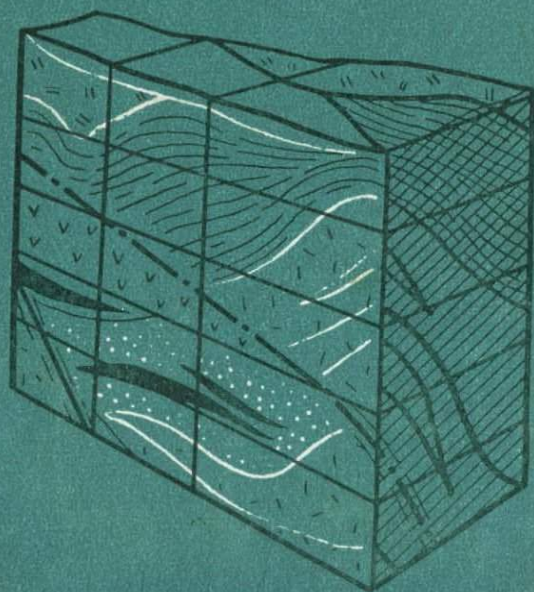


Н. Н. ШАТАГИН

СТАТИСТИЧЕСКАЯ  
ОЦЕНКА ФАКТОРОВ  
РУДООБРАЗОВАНИЯ



Н. Н. ШАТАГИН

553.2  
Ш 28

# СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

(на примере Корбалихинского  
и Зареченского полиметаллических  
месторождений на Рудном Алтае)

300

Под редакцией  
академика В. И. СМЕРНОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1972



Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета

Основной смысл книги Н. Н. Шатагина заключается в анализе возможности оценки природного облика рудных месторождений, их геологических и физико-химических условий возникновения на языке современной математики.

В соответствии с этим книга распадается на две части. В первой части приводится доступное для большинства геологов описание двух достаточно типичных полиметаллических месторождений Рудного Алтая с характеристикой как пространственных (геолого-структурных), так и вещественных (минералого-геохимических) их особенностей.

Вторая часть книги, связанная с математическим исследованием пространственных и материальных параметров месторождений методами многомерного регрессионного анализа, требует дополнительных усилий для ее понимания. Зато тем читателям, у которых хватит терпения и настойчивости для проникновения в специфическую сущность этого раздела книги, откроется неожиданная и широкая перспектива углубленного раскрытия загадочного мира эндогенного рудообразования. При этом сдвинутся с места многие традиционные представления о факторах, контролирующих минералонакопление, и в более ярком свете выступят ранее затененные обстоятельства. Будет установлено, что основная роль в закономерностях размещения рудообразующей минеральной массы принадлежит факторам не структурным, а геохимическим. Намечится возможность предсказывать степень концентрации рудоформирующих элементов в любом пункте всего пространства месторождения. Откроется путь для количественной оценки геохимической и минералогической зональности. Расширится общий интерес исследования рудных месторождений, появится уверенность в большей его полноценности и надежности.

Важная отличительная особенность публикуемого труда Н. Н. Шатагина состоит в том, что он не превращает мате-

математический анализ в самоцель, а использует его лишь как мощное средство исследования природы многокомпонентных эндогенных рудных месторождений. Занимая твердую, выдержанную на протяжении всей книги позицию о решающем значении квалифицированного геологического изучения природных объектов как единственно приемлемой основы для их математического анализа, он избегает тех досадных оплошностей, которые без соблюдения этого правила способны бросить тень как на геологические, так и на математические приемы исследования рудных месторождений.

Книга Н. Н. Шатагина несомненно представляет новое слово и как таковое может быть с интересом воспринята теми читателями, которых не испугает, что оно звучит не только в геологическом, но также и в математическом ключе.

*Академик В. И. Смирнов*

Одной из центральных проблем в учении о рудных месторождениях является проблема оценки факторов рудообразования, т. е. тех обстоятельств, причин и условий, которые в той или иной степени определяют происхождение руд в недрах. Перечень геологических факторов, влияющих на рудообразование, весьма велик. Какие же из них оказывали ведущее воздействие на процесс оруденения? Этот вопрос наиболее актуален во всей проблеме.

В последнее время стал заметен разрыв между высоким теоретическим уровнем познания генезиса рудных месторождений и уровнем практического приложения достижений теоретической мысли. Этот разрыв заключается в том, что при решении многих задач разведочной геологии (например, при подсчете запасов полезных компонентов в недрах) учитывается едва ли одна десятая часть информации, получаемой при геологических изысканиях. Геологи, исследующие месторождения, получают массу сведений о поведении элементов в ходе рудообразования, о физических и механических свойствах минералов, об ореолах, окружающих рудные тела, об изменениях вмещающих пород, о температурах минералообразования и т. п. Нельзя, конечно, говорить будто вся эта информация вовсе не принимается во внимание. На основе ее анализа выдвигаются критерии поиска новых месторождений, высказываются суждения о перспективах отдельных участков месторождения. Вопрос состоит в том, чтобы привнести в эти суждения количественную определенность, каким-либо способом оценивая, во-первых, полезность учета тех или иных сведений в целях предсказания и, во-вторых, ожидаемую точность предсказания.

Упомянутые минералогические, петрографические, геохимические и другие исследования направлены на воссоздание процесса рудообразования, на познание и оценку роли различных геологических факторов в ходе этого процесса.

Таким образом поставленные вопросы оказываются тесно связанными между собой и по существу сливаются в единую задачу — выделение основных факторов рудообразования и учета их в практике разведочной геологии. Одному из возможных способов решения этой задачи с помощью корреляционного и регрессионного анализов посвящена настоящая работа.

Она построена таким образом, чтобы читатель последовательно проследил за всеми этапами решения геологических задач статистическими методами. В первой части подробно описываются Корбалихинское и Зареченское месторождения Рудного Алтая, выбранные в качестве примеров. При их описании основное внимание уделено характеристике структурных условий локализации руд, парагенетических минеральных ассоциаций, закономерностей их пространственного размещения, температурного режима рудообразования в пространстве и времени. Здесь же сравниваются факторы, определявшие рудообразование в обоих месторождениях. Во второй части формулируется геологическая задача и дается ее математическая постановка. В третьей — излагаются теоретические основы выбранных методов, а также описываются алгоритмы численного решения задачи. В четвертой — приводятся результаты решений задач по обоим месторождениям и дается их интерпретация. В текстовое приложение вынесена программа для решения задач на ЭВМ.

Автор надеется, что большой объем чисто геологической части работы позволит читателю оценить правильность исходных посылок в формулировке задачи, применимость выбранных математических моделей, обоснованность интерпретации полученных результатов.

Ошибки на этих этапах исследования сводят на нет смысл применения математики в геологии. Конечно, математическая статистика является мощным, но отнюдь не главным орудием геолога в арсенале используемых им приемов анализа явлений. Сколько бы мы не уповали на ее «объективность», что очень часто делается в геологической литературе, сама по себе она ничего не решает, ибо на двух важнейших этапах исследования — на этапе постановки задачи и на этапе интерпретации — геологу принадлежит первое и последнее слово.

В работе рассмотрено решение сравнительно узкой геологической задачи, на выборе которой отразились вкусы и интересы самого автора, но использованные методы многомерного статистического анализа обладают значительно большей общностью и могут быть применены к решению широкого круга геологических задач.

Большую помощь автору в ознакомлении с месторождениями Змеиногорского района оказали геологи Рудно-Ал-

тайской экспедиции А. П. Беляев, В. П. Дмитриев, В. М. Чеботарев, М. В. Юрышев и другие. Автору всегда содействовали в сборе фактического материала и его камеральной обработке геологи ЦНИГРИ Д. И. Горжевский, В. Б. Чекваидзе, Н. Н. Биндеман, И. З. Исакович, Г. Г. Королев и другие. Весьма полезны были математические консультации А. М. Шурыгина. Пользуясь случаем, автор всем им выражает большую признательность.

Автор выражает свою глубокую благодарность академику В. И. Смирнову, проявлявшему постоянный интерес к работе и взявшему на себя труд по ее редактированию.

**ЧАСТЬ ПЕРВАЯ**  
**ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ**  
**В КОРБАЛИХИНСКОМ И ЗАРЕЧЕНСКОМ**  
**МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

---

Корбалихинское и Зареченское месторождения расположены в Змеиногорском районе Рудного Алтая. Этот район издавна привлекает к себе внимание исследователей. В разное время к его изучению обращались такие маститые естествоиспытатели и геологи, как А. Паллас, А. Гумбольдт, Г. Щуровский, П. П. Пилипенко, В. К. Котульский, И. Ф. Григорьев, А. К. Болдырев, В. П. Нехорошев и другие. Некоторые из их работ сохранили свое значение до настоящего времени, например, монография П. П. Пилипенко «Минералогия Западного Алтая» [114]. Но все же большинство из них имеет сугубо исторический интерес, так как касается лишь отдельных разрозненных вопросов геологии района. Современные же представления о стратиграфии Змеиногорского района, его магматизме, тектонике и металлогении сложились на основе исследований, проведенных в последние два десятилетия. Наиболее существенный вклад в представления о геологическом строении района внесли работы В. В. Безсмертного [11], В. И. Чернова [160—162], Д. И. Горжевского [43], З. В. Сидоренко, В. Н. Выдрина [34, 177], Е. И. Венцловайте, В. П. Дмитриева [53—59], В. М. Чеботарева, Н. М. Кужельного [85—89], Г. Ф. Яковлева [177], В. П. Ходарева. На основе этих работ ниже дается краткая характеристика геологического строения Змеиногорского рудного поля.

**Г л а в а 1**

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**  
**ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

**ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА В РУДНО-АЛТАЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

Змеиногорское рудное поле входит в качестве составной части в одноименный рудный район, который по классифика-

ции Г. Ф. Яковлева [176] является рудным поясом второго порядка по отношению к Рудно-Алтайскому полиметаллическому поясу, впервые выделенному В. П. Нехорошевым [110]. Змеиногорский рудный район занимает северо-западную часть Рудно-Алтайской провинции. Он представляет собой полосу северо-западного направления протяженностью около 80 и шириной примерно 15 км.

По своему тектоническому строению рудный район неоднороден. Он занимает части двух крупнейших структурных единиц Рудного Алтая — Алейского антиклинория и Быструшинского синклинория [176, 177]. В пределах района по таким признакам, как различная структурная позиция, пространственная разобщенность, характер оруденения и другим, выделяется 5 рудных полей: Березовское, Змеиногорское, Черепановское, Лазурское и Семеновское.

Естественными геологическими границами Змеиногорского рудного поля с южной и западной сторон является линия контакта девонских вулканогенно-осадочных образований и метаморфических сланцев нижнего палеозоя, с северо-восточной — крупный взброс, приводящий в соприкосновение отложения верхнего и среднего девона (рис. 1). Восточную границу рудного поля пока затруднительно наметить. Если принять такие пределы рудного поля, то приходится признать, что его большая северная часть принадлежит Быструшинскому синклинорию, а меньшая южная — Алейскому антиклинорию. Сходной точки зрения придерживается большинство геологов, считающих, что рудное поле расположено в области сопряжения антиклинория с синклинорием [35, 163, 177].

## СТРАТИГРАФИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

### Нижний палеозой

С юга и юго-запада территория рудного поля обрамляется выходами различных метаморфических сланцев — хлорит-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых, серицит-хлоритовых и т. п. Эти породы являются древнейшими образованиями района и слагают монотонную, нерасчлененную толщу, обладающую большой мощностью, заведомо превышающей 500 м. Отсутствие органических остатков делает датировку толщи нижним палеозоем довольно условной.

### Девонская система

Большая часть рудного поля сложена вулканогенно-осадочными породами девона. Благодаря работам многих гео-

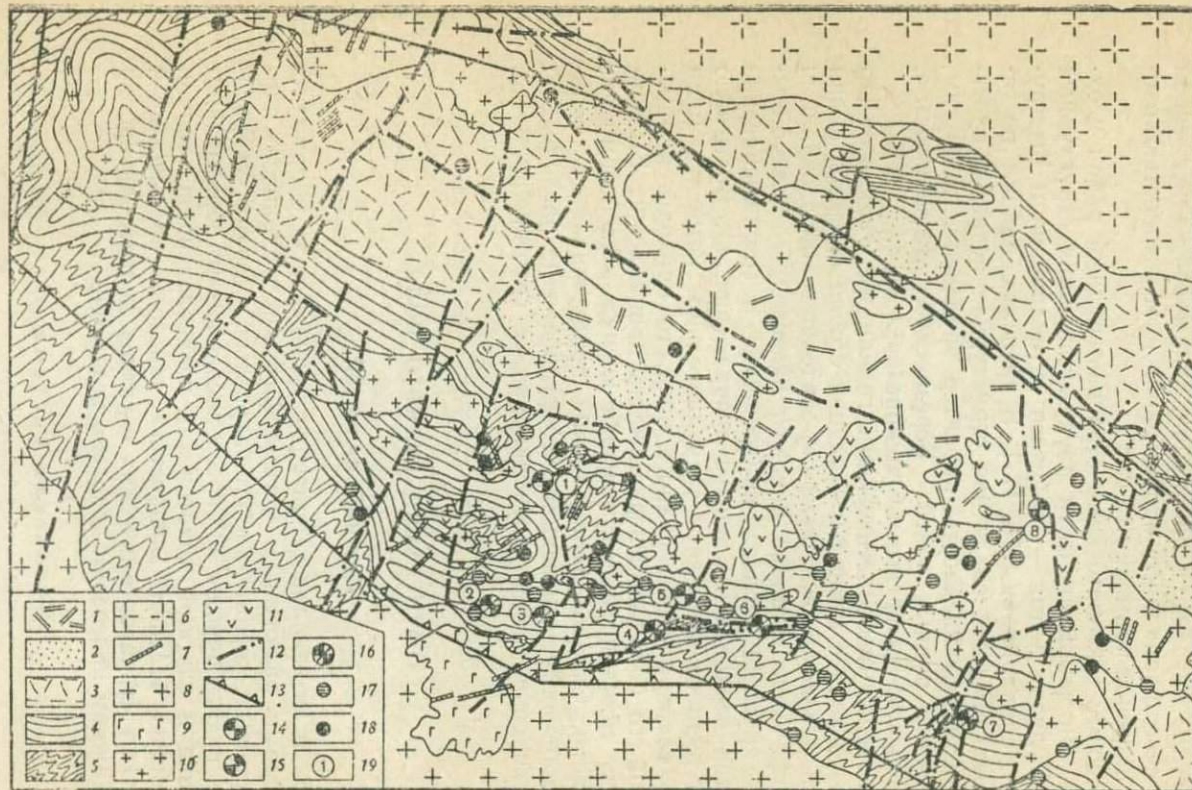


Рис. 1. Геологическая карта Зmeinогорского района (составлена автором по материалам В. М. Чеботарева, В. П. Ходарева и др.): 1 — давидовская толща; 2 — шипуновская свита; 3 — таловская свита; 4 — березовская свита; 5 — нижний палеозой; 6 — граниты калбинского комплекса; 7 — дайки гранит-порфиров, диабазов и габбро-диабазов зmeinогорского комплекса; 8 — граниты зmeinогорского комплекса; 9 — габбро-тельбесского комплекса; 10 — субвулканические тела кислого состава; 11 — субвулканические тела основного состава; 12 — разломы; 13 — граница Зmeinогорского рудного поля; месторождения: 14 — полиметаллические; 15 — колчеданно-полиметаллические; 16 — барит-полиметаллические; рудопроявления: 17 — медные; 18 — полиметаллические; 19 — отдельные месторождения: Стрижковское (1); Преображенское (2); Карамышевское II (3); Зареченское (4); Среднее (5); Петровское (6); Зmeinогорское (7); Корбалинское (8)

логов [11, 35, 80] выяснено, что в районе присутствуют отложения как среднего, так и верхнего отделов девонской системы. По местной стратиграфической шкале они подразделяются на березовскую, таловскую, шипуновскую свиты и давидовскую толщу. Первые три относятся к среднему, а последняя — к верхнему отделу девона. Перечисленными свитами на площади рудного поля сложены протяженные полосы общего субширотного и северо-западного простирания. С юга на север выходы отложений березовской свиты сменяются выходами пород таловской и шипуновской свит. Северные части рудного поля заняты образованиями давидовской толщи (см. рис. 1).

*Березовская свита* с резким угловым несогласием залегает на метаморфических нижнепалеозойских сланцах. В ее разрезе перемежаются слои песчаников, конгломератов, известковистых и кремнистых аргиллитов и алевролитов, кремнистых пород, известняков, туфогенных песчаников, туфов липаритовых и липарито-дацитовых порфиров. В составе свиты выделяются две подсвиты. Верхняя отличается от нижней более тонкозернистым характером осадочных пород, среди которых наиболее часто встречаются алевролиты и аргиллиты; конгломераты же и песчаники играют резко подчиненную роль. Мощность свиты колеблется от 500 до 800 м, доходя на востоке до 1000 м. Вариации мощностей подсвит укладываются в интервалы: 100—400 м для нижней и 250—500 м для верхней. Эйфельский возраст отложений установлен по многочисленным фаунистическим находкам [11].

*Таловская свита*, залегающая согласно на отложениях березовской свиты, представлена главным образом кислыми вулканогенными образованиями: туфами, вулканическими брекчиями и лавами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров. Осадочные породы встречаются лишь эпизодически. Мощность свиты меняется от 270 до 550 м.

Фаунистически она не охарактеризована. Эйфельский возраст приписывается ей условно, исходя из того, что она залегает на отложениях березовской свиты, датируемой эйфельским веком, и перекрывается породами шипуновской свиты, формировавшейся в живетский век.

*Шипуновская свита*, по мнению многих исследователей [11, 35, 43], несогласно ложится на все предыдущие стратифицированные образования. В ее разрезе преобладают осадочные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки. Свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита слагается аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, известковистыми аргиллитами, известняками, туфогенными конгломератами и песчаниками, туфами основ-

ного и кислого состава. Верхняя подсвита представлена более убогим набором пород — известковистыми аргиллитами и алевролитами, кремнистыми аргиллитами, реже известняками и туфами кислых эффузивов. Мощность свиты варьирует от 300 до 500 м. Большие мощности характерны для восточных частей рудного поля. Мощности подсвит повсюду примерно равны между собой. Большинство геологов относят формирование свиты к верхне-живетскому времени, но наряду с этим отдельные сборы фауны [11] заставляют относить, по крайней мере, ее самые верхние пачки к франскому ярусу.

*Давыдовская толща* согласно залегает на отложениях шипуновской свиты. Для нее характерен пестрый набор вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, слои которых сгруппированы в три крупные пачки. Нижняя пачка мощностью 100—200 м сложена в основном туфами липаритовых порфиров. Средняя — мощностью около 300 м — разнородна по своему составу. В ее разрезе встречаются аргиллиты, алевролиты, туфогенные песчаники и брекчии, кремнистые породы, туфы кислого и смешанного состава, а также лавы и туфы основного состава. Верхняя пачка, мощность которой заведомо превышает 400 м, представлена главным образом туфами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров. Полной мощности толщи в районе рудного поля неизвестно. По-видимому, в качестве значения минимальной мощности может быть принята величина — 900 м.

Давыдовская толща палеонтологически не охарактеризована. Г. Ф. Яковлев и В. Н. Выдрин [208] датируют ее средним — верхним девонем. В. П. Ходарев считает, что нижняя часть толщи относится к живетским образованиям, а верхняя — к франским. В разное время В. В. Безсмертным [11] и В. М. Чеботаревым в верхних пачках подстилающей шипуновской свиты были обнаружены остатки фауны, характерной для франского века. Основываясь на этом, можно с достаточной степенью определенности констатировать франский возраст давыдовской толщи.

Таким образом, суммарная мощность девонских вулканогенно-осадочных отложений в пределах рудного поля достигает 3000 м, из которых примерно равные мощности приходятся на вулканогенные (туфы, лавы, лавобрекчии) и осадочные (песчаники, аргиллиты, алевролиты) породы. Среди вулканогенных образований подавляющим распространением пользуются продукты кислого вулканизма; туфы и лавы основного состава играют резко подчиненное значение. По преобладанию в разрезе девона вулканитов над осадочными отложениями можно наметить два периода интенсивной вулканической деятельности, падающие на время накопления таловской свиты и давыдовской толщи.

## Субвулканические образования

В работах многих авторов, изучавших Змеиногорский район [35, 47, 178], выделяются субвулканические образования, формировавшиеся синхронно с девонскими эффузивами и являющиеся их близповерхностной фацией. Но отсутствие специальных тематических работ пока не позволяет провести дробную датировку многочисленных субвулканических тел, известных в районе. Поэтому на приведенной карте (см. рис. 1) они разбиты на две обширные группы по чисто формальному признаку — по различию основности слагающих их пород.

*Субвулканические тела основного состава* на территории рудного поля зафиксированы в большом количестве. Они сложены породами среднего и основного состава — андезитовыми, андезит-базальтовыми, базальтовыми и диабазовыми порфиритами, диабазами и габбро-дибазами. Чаще всего это небольшие по мощности (10—40 м) и по протяженности (первые сотни метров) тела, более или менее согласные с напластованием вмещающих пород; реже — более крупные (1—2 км в поперечнике), обычно изометричные массивы.

*Субвулканические тела кислого состава* сложены липаритовыми, липарит-дацитовыми порфирами и реже дацитовыми порфиритами. Их размеры изменяются в широких пределах — от десятков метров до нескольких километров в поперечнике. Чаще всего эти тела косо секут вмещающие стратифицированные породы. В некоторых телах наблюдаются обломочные текстуры. Такие образования трактуются либо как жерловая фация эффузивов [175], либо как автомагматические [81] или эруптивные брекчии [35].

## Интрузивные комплексы

История интрузивного магматизма, несмотря на то что ее расшифровкой занималось большое количество геологов [34, 36, 65, 85—89, 113, 136, 160—162], остается одним из самых неясных моментов в геологическом развитии Змеиногорского района. Это вызвано многими обстоятельствами: сходством петрографического и петрохимического состава разных комплексов, малочисленностью мест с ясными взаимоотношениями интрузивов с вмещающими стратифицированными образованиями, редкими случаями взаимопересечений массивов и даек различных комплексов и т. п. Не обсуждая всех точек зрения, заметим, что схема, отстаиваемая Н. М. Кужельным [85—89], нам кажется наиболее обоснованной. Ее то мы и будем придерживаться в дальнейшем изложении.

Из всех интрузивных комплексов, прорывающих девонские вулканогенные образования района, наиболее древним

является тельбесский гранитоидный комплекс, выделенный здесь впервые В. И. Черновым [161]. Судя по геологическим данным, этот комплекс формировался на рубеже эйфельского и живетского веков, возможно, вплоть до франского века [43]. Об этом же свидетельствуют определения абсолютно-го возраста калий-аргоновым методом — 333 млн. лет [87]. К тельбесскому комплексу относится часть Алейского массива, а южнее рудного поля — Ревневско-Амелихинский массив.

Змеиногорский гранитоидный комплекс, вероятно, формировался в верхнекаменноугольно-нижнепермскую эпоху. Значения возраста, полученные для этих гранитоидов калий-аргоновым методом [87, 88], колеблются в пределах 258—268 млн. лет. К этому комплексу относится часть Алейского массива, а также Раскатинский и Каменский интрузивы.

Наиболее характерными породами комплекса являются гранодиориты и плагиограниты. В составе комплекса отчетливо выделяются жильные породы двух этапов. К породам первого этапа относятся аплиты, порфиroidные и аплитовые граниты и шлировидные пегматиты. На территории рудного поля весьма многочисленны дайки второго этапа змеиногорского комплекса — габбро-диабазы, диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры. По взаимопересечениям установлена последовательность их внедрения от основных к кислым [134].

На площади рудного поля известны еще более молодые дайки оливинных габбро-диабазов, диабазов и диорит-порфиридов. Многие исследователи выделяют их в отдельный комплекс малых интрузий, который, по их мнению, имеет посткалбинский возраст [38, 73—74, 171]. Н. М. Кужельный [85, 88] приводит четкие аргументы в пользу их докалбинского образования. Он не исключает того, что по своей генетической сути эта группа даек может являться комплексом малых интрузий, но все же склоняется к отнесению ее к самым последним дериватам змеиногорского комплекса.

Калбинский гранитоидный комплекс, по данным калий-аргоновых определений, формировался в интервале 188—215 млн. лет [89], что не противоречит геологическим данным, поскольку для этого комплекса установлена лишь его нижняя возрастная граница. К нему относится Саввушинский массив, который не входит в пределы рудного поля.

## ТЕКТОНИКА

Рудное поле расположено на стыке Алейского антиклинория и Быструшинского синклинория, границей между которыми служит субширотная зона Корбалихинских разломов, выделенная здесь впервые Г. Ф. Яковлевым [176]. Северное крыло Алейского антиклинория сложено метаморфическими

сланцами нижнего палеозоя и низами березовской свиты. Значительная часть антиклинория занята Алейским гранитным массивом. Быструшинский синклиний представлен Змеиногорской брахисинклиналью, характеризующейся относительно неглубоким залеганием каледонского фундамента, который в западной и северо-западной частях района выходит на поверхность, обрисовывая тем самым центриклинальное замыкание как брахисинклинали, так и самого Быструшинского синклиория.

В геологическом строении района ярко проявлены два структурных яруса: 1) каледонский, представленный метаморфическими образованиями нижнего палеозоя, и 2) герцинский, сложенный вулканитами девона. Д. И. Горжевским и Г. Ф. Яковлевым [43] выделяются два структурных подъяруса в структурном ярусе. Первый из них — эйфельский — объединяет отложения березовской и таловской свит. Второй — живетско-верхнедевонский — включает образования шипуновской свиты и давидовской толщи.

Системой пересекающихся субмеридиональных и субширотных разломов [176, 177] оба структурных яруса были расчленены на тектонические блоки. Анализ этих нарушений показал, что они были заложены в досреднедевонскую эпоху. Эти дизъюнктивы контролируют изменения фаций и мощностей, пояса субвулканических тел и даек. Нередко отчетливо видна конседиментационная природа складок, сопутствующих разломам.

Юго-западная часть рудного поля характеризуется неглубоким погружением фундамента (см. рис. 1). Здесь влияние «жесткого» основания выражено в формировании глыбово-складчатых структур. В. Н. Выдрин и Г. Ф. Яковлев [177] предполагают, что они вызваны вертикальными движениями блоков, в результате чего образуются «штамповые» или отраженные складки.

