 4, 5, с. 36—46; № 6, с. 3—17.

Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение. Ереван, 1957. 68 с.

Васильева А. И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования (на примере ряда железорудных месторождений Сибири). М., «Наука», 1970. 126 с.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965, 291 с.

Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруднения Рудного Алтая с девонским вулканизмом.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1953, № 124, вып. 17, с. 105—116.

Вейц Б. И., Покровская И. В., Болгов Г. П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, т. III, 1959, 487 с.

Велчев В., Василев П. О связях между серебром и золотом в рудных месторождениях.— В кн.: Научные труды науч.-исслед. сектора Высшего геол.-минерал. ин-та. Ч. 2, София, 1968, с. 793—805.

Вистелиус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии.— «Зап. Всес. мин. о-ва», 1956, ч. 85, вып. 1, с. 58—75.

Вистелиус А. Б., Яновская Т. Б. Программирование задач геологии и геохимии при использовании универсальных электронных вычислительных машин.— «Геол. рудн. м-ний», 1963, № 3, с. 34—49.

Вольфсон Ф. И. Такели как тип рудных месторождений Юго-Западного Тянь-Шаня. М., Изд-во АН СССР, 1936. 130 с.

Вольфсон Ф. И. Трепшинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике.— «Сов. геол.», 1947, № 20, с. 48—60.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.

Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969. 324 с.

Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности гидротермальных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 1, с. 79—95.

Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1963. 126 с.

Воробьев Ю. Ю., Иншин П. В. Вязкие рудные растворы как причина образования сплошных руд инъекционного типа на месторождениях Рудного Алтая.— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 6—9.

Воробьев Ю. Ю., Иншин П. В. Соотношение инъекционных и метасоматических явлений при образовании сульфидных залежей.— «Геол. рудн. м-ний», 1968, Т. X, № 4, с. 87—90.

Гаврилина К. С., Литвинович А. Н. Явление рассланцевания в пиритах из сланцев Типинского месторождения на Рудном Алтае.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1969, № 6, с. 54—56.

Гапон Е. Н., Беленькая И. М. Осадочная хроматография понов.— «Колл. ж.», 1952, т. 14, вып. 1, с. 323.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962. 306 с.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968. 368 с.

Геринг С. С. Салапрские полиметаллические месторождения.— В кн.: Геология СССР. Т. XIV. М., 1947, с. 178—196.

Головкин В. А., Крамберг Н. Л., Романенко Ю. А., Шемякин М. Л., Шемякина К. А. Моделирование на ЭВМ обработки геолого-геофизических полей. Новосибирск, 1970. 93 с.

Головкин В. А., Романенко Ю. А., Шемякина К. А., Шемякин М. Л. Моделирование на ЭВМ обработки геолого-геофизических полей. Программа Издания-3. Новосибирск, 1971. 201 с.

Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968. 192 с.

Голубев В. С., Шаранов В. Н. Динамика эндогенного гидротермального рудообразования. М., «Недра», 1975. 280.

Горжевский Д. И. Об особенностях состава и строения полиметаллических руд месторождений Рудного Алтая, образовавшихся на глубине.— «Вестн. Львовского ун-та. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 95—99.

Горжевский Д. И., Комар В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая.— «Сов. геол.», 1955, 48, с. 118—134.

Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Труды ВАГТ. Вып. 3. М., 1957, с. 142—161.

Григорьев Д. П. Замечание об исследованиях В. Г. Пьюхауза и Р. Э. Стройберга по определению направления течения минералообразующих растворов.— *Зап. Всес. мин. о-ва*, 1947, № 4, с. 275—280.

Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, 1966. 302 с.

Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 204 с.

Гросс У. Направление движения минерализующих растворов на месторождении Блайклиппен, Гренландия.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 1. М., ИЛ, 1960, с. 276—294.

Дербинов И. В. Проблема черных сланцев Урского полиметаллического рудного района Салаира.— *«Вести. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста»*, 1935, вып. 5, с. 34—41.

Дербинов И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая.— *«Изв. АН СССР. Сер. геол.»*, 1952, № 5, с. 96—121.

Дербинов И. В. Еще об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений.— *«Геол. и геофиз.»*, 1960, № 7, с. 136—140.

Дербинов И. В. К вопросу о динамометаморфизме вмещающих пород и полиметаллических руд Салаира.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1961, с. 75—79. (Тр. СНИИГГМС, вып. 6).

Дербинов И. В., Нуварьева Ю. А. Паравулканическая зональность в вулканогенно-осадочных месторождениях.— *«Сов. геол.»*, 1967, № 9, с. 33—49.

Дистанов Э. Г. О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторые закономерности их локализации.— *«Геол. и геофиз.»*, 1963, № 8, с. 38—55.

Дистанов Э. Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 65—79.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О метаморфизме руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира.— *«Геол. и геофиз.»*, 1964, № 3, с. 21—37.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975.

Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н. Интрузивные комплексы полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 203—220.

Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н., Фирсов Л. В. Новые данные о возрасте интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира.— *«Изв. Алтайского отд. геогр. о-ва СССР»*, 1970, вып. 14, с. 44—47.

Дистанов Э. Г., Яковлев Г. Ф. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока.— *«Изв. АН СССР. Сер. геол.»*, 1964, № 10, с. 140—142.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). *«Геол. рудн. м-ний»*, 1972, т. XIV, № 2, с. 3—23.

Долгов Ю. А. Состав газов в процессах эндогенного минералообразования.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 101—111.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 118—123.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Состав газов из индивидуальных включений различных минералов. М., 1965, с. 69, 70. (Тезисы II Всес. совещ. по геотермобарометрии).

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. О газах постмагматических процессов минералообразования.— *«Докл. АН СССР»*, 1966, т. 170, № 6, с. 1422—1427.

Домарев В. С. Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира.— *«Зап. Всес. мин. о-ва»*, 1956а, ч. 85, вып. 4, с. 498—508.