#### **ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОГО ПОЛЯ**

На рудном поле В. П. Дмитриевым [53, 56] выделены 3 основных типа месторождений: полиметаллические, колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические с серебром и золотом. Им же замечены закономерности их пространственного размещения.

Барит-полиметаллические месторождения концентрируются на юге рудного поля в узкой (0,5 км) полосе субширотного простирания, названной В. П. Дмитриевым «баритовой линией». С запада на восток здесь прослеживаются 2-е Карамышевское, Преображенское, Зареченское, Петровское и Змеиногорское месторождения и до десятка рудопроявлений.

Севернее ее выделяется полоса, насыщенная полиметаллическими месторождениями. Она шире предыдущей, но ориентирована также в субширотном направлении. В нее входят Стрижковское и Среднее месторождения, северная залежь Петровского месторождения и большое количество рудопроявлений. Корбалихинское месторождение и рудопроявления Давыдовского и Каменского участков образуют полосу колчеданно-полиметаллических месторождений.

## Г л а в а 2

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОРБАЛИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Корбалихинское месторождение было открыто в 1959 г. Честь открытия принадлежит В. П. Ходареву, который при постановке структурно-поискового бурения руководствовался рекомендациями, содержащимися в работах Ю. А. Шнейдера и В. В. Безмертного. Примерно 70% площади, занимаемой месторождением, закрыто четвертичными аллювиальными отложениями, под которые выходит только одно второстепенное рудное тело (Верхнее). Основные же рудные тела залегают на значительных глубинах. Месторождение разведано буровыми скважинами.

#### ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Корбалихинское месторождение приурочено к южному крылу Змеиногорской брахисинклинали, пространственно тяготея к ее осевой части. Примерно на меридиане месторождения общее простираие Быструшинского синклинория, составной частью которого является Змеиногорская брахисинклиналь, меняется с северо-западного на субширотное. В этом месте брахисинклиналь нарушена поперечными разломами и представляет собой систему сопряженных грабенов и горстов. К западному эскарпу одного из таких грабенов и примыкает Корбалихинское месторождение.

Судя по работам предшествующих исследователей [177], подобные разломы имели длительную и сложную историю развития. Они контролируют изменения фаций и мощностей среднедевонских вулканогенно-осадочных толщ, пояса субвулканических тел и даек разного возраста. Кроме того, некоторые из поперечных разломов ясно трассируются тяготеющими к ним рудопроявлениями. А. А. Гармашом [39] отмечается большая роль дизъюнктивов этого направления в распределении руд в Змеиногорском месторождении. Разрывные нарушения меридионального простираия имеют очень важное значение в размещении оруденения и в пределах Корбалихинского месторождения [167].

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Участок Корбалихинского месторождения сложен осадочными и вулканогенными образованиями шипуновской свиты и давыдовской толщи (рис. 2 и 3).

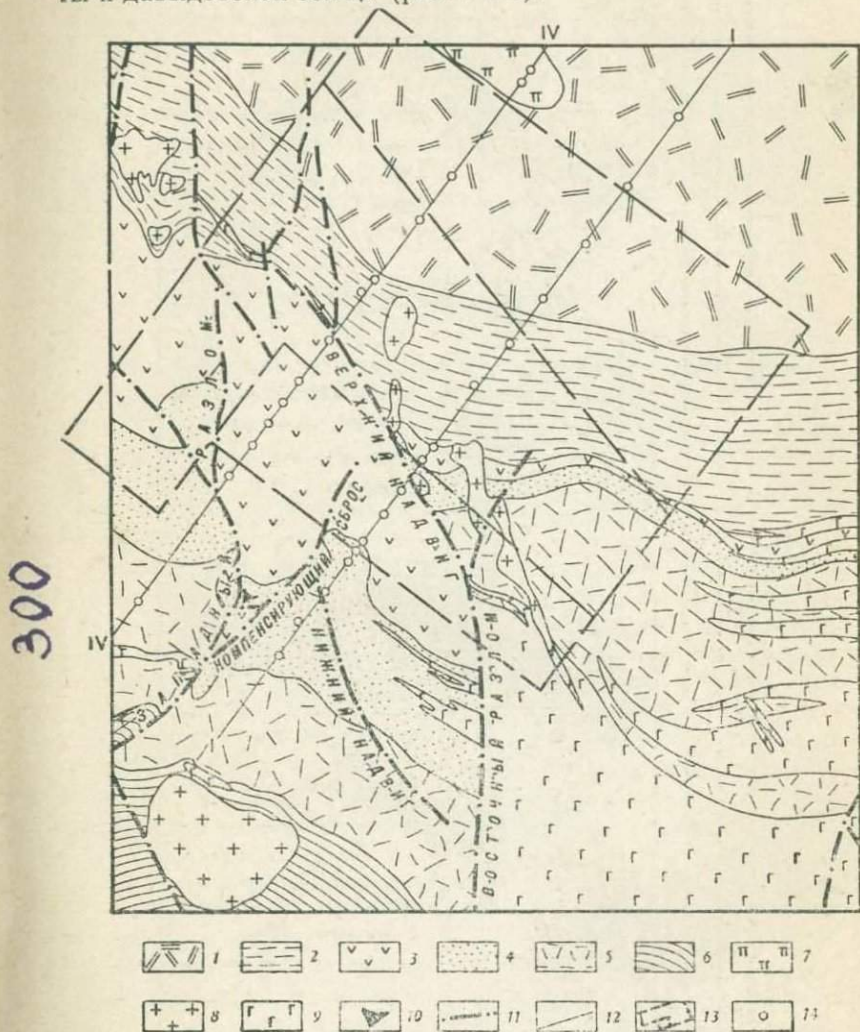


Рис. 2. Геологическая карта Корбалихинского месторождения (составлена автором по материалам В. П. Дмитриева и Е. И. Венцловайте):  
 1 — верхняя пачка кислых туфов; 2 — пачка аргиллитов; 3 — пачка лав основного состава; 4 — пачка туфопесчаников; 5 — нижняя пачка кислых туфов; 6 — аргиллиты верхнешипунской подсвиты; 7 — плагиоклазовые лерцолиты; 8 — субвулканические липаритовые порфиры; 9 — субвулканические породы основного состава; 10 — руда; 11 — разломы; 12 — линии профилей; 13 — границы блок-диаграммы месторождения, изображенной на рис. 4; 14 — скважины



СИСТЕМА		ОТДЕЛ		БРУС		СЫТА (ТОЛША)		ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА	МОЩНОСТЬ	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
Д	Е	С	Р	К	А	Я	Я			
СРЕДНИЙ	В	О	Н	С	А	Я	Я		>300	Туфы лигаритовых порфирров с прослоями туфогенными брекчия, песчаников, аргилляктов, алевролитов
ЖИВЕТСКИЙ	Ф	Х	К	С	И	Я	Я		189—230	Аргиллякты и алевролиты с прослоями гав и туфов среднего состава, кремнистых пород и песчаников
ШИШУНОВСКИЙ	Д	А	В	Д	С	А	Я	Верхняя часть кислых туфов	10—200	Туфы и гавы андезит-базальтовых порфиритов с прослоями аргилляктов, алевролитов и кремнистых пород
ВЕРХНИЙ	Д	А	В	Д	С	А	Я	нижняя часть туфосодержащих основных гав и кислых туфов	10—130	Переслаивание туфов песчаников аргилляктов и алевролитов. Преслой туфов кислого состава кремнистых пород.
	Ф	Х	К	С	И	Я	Я		130—300	Туфы лигаритовых порфирров с прослоями аргилляктов и алевролитов, туфопесчаников и кремнистых пород
									300	Аргиллякты и алевролиты, часто известняковитые, с прослоями туфов известнякового состава

Рис. 3. Стратиграфическая колонка участка Корбалинского месторождения

## Шипуновская свита

*Нижнешипуновская подсвита* выходит на поверхность далеко за южными пределами месторождения и поэтому не рассматривается.

*Верхнешипуновская подсвита* представлена монотонно чередующимися слоями алевролитов и аргиллитов, нередко известковистых. Весьма незначительная доля разреза приходится на маломощные пропластки туфов липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, которые чаще встречаются в верхней части подсвиты по сравнению с ее низами. Мощность подсвиты в среднем равна 300 м.

## Давыдовская толща

Давыдовская толща согласно залегает на осадочных породах шипуновской свиты. В районе месторождения в ее составе выделено 5 пачек: 1) туфы липаритовых и липарит-дацитовых порфиров; 2) аргиллиты, алевролиты и туфопесчаники; 3) лавы андезит-базальтовых порфиритов; 4) аргиллиты, алевролиты, лавы и туфы среднего состава; 5) туфы липарит-дацитовых порфиров.

*Пачка 1* в основном слагается туфами липаритовых и липарит-дацитовых порфиров. В центральной части месторождения нередко наблюдаются прослои аргиллитов и алевролитов обычно небольшой мощности (1—3 м). В верхней части разреза встречаются линзы кремнистых пород. В пределах центрального участка месторождения мощность пачки довольно устойчива и в среднем равна 130 м. К западу и востоку она заметно увеличивается, на западе достигая 200 м, а на востоке—400 м. В последующем изложении пачка 1 будет именоваться также «нижней пачкой кислых туфов».

*Пачка 2* состоит из перемежающихся слоев алевролитов и аргиллитов со слоями более крупнообломочных вулканогенно-осадочных пород: туфопесчаников, туффитов, туфогенных брекчий и гравелитов. На слои аргиллитов и алевролитов в центральной части месторождения приходится примерно половина мощности пачки. На флангах месторождения они начинают преобладать в разрезе. В составе пачки встречаются также незначительные по мощности (первые метры) линзы кремнистых пород и туфов липарит-дацитовых порфиров, которые более обычны для нижней или верхней части пачки. Средняя мощность пачки 130 м. На западном фланге она уменьшается до 40 м, а на восточном—до 10 м. Пачка 2 дальше будет называться «пачкой туфопесчаников», так как туфопесчаники для нее самые характерные

породы, обилием которых она отличается от всех прочих пачек.

*Пачка 3* представлена лавами андезит-базальтовых порфиритов, при подчиненной роли туфов этого же состава. Очень редко в ее разрезе фиксируются маломощные прослои аргиллитов или кремнистых пород. Мощность пачки для центральной части месторождения неизвестна, так как здесь ее кровля срезается надвигом. Можно лишь говорить, что она больше 130 м. К востоку мощность снижается до 20—10 и даже 5 м. Поведение ее к западу от центральной части месторождения сложнее — сначала мощность падает до 80 м, а затем вновь возрастает до 200 м и более. Пачка 3 ниже будет именоваться «пачкой лав основного состава».

*Пачка 4* по литологии распадается на две части, примерно равные по мощности. Нижняя из них почти нацело состоит из аргиллитов и алевролитов. В верхней — эти породы отступают на второй план, а преобладают туфы смешанного состава и лавы андезитовых порфиритов. В верхней части пачки встречаются прослои и линзы кремнистых пород и туфов липарит-дацитовых порфиров, что особенно характерно для восточной части описываемой площади. Мощность пачки более или менее выдержана на всей площади месторождения — 180—200 м (иногда увеличивается до 250 м). По общему преобладанию аргиллитов эта пачка будет называться «пачкой аргиллитов».

*Пачка 5* сложена главным образом туфами липарит-дацитовых порфиров, мощные слои которых изредка разделяются пропластками метровой мощности аргиллитов и алевролитов. Полная мощность пачки 5 на месторождении неизвестна. Ясно, что она превышает 300 м. В отличие от нижней пачки кислых туфов пачка 5 будет именоваться «верхней пачкой кислых туфов».

Таким образом, известный ныне «полный» разрез давидовской толщи по своей мощности превышает 900 м.

### Субвулканические образования

В районе месторождения выделяются две группы субвулканических образований: 1) миндалекаменные диабазовые порфириты и габбро-диабазы и 2) липаритовые порфиры.

#### Миндалекаменные диабазовые порфириты и габбро-диабазы

На месторождении скважинами и с поверхности зафиксированы многочисленные тела диабазовых порфиритов и габбро-диабазов. В центральной части месторождения встре-

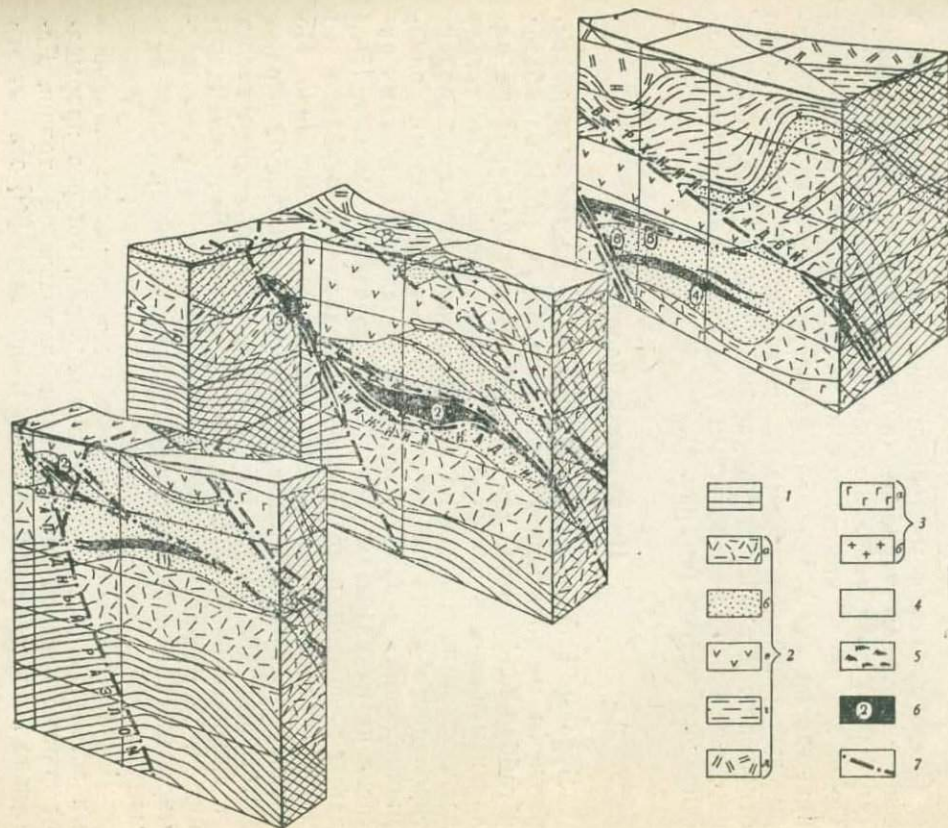


Рис. 4. Блок-диаграмма центральной части Корбалихинского месторождения (в перспективной проекции):

1 — шилуновская свита; 2 — давидовская толща (а — нижняя пачка туфов кислого состава; б — пачка туфопесчаников; в — пачка лав основного состава; г — пачка аргиллитов; д — верхняя пачка туфов кислого состава); 3 — субвулканические образования (а — диабазовые порфиры; б — липаритовые порфиры); 4 — четвертичные отложения; 5 — гидрогермально-измененные породы; 6 — рудные тела: Пологая залежь (1); Основная залежь (2); Среднее приразломное рудное тело (3); Глубокая залежь (4); рудное тело, залегающее в Среднем надвиге (5); Нижнее приразломное рудное тело (6); 7 — разломы.

чается большое количество линзовидных тел указанного состава, которые либо согласны с напластованием пород, либо пересекают его под острыми углами (рис. 4). Чаще всего эти тела обладают небольшой мощностью (1—20 м) и протяженностью в десятки и первые сотни метров. Наибольшее количество субвулканических тел основного состава отмечается на восточном фланге месторождения, по направлению к которому обычно возрастает их мощность. Судя по скважинам, в восточной части месторождения развито широкое поле габбро-диабазов. Характерной чертой развитых здесь габбро-диабазов является их сильная эпидотизация, вплоть до появления участков эпидозитов.

### Липаритовые порфиры

С юго-запада к месторождению подходит вытянутый в северо-восточном направлении пояс довольно протяженных (до 400 м) даек альбитизированных липаритовых порфиров. Такой же пояс намечается на северо-востоке месторождения, где он имеет северо-западное простирание. Тела липаритовых порфиров занимают явно секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород. Они также пересекают близкие к согласным тела субвулканических пород основного состава (см. рис. 4).

### Интрузивные породы

Буровыми скважинами в пределах месторождения пересечены многочисленные дайки диабазов, габбро-диабазов и габбро-порфиров, для которых очень характерна их малая измененность и частое присутствие оливина. Отсутствие даек, закартированных на поверхности, и отсутствие ориентированного керна не позволяет в настоящее время однозначно решить вопрос об условиях их залегания, поэтому рисовка их на разрезах (рис. 5 и 6) довольно условна. Эти дайки маломощны, по ним не наблюдается (насколько это можно судить по скважинам) значительных смещений. По нашему мнению, в структуре месторождения они не играют заметной роли. Вопрос об их возрастном положении следует признать невыясненным. Мы придерживаемся точки зрения Н. М. Кужельного [88], который считает, что они формировались в постзмеиногорско-докалбинский отрезок времени.

В северной части месторождения несколькими скважинами встречено тело ультраосновных пород, которое прорывает породы верхней кислой пачки давидовской толщи. Детально исследовавшая их Е. И. Венцловайте [29] относит эти

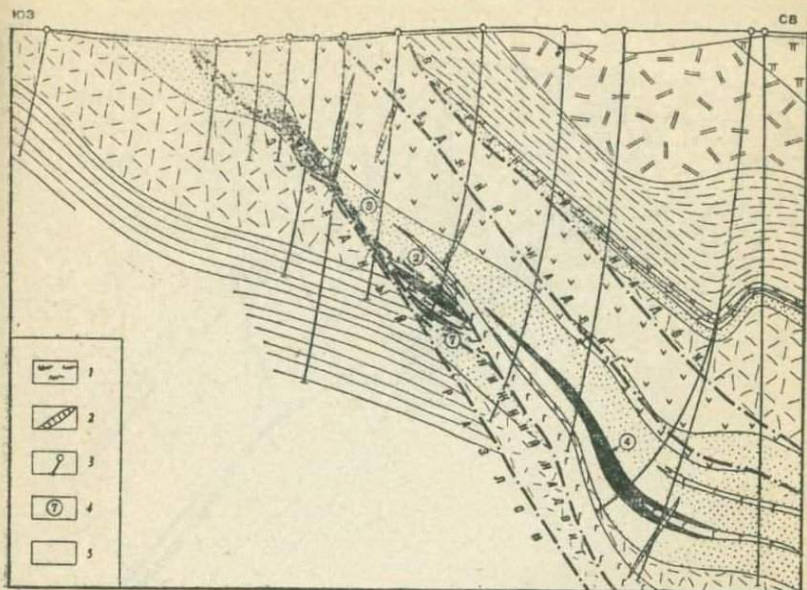


Рис. 5. Геологический разрез по профилю IV—IV (составлен по материалам В. П. Дмитриева):

1 — метасоматиты тальк-карбонат-хлоритового состава; 2 — дайки габбро-диабазов и диабазов; 3 — скважины; 4 — рудные тела: Основная (2), Глубокая (4), Верхняя и Нижняя Медные (7) залежи; Среднее приразломное рудное тело (3); 5 — рыхлые четвертичные отложения. Остальные условные обозначения см. рис. 2

породы к плагиоклазовым лерцолитам. Возраст формирования интрузива плагиоклазовых лерцолитов неизвестен, поэтому датировка его верхнепалеозойским временем условна.

## СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### Складчатые нарушения

В районе месторождения моноклинальное строение крыла Змеиногорской брахисинклинали осложнено складками высоких порядков.

*Продольные к общему простиранию брахисинклинали складки* создают своеобразные флексурные ступени, наличие которых вызывает смену крутых падений слоев более пологими, что отчетливо видно на некоторых разрезах (см. рис. 5 и 6).

*Поперечные складки* достаточно хорошо закартированы с поверхности (см. рис. 2), а также ясно видны на продоль-

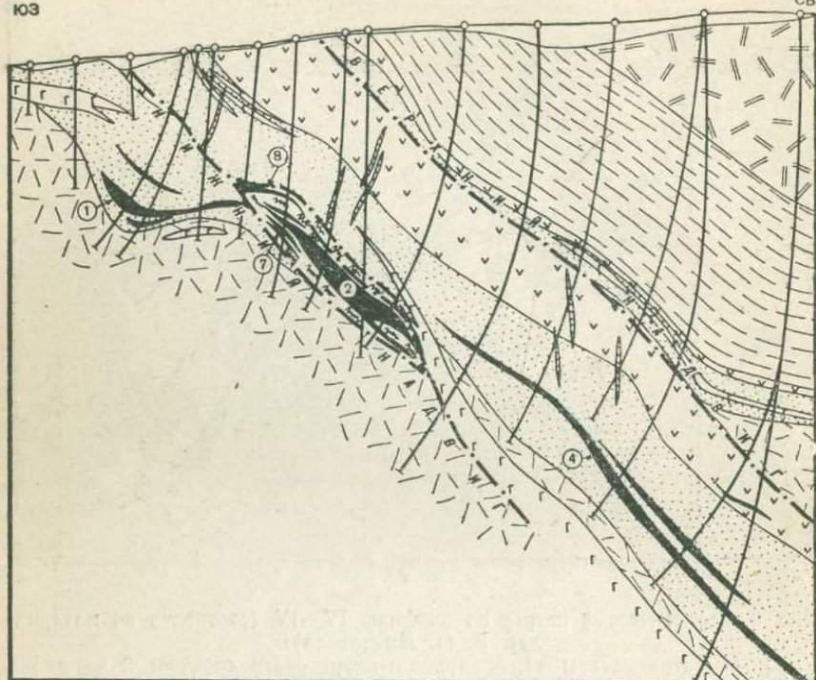


Рис. 6. Геологический разрез по профилю I—I (составлен по материалам В. П. Дмитриева). Рудные залежи: Пологая (1); Основная (2); Глубокая (4); Верхняя и Нижняя Медные (7); Вторая Висячая (8). Остальные условные обозначения см. рис. 2 и 5

ных профилях (см. рис. 4) и гипсометрических планах (рис. 7). Они характеризуются северо-восточным простиранием своих осей и размахом крыльев в 200—300 м. Эти складки установлены только на верхних горизонтах месторождения. С глубиной они сравнительно быстро затухают.

### Разрывные нарушения

В пределах самого месторождения и в его окрестностях выявлено большое количество разрывных нарушений, различно ориентированных по отношению к напластованию пород. В силу плохой обнаженности этого участка, а также из-за отсутствия подземных горных выработок возрастные соотношения между разломами разного простирания пока остаются неясными. По пространственной ориентации выде-

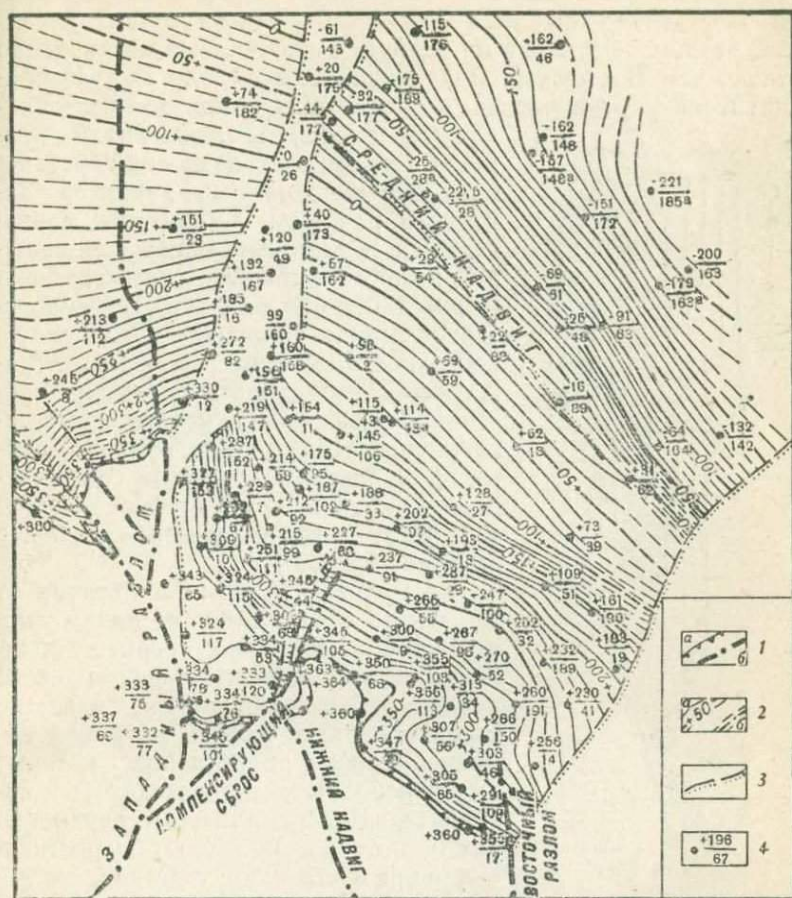


Рис. 7. Гипсометрический план кровли рудовмещающего горизонта:

1 — выход на поверхность (под рыхлые отложения) кровли горизонта (а) и разломов (б); 2 — изогипсы поверхности кровли по данным интерполяции (а) и экстраполяции (б); 3 — линии пересечения кровли с поверхностями сместительных разломов (точки указывают направление падения разлома); 4 — скважина, в числителе — абсолютная отметка точки входа скважины в кровлю рудовмещающего горизонта, в знаменателе — номер скважины (в случае, когда кровля осложнена разрывными нарушениями, числовые значения подчеркнуты волнистой линией)

ляются разломы северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений.

Субмеридиональные разломы имеют большое значение в структуре месторождения. На основе данных разведки последних лет, нами [167] и В. А. Скорыниным на западном и восточном флангах месторождения были установлены крупные крутопадающие разломы меридионального прости-

рания. Они были названы Западным и Восточным разломами. Достаточно подробно может быть описан только Западный разлом, поскольку он разбурен скважинами несравненно лучше, чем Восточный. Закартированные геологами Корбалихинской партии подвороты небольших приразломных складок (см. рис. 2), а также анализ разрезов (см. рис. 5) позволили установить сбросо-сдвиговый характер Западного разлома. Амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений по нему в среднем соответственно равны 130 и 300 м. Западный сбросо-сдвиг имеет сложную коробленную поверхность сместителя (рис. 8), отражающую неоднократную смену простирания разлома в пределах месторождения. Причем, как правило, субмеридиональным отрезкам соответствуют наиболее крутые углы падения (70—80°), а северо-западным — более пологие (50—60°).

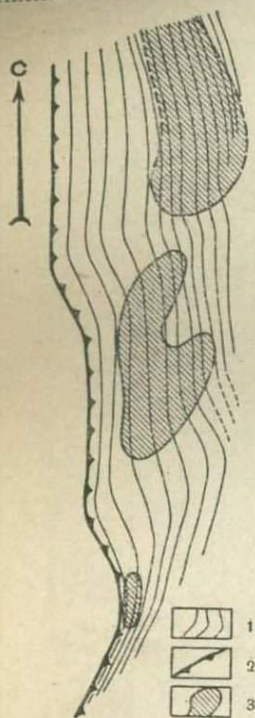


Рис. 8. Гипсометрический план поверхности сместителя Западного сбросо-сдвига:

1 — изогипсы поверхности сместителя разлома; 2 — выход разлома на поверхность (под рыхлые отложения); 3 — рудные тела

Восточный разлом в отличие от Западного представлен не одним сместителем, а, вероятно, серией сближенных параллельных разрывов. В пределах месторождения известно несколько более мелких разломов меридионального простирания, которые имеют небольшую протяженность и незначительные амплитуды перемещений и поэтому не играют существенной роли в строении участка.

Разломы северо-восточного простирания немногочисленны, а изучен из них лишь небольшой Компенсирующий сброс, который является опирающимся по отношению к Западному сбросо-сдвигу, также имеющему в этом месте северо-восточную ориентировку. Компенсирующий сброс имеет крутое падение (80°) на северо-запад. Он невелик по своим амплитудам (максимальное перемещение рав-

но 90 м) и через 400 м затухает в северном направлении (см. рис. 2, 7, 9).

Разломы северо-западного направления многочисленны на месторождении. Чаще всего они представляют собой взбросы и надвиги, имеющие северо-восточные падения. Почти все они

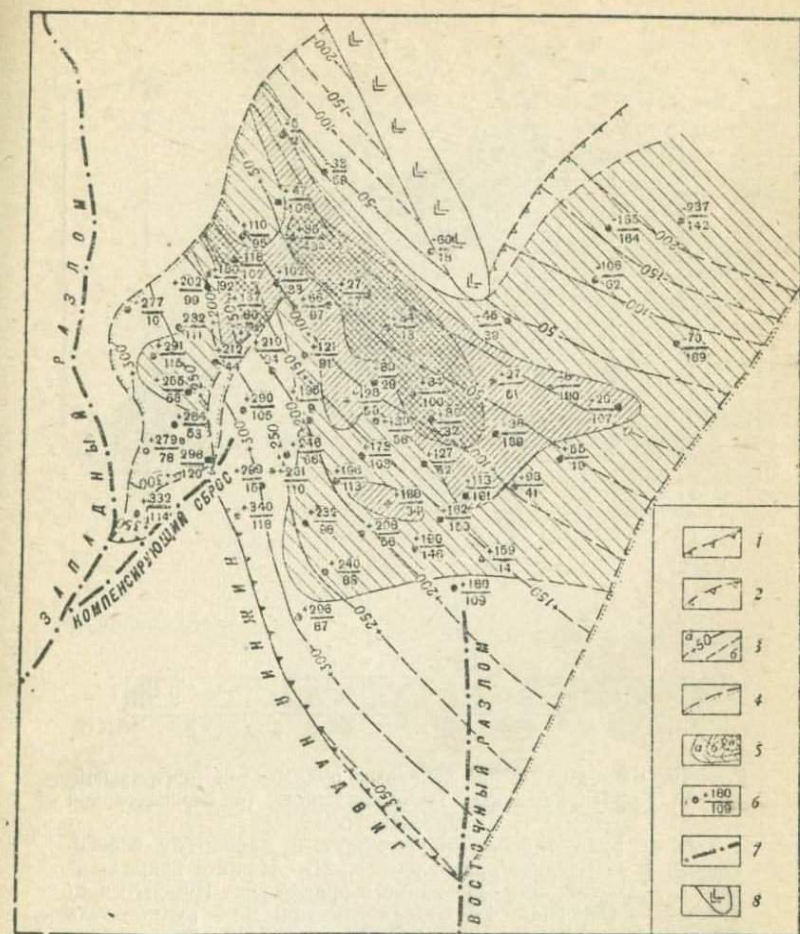


Рис. 9. Гипсометрический план лежащего бока сместителя Нижнего надвига:

1 — выход надвига на поверхность (под рыхлые отложения); 2 — предполагаемая граница затухания надвига на глубоких горизонтах; 3 — изогипсы по данным интерполяции (а) и экстраполяции (б); 4 — линии пересечения надвига с другими разломами (точки показывают направление их падения); 5 — суммарные мощности промышленных рудных тел по всей зоне надвига: а — малые; б — средние; в — большие; 6 — скважина, в числителе — абсолютная отметка точки входа скважины в поверхность надвига, в знаменателе — номер скважины; 7 — выход разломов на поверхность (под рыхлые отложения); 8 — субвулканическое тело диабазовых порфиритов (в западной части оно расположено несколько выше надвига, поэтому его положение показано условно)

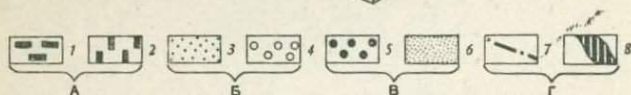
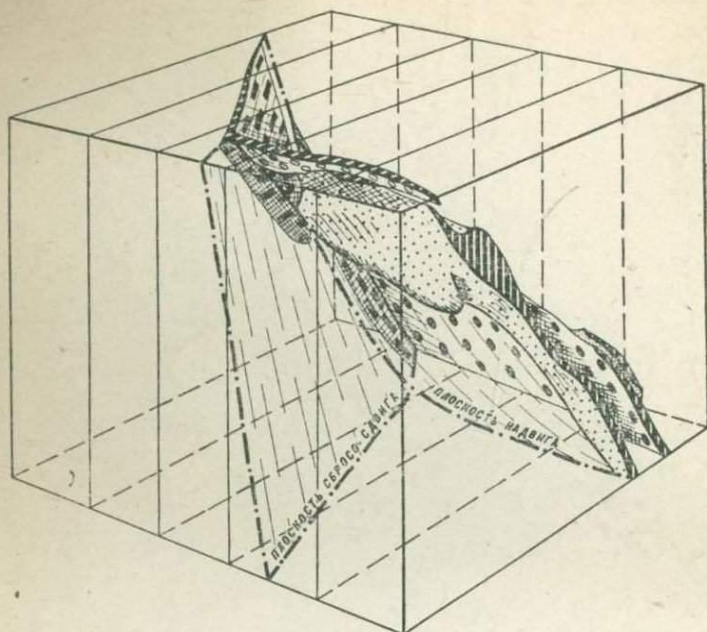


Рис. 10. Блок-диаграмма основных рудных тел центральной части Корбалихинского месторождения (в перспективной проекции):

А — рудные тела, приуроченные к Западному сбросо-сдвигу: 1 — Среднее приразломное; 2 — Нижнее приразломное; Б — залежи, локализованные в рудной зоне Нижнего надвига: 3 — Основная; 4 — Вторая Висячая; В — рудные тела зоны Глубокой залежи: 5 — Глубокая залежь; 6 — рудное тело № 10; Г — следы пересечения плоскостей изображенного блока с разломами (7) и рудными телами (8)

причленяются к Западному сбросо-сдвигу, наиболее мощно проявляясь в его висячем восточном блоке. Западнее него они выражены значительно слабее. Самыми крупными из них являются Нижний, Средний и Верхний надвиги, удваивающие в разрезе некоторые из пачек давидовской толщи.

Нижний надвиг охарактеризован лучше других. Поверхность его сместителя близка к плоскости лишь в восточной части месторождения (см. рис. 9). В западной же — она нарушена Компенсирующим сбросом. К востоку от сброса можно усмотреть ступенчатый перегиб сместителя нижнего надвига (см. рис. 9 и 12): на средних глубинах углы его падения более или менее пологие — 30—40°; по восстанию и по падению они становятся заметно круче — 50—60°. Судя по

сдвоению в разрезе пачки лав основного состава, амплитуда горизонтального перемещения по Нижнему надвигу на западе месторождения превышает 300 м. К востоку она явно уменьшается. Не исключено, что на юго-восточном фланге, не доходя до Восточного разлома, надвиг затухает.

Сходные по масштабу перемещения имели место и по Среднему надвигу (см. рис. 5). Он также удваивает пачку лав основного состава, но в отличие от Нижнего надвига это устанавливается на значительных глубинах. Примерно на горизонте нулевой гипсометрической отметки он входит в пачку однородных лав основного состава, что затрудняет его прослеживание на более высоких горизонтах месторождения. В восточном направлении фиксируется затухание Среднего надвига (см. рис. 7).

Верхний надвиг, по нашему мнению, сдвигает в разрезе три пачки давыдовской толщи — 1, 2, 3. Исходя из этого, горизонтальные перемещения по нему оцениваются в 1000—1500 м.

### Размещение продуктов рудообразования в пределах месторождения

#### Распределение оруденения в стратиграфическом разрезе

В той или иной степени на месторождении рудной минерализацией захвачены все стратиграфические подразделения. Причем в четырех из них встречаются руды, кондиционные по содержаниям металлов. Это — 1—4 пачки давыдовской толщи, но главные промышленные рудные тела сосредоточены в пачке туфопесчаников. Интересны следующие отличия в текстурах руд из различных мест разреза давыдовской толщи: 1) для оруденения, фиксируемого в нижней пачке кислых туфов, характерны прожилково-вкрапленные разновидности текстур; 2) пачка туфопесчаников несет руды разнообразных текстурных рисунков, из которых типичными являются массивные и полосчатые; 3) в пачке лав основного состава встречаются главным образом массивные руды; 4) в пачке аргиллитов известны почти исключительно одни прожилковые руды. Для первых двух пачек характерны полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды. Для пачки лав основного состава — полиметаллические и барит-полиметаллические. Развитием колчеданно-баритовой рудной ассоциации резко отличается от предыдущих пачка аргиллитов.

К востоку от Восточного разлома скважинами вскрыто широкое поле развития субвулканических габбро-диабазов, в которых фиксируется полиметаллическая минерализация, пространственно совмещенная с сильно эпидотизированными участками пород. Руды обычно имеют прожилковые текстуры, наличие которых однозначно говорит о дорудности вмещающих габбро-диабазов.

Взаимоотношений руд с другими рвущими магматическими телами — субвулканическими телами липаритовых порфиров, дайками оливиновых габбро-диабазов и диабазов, а также массивом плагиоклазовых лерцолитов — на месторождении пока не установлено, что объясняется пространственной разобщенностью рудных тел и интрузивов.

#### Роль тектонических нарушений в локализации руд

На месторождении пока не установлено явной зависимости локализации руд от пликтивных дислокаций. Это тем более примечательно, что для большинства месторождений Рудного Алтая очень многими исследователями установлена большая роль антиклинальных складок в образовании рудолокализирующих структур [9, 69, 112, 117, 176]. Возможно, в дальнейшем при более детальной разведке подземными горными выработками выявится контроль складками каких-нибудь второстепенных деталей строения рудных зон, как это было выяснено на Золотушинском месторождении [40], но пока здесь ясная связь оруденения установлена лишь с разрывными нарушениями.

Многие из выявленных разломов несут в себе рудную минерализацию различной интенсивности. Промышленные руды известны в разломах субмеридионального и северо-западного простирания.

Среди субмеридиональных разломов основная роль в локализации рудных тел принадлежит Западному разлому, в шве которого известны три рудных тела: Верхнее, Среднее и Нижнее Приразломное. Их положение в пространстве подчинено отчетливой закономерности — все они размещены в крутопадающих участках разлома, имеющих меридиональное направление. Пологие же места северо-западного простирания притерты и несут лишь непромышленную минерализацию, представляя собой нерудоносные промежутки, отделяющие друг от друга перечисленные тела (см. рис. 8). В шве Восточного разлома также встречены рудные тела, которые тяготеют к месту его сочленения с Верхним надвигом. Судя по данным Ю. А. Шнейдера [172], жила, разрабатываемая

некогда Михайловским приском, выполняла крупную трещину субмеридионального направления с крутым падением на запад-северо-запад. Таким образом, даже небольшие нарушения этого простирания являются рудоносными. Из чего в совокупности с данными, приведенными по Западному и Восточному разломам, следует что субмеридионально ориентированные разрывные нарушения играют большую роль в размещении оруденения на месторождении.

Но самые мощные рудные тела локализованы в швах взбросов и надвигов. Рудная зона, локализованная в шве Нижнего надвига, является одной из основных на месторождении. Рудная минерализация в той или иной степени захватывает практически весь надвиг, да и промышленные руды занимают больше 60% его площади, но распределены они неравномерно (см. рис. 9). Наибольшие мощности рудных тел характерны для части надвига, тяготеющей к Западному разлому. Средний надвиг также рудоносен, но промышленные руды известны лишь в его западной части, непосредственно примыкающей к Западному сбросо-сдвигу (см. рис. 4). Предполагается наличие надвига, типа межпластового срыва, в средней части пачки туфопесчаников (см. рис. 4, 5, 6). К нему приурочена Глубокая залежь. Верхний надвиг не несет в себе промышленного оруденения.

Своеобразна роль Компенсирующего сброса в контроле оруденения. Он на десятки метров смещает поверхность Нижнего надвига, оказывая тем самым сильное влияние на конфигурацию рудной зоны в плане и на распределение мощностей рудных тел в западной части месторождения (см. рис. 9). В сброшенном блоке руды протягиваются на юг значительно дальше, чем в поднятом.

### **Рудные зоны месторождения**

В месторождении большинство рудных тел оконтурено в пространстве, установлена их приуроченность к различным тектоническим нарушениям, намечены группы рудных тел, локализованных в швах протяженных разломов. Все это позволяет выделить следующие рудные зоны: Западного разлома; Нижнего надвига; Среднего надвига; Глубокой залежи; Пологой залежи и Восточного разлома. Их краткая характеристика приведена в табл. 1. Указанные в ней рудные зоны не являются какими-то совершенно обособленными друг от друга участками месторождения. Они в большинстве случаев пространственно сопряжены. Можно, например, утверждать, что зона Нижнего надвига наглухо смыкается с зоной Западного разлома в районе Среднего приразломного рудного тела. Возможно, даже, что существует полное сочленение с этим телом как залежи Висячей II, так

и Основной. Скорее всего, подобная же стыковка имеет место на участке Нижнего Приразломного тела, где к Западному сбросо-сдвигу одна выше другой подходят рудные зоны Глубокой залежи и Среднего надвига.

Таким образом, рудные зоны месторождения образуют каркас взаимосопрягающихся рудоносных поверхностей (рис. 10). Обобщенно этот каркас представляет собой сочетание крутопадающих субмеридиональных рудных зон с более или менее пологими зонами северо-западного простирания.

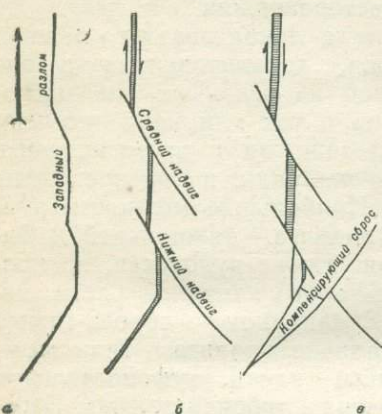
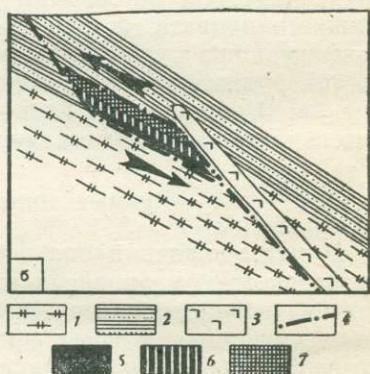
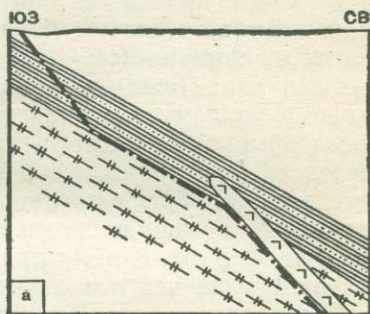


Рис. 11. Предполагаемая схема образования рудовмещающих полостей в шве Западного сбросо-сдвига (объяснение в тексте)

Рис. 12. Схема формирования рудовмещающей полости и образования зональности руд в западной части зоны Нижнего надвига:

- 1 — туфы кислого состава;
- 2 — рудовмещающие туфопесчаники и аргиллиты;
- 3 — субвулканические диабазовые порфириты;
- 4 — шов Нижнего надвига;
- 5 — медноколчеданные руды;
- 6 — колчеданно-полиметаллические руды;
- 7 — полиметаллические руды



### Механизм формирования структуры месторождения

На данном этапе изученности Корбалихинского месторождения, когда проведена лишь его буровая разведка, механизм образования его структуры может быть представлен лишь в весьма схематичном виде.

При движении тектонических блоков по Западному сбросо-сдвигу, имеющему изломанные в плане очертания

Характеристика рудных зон Корбалихинского месторождения

Название зоны	Средние элементы залегания		Соотношение с вмещающими породами	Наличие камер приоткрытия	Характер гидротермальных изменений	Название главных рудных тел (залежей)	Морфология рудных тел				Ведущие типы руд	Основные текстуры руд	Проявление минеральной зональности в зоне
	азимут простирания, град	угол падения, град					в плане	по падению	соотношение размеров по мощности, падению и простиранию	обобщенный морфологический тип			
Зона Западного сбросо-сдвига	0	60	зона почти перпендикулярна к простиранию вмещающих пород	на меридиональных отрезках разлома	талк-хлорит - карбонатные метасоматиты на средних глубинах и баритизации в приповерхностных участках	Нижнее Приразломное	удлиненное Д > Ш	линзовидное (?) Ш >> М	Д > Ш >> М	жила, удлиненная в плане	колчеданно-полиметаллические руды.	массивные, полосчатые	зональность по склонению: с глубоких горизонтов с севера к югу и вверх колчеданно-полиметаллические руды сменяются полиметаллическими и барит-полиметаллическими
						Среднее Приразломное	изометрическое, сложной конфигурации Д ≈ Ш	чаще линза Ш >> М	Д ≈ Ш >> М	уплощенный диск сложной конфигурации	полиметаллические руды	брекчиевые, сланцеватые	
						Верхнее Приразломное	удлиненное Д >> Ш	линза Ш > М но не намного	Д >> Ш > М	пологоныряющий столб	барит-полиметаллические руды	массивные	
Зона Нижнего надвига	320	45	по падению и простиранию зона косо сечет вмещающие породы под углом 15—30°	в западной части, прилегающей к сбросо-двигу и блокированной сверху субвулканическим разломом основного состава	в западной части метасоматиты сложного хлорит-талк - карбонатного состава	Нижняя и Верхняя Медные	удлиненное Д >> Ш	линзовидное Ш >> М	Д >> Ш >> М	лента	медно-колчеданные руды	прожилково-вкрапленные	в западной части зональность по мощности зоны — переход от медно-колчеданных руд, через колчеданно-полиметаллические к полиметаллическим
						Основная	сложной конфигурации Д ≈ Ш	линза или пласт Ш >> М и Ш > М	Д ≈ Ш > М	линзовидная залежь, сложной формы в плане	колчеданно-полиметаллические руды	массивные, брекчиевидные, вкрапленные	
						Висячая II	удлиненное с изогнутой осью Д >> Ш	линза Ш >> М	Д >> Ш >> М	удлиненная залежь, сложной конфигурации в плане	полиметаллические руды	массивные	
Зона Глубокой залежи	320	45	зона согласна со слоистостью вмещающих пород	более всего отсутствуют	изменения (оталькование, хлоритизация) не выходят за пределы рудных тел	Глубокая № 10	изометрическое (?) Д ≈ Ш удлиненное (?) Д > Ш	линзовидное Ш >> М линзовидное Ш >> М	Д ≈ Ш >> М Д > Ш >> М	пластообразная залежь удлиненная пластообразная залежь	колчеданно-полиметаллические руды полиметаллические руды	вкрапленные, брекчиевидные, массивные, вкрапленные	неотчетливая зональность по мощности зоны: внизу — колчеданно-полиметаллические руды, вверху — полиметаллические
						?	слабая баритизация	№ 9	удлиненное Д > Ш	линзовидное Ш >> М	Д > Ш >> М	удлиненная залежь	
Зона Среднего надвига	320	45	зона косо сечет напластование пород	?	слабая баритизация	№ 9	удлиненное Д > Ш	линзовидное Ш >> М	Д > Ш >> М	удлиненная залежь	барит-полиметаллические руды	массивные	отсутствует
Зона Пологой залежи	0	0	зона согласна со слоистостью пород	нет	изменения слабые, типична флюоритизация	Пологая	удлиненное Д > Ш	линзовидное Ш >> М	Д > Ш >> М	удлиненная пластообразная залежь	полиметаллические руды	прожилковые, вкрапленные	отсутствует
Зона Восточного разлома	0	50	зона диагональна к простиранию вмещающих пород	?	талк-карбонат - хлоритовые метасоматиты	?	?	?	?	?	колчеданно-полиметаллические руды	сланцеватые, брекчиевые, массивные	?

(рис. 11, а), на его меридиональных отрезках происходило образование полостей приоткрывания, которые впоследствии служили вместилищем руд. Конечно, с этих позиций в том месте, где сбросо-сдвиг отворачивает на юго-запад, следовало бы ожидать значительно большей по объему полости (рис. 11, б). Но она была компенсирована «запавшим» в нее по оперяющему сбросу тектоническим клином (рис. 11, в). В этом еще раз сказывается немаловажная роль в структуре месторождения Компенсирующего сброса. Сравнивая эту идеализированную схему с тем, что имеется в природе (см. рис. 8), можно видеть, что она действительно объясняет распределение рудных тел в шве сбросо-сдвига. Восточный блок при своем движении встречал препятствия в виде выступов северо-западного простиранья. С этих «плеч» сбросо-сдвига сходили сколовые трещины, по которым начинались надвиговые перемещения. Так, Нижний надвиг в общем наследует простиранье и угол падения «плеча», к которому он приключается.

Нижний надвиг примечателен еще и тем, что дает хороший пример «преломления» разрывного нарушения на границе сред, обладающих заметно отличающимися физико-механическими свойствами (табл. 2).

Относительно крутая верхняя часть надвига сначала под острым углом встретила кровлю пачки сравнительно моноклиновых туфов кислого состава, в результате чего угол паде-

Таблица 2

Средние значения некоторых физико-механических параметров рудовмещающих пород Корбалихинского месторождения

Параметры	Породы		
	аргиллиты и алевролиты (7 образцов)	туфы кислого состава (6 образцов)	диабазовые порфириты (7 образцов)
$v_p$ , м/сек.	5458	5211	5653
$v_s$ , м/сек.	3417	3280	3279
Модуль Юнга, $E \times 10^5$ кг/см <sup>2</sup>	7,55	6,71	7,39
Модуль сдвига, $G \times 10^5$ кг/см <sup>2</sup>	3,10	2,82	3,00
Коэффициент Пуассона	0,17	0,18	0,23
Предел прочности на сжатие, кг/см <sup>2</sup>	1069	1331	1039
Предел прочности на растяжение кг/см <sup>2</sup>	102	119	123

Примечание. При составлении таблицы использованы результаты определения физико-механических свойств пород Корбалихинского месторождения, полученные ВНИИЦВЕТМЕТОМ.

ния уменьшился с 50 до 30°. Несколько ниже, снова под острым углом шов надвига встретил субвулканическое тело диабазовых порфиритов. Это вновь вызвало увеличение крутизны падения сместителя (см. рис. 12).

Роль этого субвулканического тела в строении рудной зоны сказывается не только в этом. Оно блокирует надвиг лишь в западной части месторождения. Далее же на восток его верхняя часть уже не выходит за пределы нижней пачки кислых туфов. Поэтому здесь отсутствует второй излом сместителя надвига, который уже проходит над субвулканическим телом. Это взаимоотношение рудной зоны и Нижнего надвига условно показано на рис. 13. В восточной части

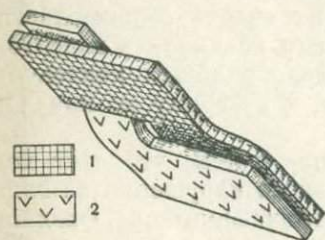


Рис. 13. Взаимоотношение рудной зоны Нижнего надвига с дайкой субвулканических диабазовых порфиритов:

1 — рудная зона; 2 — диабазовые порфириты

Необходимо пояснить, что, употребляя термины «камеры» или «полости приоткрывания», мы не вкладываем в них тот смысл, будто при тектонических подвижках образовывались зияющие полости. Вероятнее всего, они были заполнены нарушенными вмещающими породами, обрушившимися в камеру при расширении шва разрывного нарушения. Ясно, что подобные зоны становились несравненно более проницаемыми участками для рудоносных растворов, чем менее нарушенные окружающие породы.

## ПРОДУКТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

### Минералогия месторождения

Минералогия руд и окolorудноизмененных пород месторождения изучалась В. А. Поляниным, И. Н. Пеньковым, Е. И. Венцловайте [30], В. Б. Чекваидзе и нами [158]. К на-

стоящему времени в месторождении обнаружены следующие минералы, обязанные своим происхождением гидротермальному процессу, приведшему к образованию руд (табл. 3).

Таблица 3

Минеральный состав продуктов гидротермальной деятельности

Относительная распространенность минералов	Рудные минералы	Нерудные минералы
Главные	пирит, сфалерит, галенит, халькопирит	хлорит, тальк, кальцит, кварц
Второстепенные	марказит, блеклая руда, пирротин	серицит, барит, флюорит, гипс, паранкерит
Редкие	рутил, магнетит, гематит, кубанит, борнит, халькозин, серебро, золото	апатит

В качестве основных критериев периодизации процесса минералообразования в месторождении нами использовались текстурно-структурные особенности руд [14, 17, 18, 107, 125, 131, 146, 174], степень пространственного разобщения минеральных сообществ, их конгруэнтность [148, 179, 188], явления зональности оруденения [92, 190, 191], температурный режим минералообразования [8, 127], некоторые физико-химические соображения теоретического плана [15, 16, 90, 103, 104]. Использование этих критериев позволило установить, что указанная в табл. 3 совокупность минералов образовалась в 4 отдельные стадии или, пользуясь терминологией, предложенной Я. Кутиной [190, 191], в 4 асцензии минералообразующих растворов. На протяжении процесса минералообразования были сформированы следующие минеральные комплексы: в первую асцензию — пирит-хлоритовый; во вторую — карбонат-тальковый; в третью — сульфидный; в четвертую — комплекс пострудных кварцевых, карбонатных и гипсовых прожилков. В первые две стадии образуется мощный и протяженный ореол измененных пород, в центральных частях которого формируются тальк-карбонат-хлоритовые метасоматиты. В третью, сульфидную, стадию возникают все промышленные руды. В. А. Полянин и И. Н. Пеньков, ранее изучавшие минералогию месторождения, также выделяли 4 стадии, но в совершенно другом объеме. Самое основное отличие предлагаемого варианта от их схемы заклю-

чается в выделении двух стадий предрудных изменений, которые В. А. Поляниным и И. Н. Пеньковым считались сорудными.