Домарев В. С. Формация метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и положение ее в ходе развития подвижных зон.— В кн.: Информационный сборник ВСЕГЕИ. М., 1956б, № 4, с. 89—95.

Дубровский В. И. Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного Хрустального месторождения.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 86—91.

Дударев А. Н., Сотников В. И. Формирование тепловых флюидопроводников в зонах грейзенизации.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 207—221.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.— М., ОНТИ, 1936. 590 с.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы (Петрография СССР, сер. 1, Региональная петрография, вып. 6). Изд-во АН СССР, М.— Л., 1938. 248 с.

Еремин Н. И., Кельх В. Е. О дифференциации пиритов Тишинского месторождения с помощью лазерного микроанализатора.— *«Докл. АН СССР»*, 1970, т. 191, № 1, с. 166—169.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950. 460 с.

Ермолаев К. Ф. О возможности разделения и пространственной локализации отдельных фаз оруденения на основе горно-геометрического анализа.— В кн.: Труды Алтайского горно-металлург. науч.-иссл. ин-та АН КазССР. Т. 2. Алма-Ата, 1955а, с. 36—74.

Ермолаев К. Ф. Пространственное разделение отдельных стадий оруденения на основе горно-геометрического анализа.— «Разв. недр», 1955б, № 3, с. 11—20.

Ермолаев К. Ф. Рудное поле — результат проявления сложной термогидроколлонны.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 252—258.

Ермолаев К. Ф., Каюпов А. К. Принцип объемного сглаживания разведочных данных при геометрическом изучении полиметаллических месторождений алтайского типа.— В кн.: Труды Алтайского горно-металлургического науч.-иссл. ин-та АН КазССР. Т. 12, Алма-Ата, 1962, с. 81—93.

Ермолаев К. Ф., Куленов Х. Х. Объемно-графическая корреляция между компонентами в полиметаллических рудах.— В кн.: Труды ИГН АН КазССР. Т. 20. Алма-Ата, 1967, с. 192—201.

Жилинский Г. Б. Оловоносность Центрального Казахстана (оловоносные формации и их место в общей металлогении региона). Алма-Ата, 1959. 212 с.

Жилинский Г. Б. О критериях направления движения рудообразующих растворов и их значение для расшифровки зональности рудных тел.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, 1965, с. 444—446.

Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Урала.— В кн.: Труды геологического комитета. Новая сер. Вып. 122. Л., 1927. 151 с.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще.— В кн.: Труды ГИ АН СССР. М., 1936, с. 29—65.

Заварицкий А. Н. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943а, № 1, с. 25—42.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943б, № 3, с. 3—18.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.

Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972. 215 с.

Зельдович Л. Б., Тодес О. М. О математической формулировке периодического осаждения.— «Ж. физ. хим.», 1949, т. XXIII, вып. 2, с. 180—185.

Зеркалов В. И. Новые минералы в рудах Урских месторождений Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1959а, вып. 4, с. 57—59.

Зеркалов В. И. Минералогия и генезис руд Ускандинской группы месторождений Салаира.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.», 1959б, вып. 3, с. 68—75.

Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Тбилиси, 1963, 369 с.

Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 247 с.

Иванкин П. Ф. Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны смятия на Алтае.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 4, с. 838—841.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных чолей. М., «Недра», 1970. 288 с.

Иванкин П. Ф. Рудные столбы как элементы гидротермального потока.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 6—12.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961. 286 с.

Иванов С. Н. Метаморфизм уральских колчеданных месторождений.— «Сов. геол.», 1939, № 2, с. 46—66.

Иванов С. Н. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 1, с. 20—25.

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1959, с. 7—78.

Иванов С. Н. Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969а, с. 60—86. (Тр. II Уральского петрограф. совещ.).

Иванов С. Н. О причинах образования гидротермальных месторождений.— «Докл. АН СССР», 1969б, т. 186, № 1, с. 158—162.

Иванов С. Н., Лоизов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями.— В кн.: Рудоносность, вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 102—113.

Иванов С. Н., Меркулов М. И. Дегтярское колчеданное месторождение. М.—Л., ОНТИ, 1937. 324 с.

Иванов С. Н. Опыт изучения геологии и минералогии колчеданных месторождений. — В кн.: Труды УФАН СССР. Т. 1. Вып. 8. Свердловск, 1945. с. 72.

Исакович И. З., Гибшер Н. А. К вопросу о температурных условиях образования полиметаллических руд некоторых месторождений Рудного Алтая. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 10, с. 79—86.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971. 267 с.

Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1952, № 115, вып. 12, с. 3—26.

Калинин Д. В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск, «Наука», 1973. 104 с.

Калюжный В. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр. — В кн.: Минералогический сборник Львовского геологического о-ва, 1955, № 9, с. 64—84.

Калюжный В. А. Методы вивчения богатофазовых включень у мінералах. Киев, 1960. 169 с.

Касьянов А. В., Миронов Е. П. Некоторые черты внутреннего строения одной из рудных залежей Гайского месторождения (Южный Урал). — В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 52, М., 1963, с. 89—111.

Каталинец А. И. Новые данные по структуре Тишинского месторождения. — В кн.: Материалы II Респ. науч.-техн. конф. молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 87—88.

Каюпов А. К., Казанинов Ю. И. Крутопогружающиеся складки и их рудоконтролирующее значение. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 3—18.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитин Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зырянского полиметаллического месторождения. — В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 211—362.

Кен А. Н. О зональности, возрасте и генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та М., 1968, с. 155—159.

Кен А. Н., Васильев В. П. Распифровка структур колчеданно-полиметаллических месторождений доскладчатого возраста. — «Разв. и охрана недр», 1969, № 4, с. 14—18.

Кен А. Н., Васильев В. П. Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та. М., 1970, с. 1—43.

Кигай Н. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М., «Наука», 1966. 248 с.

Ким В. А. О порфирировых породах Зырянского района на Рудном Алтае и их отношении к оруденению. — «Вести. АН КазССР», 1957, № 12, с. 70—74.

Ковалев Г. Н. О диффузии по границам зерен в горной породе в присутствии воды. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6, с. 1410—1412.

Ковалев К. Р. Особенности формирования и метаморфизм руд колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира и Тувы. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 9, с. 44—55.

Колонин Г. Р., Птицын А. Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1974. 103 с.

Константинов Р. М. Рудные столбы некоторых месторождений. — «Сов. геол.», 1948, № 34, с. 47—59.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965. 303 с.

Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 6, с. 64—87.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магмогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 332—552.

Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12, с. 3—13.

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — «Докл. АН СССР», 1958, т. 122, № 28, с. 267—270.

Коржинский Д. С. Особенности послемагматических явлений в зависимости от глубинности. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 133, № 5, с. 1194—1199.

Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.

Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969. 111 с.

Кормилицын В. С. О новой колчеданосной провинции в Западном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 878—882.

Королев А. В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 1, с. 66—79.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954, 114 с.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Наука», 1965. 507 с.

Корытов Ф. Я. Первичные уровни интенсивного оруденения и их отражение в современном рельефе (на примере Забайкалья).— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1968, № 12, с. 40—46.

Котляр В. Н. Структура Зангезурского рудного поля.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1938, № 2, с. 349—368.

Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение.— «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1960, № 9, с. 60—83.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 491—543.

Крат В. А. Маркшейдерская практика.— В кн.: Собрание из маркшейдерской практики автора в Алтайском горном округе. Ч. I—XIII. СПб, 1893.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.

Крейтер В. М., Аристов В. В., Волянский И. С., Крестовников А. Н., Кувичинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.

Криге Д. Г. Роль математической статистики в методах уточненной оценки промышленного оруденения на рудниках Южной Африки.— В кн. Вопросы математической геологии. Л., «Наука», 1968, с. 252—271.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., «Наука», 1967, с. 275—303.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 7—23.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И. Эндогенные рудные формации, принципы их выделения и систематизации.— В кн.: Материалы к совещанию 21—24 мая 1968 г. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 131—133.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966. 156 с.

Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., Гостехиздат, 1954. 411 с.

Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939. 248 с.

Кузнецов Е. А. Новые данные по геологии зеленокаменной полосы Урала и связанного с ней колчеданного оруденения.— «Уч. зап. МГУ. Геол.», 1956, вып. 176, с. 115—121.

Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Курек Н. Н., Буров А. А. Риддерская группа полиметаллических месторождений.— В кн.: Большой Алтай. Т. 1. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1934, с. 121—142.

Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969. 150 с.

Лабазин Г. С. Салаирские полиметаллические месторождения.— «Вестн. Зап.-Сиб. геол. разв. треста», 1932, № 2, с. 1—13.

Лабазин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— «Цветные металлы», 1940, № 3, с. 14—20; № 4, с. 7—15.

Лабазин Г. С. Геология полиметаллических месторождений Салаира.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ. М., Госгеолтехиздат, 1953. с. 237.

Лалин С. С. Особенности внутреннего строения и развития метасоматических магнетитовых рудных тел (на примере некоторых железорудных месторождений Алтае-Саяна).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 166—180.

Лапухов А. С. Особенности структуры Салаирского рудного поля и динамики процессов динамометаморфизма вмещающих пород и барито-полиметаллических руд.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 12, с. 56—72.

Лапухов А. С. Дифрактометрический метод исследования статистической ориентировки кристаллов горных пород и руд.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 11, с. 103—105.

Лапухов А. С. О форме связи барито-полиметаллического оруденения с магматизмом на Салаирском рудном поле.— «Геол. рудн. м-ний», 1966а, т. VIII, № 6, с. 80—92.

Лапухов А. С. О диффузионном переносе вещества в трещинных полостях и сквозь поровое пространство водонасыщенных горных пород.— «Геол. и геофиз.», 1966б, № 12, с. 56—65.

Лапухов А. С. Температурные условия образования и зональность оруденения на Салаирском рудном поле.— «Сов. геол.», 1968, № 7, с. 68—75.

Лапухов А. С. Кинетика гидротермального процесса образования магнетитовых зон при диффузии хлористого железа в карбонатсодержащих породах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971а, с. 145—158.

Лапухов А. С. Диффузионный перенос свинца и цинка сквозь водонасыщенные горные породы.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971б, с. 17—32.

Лапухов А. С. Ранние стадии заложения и развития в порфировых интрузиях рудообразующих флюидных динамических систем.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука», 1972а, с. 145—158.

Лапухов А. С. О дифференциальной подвижности компонентов в футеровке доменной печи.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука», 1972б, с. 318—330.

Лапухов А. С. О влиянии внутреннего развития рудообразующих динамических систем на распределение рудных столбов в полиметаллических месторождениях Салаирского кряжа.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972в, с. 243—252.

Лапухов А. С., Галкин Б. А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 2, с. 20—29.

Лапухов А. С., Шаранов В. Н. О взаимоотношении даек и оруденения на Салаирском рудном поле.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 143—150.

Леммлейн Г. Г. Искажение облика кристаллов кварца, обусловленное их положением во время роста.— «Докл. АН СССР», 1941, т. XXXIII, с. 415—418.

Левицкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, 309—331.

Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность.— «Сов. геол.», 1959, № 2, с. 118—132.

Левоник Б. С. О некоторых рудоносных структурах эндогенных месторождений.— «Разв. недр.», 1950, № 4, с. 7—10.

Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала.— В кн.: Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР. Вып. 43. Свердловск, 1959, с. 79—92.

Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. III. М., ОНТИ, КНТП СССР, 1935. 394 с.

Логинов В. П. Геология Кабанских колчеданных месторождений и некоторые черты их генезиса и метаморфизма.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 148—192.

Логинов В. П. Закономерности локализации месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 339—362.

Логинов В. П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений.— В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. II. М., «Наука», 1974, с. 7—85.

Лопатина Н. Л., Яосев Н. В., Смутов А. А. Экспериментальные данные по вопросу о поведении сульфидов свинца, цинка, меди и железа в коллоидных растворах при повышенных температурах.— «Геол. рудн. м-ний», 1960, № 4, с. 52—73.