Представляется более удобным дать характеристику минеральных новообразований по сменяющим друг друга во времени минеральным комплексам.

*1-я стадия. Пирит-хлоритовый минеральный комплекс* распространен чрезвычайно широко. Лишь отдельные участки рудных зон оказались незатронутыми хлоритизацией. Наиболее интенсивно она проявилась в зонах Западного и Восточного разломов, а также в западной части зоны Нижнего надвига. В этих местах встречены мощные тела хлоритов.

Основным минералом комплекса является хлорит. Химические анализы позволяют относить его к группе железомagneзиальных клинохлоров. По данным В. А. Полянина и И. Н. Пенькова, в месторождении наиболее обычны хлориты из ряда клинохлор-прохлорит, реже встречается пеннин.

Эпизодически в хлоритолитах появляется кварц, более характерный для неполностью замещенных первичных пород. В виде микроскопической примеси в хлоритолитах почти всегда устанавливается апатит.

Пирит в хлоритолитах присутствует практически всегда, но распределен он в пространстве неравномерно; местами даже фиксируются массивные колчеданные руды. Более же обычна разной густоты вкрапленность пирита. Размеры его зерен варьируют от сотых долей до 2—3 мм. Крупные зерна, как это выявляется после травления, обладают отчетливой зональностью. Нередко можно усмотреть в ходе роста кристаллов смену их огранки — чаще пентагон-додекаэдрическая форма сменяется кубической. Очень часто зерна пирита в той или иной степени деформированы: трещиноваты, гранулированы, обладают «отщепленными» внешними зонами. За исключением минералов описываемого комплекса, все остальные продукты гидротермального минералообразования являются более поздними по отношению к данному пириту: кварц, карбонат и тальк цементируют его раздробленные зерна, образуют по ним псевдоморфозы; халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит и блеклая руда дают ясные картины пересечения и коррозии пирита.

Совместно с пиритом в хлоритах отмечается почти всегда встречающаяся, но редкая и мелкая вкрапленность рутила и магнетита.

*2-я стадия. Карбонат-тальковый минеральный комплекс* распространен менее широко, нежели пирит-хлоритовый. Карбонат-тальковые метасоматиты оказываются почти везде вписанными в контур хлоритизированных пород, лишь изредка выходя за их пределы. Сплошные метасоматические

тела, сложенные продуктами второй стадии, известны в рудных зонах Западного и Восточного разломов и в западной части Нижнего надвига. В остальных местах изменения носят прожилково-вкрапленный характер.

Главными минералами этого комплекса являются карбонат и тальк. Карбонат, судя по химическим анализам и по показателям преломления, представлен кальцитом. Его последние генерации нередко несут в себе обильную пылевидную вкрапленность гематита. Взаимоотношения кальцита с описанными хлоритом и пиритом предельно ясны — кальцит цементирует брекчии этого минерального комплекса.

Тальк также цементирует брекчии хлоритолитов и, как уже упоминалось, образует псевдоморфозы по пириту. Структурно-текстурные соотношения талька и кальцита весьма противоречивы и, скорее всего, говорят об их отложении, близком по времени, но осуществлявшимся в несколько генераций.

Минералом, не определяющим «физиономию» данного минерального сообщества, но очень часто сопутствующим тальку и кальциту, является кварц. Обычно его скопления приурочены к местам с обильной вкрапленностью пирита, по отношению к которому он явно более поздний — образует вокруг зерен пирита каемки и бордюры, имеющие стебельчатое или венчиковое сложение, корродирует кристаллы пирита и цементирует его катаклазированные агрегаты и зерна.

Есть основания относить к этой стадии образование небольших количеств хлорита, мусковита (серицита), флюорита и барита. Пока еще трудно ответить на вопрос, происходило ли в эту стадию отложение сульфидов. Прямых данных в пользу этого нет.

От места к месту соотношения между основными минералами комплекса меняются. На месторождении выделяются как практически мономинеральные карбонатные породы, ранее даже принимавшиеся за пропластки известняков, так и почти мономинеральные тальковые породы. Но основная часть рудных зон занята промежуточными тальк-карбонатными породами, характеризующимися разнообразнейшими количественными соотношениями талька и карбоната.

Аналогичной схемы образования предрудных метасоматитов в две стадии в указанной последовательности придерживаются также Е. И. Венцловайте [30] и В. Б. Чекваидзе [158].

*3-я стадия. Сульфидный минеральный комплекс* занимает объемы большие, чем тальк-карбонатный, но не в том смысле, что все тальк-карбонатные метасоматиты заключены в контуры рудных тел, а в том, что залежи распространяются

на большие площади, появляясь там, где изменения пород 2-й стадии не проявлены даже во вкрапленной форме.

В сульфидном комплексе нами выделяется 5 минеральных ассоциаций, сменяющих друг друга во времени: 1) халькопиритовая; 2) пирротин-халькопиритовая; 3) сфалеритовая; 4) колчеданно-полиметаллическая; 5) барит-полиметаллическая.

Халькопиритовая ассоциация имеет отчетливую привязанность к определенному петрографическому типу пород, а именно к пиритизированным и хлоритизированным аргиллитам и алевролитам, а также хлоритолитам. Она — одна из немногих ассоциаций сульфидного комплекса, встречающихся в «чистом виде». Почти повсеместно ее спутником является пирит 1-й стадии. Эти совместные медно-колчеданные руды имеют довольно строгое пространственное положение, тяготея к лежащему боку рудной зоны Нижнего надвига. Небольшие участки подобных руд известны также в зоне Западного разлома и еще в двух-трех разрозненных местах, представляющих, вероятно, рудименты более обширных геологических тел, состав которых изменен последующей минерализацией.

Практически единственным минералом этой ассоциации является халькопирит, слагающий мелко- и среднезернистые аллотриоморфные агрегаты. Халькопирит интенсивно замещает пирит первой стадии. В малых количествах в этой ассоциации присутствует сфалерит. Принадлежность к ней кубанита, магнетита и пирротина проблематична.

Пирротин-халькопиритовая ассоциация имеет много сходного с халькопиритовой, но отличается усложненным составом. Здесь равным развитием с халькопиритом пользуется пирротин, который иногда даже преобладает. Он так же, как и халькопирит, интенсивно корродирует зерна пирита, образуя структуры «пиритовых бомб».

Очень характерным, хотя и относительно редким, для этой ассоциации является кубанит, встречающийся чаще всего в виде пластинчатых, реже веретенообразных вростков в халькопирите. В этой ассоциации довольно обычен сфалерит, темный, почти черный, с обильной эмульсионной вкрапленностью халькопирита, пирротина, магнетита и редко галенита. Как магнетит, так и галенит (минерал редкий для этой ассоциации) встречаются в виде отдельных зерен в пирротине и халькопирите.

Весьма своеобразным для халькопиритовой и пирротин-халькопиритовой ассоциации является практически полное отсутствие в них жильных (нерудных) минералов. Пирротин-халькопиритовая ассоциация пользуется ограниченным распространением. Она встречается в локальных участках рудной зоны Нижнего надвига, так же как и халькопиритовая

ассоциация, приурочиваясь к сильно хлоритизированным породам.

Сфалеритовая ассоциация в противоположность двум описанным распространена почти повсеместно. По минеральному составу она сходна с пирротин-халькопиритовой, но соотношения между минералами резко меняются.

Главенствующее положение в этой ассоциации занимает сфалерит. Зернистость его агрегатов колеблется в широких пределах от 0,1 до 5 мм. Чаще всего сфалерит обладает коричневой окраской различной насыщенности. Нередко отмечается зональная смена разноокрашенных зон — бурых и коричневых. Преобладают зерна, лишенные эмульсионной вкрапленности халькопирита.

В заметных, но варьирующих от штуфа к штуфу количествах в данной ассоциации фиксируются халькопирит, пирит и галенит, выделяющиеся чуть позже основной массы сфалерита. Эпизодически присутствуют то блеклая руда, то пирротин. Все они обычно занимают интерстиции между зернами сфалерита, лишь отдельные кристаллы пирита выглядят более идиоморфными. Образование ассоциации сопровождается отложением кварца и кальцита, которые имеют подчиненное значение.

Взаимоотношения сфалеритовой ассоциации с предыдущими устанавливаются весьма редко, что, быть может, вызвано их пространственной разобщенностью. Встречаются единичные пересечения халькопирит-галенит-сфалеритовыми прожилками минералов и агрегатов халькопиритовой ассоциации.

Колчеданно-полиметаллическая ассоциация известна во всех рудных зонах, но занимает в них разное положение. В западной части зоны Нижнего надвига она проявлена интенсивно и приурочена здесь обычно к висячему боку зоны. В восточной же — она пространственно совмещена с пирит-хлоритовым комплексом и сфалеритовой ассоциацией. Сходная картина наблюдается в зоне Глубокой залежи. Интересно ее появление в зоне Среднего надвига, где предшествующие ассоциации не получили почти никакого развития. Практически впервые с образованием колчеданно-полиметаллической ассоциации появляются руды и в Верхнем приразломном теле.

Главными чертами, отличающими эту ассоциацию от всех других, являются преобладание метаколлоидных структур ее минералов и сложенных ими агрегатов и большое количество генераций отдельных минералов, находящихся в сложных взаимоисключающих друг друга соотношениях. Это затрудняет оценку количественных соотношений минералов между собой, среди которых пирит и сфалерит пользуются наибольшим развитием.

Пирит лучше других минералов сохраняет следы колломорфного строения. Метаколлоидные структуры его агрегатов весьма разнообразны — глобулы, глобуллиты, оолиты, почки, сферолиты и т. п. [95]. Но все же более распространены мелкокристаллические его агрегаты, в которых лишь «проглядывают» метаколлоидные структуры. В менее «завуалированных» колломорфных образованиях довольно обычны мельниковит и марказит, которые, вероятно, по мере дальнейшей перекристаллизации переходили в пирит. Возможно, большая часть пирита появилась в результате постумных по отношению к этой ассоциации процессов.

Сфалерит почти не сохраняет колломорфного строения. Он обычно представлен мелкокристаллическими агрегатами, в которых лишь иногда усматривается сфероидальное строение. Коллоидальная природа сфалерита иногда проступает в метаколлоидных почках, в которых наблюдается чередование сфалеритовых полос с пиритовыми.

Халькопирит и галенит всегда слагают кристаллические агрегаты. Намек на их коллоидную природу виден только в случаях вхождения их в концентры почек с пиритом, мельниковитом и нерудными минералами. Блеклая руда — довольно обычна для колчеданно-полиметаллической ассоциации, но встречается в малых количествах. Встречаясь иногда в центре метаколлоидных почек, она пересекается сетью тоненьких прожилочков пирита. Появление подобной структуры можно объяснить синерезесным усыханием геля и заполнением образовавшихся трещинок новой порцией коллоидов, по составу отвечающих пириту.

Особенностью колчеданно-полиметаллической ассоциации является наличие разнообразных и в то же время устойчивых сочетаний минералов в метаколлоидных обособлениях. Наиболее часто встречаются следующие сочетания: мельниковит—марказит (пирит); халькопирит—пирит; сфалерит—галенит; пирит—сфалерит—галенит. Тонкосросшиеся дуэты и триады этих минералов слагают обособленные желвачки размером от нескольких миллиметров до десятка сантиметров.

В отличие от более ранних ассоциаций в колчеданно-полиметаллической значительную роль играют жильные минералы — тальк, кальцит, кварц, барит и паранкерит. Они также участвуют в сложении метаколлоидных агрегатов.

Наложение колчеданно-полиметаллической ассоциации на все предыдущие несомненно. Метаколлоидный пирит нарастает на подробленные кристаллы раннего пирита; прожилки этой ассоциации секут агрегаты халькопиритовой и сфалеритовой ассоциации.

Барит-полиметаллическая ассоциация распространена локально в зонах Западного и Восточного раз-

ломов, а также Среднего и Нижнего надвигов. В зоне Глубокой залежи она самостоятельного значения не имеет. Оставаясь сходной с колчеданно-полиметаллической ассоциацией по набору основных минералов, она отличается от нее тем, что на первый план наряду со сфалеритом выдвигаются блеклая руда и галенит. Халькопирит же хоть и встречается совместно с блеклой рудой, но предпочитает участки, где она отсутствует. Появляются и новые минералы — борнит, халькозин (в очень малых количествах), серебро и золото.

Блеклая руда по своим оптическим данным (химически не анализировалась), вероятно, относится к медно-мышьяковой разности (теннантиту), так как обладает ясным зеленоватым оттенком, а в тонких срезах (прозрачных шлифах) слабо просвечивает красноватым цветом [125]. Косвенным подтверждением такой диагностики блеклой руды является факт наличия повышенных содержаний мышьяка (до 0,2%) именно в барит-полиметаллических рудах.

Появление золота и серебра представляет особый интерес. Они встречены в двух местах — Верхнем приразломном рудном теле и в скважине 171, пересекающей зону Восточного разлома. Золото и серебро отмечены в виде мельчайших включений в галените, теннантите и халькопирите, которые чаще всего идут в прожилках, секущих сфалерит.

Особенностью ассоциации является то, что в отдельных участках месторождения (рудные тела Верхнее Приразломное и № 9) среди нерудных минералов преобладает барит. Более обычным является кальцит, прожилки которого, несущие немного галенита, халькопирита и блеклых руд, пересекают образования всех предыдущих ассоциаций, но чаще всего кальцит заполняет интерстиции между другими рудными минералами. Кроме барита и кальцита местами широко развит кварц, встречается флюорит.

Минералы барит-полиметаллической ассоциации корродируют зерна ранних пирита и сфалерита, рассекают и цементируют фрагменты метаколлоидных структур предыдущей ассоциации, нарастают на внешние концентры колломорфных почек, сложенных пиритом.

*4-я стадия. Комплекс пострудных кварцевых кальцитовых и гипсовых прожилков* уже не ограничивается в своем распространении лишь узкими рудными зонами, а развивается в широком ореоле.

#### ТИПЫ РУД

Описанные минеральные ассоциации, в разной степени сочетаясь друг с другом, образуют следующие типы руд: 1) колчеданные; 2) медно-колчеданные; 3) колчеданно-полиметаллические; 4) полиметаллические; 5) барит-полиме-

таллические. Если иметь в виду лишь промышленные типы руд, то колчеданные руды на месторождении к таковым не относятся, а руды второго и третьего типа относятся к одному — медному. Промышленные типы руд в свое время были подробно рассмотрены В. П. Дмитриевым. Используя его данные, материалы В. Д. Полянина и И. Н. Пенькова, а также результаты наших наблюдений можно характеристику различных типов руд представить в виде табл. 4.

### Распределение различных текстур руд в пространстве

Самые распространенные текстуры руд перечислены в табл. 4. Они довольно обычны для колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и не требуют особых пояснений. Но интересны особенности размещения руд, обладающих разными текстурами, в пространстве месторождения.

Так, если обобщить различные разрезы рудных тел в зоне Нижнего надвига, то распределение текстур по мощности залежи предстанет в таком виде (рис. 14). «Сердцевина»

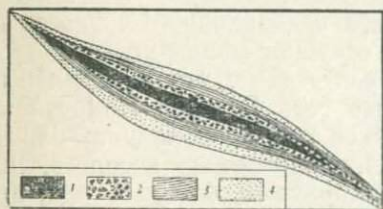


Рис. 14. Обобщенный поперечный разрез Основной залежи:

1 — сплошные руды; 2 — брекчиевидные руды; 3 — реликтивно-слоистые руды; 4 — вкрапленные руды

залежи сложена массивными, пятнистыми и полосчатыми рудами, а висячий и лежащий бока — реликтивно-слоистыми и вкрапленными рудами. Часто между «стержнем» залежи и ее «зальбандами» появляются брекчиевидные руды. Таким образом, фиксируется своеобразная текстурная зональность рудных тел по их мощности<sup>1</sup>.

Если условно объединить под названием «сплошные» руды массивные, пятнистые, полосчатые и метаколлоидные,

т. е. те, в которых рудные минералы занимают более 70% объема, то можно проследить изменение в соотношении различных текстур руд по простираанию рудной зоны. Сплошные руды преобладают в рудных телах вблизи от Западного разлома. По мере удаления от него на юго-восток их роль уменьшается — они постепенно вытесняются вкрапленными и реликтивно-слоистыми рудами (рис. 15). Значение сплошных руд в построении рудных тел снижается не только с запада на восток по простираанию рудной зоны Нижнего надвига, но также по ее восстанию и падению. Ее осевая часть характеризуется наибольшим участием сплошных руд в сложении.

<sup>1</sup> Подобное строение залежей более обычно для восточной части рудной зоны.

Характеристика типов руд Корбалихинского месторождения

Типы руд	Участвующие минеральные ассоциации	Примерная доля руд в месторождении, %	Среднее соотношение S : Cu : Pb : Zn *	Ведущие текстуры руд
Колчеданные	пирит-хлоритовая	1	100 : 0 : 0 : 0	вкрапленные
Медно-колчеданные	пирит-хлоритовая, халькопиритовая и пирротин-халькопиритовая	2	80,1 : 19,8 : 0 : 0,1	прожилково-вкрапленные, сетчатые
Колчеданно-полиметаллические	пирит-халькопиритовая, халькопиритовая, пирротин-халькопиритовая, сфалеритовая и колчеданно-полиметаллическая	78	60 : 3,9 : 7,7 : 28,4	вкрапленные, массивные, пятнистые, полосчатые, брекчиевидные, сланцеватые, цементационные, реликтивно-слоистые
Полиметаллические	сфалеритовая и колчеданно-полиметаллическая	17	30,3 : 3,4 : 11,2 : 55,1	массивные, колломорфные, брекчиевидные, брекчиевые, прожилково-вкрапленные, сланцеватые
Барит-полиметаллические	колчеданно-полиметаллическая и барит-полиметаллическая	1	29,6 : 3,8 : 21 : 45,6	колломорфные, массивные, брекчиевые, вкрапленные

\* Под S подразумевается сера пиритная.

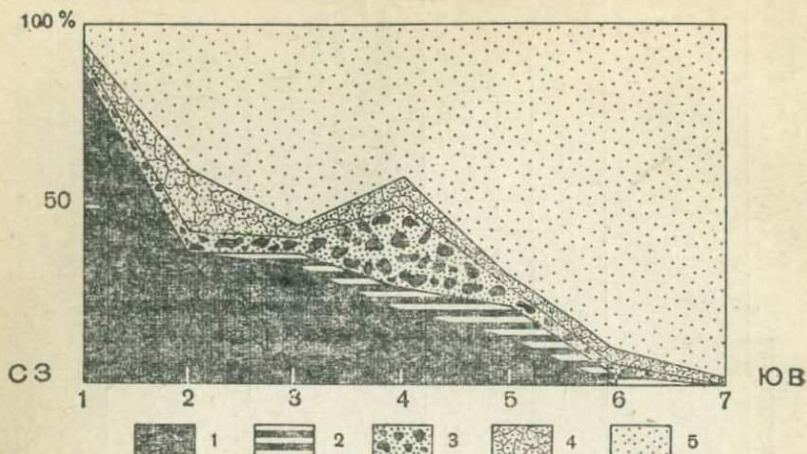


Рис. 15. Изменение соотношений между главнейшими типами текстур руд по простирацию рудной зоны Нижнего надвига:

- 1 — сплошные руды (массивные, пятнистые, полосчатые, колломорфные); 2 — реликтивно-слоистые руды; 3 — брекчиевидные руды; 4 — прожилково-вкрапленные руды; 5 — вкрапленные руды

залежей (рис. 16). По восстанию и падению вновь становится заметным преобладание вкрапленных руд.

Рудная зона Глубокой залежи имеет сходную картину смены в пространстве одних текстур другими. На западном фланге сплошных руд значительно больше, чем на восточном.

В рудной зоне Западного разлома преобладают богатые руды — массивные, полосчатые, колломорфные, сланцеватые и брекчиевые. Остальные типы текстур имеют резко подчиненное значение. Замечено, что в самых узких местах шва разлома руды почти всегда имеют сланцеватую текстуру, а в широких — брекчиевую.

### Зональность

Наиболее явно минералогическая зональность проявлена в двух рудных зонах — Западном разломе и Нижнем надвиге, причем в обеих установлено зональное распределение не только руд, но и прерудных метасоматитов.

Зональность метасоматитов, по данным В. Б. Чекваидзе [158], заключается в следующем. По простирацию рудной зоны Нижнего надвига при удалении от Западного разлома выделяются три сменяющие друг друга зоны: карбонатная, тальк-карбонатная и тальковая. Хлорит в разных количествах присутствует повсеместно, но участвует в зональности лишь пассивно, служа своеобразным фоном. Такая же зо-

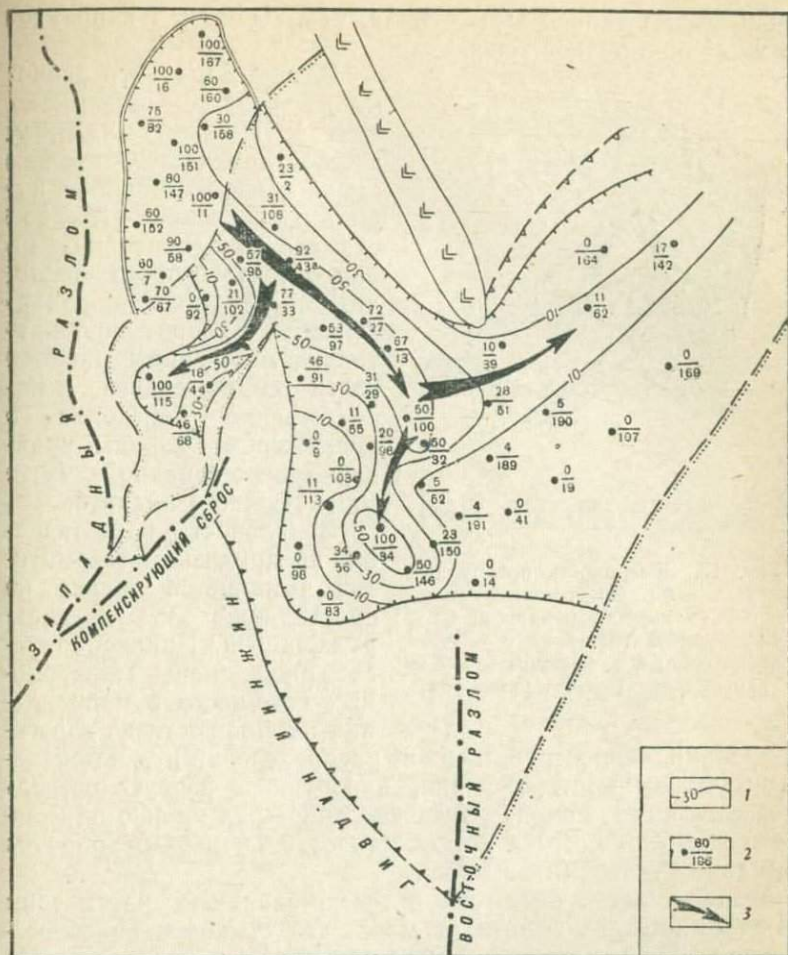


Рис. 16. Карта распространения сплошных руд в зоне Нижнего надвига и прилегающем участке Западного разлома:

1 — изолинии равной доли, которую составляют в залежах сплошные руды; 2 — числитель—доля, которую составляют сплошные руды в залежах данного пересечения, %; знаменатель — номер скважины; 3 — линия максимумов распространения сплошных руд. Остальные обозначения даны к рис. 9.

нальность, но слабее выраженная, наблюдается в направлении восстания рудной зоны.

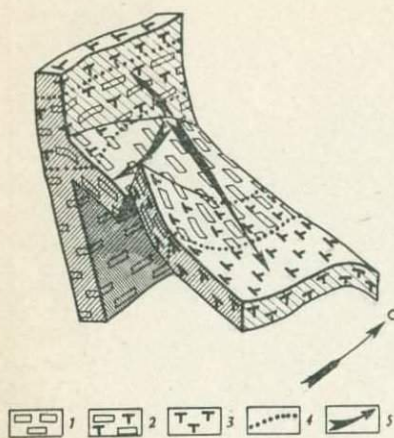


Рис. 17. Зональность предрудных метасоматитов:

- 1 — карбонатная зона; 2 — тальк-карбонатная зона; 3 — тальковая зона; 4 — границы зон; 5 — направление течения растворов

В зоне Западного разлома на участке, примыкающем к Нижнему надвигу, также намечается схожая смена новообразованных пород. Сочленение этих зон схематично показано на рис. 17, из которого видно, что хлоритовые, хлорит-карбонатные и хлорит-карбонат-тальковые породы нижней части сбросо-сдвига непосредственно переходят в аналогичные породы крайней северо-западной части зоны Нижнего надвига.

Зональность в размещении предрудных метасоматитов выявляется только по простиранию и падению рудных зон. Никакой закономерной смены минеральных сообществ в направлении их мощности не зарегистрировано.

В пространственном распределении руд в локальных участках месторождения, напротив, в первую очередь бросается в глаза смена различных типов руд именно по мощности рудных зон. На это обстоятельство первым обратил внимание В. П. Дмитриев [58].

Такой участок известен в северо-западной части зоны Нижнего надвига вблизи от места его стыковки со сбросо-сдвигом. Здесь лежащий бок зоны занимают колчеданные и медно-колчеданные руды, выше идут колчеданно-полиметаллические и еще выше — полиметаллические руды. Как правило, различные руды слагают пространственно обособленные рудные тела, разделенные слабоминерализованными интервалами. По мере продвижения на юго-восток зональность становится невнятной и приблизительно на линии профиля IIIa вовсе исчезает.