Лурье А. А. Осадочная хроматография.— «Усп. хим.», 1968, т. XXXVII, вып. I, с. 104—130.

Лялько В. П., Митник М. М. Определение скорости движения флюидов в недрах и проницаемости горных пород по геотермическим данным.— «Докл. АН УССР. Серия Б», 1968, № 5, с. 389—392.

Мак-Кинстри Г. Структуры гидротермальных рудных месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959, с. 159—206.

Малаев А. А., Ветров Д. В., Хряпина Л. П. Геологическое строение колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье.— В кн.: Тезисы докл. на II науч. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1965, с. 128—129.

Маньков Б. В. Структура, морфология и вещественный состав оруденения на Тишинском месторождении (Рудный Алтай).— «Изв. АН КазССР», 1964, № 1, с. 29—45.

Марьин А. М., Кузьмина Г. Н. О наличии «просвечивающих» структур в порфирах Зырянского района.— В кн.: Материалы II региональной науч.-техн. конф. молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 55, 56.

Математическая геология. Реферативный систематический указатель. Под ред. А. Б. Вистелиуса. Л., 1969. 246 с.

Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., «Наука», 1968. 104 с.

Мори Г. У. Растворимость твердых веществ в газах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. I. М., ИЛ, 1960, с. 97—139.

Мяжков В. Ф. О закономерностях в изменении тесноты связей и зависимостей между содержаниями компонентов в зональных рудных телах.— «Докл. АН СССР», 1968, 182, № 1, с. 183—185.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация на Узоне (Камчатка).— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971, с. 299—305.

Намиот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. М., Гостоптехиздат, 1963. 147 с.

Нарсеев В. А. О возникновении высококонцентрированных рудных систем путем фазового расслоения расплавов и эволюции гидротерм.— В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 3—5.

Нарсеев В. А. О соотношении эндогенной зональности и вертикального размаха оруденения в золоторудных месторождениях.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 7—8.

Нарсеев В. А., Левин Г. Б., Лось В. Л. Распределение содержаний полезного компонента, уровни минерализации и рудные столбы.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 34—38.

Нехорошев В. П. Тектоника Юго-Западного Алтая и обусловленные ею особенности металлогении.— «Сов. геол.», 1940, № 9, с. 111—113.

Нехорошев В. П. Закономерности распределения рудных месторождений Алтая.— «Сов. геол.», 1948, № 29, с. 24—41.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматического рудообразования.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 4, с. 22—40.

Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— В кн.: Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР. Свердловск, Вып. 39, 1960. 495 с.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 443—490.

Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений и их поисковое значение.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972, с. 17—20.

Овчинников Л. Н., Челищев Н. Ф., Наджарян В. Н. О физико-химических факторах пространственного разделения металлов в динамических условиях.— В кн.: Кинетика и динамика геохимических процессов. М., «Наука», 1971, с. 144—150.

Ольшанова К. М., Копылова В. Д., Морозова Н. М. Осадочная хроматография. М., Изд-во АН СССР, 1963. 104 с.

Онтоев Д. О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчарангинского месторождения (Восточное Забайкалье).— «Геол. рудн. м-ний», 1960, № 5, с. 55—72.

Осипов М. А. Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае. М., Изд-во АН СССР, 1962. 185 с.

Павлов А. Л. Термодинамический анализ одной из генетических моделей формирования колчеданных месторождений.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973а, с. 81—105.

Павлов А. Л. Тиосульфидные и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса тяжелых металлов и серы в гидротермальных системах.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 52—80.

Павлов А. Л. Эволюция физико-химических систем в природном рудообразовании. Новосибирск, «Наука», 1975 (в печати).

Павлов А. Л., Оболенский А. А. Влияние железа вмещающих пород на осаждение киновари при метасоматическом образовании руд на ртутных месторождениях.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6, с. 1451—1455.

Парк Ч. Ф. Теория зональности рудных месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959, с. 207—227.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966. 545 с.

Петровская Н. В. О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примере

некоторых золоторудных районов).— В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1963а, с. 285—313.

Петровская Н. В. О полосчатых текстурах руд Гайского и некоторых других медноколчеданных месторождений Южного Урала.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 52. М., 1963б, с. 23—65.

Петровская Н. В. О роли тектонических факторов в образовании полосчатых текстур руд колчеданного типа (на примере месторождений Южного Урала).— «Геол. рудн. м-ний», 1964, т. IV, № 4, с. 14—33.

Петровская Н. В. Особенности минералогии руд и строения рудных тел Гайского месторождения.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 83. М., 1968, с. 131—159.

Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Сокольного месторождения.— «Геол. рудн. м-ний», 1970, № 31, с. 64—76.

Попов В. В., Мальков Б. В., Мальгин А. А. Основные геолого-структурные особенности Тишинского рудного поля.— «Изв. АН КазССР», 1964, № 3, с. 67—83.

Попов В. В. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в Лениногорском рудном районе Рудного Алтая.— В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 38—44.

Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 345—371.

Поспелов Г. Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке.— «Изв. Вост. фил. АН СССР», 1957, № 1, с. 14—27.

Поспелов Г. Л. О морфогенетической зональности интрузивов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960а, с. 706—709.

Поспелов Г. Л. О явлениях магматического замещения в субэффузивной фации и субэффузивных стадиях развития сложных магматических комплексов Западной Сибири.— В кн.: Труды МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., пробл. 14. М., 1960б, с. 153—166.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 28—40; № 12, с. 40—57.

Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 3, с. 18—40; № 4, с. 24—42.

Поспелов Г. Л. Статические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 12—22.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973. 355 с.

Поспелов Г. Л. и др. Стадии развития и типы бестрещинного жилообразования.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 41—48.

Поспелов Г. Л. и др. Сорбционные и хроматографические процессы при рудообразовании.— «Колл. ж.», 1963, № 2, с. 215—221.

Поспелов Г. Л., Лапухов А. С. Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 8—56.

Поспелов Г. Л. и др. Об образовании жилоподобных и брекчиевидных форм минерализации вне трещин.— «Геол. рудн. м-ний», 1961, № 2, с. 45—57.

Прогоров В. Г. Геохимические особенности пород, руд и минералов-индикаторов колчеданных месторождений. М., «Наука», 1970. 151 с.

Путилина З. И. Условия формирования рудовмещающей структуры Дегтярского колчеданного месторождения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 2. Свердловск, 1969а, с. 22—24.

Путилина З. И. Зональность оруденения Дегтярского медноколчеданного месторождения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Ч. 2. Свердловск, 1969б, с. 24—27.

Пэк А. В. Структура Дегтярского рудного поля.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 1, с. 14—20.

Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 193—282.

Пэк А. В. К вопросу об изучении структуры колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Труды Новочеркасского политехн. ин-та. Новочеркасск, 1958, с. 36—50; с. 307—329.

Пэк А. А., Требухин В. С., Гераков А. Н., Рыфтин В. М. Роль фильтрационных свойств пород Гейского рудного поля в локализации медноколчеданного оруденения.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 102—118.

Радкевич Е. А. О рудах коллоидного происхождения.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 70—89.

Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности.— «Сов. геол.», 1959, № 9, с. 70—86.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах зональности в оловянных и полиметаллических месторождениях Тихоокеанского пояса.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 58—62.

Радкевич Е. А. Критерии глубинности и зональности.— В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971, с. 5—13.

Рашевский П. К. Курс дифференциальной геометрии. М., Гос. изд-во техн.-теорет. лит., 1950. 420 с.

Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия. Растворимость сульфидов тяжелых металлов в воде и водных растворах при повышенных температурах.— «Геол. рудн. м-ний», 1966, т. 8, № 4, с. 31—44.

Рачинский В. В. Введение в общую теорию динамики сорбции и хроматографии. М., «Наука», 1964. 136 с.

Рипп Г. С. Минералого-геохимические особенности и критерии оценки сульфидно-полиметаллической минерализации в Курбинском и Еравнинском рудных районах Западного Забайкалья. Улан—Удэ, 1969. 277 с.

Романова М. А. Современные отложения Центральных Каракумов и проблема поисков погребенных структур.— «Сов. геол.», 1964, № 12, с. 70—90.

Романова М. А. Тренд-анализ зональности данных геологических наблюдений.— В кн.: Вопросы математической геологии. Л., «Наука», 1968, с. 284—288.

Рундквист Д. В. Пульсационная гипотеза С. С. Смирнова в свете новых данных о процессах рудообразования.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Л., 1968а, вып. 155, с. 46—66.

Рундквист Д. В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых.— «Зап. Всес. мин. о-ва», 1968б, ч. 87, вып. 2, с. 191—209.

Рундквист Д. В. Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе.— В кн.: Труды Всес. науч.-иссл. ин-та. Вып. 191. Л., 1973, с. 206—219.

Рыжов П. А. Геометрия недр. М., «Недра», 1964. 604 с.

Сазонов В. Д. О двух типах полиметаллической минерализации в Карамазаре.— «Изв. АН ТаджССР», 1969, № 1(31), с. 96—101.

Семенов Н. П. Структуры рудных полей криворожских железорудных месторождений. Т. I. Киев, 1946. 264 с.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещений в них колчеданного оруденения.— «Геол. рудн. м-ний», 1961, № 1, с. 80—92.

Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 128—138.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966. 291 с.

Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 214 с.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 3, с. 15—27.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— «Вести. МГУ. Сер. 4. Геол.», 1960, № 2, с. 19—28.

Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. I. Прага, 1963, с. 62—68.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.

Смирнов В. И., Гончарова П. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2, с. 3—16.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 6, с. 1071—1085.

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968. 476 с.

Соболевский П. К. Современная горная геометрия. М., «Соц. реконструкция и наука», 1932, с. 42—79.

Соколов В. А. Вавилонская группа месторождений на Алтае.— «Сов. геол.», 1940, № 12, с. 17—21.

Соколов В. А. Миграция газа и нефти. М., Изд-во АН СССР, 1956. 350 с.

Солтан С. А. Основные закономерности пространственного размещения оруденения в Зырянском рудном районе.— В кн.: Материалы II Респ. науч.-техн. конф. молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 82—84.

Сопко П. Ф. О соотношениях колчеданного и свинцово-цинкового типов оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 226—334.

Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., «Недра», 1971. 255 с.

Сперанский Б. Ф. Геология Салаирского кряжа.— В кн.: Труды XVII Междунац. геол. конгр. Т. II. М., 1939, с. 670—671.