Зональность в западной половине Нижнего надвига можно выразить количественно. Здесь сменяют друг друга в направлении мощности зоны залежи Нижняя и Верхняя Медные, Основная и Всячая II. Изменение соотношения меди, свинца и цинка от залежи к залеже дает ясную картину возрастания роли свинца и особенно цинка на фоне содержаний меди (табл. 5). Еще более четко это видно из

Смена соотношений элементов от подошвы к кровле рудной зоны в западной части Нижнего надвига

Залежи	Соотношения				
	Cu : Pb : Zn	доля элементов от суммы S + Cu + Pb + Zn, %			
		S	Cu	Pb	Zn
Висячая II	1:3,3:21,3	24,7	2,9	9,7	62,7
Основная	1:1,4:6,1	63,4	4,3	6,1	26,2
Верхняя и Нижняя Медные	1:0,01:0,1	80,2	18,3	0,1	1,4

процентных долей S, Cu, Pb и Zn, которые они составляют от суммы всех этих элементов. В то время как доли свинца и цинка в рудах растут по мере продвижения от лежащего к висячему боку рудной зоны, доли меди и серы (пиритной), напротив, неуклонно уменьшаются.

Эти цифры выражают зональность вполне зримо, но очень грубо, так как относятся к усредненным величинам по целым залежам. В описанном месте рудная зона представляет собой единый ореол минерализации, в котором рудные тела в большинстве случаев выделяются лишь по данным опробования. Поэтому, чтобы выявить оттенки зональности по всей мощности зоны, нужно использовать все анализы, имеющиеся по пересечениям сплошного опробования. К сожалению, незначительное количество анализов серы пиритной не дает возможности воспользоваться процентными долями металлов и серы. В связи с этим строились только графики отношений свинца к меди и цинка к меди. Такие графики были составлены по всем скважинам рудной зоны Нижнего надвига. Данные анализов первичных проб подвергались троекратному сглаживанию (размер «скользящего окна» был принят равным 3 пробам).

Разнообразие составленных графиков велико. Единственной чертой, роднящей их, является заметное снижение значений отношений Pb/Cu и Zn/Cu при удалении от рудных тел. По своему виду в пределах рудных тел и вблизи них графики делятся на 3 основных типа: 1) не заметно каких-либо регулярных изменений отношений (рис. 18, а); 2) наблюдается тенденция к снижению их значений по направлению к кровле рудной зоны (рис. 18, б); 3) имеется тенденция к нарастанию величин отношений к кровле зоны (рис. 18, в).

Рудная зона Нижнего надвига распадается на два участка, характеризующихся различной степенью пространственного антагонизма меди и свинца (меди и цинка): в ее западной части преобладают скважины с графиками третьего типа, в восточной — первого. Графики второго типа эпизодически встречаются в обеих частях зоны. Обобщенно зональность в западной части (рис. 18, г) проявлена в виде тенденции к увеличению значений отношений  $Pb/Cu$  и  $Zn/Cu$  по

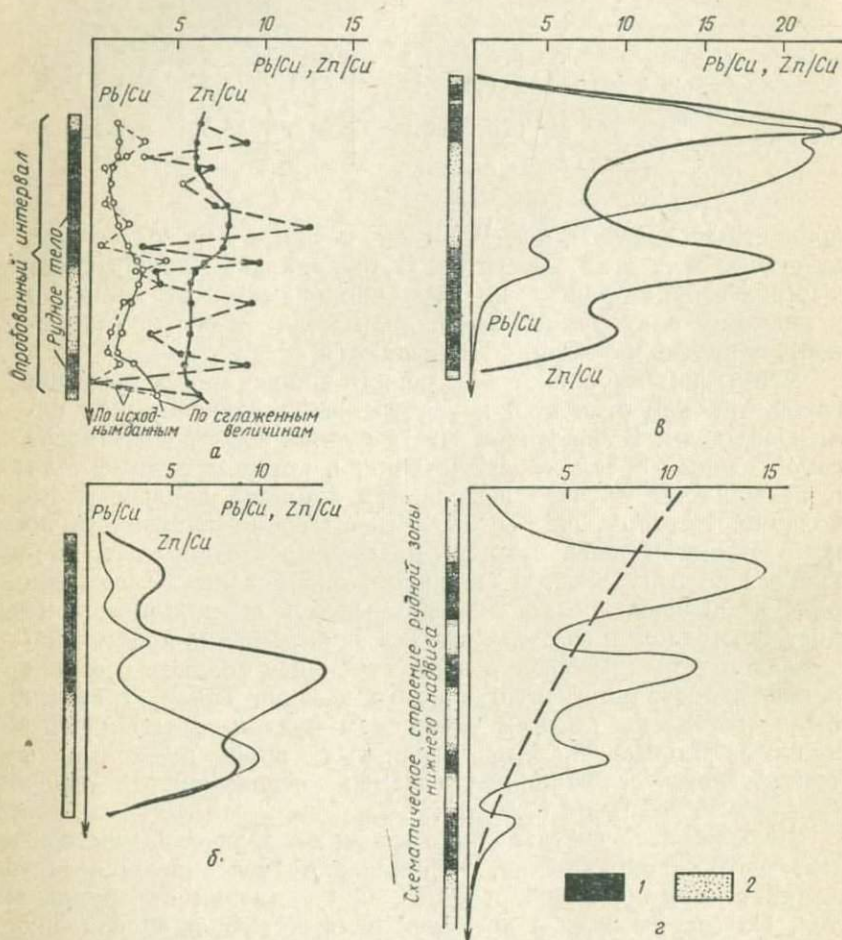


Рис. 18. Графики изменения отношений  $Pb/Cu$  и  $Zn/Cu$  по мощности рудной зоны Нижнего надвига: а — по скважине 27; б — по скважине 191; в — по скважине 43; г — обобщенный график для западной части рудной зоны: 1 — рудные тела, выделенные по опробованию; 2 — непромышленная рудная минерализация

направлению к кровле рудной зоны (на рисунке пунктир). В то же время не только со стороны лежачего, но и со стороны висячего бока в удаленных ореольных частях медь превалирует над свинцом и над цинком. Такой характер зональности типичен для случаев комбинации однополярной и полиполярной зональности [188].

Для месторождений с преобладанием руд метасоматического типа такие особенности зональности наиболее удовлетворительно находят объяснение, если исходить из предположения о наличии нескольких растворопроводящих каналов, вокруг которых формировались своеобразные метасоматические колонки, где цинк и свинец занимали место, прилегающее к проводнику, а медь уходила от него дальше. С целью проверки влияния подвижностей элементов на создание такой зональности для них были вычислены величины миграционной способности по методике, изложенной в работе А. П. Соловова [144]. Предпосылкой к ее использованию явилось то, что изменения содержания  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$  и  $\text{Zn}$  в ореолах в первом приближении отвечают экспоненциальному закону. Величины миграционной способности  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$  и  $\text{Zn}$  для зоны Нижнего надвига<sup>1</sup> в среднем соответственно равны: в висячем боку — 3,5, 2,1 и 1,8 м; в лежачем — 5,0 м, медь по-прежнему остается наиболее подвижной, а цинк и свинец меняются местами ( $\text{Zn}$ —2,0 м,  $\text{Pb}$ —1,5 м). Полученные цифры соответствуют выявленным особенностям графика изменения указанных отношений, и посему в какой-то мере объясняют преобладание медной минерализации в висячем и лежащем боках рудной зоны, а также относительные снижения величин отношений  $\text{Pb}/\text{Cu}$  и  $\text{Zn}/\text{Cu}$  между соседними рудными телами.

Возникновение генеральной однополярной зональности можно объяснить тем, что формирование структур, проводящих гидротермальные растворы, происходило неодновременно; при движении надвигающегося блока новообразованные полости приоткрывания чаще всего оказывались выше сформированных залежей; растворы же, растекающиеся по этому новому проводнику, естественно, откладывали свой рудный груз уже с другими соотношениями основных компонентов (см. рис. 12, б), нежели те, которые характерны для нижележащих рудных тел.

Таким образом, «поперечная» зональность этой части месторождения может быть объяснена совокупным влиянием, с одной стороны, непрерывно-прерывистого поступления отдельных порций растворов в синхронно возникающие трещины, обусловившие пространственную разобщенность рудных

<sup>1</sup> Вычисления производились по данным химических анализов проб скважин 9, 102, 28.

тел, и, с другой стороны, дифференциальной химической подвижностью компонентов. В данном случае, вероятно, правильнее всего говорить о комбинации зональности отложения с зональностью тектонических приоткрываний [139, 140], или, что то же самое, о локально-асцензионной зональности рудных тел [92, 190].

Такой подход резко расходится с отправной точкой И. В. Дербикова и Ю. А. Нуварьевой [50, 51], которые приводят зональность Корбалихинского месторождения в качестве эталона «паравулканической» зональности. Одновременно он заметно отличается от взглядов В. П. Дмитриева [58], классифицировавшего ее как зональность отложения.

Зональность в плоскости рудных зон проявлена в месторождении значительно менее контрастно. Так, в рудной зоне Западного разлома намечается вертикальная зональность (вернее, зональность по склонению) — на севере на больших глубинах вскрыты колчеданно-полиметаллические руды (Нижнее приразломное рудное тело); ближе к югу на средних горизонтах — полиметаллические (Среднее приразломное рудное тело); а еще южнее вблизи от поверхности — барит-полиметаллические (Верхнее приразломное рудное тело).

Своеобразна зональность по простиранию рудной зоны Нижнего надвига, где западные фланги представлены дифференцированными по составу рудными телами, а восточные — «сложными» по составу рудными телами. Качественное отличие этих частей налицо. Интересно, что, если вычислить средние содержания металлов по всей мощности зоны, суммировав анализы проб по всем отдельным рудным телам в западной части надвига, а затем по этим осредненным величинам получить отношения  $Pb/Cu$ ,  $Zn/Cu$  и  $Pb/Zn$ , то мы будем иметь значения, практически не различающиеся от таковых для восточной части надвига. В то же время, если следить за изменениями этих соотношений по простиранию отдельных рудных тел, то можно заметить определенную тенденцию. Так, для западных частей Основной залежи характерны отношения  $Pb/Zn$ , равные 0,01—0,1; для ее центральных частей—0,1—0,2; для восточного и юго-восточного флангов—0,2—0,3, до 0,4.

Таким образом, для отдельных рудных тел намечается слабая зональность по их простиранию, а для всей рудной зоны Нижнего надвига в целом этого не наблюдается. Этот факт может объясняться тем, что в тектонически мобильной западной части надвига разновременные ассоциации из-за изменений путей движения растворов формировали рудные тела разного состава. К восточному флангу месторождения шов надвига приобретал характер единой трещины, «втекающая» в которую растворы, естественно, суммировали в ограничен-

ном объеме разновременные ассоциации, создав «сложные» руды.

Слабо проявленная зональность установлена в направлении падения этой же рудной зоны. От ее верхнего выклинивания барит-полиметаллические руды книзу последовательно сменяются полиметаллическими, колчеданно-полиметаллическими и медно-колчеданными (рис. 19). Возможно, такую

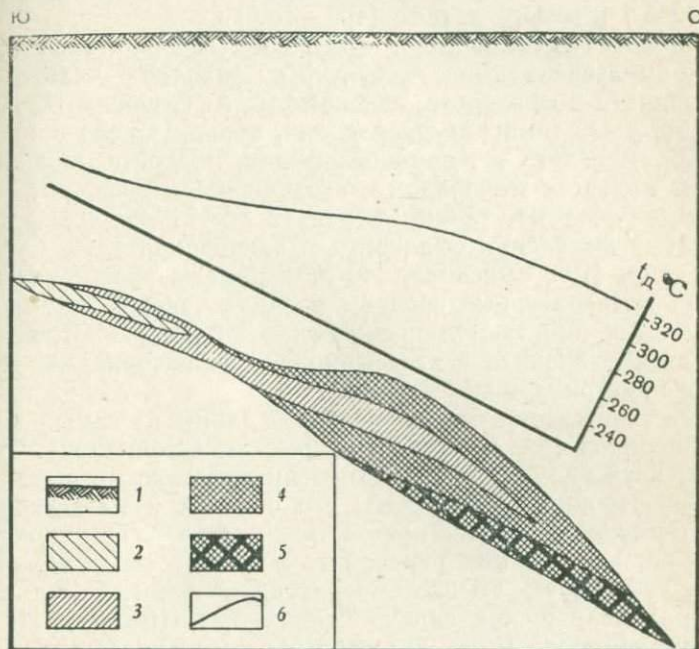


Рис. 19. Схематический разрез Основной залежи:  
 1 — дневная поверхность; 2 — барит-полиметаллические руды; 3 — полиметаллические руды; 4 — колчеданно-полиметаллические руды; 5 — медно-колчеданные руды; 6 — изменение температур начала декрепитации ( $t_{д}$ ) полиметаллических руд по направлению восстания залежи

зональность следовало бы называть фациальной, но в данном случае ее можно трактовать и по-другому. При надвиговых движениях рудная зона постепенно расширялась вверх по восстанию, и именно сюда и попали самые поздние «остаточные» растворы. Вероятно, эта зональность возникает как результат взаимодействия обоих указанных явлений.

#### Температурный режим минералообразования

Для реконструкции температур минералообразования в качестве геотермометров использовались рудные минералы и их сростания, температуры гомогенизации газовой-жидких

включений в минералах и температуры начала декрепитации как жильных, так и рудных минералов. Использование рудных минералов и их сростаний дало скудную информацию о температурах рудоотложения в период 3-й (сульфидной) стадии.

К пирротин-халькопиритовой ассоциации принадлежит кубанит и халькопирит, образующие пластинчатые структуры распада, для которых определены [154] температуры распада ( $253^{\circ}$ ) и гомогенизации ( $400-450^{\circ}$ ).

К этой же ассоциации и частично к сфалеритовой относятся эмульсиевидные структуры распада — «капельки» халькопирита в сфалерите, для которых А. Сугаки и Н. Джеммай [198] дают температуру распада, варьирующую в пределах  $350-400^{\circ}$ . Эта же пара сульфидов, но когда уже халькопирит является минералом — «хозяином», а сфалерит — минералом — «гостем», также образует структуру распада — звездчатые выделения сфалерита в халькопирите. А. Сугаки и С. Тахино [199] выяснили, что от перемены ролей этих минералов температурные пределы распада твердых растворов не меняются и остаются прежними —  $350-400^{\circ}$ . Структура «звездочек сфалерита в халькопирите» характерна для сфалеритовой ассоциации.

В месторождении борнит является одним из самых поздних минералов (барит-полиметаллическая ассоциация). Тщательное изучение борнита в иммерсии показало отсутствие у него анизотропии. Поэтому мы его относим к метастабильной кубической модификации. Как известно, «...псевдокубический борнит при  $190^{\circ}$  переходит в легко переохлаждающуюся кубическую высокотемпературную форму... Эта температура превращения сильно колеблется» (Рамдор, [149]). А. А. Филимонова [178, 179] дает пределы колебаний этой точки инверсии, равные  $170-200^{\circ}$ . В ряде зерен борнита зафиксированы тоненькие пластиночки халькопирита, которые скорее всего, являются продуктами распада твердого раствора борнит—халькопирит. А. А. Филимонова [178] для 13% халькопирита в борните дает температуру распада  $270^{\circ}$ . А. Сугаки [229] считает, что температуры точки распада сильно зависят от соотношения фаз и колеблются от  $150$  до  $300^{\circ}$ .

Таким образом, используя в геотермометрическом анализе отдельные рудные минералы и их сростания, мы можем дать лишь очень широкий интервал возможных температур рудообразования в 3-ю стадию, которые снижались с  $400-350$  до  $300-150^{\circ}$ .

Более надежные сведения дает изучение в минералах газовой-жидких включений как индикаторов температур минералообразования. Исследованиями Н. П. Ермакова [66, 67], Г. Г. Леммлейна [97], Ф. Г. Смита [142, 143], Ю. А. Долгова

[60] и многих других выяснены возможности и пределы применения методов гомогенизации и декрепитации в минералогической термометрии. Из них более предпочтителен метод гомогенизации, дающий информацию о нижнем температурном пределе минералообразования. Температуры же начала взрывания включений могут быть как выше, так и ниже температур кристаллизации минералов [108].

Таблица 6

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах Корбалихинского месторождения

Номер образца	Минерал-хозяин	Доля газа во включении, %	Температуры гомогенизации, °С
---------------	----------------	---------------------------	-------------------------------

*Тальк-карбонатная ассоциация*

152/137	кальцит	до 20	235, 230, 227, 220
95/262	кварц	20—25	310, 244, 230
102/219	»	18	256, 256, 245
102/212	»	15—20	270, 265
97/312	кальцит	22	265

*Сфалеритовая и барит-полиметаллическая ассоциация*

191/250	сфалерит	15—18	280, 215, 192, 185, 173, 165
58/204	»	15—25	283, 275, 210, 185, 170, 165
163а/640	»	12	200
95/262	»	10	182, 178
148/102	барит	10—18	278, 220, 223, 210, 150, 147, 140
30/123	»	18	210

*Пострудные прожилки*

102/212	кварц	5—10	140, 135 и холодноводные
152/137	кальцит	10	162, 160, 157, 150, 140
102/219	кварц	15—10	170, 160
89/117	кальцит	8, 30—35	210, 85 и холодноводные
63/217	»	40	333 (?)
60/207	»	10	144

Поэтому в своей работе мы ориентировались на метод гомогенизации; метод декрепитации использовался как вспомогательный. Всего было проведено около 70 частных гомогенизаций газовой-жидких включений минералов 4 ассоциаций — тальк-карбонатной, сфалеритовой, халькопирит-кварцевой и пострудной кварц-карбонатной. По различным минералам было выполнено следующее количество определений: по кальциту — 13; по кварцу — 33; по бариту — 8; по сфалериту — 15 (табл. 6). Было продекрепитировано более

100 мономинеральных проб (размер пробы — 1 см<sup>3</sup>, фракция — 1,0—0,5 мм) кальцита, кварца, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, барита, гипса, флюорита и эпидота, а также около 250 проб руд и измененных пород, что делалось в целях реконструкции палеотемпературных полей, существовавших в разные периоды минералообразования.

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений являются минимально возможными температурами образования минералов. С повышением давления, при котором включения были законсервированы, разница между температурами кристаллизации минерала и температурами гомогенизации этого включения растет, достигая, например, при давлении 2000 атм 120°. Поэтому всегда стараются внести поправку в температуры гомогенизации. Но для этого необходимо определить давление, существовавшее в момент минералообразования. Это удастся сделать только в очень редких случаях [61, 75, 76, 79, 118]. Для Корбалихинского месторождения не может быть произведена даже такая исключительно грубая прикидка величины давления, которая делается с помощью вычисления литостатистического давления, воссоздаваемого по глубине образования месторождения [93] путем подсчета нагрузки вышележащих пород, ибо здесь без очень далеких допущений невозможна реконструкция разреза к моменту рудоотложения, что вызвано отсутствием надежных сведений о возрасте рудообразования. Сказанное заставляет нас ограничиться констатацией полученных значений температур гомогенизации, которые, безусловно, ниже истинных температур минералообразования, но на какую величину — неизвестно.

#### Эволюция температур минералообразования во времени

Обобщенные данные (табл. 7) по гомогенизации газовой-жидких включений минералов разных стадий и данные по их декрепитации позволяют обоснованно говорить только о существовании эволюционного фона температуры минералообразования. Вероятно, в ходе гидротермального процесса температуры снижались на 200—300°. Этот эволюционный фон развития, конечно, многократно нарушался и, скорее всего, на рубежах двух соседних стадий, но восстановить флуктуации температурного режима в месторождении не представляется возможным. Это связано с микроскопически малыми размерами включений, заметных лишь при очень больших увеличениях (в 300—500 раз). Такие размеры включений исключают их надежное отнесение к первичным, первично-вторичным, мнимовторичным или вторичным.

Отсутствие подобных сведений не дает права интерпретировать те температуры гомогенизации включений в минералах одной стадии, равные которым определяются в минералах последующих стадий, поскольку эти включения могут оказаться вторичными.

Таблица 7

Температуры гомогенизации и декрепитации различных минеральных комплексов Корбалихинского месторождения

Минеральные комплексы	Температуры гомогенизации, °С	Температуры декрепитации, °С
Пирит-хлоритовый	—	380—280
Тальк-карбонатный	310—210	350—250
Сульфидный	283—165	340—190
Пострудных прожилков	170—85	240—100

В этом отношении хуже всего могут быть охарактеризованы температуры моментов завершения формирования прерудных минеральных комплексов, так как все температуры гомогенизации включений ниже 280° могут объясняться тем, что эти включения — вторичные, возникшие в последующую сульфидную стадию. Нужно еще иметь в виду и то, что температуры гомогенизации, равные 280°, определены по газово-жидким включениям в сфалеритах, относящихся к сфалеритовой ассоциации. Вполне вероятно, что, если бы представилась возможность определить температуры гомогенизации включений в минералах более ранних ассоциаций (халькопиритовой и пирротин-халькопиритовой), то они оказались бы выше 280°. Значит, можно ручаться лишь за то, что за период образования трех последних ассоциаций сульфидного комплекса температура растворов снизилась более чем на 100°. Если температуры гомогенизации принимать за минимально возможные температуры минералообразования, то все промышленно интересные руды месторождения были сформированы в интервале 300—170°.

Изменение температур минералообразования в пространстве

Корбалихинское месторождение представляет собой объект, имеющий значительное протяжение в пространстве. Вряд ли при его формировании температура рудообразующих растворов была одинаковой на всем его протяжении. Мы предприняли попытку реконструировать температурное поле, существовавшее в пределах месторождения в период

образования сульфидного комплекса. С этой целью были отобраны пробы руд на декрепитацию из большинства скважин месторождения. Отбирались только полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды. Пробы дробились до фракции 0,5—1 мм и часть пробы объемом в 1 см<sup>3</sup> декрепитировалась. 1/4 часть проб дублировалась с целью проверки сходимости температур начала массового растрескивания в повторных анализах.

На рис. 20 приведено воссозданное с помощью декрепитации палеотемпературное поле рудной зоны Нижнего надвига и той части зоны Западного разлома, где залегает Среднее приразломное рудное тело. Конечно, речь идет не об истинном температурном поле, а о том его качественном отображении, которое может быть получено с помощью декрептофонического метода. Центром наибольших температур является участок сочленения указанных зон. От него практически во все стороны наблюдается падение температур, но неравномерно по различным направлениям. Основные линии наименьших градиентов (0,01° С/м—0,2°С/м) ориентированы вдоль стыка рудных зон и по простиранию Нижнего надвига. Сравнительная малочисленность проанализированных проб не позволяет нарисовать обоснованный узор геоизотерм для Западного разлома (Нижнее приразломное тело) и рудной зоны Глубокой залежи, но и здесь максимум температур наблюдается в месте сочленения названных зон, на удалении от которых обычно более низкие температуры.

Достаточное количество специально отобранных проб предрудных кальцитов дало возможность восстановить характер температурного поля тальк-кальцитовой стадии для зон Западного разлома и Нижнего надвига. Для этой стадии выявлена качественно сходная картина — температуры вблизи Западного разлома на 60—80° больше, нежели на удалении от него (рис. 21).

Примечательно, что, несмотря на большой разброс значений температур начала массового растрескивания кальцита и кварца из пострудных прожилков, наибольшие температуры также зафиксированы вблизи от Западного разлома (240—180°). В периферических частях месторождения они снижаются до 200—100°.

Это говорит о том; что на протяжении всего процесса минералообразования самыми высокими температурами растворов характеризовался участок месторождения, близкий к Западному разлому.