- Справочник физических констант горных пород.* М., «Мир», 1969. 544 с.
- Стратифицированные месторождения СССР.* Л. «Недра», 1973. 312 с.
- Сущевская Т. М.* Сравнительная характеристика химического состава оловянно-носных гидротермальных растворов (по данным анализа газово-жидких включений).— В кн.: *Геохимия гидротермального рудообразования.* М., «Наука», 1971, с. 35—61.
- Тарантов А. С., Ермолаев К. Ф.* К вопросу о методах изучения направления движения рудообразующих растворов.— В кн.: *Труды Алтайского горно-металлург. науч.-иссл. ин-та АН КазССР.* т. XVI. Алма-Ата, 1963, с. 111—119.
- Тарантов А. С., Антонов В. А., Ермолаев К. Ф.* Строение и особенности формирования сплошных руд Зыряновского полиметаллического месторождения.— В кн.: *Труды ИГН АН КазССР.* Т. 29, 1970. Алма-Ата, с. 115—126.
- Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н.* О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: *Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сиббири.* М., «Наука», 1972, с. 79—98.
- Тимофеевский Д. В.* Структурные особенности Константиновского золоторудного месторождения.— *«Сов. геол.»*, 1947, № 20, с. 60—74.
- Тинтерис А. А.* О гипабиссальных порфировых интрузиях Лениногорского района.— В кн.: *Материалы II Респ. науч.-техн. конф. молодых геологов КазССР, Усть-Каменогорск*, 1970, с. 51—53.
- Требужин В. С.* Геологическое строение и история развития Гайской палеовулканической постройки.— В кн.: *Труды ЦНИГРИ.* Вып. 92, М., 1970, с. 83—108.
- Тхостов Б. А.* Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., Гостехиздат, 1960. 107 с.
- Тулмин П., Кларк С. П.* Температурные условия рудообразования.— В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений.* М., «Мир», 1970, с. 367—388.
- Усов М. А.* Проблема рудного Салаира.— *«Вести. Зап.-Сиб. геол.-разв. треста»*, 1933, вып. 4, с. 1—20.
- Усов М. А.* Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира.— *«Вести. Зап.-Сиб. геол. разв. треста»*, 1935, вып. 5, с. 3—16.
- Учайшейвили Н. Е.* Геохимическая характеристика баритообразующих растворов.— В кн.: *Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур.* М., «Наука», 1967, с. 135—164.
- Федорчук В. П.* К вопросу о многоярусном распределении низкотемпературного оруднения.— В кн.: *Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений.* Вып. 41. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 99—106.
- Феноменов А. Н.* Новое в минералогии Дегтярского медноколчеданного месторождения.— В кн.: *Научные доклады высшей школы*, № 1, М., 1958, с. 155—156.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э.* Геологический очерк Салаира.— В кн.: *Труды ВСЕГЕИ.* Нов. сер. Т. 63. М., 1961. 218 с.
- Хелгесон Г. К.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967. 184 с.
- Хемли Дж.* Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложением руд.— В кн.: *Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования.* М., ИЛ, 1954, с. 490—518.
- Хисамутдинов М. Г.* О влиянии вмещающих пород и температуры рудоносных растворов на состав и место образования руд на примере некоторых алтайских месторождений.— *«Сов. геол.»*, 1956, № 50, с. 12—28.
- Хисамутдинов М. Г.* О температуре и глубине образования полиметаллических руд Алтая.— В кн.: *Инф. сб. ВСЕГЕИ*, № 13, М., 1959, с. 117—124.
- Хитаров Н. Н.* Изучение состава и других особенностей газово-жидких включений в минералах на современном этапе.— В кн.: *Минеральные микровключения.* М., «Наука», 1965, с. 74—249.
- Хитаров Н. И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов.— В кн.: *Труды Лаборатории вулканологии АН СССР.* Вып. 19. М., 1961, с. 34—44.
- Хитаров И. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б.* Основные закономерности дифференциации гранитных расплавов с отделением воды.— *«Геохимия»*, 1967, № 11, с. 1274—1285.
- Ходаковский И. Л.* Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах.— В кн.: *Минералогическая термометрия и барометрия.* М., «Наука», 1965, с. 171—203.
- Ходаковский И. Л.* О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах.— *«Геохимия»*, 1966, № 8, с. 960—972.
- Хрущов Н. А.* О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений.— *«Зап. Всес. мин. о-ва»*, 1953, сер. 2, ч. 82, вып. I, с. 53—60.
- Цынев Э. А.* Внутреннее строение и особенности зональности Центральной порфировой залежи Зыряновского месторождения.— В кн.: *Труды ИГН АН КазССР.* Алма-Ата, 1970, т. 29, с. 63—68.
- Чаманский Г. К.* Растворимость сульфидов в водных растворах.— В кн.: *Проблемы эндогенных месторождений.* Вып. I. М., ИЛ, 1960, с. 179—188.
- Чернов В. И.* О лениногорско-зыряновском типе интрузий на Рудном Алтае.— *«Бюлл. МОИП. Отд. геол.»*, 1970, № 3, с. 141.

- Чернов В. И., Коршунов Г. Г., Тинтерис А. А. Об инъекционных и метасоматических явлениях в связи с порфировыми интрузиями на Рудном Алтае.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1968, № 1, с. 143—144.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Шадлуи Т. Н., Розанов Ю. А. Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 3, с. 45—50.
- Шадлуи Т. Н. Особенности минерального состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 117—147.
- Шарапов В. Н. Динамика температурного поля при протекании процессов инфильтрационного метасоматоза в контактовых зонах интрузивов.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 4, с. 140—144.
- Шарапов В. Н. К физико-химической динамике формирования жилы выполнения в случае слабопроницаемых стенок трещины.— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 133—145.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С., Меламед В. Г. Аналитическое моделирование охлаждения интрузивов и объяснение зональности плутоногенных гидротермальных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 5, с. 18—28.
- Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964, 222 с.
- Шемякин Ф. М., Михалева Л. Ф. Физико-химические периодические процессы. М., ГОНТИ, 1938. 183 с.
- Шемякин Ф. М., Мицеловский Э. С., Романов Д. В. Хроматографический анализ. М., Госхимиздат, 1955. 208 с.
- Шипулин Ф. К. Соотношение интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 3, с. 582—586.
- Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 152—267.
- Шнайдер М. С., Беспяев Х. А. Тилы руд и минеральные парагенезисы в Тишинском месторождении на Рудном Алтае.— В кн.: Труды Алтайского горно-металлург. науч.-иссл. ин-та АН КазССР. Алма-Ата, 1963, т. XVI, с. 120—131.
- Шумская Н. И. Стадия минерализации и химизм рудообразующего процесса Зырянского месторождения.— «Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1961, № 6, с. 118—128.
- Щеголов А. Д. К вопросу о вертикальной зональности некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья. Вып. 3, М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 270—278.
- Щерба Г. Н. Геологические условия образования некоторых штокерков и зональность оруденения.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1955, вып. 21, с. 3—13.
- Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.— В кн.: Геология Лениногорского и Зырянского рудных полей на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—181.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960, 381 с.
- Щерба Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Сов. геол.», 1968а, № 6, с. 49—65.
- Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968б, с. 378—442.
- Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза.— «Геохимия», 1956а, № 5, с. 54—61.
- Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., изд-во АН СССР, 1956б, с. 72—82.
- Щербина В. В. О геологическом значении количественного отношения Ag/Au .— «Геохимия», 1956в, № 3, с. 67—74.
- Щербина В. В. К вопросу о зональности рудных месторождений.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 264—267.
- Щербина В. В. Существуют ли тносульфаты в гидротермальных растворах?— «Геол. рудн. м-ний», 1964, № 3, с. 110—113.
- Эммонс В. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных тел, связанных с гранитными батолитами.— В кн.: Геология рудных месторождений запади. штатов США, ОНТИ, НК ТП СССР. М.— Л., 1937, с. 311—335.
- Яковлев Г. Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая.— В кн.: Труды ВАГТ. Вып. 3. М., 1957, с. 120—141.
- Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 332—350.
- Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Вестн. МГУ», 1972, № 2, с. 73—84.
- Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Тектонофизический анализ рудных полей колчеданных месторождений.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972, с. 137—150.