Вышеизложенные данные относятся к изменениям температур минералообразования в плоскостях рудных зон. Но в отдельных местах (западная половина Нижнего надвига) фиксируется также смена температур в поперечном направлении, когда температуры декрепитации руд последовательно

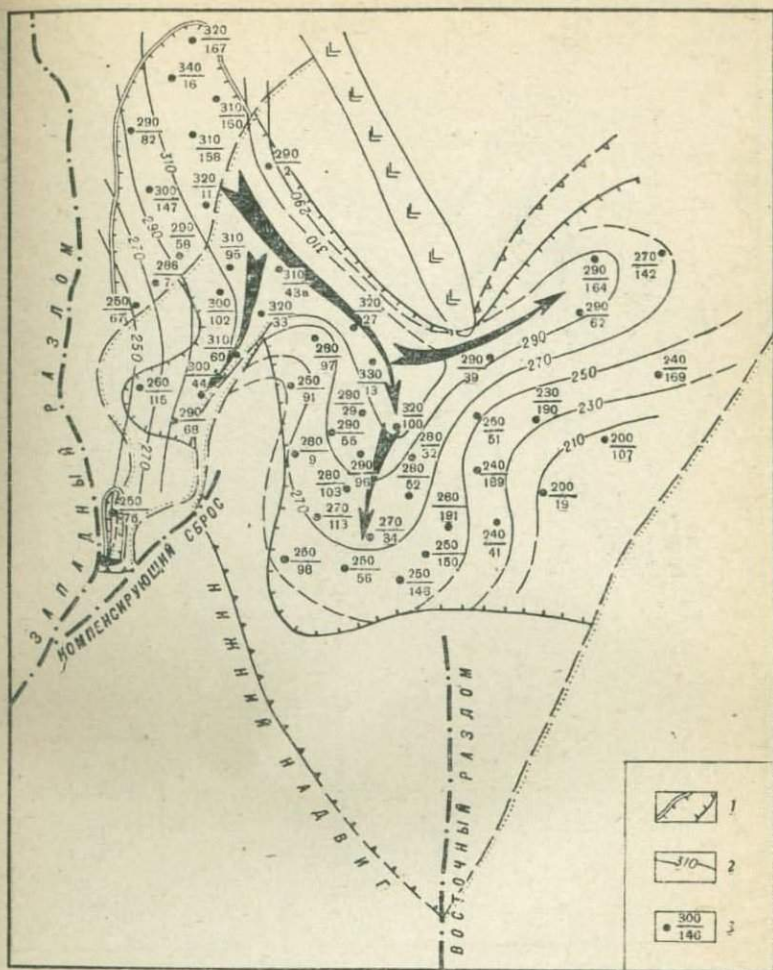


Рис. 20. Карта температур начала декрепитации руд Нижнего надвига и южной части зоны Западного разлома:

1 — граница распространения промышленного оруденения в зоне Западного разлома (а) и в зоне Нижнего надвига (б); 2 — изотермы начала декрепитации руд; 3 — числитель — температура начала декрепитации руд; знаменатель — номер скважины. Остальные обозначения даны к рис. 8

уменьшаются от лежащего бока рудной зоны к висячему. Так, медно-колчеданные руды в среднем начинают декрепитировать при температуре  $320^{\circ}$ , колчеданно-полиметаллические — при  $300^{\circ}$  и полиметаллические — при  $280^{\circ}$ . Так как эти руды сложены сменяющимися друг друга во времени минеральными ассоциациями, такое изменение температур по мощности

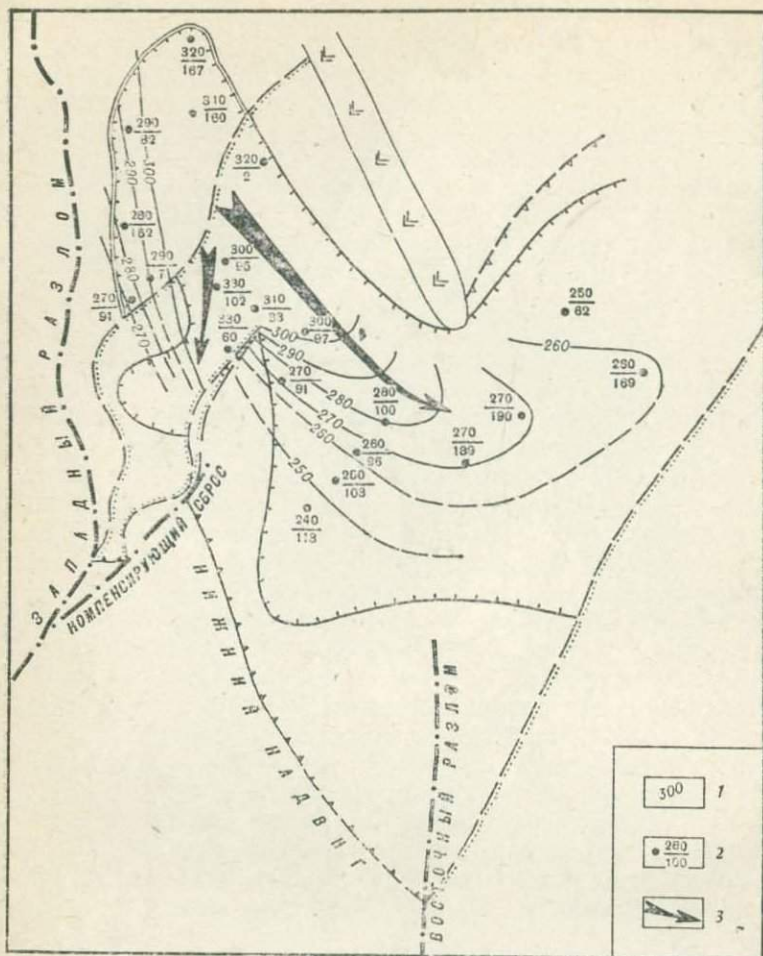


Рис. 21. Карта температур декрепитации предрудных карбонатов зоны Нижнего надвига и южной части Западного разлома:  
 1 — изотермы начала декрепитации; 2 — числитель — температура начала декрепитации карбоната, знаменатель — номер скважины; 3 — направление наименьших температурных градиентов.  
 Остальные обозначения даны к рис. 8 и 20

рудной зоны должно трактоваться не как пространственное, а как временное.

Была также проверена мысль о возможном изменении температур минералообразования с глубиной. Оказалось, что влияние глубины на температуры декрепитации исследованных минералов — кварца, кальцита, пирита и сфалерита — практически неощутимо.

Таким образом, в месторождении наблюдается изменение температур минералообразования как во времени, так и в пространстве. Если взять, например, сульфидную стадию, то в ходе ее наблюдается снижение температур растворов как минимум на 100°. В то же время и в пространстве фиксируется уменьшение температур на 120—140°.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сложность проблемы генезиса полиметаллических месторождений Рудного Алтая находит свое выражение в неутрачивающей дискуссии, суть которой в основном сводится к выяснению вопроса о возрасте оруденения. Большая группа геологов [12, 25, 26, 48—51, 78, 91, 169] отстаивает точку зрения о синхронности или тесной связи процесса рудообразования с девонским вулканизмом. Не менее представительная группа ученых [38, 41, 42, 53, 71—74, 88, 111, 112, 135—137, 149, 156, 168, 171, 176, 177] придерживается концепции о значительно более позднем по отношению к вулканизму возрасте руд и генетически связывает оруденение с интрузивной деятельностью. Но среди них нет единодушия в решении вопроса о генетических связях оруденения с тем или иным интрузивным комплексом и, следовательно, о возрасте полиметаллических руд. Одни усматривают парагенетическую связь рудообразования со змеиногорским комплексом [112, 136], другие — с комплексом «малых интрузий» габбро-диабазов и диабазов, причем, приписывая последнему или докалбинский [88], или посткалбинский [38, 73, 156] возраст. В последнее время заметна тенденция к признанию многими геологами неоднократного проявления во времени полиметаллического оруденения в Рудном Алтае [74]. На генезис Корбалихинского месторождения также существует две точки зрения. В. П. Дмитриев [58] и Е. И. Венцловайте [31] считают руды месторождения эпигенетическими по отношению к вмещающим породам. И. В. Дербигов [49—51] склоняется к мнению об осадочном происхождении руд. Взгляды автора изложены ниже.

На данной стадии изученности месторождения могут быть решены, и то с различной степенью достоверности, лишь отдельные вопросы его происхождения.

### Возраст оруденения

С полной определенностью можно говорить об эпигенетичности оруденения по отношению к вмещающим породам. Об этом свидетельствуют метасоматический характер руд, их локализация в разломах, стадийность минералообразова-

ния, наличие ореола околорудных изменений со стороны ви-сячего бока рудных тел, дорудность субвулканических габбро-диабазов, высокие температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах и другие факты. Эти признаки резко расходятся с типичными чертами эксгаляционно-осадочных месторождений [66].

Эпигенетичностью руд по отношению к вмещающим породам давыдовской толщи, датируемой франским веком, определяется нижняя возрастная граница процесса рудообразования. Большое значение в размещении руд в месторождении имеют субмеридиональные разломы. Известно, что в пределах Змеиногорского рудного поля (см. рис. 1) они пересекают и смещают граниты змеиногорского комплекса. Это является косвенным (конечно, довольно слабым) аргументом в пользу постзмеиногорского времени оруденения.

### Последовательность минералообразования

Рудоотложению предшествовали мощно проявленные изменения вмещающих пород, происходившие в две стадии (табл. 8). Сначала, захватив почти все рудные зоны Промышленного блока, прошла волна интенсивной метасоматической хлоритизации пород, которая сопровождалась отложениями пирита. При этом в сферу метасоматоза привносились значительные количества железа и магния, возможно, марганца<sup>1</sup>. Основным результатом железо-магнезиального метасоматоза явился вынос кремнекислоты и щелочных элементов. Некоторая часть кремнекислоты переотлагалась в виде кварца, парагенного с хлоритом, но вынос его все же преобладал. Являясь повсеместно фоном для всех последующих периодов минералообразования, продукты этой стадии в дальнейшем испытывали неоднократные преобразования. Так, пирит в различных участках месторождения то служил осадителем других халькофильных элементов, то возобновлял свой рост, нередко даже после некоторой грануляции и дробления.

После ощутимых тектонических подвижек состав растворов меняется. О смене плана деформации не может идти речи — он наследуется, но сфера протекания агрессивных растворов резко сужается. Формируется тальк-карбонатный минеральный комплекс. В стадию его образования в карбонатную зону (см. рис. 17) привносятся Ca, CO<sub>2</sub> и Mn (?), а из нее выносятся все остальные породообразующие компоненты. В тальк-карбонатной зоне к группе привносимых при-

<sup>1</sup> Все данные о привносе-выносе петрогенных компонентов приведены по материалам В. Б. Чекваидзе.

бавляется магний и кремнекислота. Они же в еще больших количествах привносятся в процессе преобразования пород зоны талька. Железо почти повсеместно имеет тенденцию выноситься.

Последующие тектонические движения вновь значительно расширяют область циркуляции гидротермальных растворов, из которых формируется сложный сульфидный комплекс. Рудообразующие растворы притекали в эту стадию в пределы месторождения непрерывно, но местные подвижки меняли пути их движения, приводя к локальным асцензиям растворов нередко в пространственно разобщенные участки. В начале стадии образуются халькопиритовая и пирротин-халькопиритовая минеральные ассоциации, состав которых свидетельствует о явном недостатке серы в растворах. Об этом говорит присутствие в рудах пирротина, кубанита и магнетита [15, 16, 103, 104]. Вероятно, флюиды в этот период несли почти исключительно катионы металлов, из которых резко преобладала медь. Железо и сера, по-видимому, заимствовались из пирита и хлорита первой стадии.

С начала образования сфалеритовой ассоциации растворы, несомненно, привносили не только цинк, медь и свинец, но и серу, так как с этого момента пирротин начинает исчезать и появляется новообразованный пирит. Вопрос о привносе железа неясен — его вполне могло хватить на месте рудоотложения за счет разложения хлоритов.

Вслед за этим начинается период проявления по разрывам многочисленных, вероятно, малоамплитудных подвижек, вызывавших переменчивый режим давления, быстрые спады которого приводили к «мгновенным» выпадениям из растворов гелей в виде различных по составу сульфидных желвачков или колломорфных почек в полостях разного объема. Таким образом, формировалась колчеданно-полиметаллическая ассоциация.

В более спокойной обстановке происходила заключительная фаза процесса, в которую к привносимым компонентам прибавились мышьяк, золото и серебро. Некоторое повышение кислородного потенциала нашло отражение в появлении ощутимых количеств барита.

Обобщая изложенное, можно сказать, что рудоносные растворы постепенно уменьшали привнос в сферу рудоотложения меди и увеличивали привнос серы, цинка и свинца. В ходе процесса последовательно увеличивалось общее количество отлагающихся нерудных (жильных) минералов. Если в ранние локальные асцензии по существу происходило лишь перераспределение петрогенных компонентов в пределах рудных зон, то к концу стадии начинают привноситься барий, кремнекислота, фтор, возможно, кальций и углекислота.

На месторождении процесс минералообразования завер-

Последовательность гидротермального минералообразования  
в Корбалихинском месторождении

Минералы	I стадия		II стадия				III стадия	
	комплексы		сульфидный комплекс				комплекс пострудных прожилков	
	ассоциации		ассоциации				ассоциации	
	пирит-халькопиритовый	тальк-карбонатный	халькопиритовая	пирротин-халькопиритовая	сфалеритовая	колчеданно-полиметаллическая	барит-полиметаллическая	кварц-карбонатная
Пирит								
Сфалерит		?						?
Галенит								?
Халькопирит		?						?
Марказит								
Блеклая руда								
Пирротин		?						
Рутил								
Магнетит								
Гематит								
Кубанит								
Барнит								
Халькозин								
Серебро								
Золото								
Хлорит								
Тальк								
Кальцит				?				
Кварц								
Серицит					?	?		
Барит								
Флюорит								
Гипс								
Паранкерит								
Апатит					?	?		

- главный минерал ассоциации  
 ————— обычный минерал ассоциации  
 - - - - - второстепенный минерал ассоциации  
 - - - - - редкий минерал ассоциации

Тектонические подвижки:

- а | б а-проявление на большей части месторождения  
 б-проявленные в локальных участках

шается появлением широкого ореола пострудных кварц-карбонатных и гипсовых прожилков. Если все предыдущие минеральные ассоциации в своем распространении ограничивались узкими локальными зонами, то кварц-карбонатные прожилки выходят за их пределы, тем самым знаменуя резкую смену плана деформаций — предыдущие минеральные комплексы накапливались в условиях сжимающих тектонических напряжений, создававших в надвиговых и взбросовых структурах обособленные узкие каналы для движения минерализующих растворов, а в период формирования «чехла» прожилков, вероятно, существовали растягивающие усилия, нарушившие «герметичность» рудолокализирующих ловушек.

### Температура минералообразования

Минералообразование, как это следует из данных по гомогенизации газовой-жидких включений в минералах разных стадий, несомненно, происходило из жидких термальных флюидов. В ходе процесса температура растворов эволюционно-прерывисто снижалась как минимум с 310 до 80° и менее<sup>1</sup>. Образование промышленных руд происходило в более узком температурном интервале, пределы которого, по данным гомогенизации, оцениваются в 280—170°. Имея в виду, что эта методика дает лишь минимально возможные температуры кристаллизации минералов, довольно уверенно можно относить Корбалихинское месторождение к среднетемпературным рудным объектам.

### Направление движения минерализующих растворов

В последние 20 лет наблюдается резкое усиление интереса к воссозданию путей и направления движения древних рудообразующих растворов. В качестве методик, позволяющих решить эту проблему, используются геохимические данные, например, изменение в пространстве отношения Pb/Zn [13, 45, 147, 157], структурные особенности месторождений [45, 109], морфологические особенности отдельных минералов [6, 70, 185, 192], минералогическое картирование [148], результаты термобарометрических исследований [45, 109] и другие.

Проведенное нами изучение возможных путей и направления движения рудоносных растворов в пределах месторождения привело к интересным и важным выводам. Как уже говорилось, в плоскости рудных зон наблюдается зональность в распределении предрудных тальк-карбонатных метасоматитов

<sup>1</sup> О более низких температурах растворов в заключительные фазы процесса говорит обилие холодноводных включений в минералах пострудных прожилков.

(см. рис. 17). В. Б. Чекваидзе [158] объясняет возникновение зональности таким образом. Растворы в период образования указанных пород были насыщены Са,  $\text{CO}_2$  и Mg. Они вторгались в хлоритолиты и хлоритизированные породы, оказывались с ними неравновесными, вследствие чего неизбежно начиналась серия обменных реакций. Замещение хлорита кальцитом приводило к вытеснению в раствор практически всех элементов, составляющих клинохлор-прохлориты. Одновременно кальцитом замещались агрегаты раннего кварца и реликтовые участки первичных пород. Так формировалась кальцитовая зона. Благодаря этому в раствор переводилось значительное количество кремнекислоты. Ее поступление на фоне очень высокой активности магния приводило к интенсивному замещению хлорита тальком. Количество  $\text{SiO}_2$  при продолжении кальциевого метасоматоза прогрессивно возрастало, в результате чего стало возможным массовое выпадение талька совместно с кальцитом (тальк-карбонатная зона) и далее одного талька (тальковая зона). Если верна такая схема процесса, то направление смены карбонатной зоны тальк-карбонатной, а затем тальковой дает нам в руки направление инфильтрации метасоматизирующих растворов.

Вернемся к палеотемпературному полю, реконструированному для тальк-карбонатной стадии (см. рис. 21). Интерпретация имеющейся картины почти однозначная — растворы двигались, вероятнее всего, из зоны повышенных температур (Западный разлом), растекаясь потом по более пологим нарушениям (Нижний надвиг). Аналогична трактовка палеотемпературного поля сульфидной стадии, в которую растворы имели те же направления движения (см. рис. 20).

Об этом же свидетельствует и карта (см. рис. 16) распространения сплошных руд в этой части месторождения. Логично предположить, что уменьшение доли богатых (сплошных) руд в юго-восточном направлении связано с тем, что сюда докатывались растворы уже обедненные рудным грузом, сброшенным где-то ранее. Любопытно, что две качественно столь различные карты (см. рис. 16 и 20) дают весьма близкие узоры. Вряд ли такое совпадение является случайным. Поэтому напрашивается очень интересный вывод о том, что наиболее богатые руды образовались в участках, характеризующихся наименьшими перепадами (градиентами) температур, т. е. в условиях, приближенных к закрытым системам. Резкое же повышение температурного градиента приводит к отчетливому резкому обеднению руд.

Уже говорилось, что в том же юго-восточном направлении в рудах Основной залежи наблюдается довольно отчетливое нарастание величин в отношении Pb/Zn (с 0,01 до 0,4), что также свидетельствует о направлении течения рудоносных флюидов в этом направлении.

Своеобразным показателем, отражающим, как это считают В. Б. Наумов с соавторами [109], проницаемость пород, являются мощности рудных тел. В общем случае оси максимальной удельной проницаемости (совпадающие с участками максимальных мощностей рудных тел) дают «направление наименьшего сопротивления» гидротермальному потоку, что позволяет установить пространственное положение основного «русла» фильтрующегося потока флюидов. Такой «русловой линией» в нашем случае, вероятно, является линия наибольших суммарных мощностей рудных тел в зоне Нижнего надвига (см. рис. 9).

Совпадение конечных выводов, полученных путем использования разных методик, убеждает в правильности мысли о том, что Западный разлом являлся для месторождения раствороподводящим каналом, от которого по более пологим проводникам растворы растекались в восточном направлении.

### Соотношение руд метасоматических и руд выполнения полостей

На месторождении очень широко развиты руды замещения. Об этом говорят повсеместно встречающиеся коррозионные структуры, псевдоморфозы одного минерала по другому и т. п. Иногда можно вполне определенно говорить об избирательном метасоматозе. Например, развитие руд по амигдалоидным лавам андезито-базальтовых порфириров часто начинается с селективного замещения рудными минералами микролитов плагиоклаза, затем интерстиционного базиса породы. Кальцитовые же миндалины часто вообще остаются в виде белых «оспин» даже в массивных рудах. Очень часто в массивных кристаллических рудах встречаются обломки пород, слабо затронутые изменениями. Обычно это обломки кремнистых пород, нередко аргиллитов и алевролитов. Но о широком развитии избирательного метасоматоза говорить нельзя. Указанные случаи являются, скорее, не правилом, а исключением, и руды на месторождении развиваются широким фронтом, переходя из одних пород в другие и не меняя при этом заметно своего состава. Присутствие прожилковых и обилие метаколлоидных текстур и структур свидетельствуют о том, что ощутимая доля руд порождена процессами отложения в открытых полостях, объем которых регулировался тектоническими подвижками.

К сожалению, на данной стадии разведки месторождения нельзя более или менее точно оценить соотношение между рудами метасоматического происхождения и рудами, возникшими путем отложения в открытых полостях. Думается, что соотношение между первыми и вторыми лежит в преде-

лах 9 : 1—7 : 3. Другими словами, метасоматические руды существенно преобладают в месторождении, но не повсюду. Вероятно, в отдельных участках Среднего приразломного рудного тела и залежи Висячая II руды типа выполнения полостей преобладают.

### Г л а в а 3

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зареченское месторождение открыто в 1958 г. поисково-структурными скважинами на перспективных площадях, прилегающих с юга к разведанному к тому времени Среднему месторождению. Обоснование постановки поисковых работ на этом участке было сделано В. П. Дмитриевым, который признан первооткрывателем Зареченского месторождения. Месторождение на всем своем протяжении погребено под мощными аллювиальными наносами р. Корбалихи. Сначала была проведена только буровая его разведка. Затем была проведена шахтная разведка, подтвердившая полученные ранее данные [57]. К 1969 г. подземными горными выработками месторождение было детально охарактеризовано лишь на одном горизонте.

### ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЕГИОНЕ

Зареченское месторождение приурочено к Корбалихинской зоне субширотных разломов, осложняющих северное крыло Алейского антиклинория (см. рис. 1). Многие исследователи склонны придавать этой зоне очень большое значение в структуре всего Змеиногорского рудного поля [35, 41, 53—55, 176, 177]. Г. Ф. Яковлев [177] предполагает, что она представляет собой западное продолжение глубинного Тигерекского разлома, являющегося одним из главных дизъюнктивов Горного Алтая.

Так или иначе, но мощное развитие на юге Змеиногорского рудного поля субширотных разломов породило необычную структуру — Южную грабен-синклиналь, генетическая суть которой пока далеко не ясна. Вот основные черты ее строения: 1) протяженность резко преобладает над ее шириной — она протягивается на 8 км (может быть, и более) при средней ширине в 250—300 м; 2) большая глубина, которая, по мнению В. П. Дмитриева [72], превышает 1500 м; 3) повсеместная сопряженность с Центральной антиклиналью, смыкающей к ней с севера; 4) почти вертикальное, а неред-

ко и южное опрокинутое (но также очень крутое) залегание слагающих ее пород; 5) на значительном своем протяжении это — однокрылая структура, в которой в достаточной мере выражено только южное крыло и лишь местами фиксируются реликты северного крыла; 6) по данным идущих сейчас поисковых работ (М. В. Юрьшев, В. М. Чеботарев), западнее Петровского месторождения она «скрывается» под крутым взбросом, по которому на «стоящие на голове» девонские отложения надвинуты метаморфические нижнепалеозойские сланцы, что делает здесь рассматриваемую структуру «слепой».

Еще одной важной чертой положения месторождения в регионе является его приуроченность к месту, где Южная грабен-синклиналь пересекается крупным поперечным Маношкинским разломом восток-северо-восточного простирания, который на Среднем месторождении носит название Главный, а в пределах Зареченского — именуется нами Зареченским.

## СТРАТИГРАФИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### Нижний палеозой

Нижнепалеозойские метаморфические сланцы широко развиты в ближайшем соседстве с месторождением, выходя на поверхность не только южнее его, но и в отдельных местах севернее, в ядре Центральной антиклинали (см. рис. 1 и 22). В центральных же частях Южной грабен-синклинали метаморфическая толща залегает на весьма значительных и пока недостигнутых глубинах.

### Девонская система. Средний отдел Эйфельский ярус

*Березовская свита.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения березовской свиты объединены в две под-свиты — нижнюю и верхнюю.

*Нижнеберезовская подсвита* на месторождении представлена полностью и, в свою очередь, снизу вверх подразделяется на три пачки: 1) нижних аргиллитов; 2) туфов и 3) верхних аргиллитов.

Пачка нижних аргиллитов развита в южной части месторождения. Она залегает на размытой поверхности каледонского фундамента. Этот контакт характеризуется наличием невыдержанного слоя конгломератов. Кроме них в составе пачки встречаются слои аргиллитов и алевролитов, перемежающиеся с прослоями и линзами полимиктовых песчаников, туфогенных песчаников, туфов липаритовых порфи-



## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

СИСТЕМА	Д Е В О Н С К А Я	Л И Т О Л О Г И Ч Е С К А Я К О Л О Н К А	МОЩНОСТЬ	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД*
НИЖНЯЯ ПАЛЕОЗОЯ(?)	Э Й Ф Е Л Ь С К И Й	Нижних аргиллитов	>500	Кварц-хлоритово-серпичитовые метаморфические сланцы
	Б Е Р Е З О В С К А Я	Верхних «лапчатых» туфов липаритовых порфиритов	85 — 150	Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы липаритовых порфиритов
		Туфов липаритовых порфиритов	13 — 150	Туфы липаритовых порфиритов
		Аргиллитов, алевролитов, кремнистых пород, известняков	10 — 90	Аргиллиты, алевролиты, кремнистые породы, известняки
		Известковистых аргиллитов, алевролитов, туфов липаритовых порфиритов	>50	Известковистые аргиллиты, алевролиты, туфы липаритовых порфиритов

Рис. 22. Геологический план разведочного горизонта Зареченского месторождения (составлен М. В. Юрышевым и В. П. Дмитриевым, изменения внесены Н. Н. Шатагиным):

1 — пачка «лапчатых туфов»; 2 — известняки пачки верхних аргиллитов; 3 — аргиллиты и кремнистые породы пачки верхних аргиллитов; 4 — пачка туфов; 5 — пачка нижних аргиллитов; 6 — нижний палеозой; 7 — дайки зменногорского комплекса; 8 — субвулканические липаритовые порфиры; 9 — субвулканические андезито-базальтовые порфириты; 10 — баритовые руды; 11 — сплошные барит-полиметаллические руды; 12 — прожилково-вкрапленные полиметаллические руды; 13 — разломы; 14 — рассланцевание; 15 — подземные горные выработки; 16 — линии разрезов

ров, реже известняков и кремнистых пород. Замечено, что в направлении с запада на восток в разрезе пачки увеличивается количество пирокластического материала. Мощность пачки варьирует в пределах 80—150 м.

Пачка туфов липаритовых порфиров является маркирующей для всего рудного поля. Она почти целиком сложена туфами липаритовых порфиров. Присутствие в ней прослоев других пород—большая редкость. Практически не изменяясь в своем составе, пачка испытывает ощутимые изменения в мощности. С запада на восток наблюдается возрастание ее мощности почти в десять раз, с 10—15 до 80—150 м.

Пачка верхних аргиллитов вмещает наиболее богатые руды не только на Зареченском, но и на всех других барит-полиметаллических месторождениях «баритовой линии». Главное значение в разрезе пачки играют кремнистые породы, аргиллиты, алевролиты и известняки. Маломощные пропластки туфов липаритовых порфиров и других пород редки и не характерны. Обычно последовательность напластования пород в разрезе пачки выглядит следующим образом: на туфах предыдущей пачки лежат кремнистые породы, иногда подстилаемые слоем аргиллитов или алевролитов, что более обычно для восточной части месторождения; выше чаще всего идут чередующиеся слои кремнистых пород, аргиллитов и алевролитов; обычно кремнистые породы перекрываются известняками. Такое налегание известняков типично для большей части месторождения, но на востоке они обычно отделяются от кремнистых пород прослоем аргиллитов и алевролитов. Мощность пачки верхних аргиллитов увеличивается с запада на восток с 10—20 до 70—90 м.

*Верхнеберезовская подсвета* представлена на месторождении лишь нижней пачкой, которая сложена известковистыми аргиллитами и алевролитами с прослоями туфов липаритовых порфиров, получивших за свой своеобразный текстурный рисунок название «лапчатые туфы». Реже в составе пачки встречаются маломощные прослои известняков и кремнистых пород. Известная здесь неполная мощность подсветы достигает 60—80 м.

### Дайки

Зареченское месторождение отличается обилием даек, среди которых выделяются субвулканические, предположительно связанные с девонским вулканизмом, и интрузивные, являющиеся дериватами змеиногорского гранитоидного комплекса.

*Субвулканические образования* представлены дайкообразными телами липаритовых порфиров, особенно многочисленными в северной части месторождения. Эти дайкооб-

разные тела обладают мощностью 5—40 м и простираются на 100—400 м и более.

Автором и М. В. Юрышевым [164] к субвулканическим отнесены также дайки диабазовых порфиров. Поводом к этому послужило общее сильное изменение пород, полная альбитизация плагиоклазов, отсутствие темноцветных минералов и пересечение даек диабазовых порфиритов на Среднем и Стрижковском месторождениях дайками габбро-диабазов и диоритовых порфиритов [5, 59]. Подобное же пересечение было встречено М. В. Юрышевым и на Зареченском месторождении. Дайки диабазовых порфиритов многочисленны и невелики по размерам, мощность их обычно не превышает 1 м, а протяженность 50—60 м.

*Интрузивные породы* на месторождении представлены дайкой плагиогранит-порфиров и приблизительно 40 дайками диабазов, габбро-диабазов и диорит-порфиритов. В. П. Дмитриев [59] относит их ко второму этапу жильной серии змеиногорского комплекса. Указанные дайки индексируются как жильные отщепления змеиногорского комплекса. Дайки габбро-диабазов, диабазов и диорит-порфиритов распространены в объеме месторождения в общем довольно равномерно. Они имеют мощность в среднем 1—6 м и простираются на 50—400 м.

Как субвулканические, так и интрузивные дайки пересекают под очень острыми углами напластование вулканогенно-осадочных отложений. В силу чего имеют с ними весьма сходные элементы залегания: широтное простирание и крутое, близкое к вертикальному падение. Но есть несколько даек, контролируемых Зареченским разломом, которые отчетливо секут вмещающие породы (см. рис. 22). Они ориентированы в северо-восточном направлении.

## СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Главной особенностью структуры месторождения является крутое, близкое к вертикальному падение всех ее составных частей: слоев вулканогенно-осадочных пород, даек, разломов и рудных тел. Очень близки также углы их простирания. Это обстоятельство является причиной того, что остались нерасшифрованными направления и амплитуды перемещений отдельных геологических блоков, ибо, как известно, очень сложно устанавливать амплитуды тектонических движений по нарушениям, согласным со слоистостью стратифицированных пород. В связи с этим выявленные в пределах месторождения тектонические дислокации в настоящее время могут быть описаны лишь морфологически, механизм же их образования во многих случаях остается неясным.

## Складчатые нарушения

Основным структурным элементом участка рудного поля, занимаемого месторождением, является Южная грабен-синклиналь, которая в самом общем виде уже была охарактеризована выше.

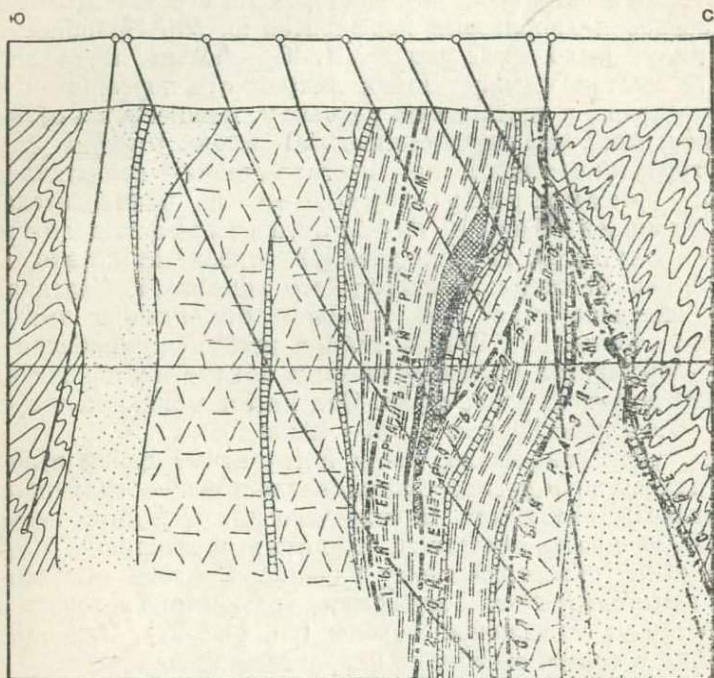


Рис. 23. Геологический разрез по профилю XII—XII (составлен В. П. Дмитриевым, изменения внесены Н. Н. Шатагиным). Условные обозначения даны к рис. 22.

Полнее всего представлено ее южное крыло, в сложении которого с юга на север участвуют следующие пачки березовской свиты: 1) нижних аргиллитов; 2) туфов; 3) верхних аргиллитов и 4) «лапчатых» туфов. В разрезах к востоку от центральной части месторождения почти всегда устанавливаются рудименты северного крыла грабен-синклинали, которое складывается пачкой нижних аргиллитов (рис. 23) и, вероятно, пачкой туфов (рис. 24). Углы падения слоев здесь, так же как и в южном крыле, близки к вертикальным, причем на высоких горизонтах месторождения обычно опрокинутое залегание.



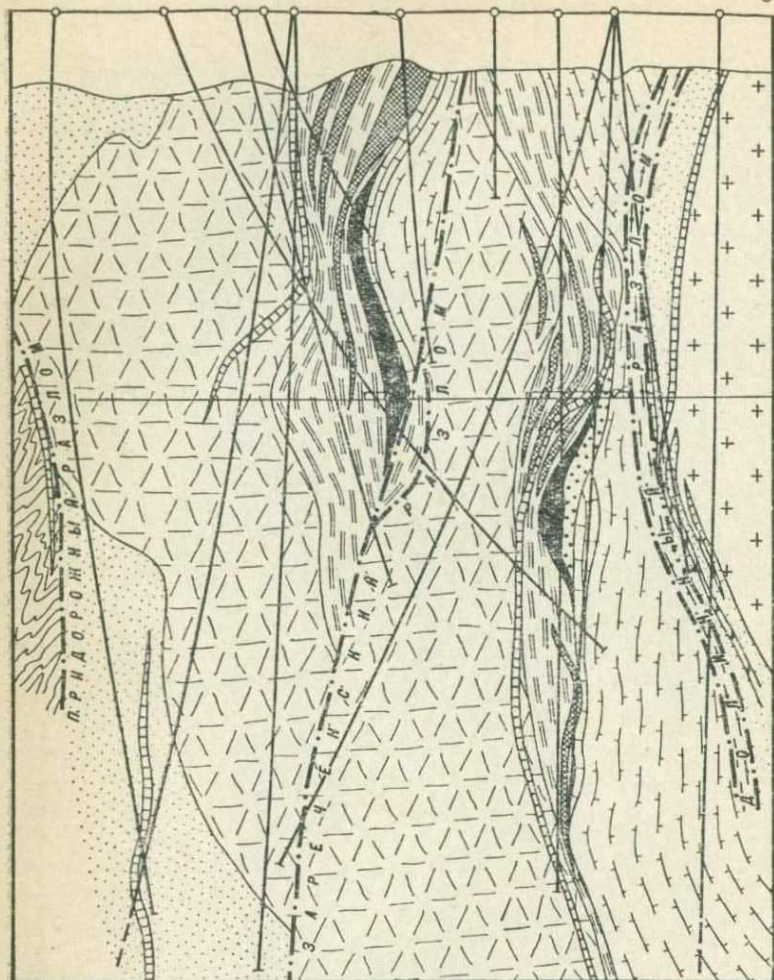


Рис. 25. Геологический разрез по профилю XV—XV (составлен В. П. Дмитриевым, изменения внесены Н. Н. Шатагиным): Условные обозначения даны к рис. 22

Моноклиальное падение слоев в крыльях грабен-синклинали осложнено продольными складками, шарниры которых параллельны общему простиранию грабен-синклинали, а их осевые поверхности, с одной стороны, примерно горизонтальны, а с другой — приблизительно нормальны осевой поверхности грабен-синклинали. Эти складки обуславливают более или менее заметную волнистость вертикально падающих слоев девонских пород в крыльях грабен-синклинали.

Есть также складки поперечные к общему простиранию грабен-синклинали. Их шарниры погружаются очень круто, практически вертикально, а осевые поверхности перпендикулярны горизонту и одновременно осевой поверхности грабен-синклинали. Поперечные складки создают слабую гофрировку слоев девонских пород в крыльях грабен-синклинали (см. рис. 22).

Южная грабен-синклиналь на участке месторождения представляет собой узкую, пережатую, прямую синклинальную складку, слабоосложненную продольными и поперечными складками высоких порядков и имеющую ядерную часть, сильно нарушенную крупными разломами.

### Разрывные нарушения

Мощно проявленные в пределах месторождения разрывные нарушения по своим элементам залегания делятся на две группы: 1) северо-восточного и 2) субширотного простирания.

#### Разрывные нарушения северо-восточного простирания

Основными среди разломов северо-восточного направления, диагонального к общему простиранию Южной грабен-синклинали, являются Зареченский и Предполагаемый.

*Зареченский разлом* (см. рис. 22, 25) прослежен в пределах месторождения на расстояние примерно 400 м. Азимут простирания разлома меняется от 4 до 80°, в среднем составляя 60°. Сместитель нарушения падает на юго-восток под углами 70—85° (в среднем 80°). Шов разлома состоит из нескольких субпараллельных сближенных разрывов, сочленение которых обуславливает появление линзовидных тектонических клиньев. Почти на всем своем протяжении разлом сопровождается зонами расланцевания, достигающими по мощности 10 м. В центральной своей части, разведанной подземными горными выработками, разлом трассируется дайками диабазов и габбро-диабазов змеиногорского комплекса.

По Зареченскому разлому приведены в соприкосновение разновозрастные пачки березовской свиты. На севере девонские вулканогенно-осадочные породы по разлому контактируют с метаморфическими сланцами нижнего палеозоя, слагающими ядро Центральной антиклинали (см. рис. 22). Пачки березовской свиты в западном блоке смещены к северу на 200—250 м по отношению к таковым в восточном блоке. Это позволяет считать, что по разлому происходили сдвиговые перемещения (правый сдвиг). Структурные особенности месторождения не позволяют оценить вертикальную состав-

ляющую в перемещении контактирующих блоков. Но это можно сделать косвенным путем. Зареченский разлом вместе с Главным разломом, зафиксированным на Среднем месторождении, является южным продолжением крупного Маношкинского разлома, который рассекает всю структуру Змеиногорской брахисинклинали в направлении, нормальном к простираанию ее оси. В пределах Среднего месторождения по Главному разлому установлены взбросовые перемещения [55]. Исходя из этого, Зареченский разлом правильнее всего относить к нарушениям взбросо-сдвигового типа. В. Н. Выдриным [35, 177] установлено, что Маношкинский разлом (а следовательно, и Зареченский) имеет древнее до-среднедевонское заложение, движение по которому неоднократно возобновлялось на протяжении герцинского цикла тектогенеза.

*Предполагаемый разлом* по своим масштабам значительно уступает Зареченскому. Он прослежен на 150 м в восточной части месторождения. Азимут его простираания — 30—40° СВ; угол падения на юго-восток 80—85°. По разлому пачки березовской свиты восточного блока на 30—40 м смещены к северу по отношению к одноименным пачкам западного блока. Предполагается смещение в этом же направлении некоторых даек габбро-диабазов змеиногорского комплекса. По этим данным предполагаемый разлом следует относить к левому сдвигу. Амплитуды вертикальных перемещений по нему пока не установлены.

Кроме Зареченского и Предполагаемого разломов М. В. Юрышевым в подземных горных выработках зафиксировано несколько более мелких крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального простираания, по которым отмечаются незначительные перемещения, достигающие максимум 5—10 м. Также установлены многочисленные мелкие зоны расланцевания и одиночные трещины того же направления.

#### **Разрывные нарушения субширотного простираания**

Субширотные разломы многочисленны на участке месторождения. Все они вместе образуют упоминавшуюся зону Корбалихинских разломов. Среди них самыми крупными являются Долинный, Придорожный, Северный, 1-й и 2-й Центральные разломы.

*Долинный разлом* прослежен на расстоянии более 700 м. Это — вертикально падающее нарушение, в общем простирающееся в широтном направлении, но из-за извилистости поверхности сместителя нередки участки, азимут простираания которых 70—80° ВСВ. Шов разлома сопровождается зонами интенсивно расланцованных и брекчированных пород (до 10 м мощностью). Почти на всем своем протяжении в шве

Долинного разлома или в непосредственной близости от него наблюдаются многочисленные дайки диабазов, габбро-диабазов и диорит-порфиритов. Восточнее Зареченского разлома как севернее Долинного разлома, так и южнее его зафиксированы крутопадающие мощные (до 40 м) субвулканические тела липаритовых порфиров. Единичные тела такого же состава известны и вблизи восточной ветви Долинного разлома.

Долинный разлом представляет собой сброс, по которому северное крыло Южной грабен-синклинали значительно приподнято относительно южного. Благодаря этому на глубоких горизонтах с пачками верхних аргиллитов и «лапчатых» туфов березовской свиты контактируют нижнепалеозойские сланцы (см. рис. 23). Установить более или менее точно амплитуду вертикального перемещения по разлому пока не представляется возможным. Прямыми наблюдениями выявлено, что она превышает 150 м. Основываясь на соображениях косвенного характера (учет мощностей пачек березовской свиты), можно предполагать, что вертикальные перемещения по Долинному разлому превышают 300 м. Если же руководствоваться мнением о глубинах погружения шарнира Южной грабен-синклинали, равных 1000—1500 м, то приходится признавать весьма значительную амплитуду перемещения, достигающую, вероятно, 700—1200 м.

1-й и 2-й Центральные разломы расположены южнее Долинного (см. рис. 22). Они протягиваются почти через все месторождение. На отдельных отрезках широтное простирание меняется на восток-северо-восточное и запад-северо-западное. Углы падения сместителей нарушений — крутые, близкие к вертикальным (чаще фиксируются южные румбы азимутов падений). Насколько можно судить по изломанным очертаниям разломов в плоскости изученного разведочного горизонта, плоскость сместителя 2-го Центрального разлома обладает более сложной морфологией. Об этом же свидетельствуют тектонические клинья и линзы пород, встречающиеся в шве этого разлома. Почти на всем своем протяжении 2-й Центральный разлом трассируется дайками диабазов и габбро-диабазов, которые нередко занимают непосредственно шов этого нарушения.

Поверхность сместителя 1-го Центрального разлома близка к плоскости — здесь изгибы немногочисленны и незначительны по кривизне. Ни в шве 1-го Центрального разлома, ни в непосредственной близости от него даек не наблюдается.

Оба Центральные разлома частично удваивают в разрезе пачки березовской свиты: 1-й Центральный — пачки туфов и верхних аргиллитов; 2-й Центральный — пачки туфов, верхних аргиллитов и «лапчатых» туфов. Это позволяет оценить

(правда, очень грубо) нижние пределы амплитуд перемещений по соседним блокам, которые оказываются весьма значительными: для 1-го Центрального разлома — более 300 м, для 2-го — более 500 м. Предполагается, что оба разлома являются сбросами, по которым северные блоки опущены, а южные — приподняты.

*Придорожный разлом.* В южной части месторождения некоторыми скважинами вскрывается контакт девонских вулканогенно-осадочных пород и метаморфических сланцев нижнего палеозоя. На этом контакте почти всегда устанавливаются мощные (до 10 м) зоны рассланцевания и брекчирования. В. П. Дмитриевым эти зоны объединены в один разлом — Придорожный, который, если подобная увязка верна, представляет собой разлом, протягивающийся на большое расстояние и ограничивающий с юга Южную грабен-синклиналь (см. рис. 23, 24). Часто в шве разлома и вблизи от него фиксируются дайки диабазов, габбро-диабазов и диорит-порфириров змеиногорского комплекса. Так как пока разлом вскрыт небольшим числом скважин, то морфология его сместителя не может быть охарактеризована. Можно лишь сказать, что падение сместителя близко к вертикальному. Придорожный разлом является сбросом, амплитуды перемещения по которому превышают 300 м.

*Северный разлом* хорошо выражен в центральной части месторождения. Он ограничивает грабен-синклиналь с севера, отделяя ее от Центральной антиклинали. Сместитель нарушения падает на север под углами 70—80° (см. рис. 23, 24). Шов разлома сопровождается рассланцеванием пород. На восточном фланге месторождения в разломе фиксируются тела субвулканических липаритовых порфиров мощностью до 10 м и маломощные дайки диабазов. По разлому приведены в соприкосновение различные слои нижнеберезовской подсветы со сланцами нижнего палеозоя. Разлом имеет взбросовый характер. Амплитуда вертикального перемещения, вероятно, превышает 300 м.

Кроме описанных крупных разломов широтной ориентации в месторождении известно обилие мелких разрывных нарушений такого же простирания. Многие из разрывов залечены дайками или рудными телами. Масштабы и направления перемещений по большинству из них пока не установлены. Кроме разрывных нарушений, имеющих единую поверхность сместителя, в месторождении повсеместно встречаются зоны рассланцевания, брекчирования и «развалунивания». Большинство из них имеет характер межпластовых или внутрисластовых срывов и зон дробления, особенно обильных в пачке верхних аргиллитов. В этой пачке очень часто можно наблюдать, как зона интенсивного трещинообразования практически не выходит за пределы какого-нибудь

слоя или линзы кремнистых пород. Подобная локализация трещин в пределах одного слоя хорошо объясняется механизмом, выясненным А. А. Гармашем [39] для формирования аналогичных систем трещин, изученных им в Змеиногорском месторождении. По его мнению, значительное развитие трещин в пласте хрупких кремнистых пород и их малочисленность за пределами пласта объясняются либо тем, что кремнистые породы подстилаются и перекрываются более пластичными породами — аргиллитами и алевролитами, либо тем, что выход трещин за пределы пласта блокируется более мощными межслоевыми трещинами или срывами. И та и другая ситуация весьма обычны в Зареченском месторождении.

Следует также отметить наличие в месторождении довольно многочисленных полостей приоткрывания и дробления на контакте хрупких кремнистых пород и пластичных известняков, что, по данным А. В. Королева и П. А. Шехтмана [82], встречается очень часто в структурах эндогенных месторождений. Конечно, эти полости приоткрывания не являются зияющими камерами, а заполнены продуктами гидротермального процесса. Обычно подобные зоны отслаивания, приоткрывания и дробления имеют форму столбов или лент, длинные оси которых ориентированы вертикально вниз.

#### Пространственное соотношение различных разрывных нарушений

Большинство описанных крупных разломов сочленяются друг с другом в пределах месторождения под острыми углами. Это хорошо видно на представленных геологических разрезах и плане горизонта подземных горных выработок (см. рис. 22—25). По имеющимся к настоящему времени данным, субширотные разломы блокируются Зареченским разломом и западнее его не прослеживаются. Возможно, исключение составляет Долинный разлом, который, по-видимому, смещается Зареченским разломом. Вероятно, сходные соотношения субширотные разломы имеют с Предполагаемым разломом — примыкают к нему, а восточнее его не развиваются.

Западный и восточный фланги месторождения не затронуты разведкой подземными горными выработками. К тому же они и буровыми скважинами охарактеризованы значительно хуже, чем центральная часть месторождения. Поэтому к выводу об отсутствии или слабом развитии субширотных разломов к западу от Зареченского и к востоку от Предполагаемого разломов нужно подходить с известной осторожностью.

Так, по нашему мнению, организовано геологическое пространство месторождения. Предполагаемая схема является естественным развитием взглядов В. П. Дмитриева [59] на структуру месторождения, которым были намечены основные детали его геологического строения. Самые существенные отличия заключаются в выделении нами диагональных разломов (Зареченского и Предполагаемого). Новым также является более дробное рассмотрение субширотных разломов, из которых В. П. Дмитриевым описывались только Долинный разлом и Центральный (2-й Центральный по нашей схеме).

### **Размещение продуктов рудообразования в пределах месторождения**

#### **Распределение оруденения в стратиграфическом разрезе**

Рудной минерализацией заражены все стратиграфические подразделения, но значительные по масштабам рудные тела известны только в пачке верхних аргиллитов нижнеберезовской подсвиты, причем наиболее богатые из них тяготеют к границе кремнистых пород и известняков.

В. П. Дмитриевым замечена тенденция в смене минеральных ассоциаций снизу вверх по разрезу. Если нижнепалеозойские сланцы содержат, как правило, колчеданную минерализацию, то при переходе от нижних пачек березовской свиты к верхним последовательно фиксируются полиметаллическое оруденение, барит-полиметаллическое, а затем мономинеральное баритовое. В месторождении отмечается очень четкая зависимость текстур руд от литологии вмещающих пород. В кремнистых породах известны почти исключительно прожилковые руды. Массивные же руды обычно выполняют камеры приоткрывания, развитые на границе кремнистых пород и известняков.

#### **Взаимоотношение даек и руд**

Если не обращать внимания на весьма распространенные прожилковые текстуры руд, то рудные тела месторождения можно рассматривать как «согласные» с вмещающими породами. Более правильно, конечно, говорить о высокой сте-

пени их конгруэнтности<sup>1</sup> с вмещающими породами, в том числе и с дайками. Это в конечном счете выражается в субпараллельности даек и рудных тел, в их одностороннем контактировании. Подобные соприкосновения не дают ясных картин взаимопересечений. Поэтому основное значение приобретает детальное изучение приконтактных участков. Нами совместно с М. В. Юрышевым в шести подземных горных выработках были встречены и изучены взаимоотношения руд как с субвулканическими, так и с интрузивными образованиями (рис. 26).

Дайки, синхронные девонскому вулканизму (имеются в виду лишь дайки, сложенные диабазовыми порфиритами, поскольку тела липаритовых порфиров не встречаются вблизи от рудных тел), в случаях нахождения в контакте с рудами почти всегда рассланцованы, сильно изменены и сложены, по сути дела, макроскопически адиагностическими породами. Их микроскопическое изучение показывает, что они являются диабазовыми порфиритами и состоят из нацело альбитизированных вкрапленников плагиоклаза, погруженных в полностью хлоритизированный базис. Плагиоклаз очень часто замещен кварцем, нередко серицитизирован. По реликтам иногда угадывается миндалекаменное сложение пород. На контактах с рудой в диабазовых порфиритах отмечаются прожилки (обычно маломощные — 0,1—0,3 см) барита, кварца и сульфидов, а также их вкрапленность.

Изменения габбро-диабазов, диабазов и диорит-порфиров в сходной обстановке несоизмеримо меньше. В них сохраняется основность плагиоклазов, присутствуют свежие пироксены. При приближении к контактам с рудой в породах несколько увеличивается количество хлорита, развивающегося по пироксену, плагиоклаз серицитизируется, появляются «волосяные» прожилочки барита и мелкая вкрапленность сульфидов, редко прожилки сульфидов.

Аналогичные признаки (близость структурных позиций залежей и даек; та или иная степень изменения на контакте с рудой слагающих дайки пород: наличие в эндоконтактах даек вкрапленности и прожилков сульфидов) неоднократно выдвигались рядом исследователей [5, 34, 38, 135], изучавших эту проблему на других месторождениях Змеиногорского рудного поля, в качестве аргументов в пользу более позднего возраста оруденения по отношению к дайкам. Но в настоящее время ни один из этих фактов не признается убедительным свидетельством дорудности даек. Одни авторы [24, 29, 138] считают, что возможны существенные изменения пострудных даек растворами, непосредственно не связанными с рудообразованием. Другие [94, 100] склонны объяснять нали-

<sup>1</sup> Термин введен Г. Ц. Амштутцем [179].

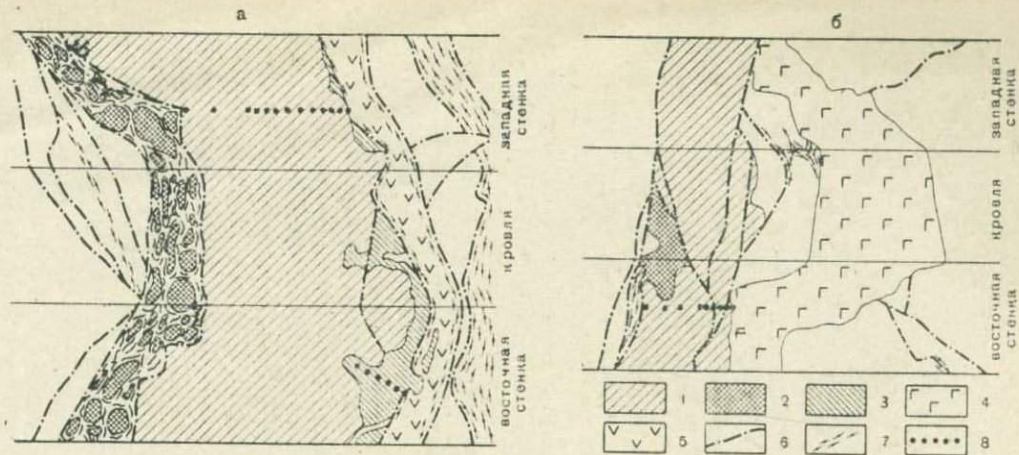


Рис. 26. Взаимоотношения даек и руд в Зареченском месторождении:  
 а — рассечка № 15; б — рассечка № 13, 1 — баритовые руды; 2 — барит-полиметаллические руды; 3 — пиритовые руды; 4 — габбро-диабазы; 5 — субвулканические диабазовые порфиры; 6 — разрывные нарушения; 7 — рассланцевание; 8 — точки отбора проб. Вмещающие породы (кремнистые породы и известняки) крапом не обозначены

чие вкрапленности и даже прожилков сульфидов в эндоконтактах пострудных даек, например, путем переплавления микроксенолитов руды, захваченных магмой при внедрении.

Чтобы выйти из этого затруднительного положения, мы решили использовать методику определения возрастного соотношения интрузивных образований и оруденения, основанную на использовании газовой-жидких включений, как индикаторов термального воздействия, испытываемого минералом-хозяином [68, 101]. Ее первичная посылка заключается в том, что на контакте с пострудной дайкой газовой-жидкие включения, подвергнутые высокотемпературному тепловому воздействию, должны нарушиться («взорваться»). Мы использовали как более простую декрептофоническую разновидность этой методики.

Со всех изученных пересечений были отобраны серии проб руд от контакта с дайкой и на удаление. Вблизи контактов пробы брались через 10 см друг от друга, дальше — на большем расстоянии (см. рис. 26). Из них для декрептометрии отбирались мономинеральные фракции барита, пирита и сфалерита размерностью 0,5—1,0 мм, которые анализировались на термозвуковом регистраторе системы Н. П. Ермакова. Серия проб, характеризующая каждое пересечение, анализировалась минимум два раза. Половина сборов лета 1966 г. была повторена в 1967 г. и вновь проанализирована. Всего с указанными целями было продекрепитировано около 100 частных проб.