Яковлев Л. И. О формировании зон расщелачивания и взаимоотношении их с колчеданным оруденением на Дегтярском месторождении.— В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 52. М., 1963, с. 177—199.

Якович С. В. О температурном градиенте на месторождениях, образовавшихся на субвулканическом уровне.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 146—152.

Ярош П. Я. Метаморфизм руд колчеданных месторождений Урала.— В кн.: Труды Второго уральского петрограф. совещ. Т. III. Свердловск, 1969.

Anderson G. M. The solubility of PbS in H₂S — water solutions.— «Econ. Geol.», 1962, v. 57, p. 809—828.

Armstrong E. Laboratory evidence concerning the interpretation of asymmetrical cristals.— «Econ. Geol.», 1943, v. XXXVIII, № 6, p. 533—535.

Bandy M. G. Direction of flow mineralising solution.— «Econ. Geol.», 1942, v. XXXVII, № 4, p. 330—333.

Barnes H. L. Mechanism of mineral zoning.— «Econ. Geol.», 1962, v. 57, № 1, p. 30—38.

Barnes H. L., Romberger S. B. Ore transport, effect of chloride on sphalerite solubility.— «Geol. Soc. Am. Sp. Paper», 1963, № 73, p. 110.

Beck R. Lehre von der Erzlagerstätten. Zweiter Band, 1909, Berlin, 1, 521S.

Blanchard R. Use of ore guides.— Eng. and Mining. J., 1931, v. 131, p. 174.

Blanchard R. Some pipe deposits of Eastern Australia.— «Econ. Geol.», 1947, v. 42, № 3, p. 265—304.

Brock Thomas D. Bimodal distribution of pH values of thermal springs of the world.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, № 5, p. 1393, 1394.

Broderick T. M. Zoning in Michigan copper deposits and its significance.— «Econ. Geol.», 1929, v. 24, p. 311—326.

Collins J. H. Notes on the principal lead-bearing lodes of the west of England.— «Royal. Geol. Soc. Cornwall Trans.», 1902, v. 12, p. 713.

Cotta B. Die Lehre von den Erzlagerstätten. Freiberg, 1855.

Emmons W. H. Primary downward changes in ore deposits.— «Trans. Amer. Inst. Mining and Metall. Eng.», 1924, v. 70, p. 962—992.

Emmons W. H. Hypogene zoning in metalliferous lodes.— In: 16th Internat. Geol. Cong., Report of the XVI Session (1933), v. 1, Washington, 1936, p. 417—437.

Engel A. E. J. The quartz cristal deposits of western Arcansas.— «Econ. Geol.», 1946, v. XLI, № 6, p. 598—611.

Engel A. E. J. The direction of flow of mineralising solutions.— «Econ. Geol.» 1948, v. XLIII, № 8, p. 655—660.

Garrels R. M. The Mississippi valley type lead-zinc deposits and the problem of mineral zoning.— «Econ. Geol.», 1941, v. 36, p. 729—744.

Garrels R. M. Solubility of metal sulfides in dilute vein forming solutions.— «Econ. Geol.», 1944, v. 39 p. 472—483.

Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects of oxugen fugacity and water content on cristallisation in mafic magmas.— «J. Petrology», 1964, v. 5, p. 21—39.

Harrison J. E. Relation between pattern and hypogene zoning in the Freeland — Lamartine district, Colorado.— «Econ. Geol.», 1955, v. 50, № 3, p. 311—320.

Helgeson H. G. Thermodynamics of hydrothermal sistems at elevated temperatures and pressures.— «Amer. J. Sci.», 1969, v. 267, № 7, p. 729—804.

Helgeson H. G. Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions.— «Geochim. Cosmochim. Acta», 1971, v. 35, p. 421—469.

Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volcanism, and possible methods of emplacement.— «Econ. Geol.», v. 61, № 4, 1966, p. 673—694.

Krumbein W. C. Regional and local components in facies maps.— «Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.», 1956, v. 40, № 8, p. 2163—2194.

Kutina J. The zonal theory of ore deposits.— «Econ Geol.», 1957, v. 52, № 3, p. 316—319.

Laffitte P. Mécanisme et durée de la formation des dépôts filoniens.— In: Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition. V. 1. Prague, 1963, p. 438—446.

Launay L. de. Les variations des filons métallifères en profondeur.— «Rev. Gen. Sci. Pures et Appl.», 1900, v. 11, p. 575—588.

Liesegang R. E. Wber die Schichtungen bei Diffusionen.— Leipzig, 1907.

Liesegang R. E. Geologische Diffusion. Dresden und Leipzig, Steinkopf Verlag, 1913, 180 p.

Lindgren W. Processes of mineralisation and enrichment in the Tintic Mining District, Utah.— «Econ. Geol.», 1915, v. 10, № 3.

Lovering T. S. Physical factors in the localization of ore. Ore deposits as related to structural features.— «Princeton Univ. Press», 1942, p. 5—9.

Merriam D. F., Harbaugh J. W. Computer helps map oil structures.— «Oil and Gas J.», 1963, v. 61, № 47, p. 161—163.

Morey G. W., Fournier R. O., Rowe J. J. The solubility of quartz in Water in the temperature interval from 25 to 300° C.— «Geochim. e. Cosmochim. Acta», 1962, J. 26, p. 1029—1043.

- Newhouse W. H.* Openings due to movement along a curved or irregular fault plane.— «Econ. Geol.», 1940, № 35, p. 445—464.
- Newhouse W. H.* The direction of flow of mineralising solutions.— «Econ. Geol.», 1941, v. XXVI, № 6, p. 612—629.
- Newhouse W. H.* Structural features associated with the ore deposits. Ore Deposits as Related to Structural Features, Princeton Univ. Press, 1942, p. 9—53.
- Riley L. B.* Ore body zoning.— «Econ. Geol.», 1936, v. 31, p. 170—184.
- Roscoe S. M.* Dilation maps their application to vein type ore deposits.— In: Ph. D. thesis on file at Stanford Univ. California, 1951.
- Schneiderhöhn H.* Time-temperature curves in relation to mineral associations in cooling intrusions.— «Econ. Geol.», 1934, v. 29, p. 471—480.
- Sourirajan S., Kennedy G. C.* The system $H_2O - NaCl$ at elevated temperatures and pressures.— «Amer. Min. J. Sci.», 1962, v. 260, p. 115.
- Spurr J. E.* A theory of ore deposition.— «Econ. Geol.», 1907, v. 2, p. 781—795.
- Spurr J. E.* The Ore Magmas.— New York, McGraw—Hill, 1923, vol. I—430 p.; v. II, 915 p.
- Spurr J. E.* The Camp Bird compounds vein dike.— «Econ. Geol.», 1925, v. 20, 115—152.
- Stroiber R. E.* Movement of mineralizing solutions in the Picher Fields, Oklahoma— Kansas.— «Econ. Geol.», 1946, v. XLI, № 8, p. 800—812.
- Verhoogen J.* Thermodynamical calculation of the solubility of some important sulfides up to 400°C.— «Econ. Geol.», 1938, v. 33, № 1, p. 34—51.
- Waller G. A.* Report on the Zeehan silver-lead mining field.— «Tasmania Geol. Surv. Bull.», 1904, v. 24.
- Wehrenberg J. P., Silverman A.* Studies of the base metal diffusion in experimental and natural systems.— «Econ. Geol.», 1965, v. 60, p. 317—350.
- Weil D. F., Fyfe W. S.* The solubility of quartz in H_2O in the range 1000—4000 bars and 400—550°C.— «Geochim. e. Cosmochim. Acta», 1964, v. 28, p. 1243—1255.
- Wiebe R., Gady V., Heins C. J.*— «Amer. Chem.», 1933, v. 55, p. 947.

Введение	3:
<i>ЧАСТЬ I. О проблеме зональности колчеданно-полиметаллических месторождений и методах ее изучения</i>	7
Г л а в а I. Развитие представлений о зональности колчеданно-полиметаллических месторождений	9
О понятии «зональность» оруденения	—
История исследований зональности колчеданно-полиметаллических месторождений	12
Г л а в а II. Методы количественного анализа зональности колчеданно-полиметаллических месторождений	17
Методика анализа пространственной дифференциации рудных столбов	25
О возможных вариантах соотношения различных типов зональности	27
Анализ путей миграции рудообразующих растворов	30
<i>ЧАСТЬ II. Формы проявления внутрирудной гипогенной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений</i>	37
Г л а в а III. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа	40
Рудная зональность сульфидно-баритовых месторождений Салаирского рудного поля	43
Зональность месторождений медноколчеданного типа (Каме-нушинское рудное поле)	80
Зональность медно-цинково-колчеданного Ускапдинского месторождения	88
Формы проявления зональности месторождений колчеданно-полиметаллического типа (Урское рудное поле)	93
Особенности пространственной дифференциации рудных столбов в колчеданно-полиметаллических месторождениях Салаирского кряжа	104
О ритмическом характере вертикальной зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа	110
Г л а в а IV. Зональность эпигенетических колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая	116
Особенности проявления первичной зональности оруденения Зырянского месторождения	—
Зональность Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения	144
Г л а в а V. Рудная зональность некоторых уральских колчеданных месторождений	162
Первичная зональность оруденения Гаевского рудного поля	—
Внутрирудная зональность Дегтярского медноколчеданного месторождения	180
Г л а в а VI. Особенности проявления рудной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенно-осадочного типа	192

<i>ЧАСТЬ III. Зональность орудения колчеданно-полиметаллических месторождений и причины ее происхождения</i>	201
Г л а в а VII. Некоторые общие закономерности проявления зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений	203
Общие тенденции зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений	—
О ритмическом характере зональности колчеданно-полиметаллических месторождений	209
Г л а в а VIII. О возможных физических и физико-химических причинах формирования полиморфной зональности колчеданно-полиметаллических месторождений	217
Термодинамические условия развития гидротермально-метасоматических процессов	221
О роли процессов вскипания и селективной дегазации гидротермальных растворов в флюидных динамических системах	227
Особенности периодического отложения рудных компонентов при диффузионных и фильтрационных осадочно-хроматографических процессах	231
Динамика зонального отложения рудных компонентов при протекании параллельных зависимых реакций	236
Некоторые практические рекомендации	245
Выводы	246
Литература	248

Александр Сергеевич Лапухов

**ЗОНАЛЬНОСТЬ
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Ответственный редактор

Геннадий Львович Поспелов

Редакторы *Е. И. Красова, Н. Г. Рязанова*. Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*.
Обложка художника *В. В. Растегаева* Технический редактор *Ф. Ф. Орлова, Г. Я. Герасимчук*.
Корректоры *Л. А. Гуринович, К. И. Сергеева*

Сдано в набор 10 февраля 1975г. Подписано к печати 9 октября 1975 г. МН 01584. Формат 70×108^{1/8}. Бумага типографская № 2. 16,5 печ. л., 23,1 усл.-печ. л.+1 вкл., 23,7 уч.-изд. л.
Тираж 1250 экз. Заказ 436. Цена 2 р. 67 к.

Издательство «Наука». Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.