Результаты, полученные по двум таким сериям, представлены на рис. 27, из которого видно, что даже на непосредственном контакте с дайкой газовой-жидкие включения в баритах не взорваны. Мы произвели оценочные теплофизические расчеты по известной формуле [94]. Необходимые значения

физических параметров для диабазов и барита были заимствованы из справочника Ф. Берча и др. [19]. Расчеты показали, что температуры, превышающие  $450^{\circ}$ , при условии, что внедряющаяся магма обладала температурой  $1000-1200^{\circ}$ , следовало бы ожидать для первого случая на удалении более 20 см, для второго — 50 см (см. рис. 26). Если бы дайки были послерудными, в этих зонах должны были быть взорваны практически все включения, поскольку температурный интервал растрескивания заключен для баритов в пределах  $250-480^{\circ}$ .

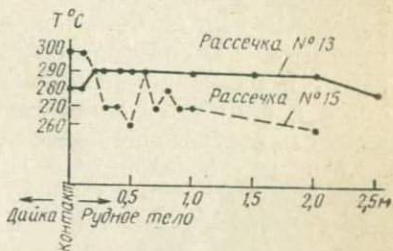


Рис. 27. Температура начала декрепитации баритов на разном удалении от даек

Ни в одной из анализированных серий (рассечки № 13, 15, 25 — две серии проб, № 26 и кваршлаг № 1 Зареченской шахты, скв. 1142) не было отмечено случая, когда включения в минералах оказывались бы взорванными. Аналогичные данные были получены по пробам, взятым с отдельных изученных пересечений руд и даек на Среднем (рассечка № 3) и Змеиногорском месторождениях (карьер), а также на новом участке, называемом пока Припетровским (скв. 1633).

Полученные результаты говорят о том, что руды месторождений Змеиногорского рудного поля, приуроченные к крылу Алейского антиклинория, не испытывали теплового воздействия от контактирующих с ними даек. Следовательно, как рвущие тела, представляющие собой субвулканическую фацию среднедевонских вулканитов, так и дайки жильной серии змеиногорского комплекса, являются дорудными.

Необходимо отметить, что мы основываемся в своем мнении на схеме магматизма Н. М. Кужельного [87, 88], но существуют воззрения (В. М. Чеботарев), по которым массиву Мохнатых сопок следует приписывать тельбесский возраст. Другими словами, проведенные нами работы с несомненностью доказывают лишь эпигенетичность руд по отношению к вмещающим породам, оторванность оруденения во времени от момента их образования. Но как велик этот временный разрыв, мы ответить не можем, ибо, если изученные дайки являются дериватами тельбесского комплекса, то рудообразование могло протекать в верхнедевонскую эпоху, если они относятся к змеиногорскому комплексу, то оруденение может иметь и пермский возраст. Не исключено, что дайки относятся к комплексу малых интрузий. Тогда рудный процесс может оказаться еще более молодым.

Многие исследователи Рудного Алтая указывают, что в некоторых месторождениях наблюдается отчетливая пространственная связь даек диабазов и габбро-диабазов с рудными телами, выражающаяся в единстве структурной позиции и тех и других [34, 38, 74 и др.]. В отношении Зареченского месторождения этого сказать нельзя — здесь эти два геологических явления, скорее всего, независимы. Это видно из того, что дайки наиболее обильны вблизи швов крупных разломов, а промышленных руд в этих местах неизвестно.

## **Взаимоотношение тектонических дислокаций и руд**

### *Соотношения рудных тел и складок*

Все рудные тела месторождения локализованы в южном крыле Южной грабен-синклинали, в северном — известна только непромышленная рудная минерализация. Мелкие продольные складки, осложняющие Южное крыло грабен-син-

клинали, пока еще недостаточно изучены для того, чтобы уверенно оценить их роль в локализации руд в месторождении. Но так как богатые и мощные рудные тела известны и в местах синклинальных перегибов слоев (профиль XIV), и в местах антиклинальных складок (профиль XV-а), и в участках, где вертикальное падение слоев не осложнено продольными складками (профиль XIII), нам кажется, что роль этих складок в локализации руд незначительна, если вообще существует. Нам кажется также, что нет прямой связи локализации рудных тел с поперечными антиклинальными складками, как это считает В. П. Дмитриев. На плане разведочного горизонта (см. рис. 22) можно видеть, что только одно из рудных тел в центральной части месторождения приурочено к такому антиклинальному перегибу. Другие же, скорее наоборот, приурочены к синклинальным изгибам. Но для окончательного ответа на этот вопрос данных по одному разведочному горизонту явно недостаточно.

### *Соотношение оруденения с разломами*

Хотя в милонитах из швов разломов, диагональных по отношению к общему простиранию грабен-синклинали, по данным химических анализов проб, фиксируются повышенные концентрации полезных компонентов, эти разломы не несут в себе промышленного оруденения. В то же время к Зареченскому разлому непосредственно примыкают два рудных тела: «линзы» Первенец и Нежданная, а к Предполагаемому разлому — «линза» Идейная. Сходная ситуация наблюдается в соотношении рудных тел с субширотными разломами. С одной стороны, в непосредственных швах этих разломов лишь иногда устанавливаются содержания, характерные для забалансовых руд, но, с другой — к ним примыкают рудные тела: ко 2-му Центральному разлому своим западным «торцом» примыкает «линза» Мартовская, а к 1-му Центральному разлому — «линза» Идейная (см. рис. 22, 23, 25).

Самая тесная связь локализации рудных тел устанавливается с разрывными нарушениями мелкого масштаба. Тела, сложенные массивными рудами, занимают полости отслаивания на границе кремнистых пород с известняками, аргиллитами или «лапчатыми» туфами. Описанные выше межпластовые зоны брекчирования являются вместилищем прожилковых руд.

Лишь для Зареченского разлома более или менее достоверно определен характер перемещения соседних блоков. Так как по этому разлому происходили явные сдвиговые перемещения, то примыкающие к нему зоны отслаивания, локализующие «линзы» Первенец (к западу от разлома) и Не-

жданную (к востоку), могут быть истолкованы как трещины отрыва. Отсутствие четких доказательств того или иного направления перемещений по другим крупным разломам не дает возможности отнести другие рудолокализирующие трещинные структуры к какому-либо генетическому типу. Но можно думать, что их сочленение с крупными разломами свидетельствует о их принадлежности к различным оперяющим трещинным зонам типа отрыва или скола.

### Морфология рудных тел

По результатам буровой разведки месторождения большинству рудных тел была приписана линзовидная форма, и все они были названы рудными линзами. С запада на восток были выделены следующие рудные линзы, сложенные массивными рудами: Первенец, Нежданная, Удачная, Мартовская и Иде́йная. После проходки подземных горных выработок оказалось, что по своей форме собственно линзам отвечают только Первенец и Удачная. Соотношение же длины, ширины и мощности рудных тел Мартовская, Нежданная и Иде́йная заставляет относить их к рудным столбам, так как у них ширина соизмерима с мощностью, а длина несравненно больше. В связи с этим обстоятельством мы, желая избежать неудачных словосочетаний (например, «рудный столб Мартовская»), будем в дальнейшем все рудные тела, независимо от их морфологии, называть «линзами».

Каждая из упомянутых рудных «линз» сопровождается несколькими рудными телами, сложенными прожилковыми рудами. Эти рудные тела в общем повторяют в несколько расширенном виде контур сопутствующих рудных «линз» (рис. 28). Прожилковые руды либо в виде шлейфа примыкают к южным сторонам линз (см. рис. 24), либо, что более обычно, пространственно обособлены от них (см. рис. 22). Своеобразна «линза» Иде́йная, состоящая из двух отдельных участков, сложенных массивными рудами, которые полностью окружены чехлом штокверковых (прожилковых) руд.

Если рудные «линзы» отстоят друг от друга по простиранию на значительные расстояния, то прожилковые руды, благодаря своему более широкому распространению, образуют в месторождении почти непрерывный ореол (см. рис. 28).

Общий план распределения руд в пределах месторождения можно представить таким образом. Рудные тела Зареченского месторождения локализованы в южном крутопадающем крыле грабен-синклинали, осложненном многочисленными продольными разломами. Основная часть рудных тел сосредоточена между двумя разломами — 1-м и 2-м Цен-

гральными. Некоторые из рудных тел непосредственно при-  
 членяются как к разломам северо-восточного, так и субши-  
 ротного простирания. Самые богатые (массивные) руды при-  
 урочены к участкам отслоения, развивающимся на контакте

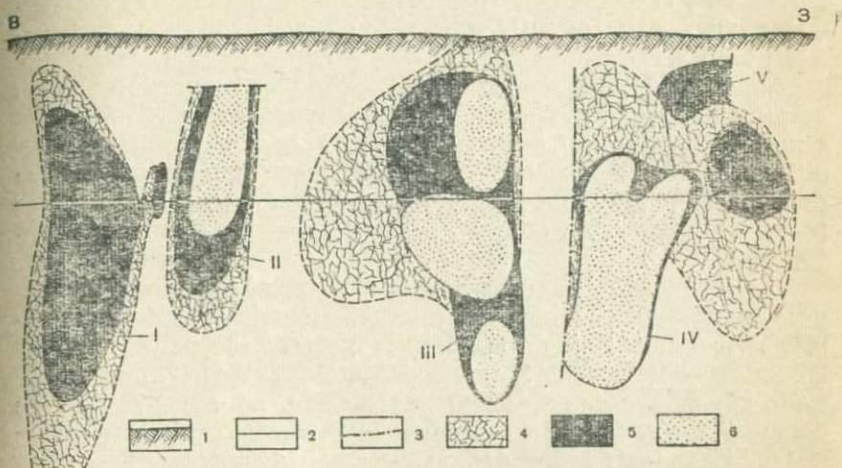


Рис. 28. Размещение в пространстве месторождения некоторых типов руд (в проекции на вертикальную плоскость):

1 — поверхность коренных пород; 2 — горизонт подземных горных выработок; 3 — разломы; 4 — прожилковые полиметаллические руды; 5 — массивные барит-полиметаллические руды; 6 — мономинеральные баритовые руды; линзы: I — Идейная; II — Мартовская; III — Удачная; IV — Первенец; V — Нежданная

контрастных по физико-механическим свойствам пород: хрупких — кремнистых пород и пластичных — известняков и аргиллитов. Тела прожилковых руд занимают места интенсивного внутрипластового развития трещиноватости в кремнистых породах.

### Минералогия руд месторождения

Благодаря исследованиям А. И. Бахтина, В. А. Полянина и И. Н. Пенькова [116] и отчасти нашим, в настоящее время в месторождении установлено 39 минералов, обязанных своим происхождением гидротермальной деятельности, приведшей к формированию руд. Указанные в табл. 9 минералы участвуют в сложении руд и окolorудных измененных пород. Мы считаем, что руды и окolorудные измененные породы в пределах месторождения образовались в две стадии гидротермальной деятельности. Эти два периода мине-

ралообразования устанавливаются по комплексу признаков: взаимопересечениям парагенетических минеральных ассоциаций, их пространственному обособлению, масштабам проявления. В первую стадию формируются мономинеральный баритовый комплекс, во вторую — сложный по составу комплекс рудных и жильных минералов, названный по преобладанию среди рудных минералов сульфидов — сульфидным комплексом.

*Баритовый мономинеральный комплекс* распространен весьма широко. Но промышленные концентрации барита достигаются лишь в отдельных местах — рудных «линзах». Если же иметь в виду лишь кондиционные мономинеральные баритовые руды, то область их распространения еще более узкая — отдельные участки «линз» Первенец, Удачная, Мартовская.

В чистом виде баритовые руды представляют собой разномзернистые белые породы, состоящие из баритов серийных генераций. Кристаллы барита первых генераций имеют крупные размеры (до 2 см), пластинчатую форму. Они образуют крупнокристаллический каркас руд, по своей структуре близкий тому, который создают в диабазах лейсты плагиоклаза. Какая-либо преобладающая ориентировка в расположении этих кристаллов барита отсутствует. Лишь изредка обнаруживаются структуры субпараллельного расположения зерен барита. Интерстиции между крупными кристаллами первых генераций заполняются более мелкими (меньше 0,5 мм), позднее выделившимися зернами барита. Самые значительные из них по размерам еще имеют кристаллогра-

Таблица 9

Минеральный состав руд Зареченского месторождения

Минералы	Рудные	Нерудные
Главные	халькопирит, халькозин, борнит, пирит, марказит, дигенит, гематит, самородное серебро	серицит, хлорит
Второстепенные	самородное золото, аргентит, алтаит, магнетит	доломит, анкерит, апатит
Редкие	вюртцит, бурнонит, самородный теллур, гессит, сильванит, ялпаит, полибазит, энаргит, мушкетовит, стефанит, штрмейерит, ленгенбахит, киноварь, арсенопирит	гальк, флюорит

фическую форму (в основном короткостолбчатые и короткопризматические кристаллы), а меньшие — уже образуют аллотриоморфнозернистые агрегаты.

Кроме самого барита в этих рудах в весьма незначительных количествах встречаются мелкие зерна сульфидов, кварца, кальцита, хлорита и т. д., но их соотношения с баритом говорят об их более позднем появлении, поэтому их принадлежность к баритовому комплексу сомнительна.

Описанные баритовые руды, по нашему мнению, образовались раньше всех других минеральных сообществ и, вероятно, с некоторым временным отрывом от них. Какие факты свидетельствуют в пользу такой точки зрения?

Очень часто устанавливается наложение на баритовые агрегаты сульфидных минералов — пирита, марказита, сфалерита, блеклых руд, халькозина и других; их прожилки пересекают баритовые руды; сульфиды корродируют зерна барита; занимают интерстиции между его кристаллами, создавая своеобразные интерстициальные и «сидеронитовые» структуры замещения. Подобные же соотношения устанавливаются между баритом и нерудными минералами: серицитом, хлоритом, кварцем и кальцитом, а также гематитом. Эти явления можно наблюдать не только в микро-, но и в макромасштабах. В подземных горных выработках ясно видно брекчирование баритовых руд и их цементация марказитовыми рудами («линза» Мартовская), пиритовыми рудами с хлоритовым цементом («линза» Первенец) и полиметаллическими рудами (почти во всех рудных телах). Так, в расчечках 25 и 26 («линза» Нежданная) можно наблюдать, как округлые блоки баритовых руд «плавают» в полиметаллических рудах, обогащенных халькозином и борнитом.

Если сравнить размещение в пространстве самых интересных в промышленном отношении минеральных сообществ — полиметаллического и баритового, то можно заметить, что центры наибольших их концентраций смещены относительно друг друга. К тому же обнаруживаются участки и даже целые рудные тела, где присутствуют лишь баритовые руды и отсутствуют полиметаллические (и наоборот). Эти факты и выдвигаются в качестве доводов в пользу выделения периода формирования баритового комплекса в отдельную раннюю стадию.

*Сульфидный минеральный комплекс* охватывает несколько парагенетических минеральных ассоциаций: пирит-марказитовую, полиметаллическую и золото-серебро-борнит-халькозиновую. Они названы по ведущим рудным минералам, хотя в некоторых из них преобладают жильные минералы.

Пирит-марказитовая минеральная ассоциация. Название этой ассоциации не очень точно отражает ее суть. Действительно, часто обнаруживается сосуществование

марказита с пиритом, но почти всегда в этих случаях можно установить, что пирит развит по марказиту, т. е. возможно, пирит как минеральный индивид появляется после отложения руд этой ассоциации. С другой стороны, в месторождениях существуют участки, где марказит отсутствует даже в реликтовой форме («линза» Первенец).

Эти руды, расположенные в разрозненных участках месторождения, относятся к одновременным образованиям на основании не только идентичности химического состава ведущих минералов (марказита и пирита), но и на сходстве наборов встречающихся в рудах других минералов (сфалерит, галенит, хлорит).

В пределах месторождения пирит-марказитовая ассоциация встречается в локальных участках. В «линзе» Мартовская фиксируются главным образом марказитовые руды, которые занимают заметный объем рудного тела. В «линзах» Первенец и Удачная известны лишь пиритовые руды, которые приурочиваются к северным бокам «линз», слагая маломощные жилы (в раздувах до 0,8 м), пересекающие мономинеральные баритовые руды. Разницу в мономинеральном составе ассоциации в этих разрозненных участках мы приписываем фаціальным отличиям в условиях рудообразования.

В пиритовых рудах пирит представлен хорошо ограниченными кубическими, почти всегда азональными кристаллами, погруженными в хлоритовый базис. Часто промежутки между зернами пирита заполняются сфалеритом, идущим с незначительным количеством галенита. Изредка встречается халькопирит. Галенит часто цементирует подробленные и гранулированные зерна пирита, что говорит о его значительно более позднем выделении; сфалерит же, видимо, кристаллизовался одновременно с пиритом.

В «линзе» Мартовская в этой ассоциации резко преобладает марказит. Он развит почти исключительно в метакolloидных разностях. Колломорфные структуры марказитовых агрегатов разнообразны по своим рисункам: глобули, оолиты, пизолиты, почки, сферолиты. В строении сложных колломорфных почек нередко принимают участие другие минералы — барит, сфалерит, кальцит. Часто в ядерных частях почек наблюдаются глобули, сложенные этими минералами.

Пирит-марказитовая ассоциация явно накладывается на баритовые руды. Марказит выполняет интерстиции между зернами барита. Нередко можно видеть, как металлоидные агрегаты марказита «обволакивают» разьединенные кристаллы барита. Пространственная обособленность пирит-марказитовой ассоциации от последующих парагенезисов не дает возможности наблюдать макроскопические соотношения между ними. Но под микроскопом нередко устанавливается,

что агрегаты марказита и пирита пересекаются прожилочками более поздних сульфидов (галенита, халькопирита, блеклой руды), самородного серебра, кальцита и кварца. Некоторые из этих минералов замещают отдельные участки коллоидных почек пирит-марказитовой ассоциации.

Полиметаллическая ассоциация (халькопирит-блеклая руда-галенит-сфалеритовая) распространена в месторождении несравненно шире предыдущей. Из рудных минералов в ней основную роль играют сфалерит, галенит, блеклая руда и халькопирит; в разных, но подчиненных количествах присутствуют халькозин, борнит, пирит, марказит; изредка обнаруживается самородное серебро. Образование этих минералов сопровождается выделением барита, кварца и кальцита, а также незначительного количества серицита, хлорита и флюорита.

Сфалерит в этой ассоциации одновременно является и самым ранним и самым распространенным минералом. В мелко- и тонкозернистых рудах сфалерит находится в тонком сростании с галенитом, блеклой рудой, халькопиритом, кварцем и баритом. В средне- и крупнозернистых рудах сфалерит часто создает основу всего рудного агрегата. Остальные минералы обычно занимают межзерновые промежутки, выделяясь чуть позже сфалерита. Галенит и блеклая руда, по своим оптическим свойствам, вероятно, относящаяся к теннантиту, находятся в рудах примерно в равных количествах. Халькопирит им несколько уступает в своем распространении, причем он предпочитает участки обедненные блеклой рудой.

Состав жильных минералов, характерных для полиметаллической ассоциации, ощутимо меняется от места к месту. В прожилковых рудах, развитых в кремнистых породах, преобладает кварц, а в массивных рудах, локализованных на контакте кремнистых пород с известняками, становится заметным преобладание кальцита и барита. В этих типах руд несколько отличен также состав рудных минералов. В прожилковых рудах общее преобладание сфалерита в ассоциации еще более заметно, а блеклая руда уступает свое место халькопириту.

Различны также структуры руд. Для прожилковых характерны кристаллические, средне- и крупнозернистые структуры, а в массивных—ведущими являются метаколлоидные структуры. Они выступают особенно явно, когда руды обогащены марказитом или пиритом, лучше всего сохраняющими признаки коллоидного происхождения. Об отложении галенита, сфалерита, блеклой руды и халькопирита из коллоидов уверенно можно судить только в случаях их вхождения в метаколлоидные почки пирита и марказита. Впрочем, и тонкозернистые руды нередко сохраняют полосча-

тость, которая, вероятно, наследует концентрическое строение крупных и сложных, полиминеральных колломорфных почек.

Минералы полиметаллической ассоциации ясно накладываются на руды баритового комплекса и начинают формироваться после выделения главных минералов пирит-марказитовой ассоциации.

Золото-серебро-борнит-халькозиновая ассоциация распространена уже полиметаллической. Наиболее интенсивно она развита в пределах массивных полиметаллических руд. Состав ее весьма сложный. Ведущими минералами являются борнит и халькозин, которым в количественном отношении несколько уступают галенит, блеклая руда и халькопирит; заметная доля приходится также на сфалерит. Довольно обычными минералами являются дигенит, самородное серебро, аргентит и алтаит. Нередко обнаруживаются самородное золото, пирит и марказит. В качестве минералогических редкостей встречаются стефанит, бурнонит, самородный теллур, гессит, сильванит, ялпаит, полибазит, энаргит, штроейрит, ленгенбахит. Эта широкая группа рудных минералов сопровождается выделением кальцита и барита. Кроме них в меньших количествах присутствуют анкерит, доломит, серицит, кварц и флюорит.

Самым интересным в этой ассоциации является появление в больших количествах серебра и золота в самородном виде, в виде сульфидов (аргентит), теллуридов (гессит, сильванит) и сульфосолей (ялпаит, штроейрит, полибазит, ленгенбахит). Судя по минералогическим данным, доля сульфидов, теллуридов и сульфосолей в общем количестве золота и серебра в рудах месторождения мала. Лишь аргентит, возможно, играет ощутимую роль в общем балансе серебра в рудах.

Самородное золото и серебро наиболее тесно связаны с борнитом и халькозином. Почти в каждом штуфе, обогащенном борнитом и халькозином, можно обнаружить выделения золота и серебра. Кроме того, нередки случаи, когда спутниками благородных металлов являются галенит и блеклая руда. Самородное золото иногда образует своеобразные выделения в виде бордюрчиков и каемочек вокруг зерен более ранних минералов.

Агрегаты, сложенные минералами борнит-халькозиновой ассоциации, имеют почти исключительно кристаллические структуры, колломорфные—для них нехарактерны. Нередко отмечаются субграфические (мирмекитовые) сростания галенита с дигенитом; реже—борнита с дигенитом и халькопирита с дигенитом.

Данные о более позднем выделении из растворов минералов золото-серебро-борнит-халькозиновой ассоциации по

сравнению с минералами предыдущих ассоциаций весьма многочисленны (секущие прожилки, структуры коррозии и замещения и т. п.). В месторождении почти повсеместно можно видеть тонкие прожилки кальцита и барита, секущие все минеральные ассоциации вплоть до борнит-халькозиновой. Но так как эти прожилки по масштабам своего развития (по объему минерального вещества) уступают предыдущим ассоциациям и, судя по обилию кальцита и барита в борнит-халькозиновой ассоциации, вероятно, являются естественным продолжением и завершением сульфидной стадии, то мы не сочли нужным выделять их в отдельный минеральный комплекс и подробно останавливаться на их описании.

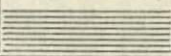
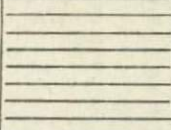

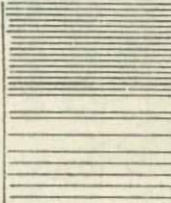

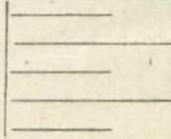

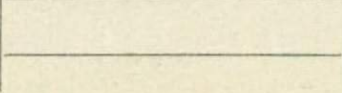

### ТИПЫ РУД И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ

Различная степень пространственного сочетания или разобщения центров отложения описанных минеральных ассоциаций обусловила возникновение нескольких типов руд в месторождении (табл. 10).

Пользуясь симметричностью табл. 10, в ее левой нижней половине (под диагональю) условной штриховкой изображены доли объема рудных тел, которые приходятся на данный тип руд. Чем гуще штриховка, тем большую роль соответствующий тип руд играет в балансе руд на месторождении. В таблице не удалось отобразить еще один, едва ли не главнейший по своей промышленной значимости, тип руд — золото-серебро-барит-полиметаллический, в образовании которого участвуют три минеральные ассоциации: баритовая, полиметаллическая и борнит-халькозиновая. Есть и другие типы руд, сложенных минералами более чем двух ассоциаций, но они в месторождении имеют явно подчиненное значение.

Мономинеральные баритовые руды обычно слагают северные бока рудных «линз» (для вертикально падающих рудных тел выражения «лежачий» и «висячий» бок теряют смысл, поэтому здесь употребляется несколько необычное обозначение разных сторон залежей по странам света). Эти руды то непрерывно прослеживаются по направлению падения и простираения рудных «линз» (Первенец, Мартовская), то образуют разобщенные линзовидные участки («линза» Удачная). В «линзах» Нежданная и Идеиная достаточно протяженных и мощных участков баритовые руды не слагают (см. рис. 28). В месторождении известно также несколько пока неувязанных пересечений, судя по которым, мономинеральные баритовые руды, вероятно, слагают и отдельные

Типы руд Зареченского месторождения

Ассоциации	Баритовая	Пирит-марказитовая	Полиметаллическая	Борнит-халькозиновая	
Баритовая	баритовая 	барит-колчеданные	барит-полиметаллические	барит-кальцитовые	баритовые благородные
Пирит-марказитовая		колчеданные	колчеданно-полиметаллические		
Полиметаллическая			Полиметаллическая 	благородные полиметаллические	
Борнит-халькозиновая					

Руды

небольшие тела, «незараженные» сульфидами последующих минеральных ассоциаций.

Колчеданные (пиритовые и марказитовые) руды сами по себе играют незначительную роль. Они слагают отдельные маломощные (в раздувах до 0,8—1 м) жилообразные участки в «линзах» Первенец и Удачная, где обычно занимают место между баритовыми рудами и известняками (см. рис. 26, а). Сочетаясь же с баритовыми рудами и образуя тем самым колчеданно-баритовые руды, они занимают ощутимый объем «линзы» Мартовской. В «линзе» Нежданная колчеданных руд не встречено. В незначительном количестве они обнаружены на верхнем выклинивании «линзы» Идейная.

Полиметаллические руды представлены двумя фациальными разновидностями — массивными и прожилковыми рудами. «Чистые» полиметаллические руды встречаются редко в локальных участках всех рудных «линз», причем эти участки тяготеют к их южному боку. Прожилковые же руды почти целиком слагают линзовидные рудные тела, залегающие в кремнистых породах.

Совмещение в пространстве продуктов баритовой и полиметаллической ассоциаций приводит к образованию наиболее распространенных руд — барит-полиметаллических. Они или целиком слагают рудные «линзы» (Идейная, Нежданная), или слагают значительную (Первенец, Удачная, Мартовская) их часть, обычно приурочиваясь к их южному боку (см. рис. 22—25, 28).

Руд, сложенных только минералами золото-серебро-халькозиновой ассоциации, в месторождении нет. Они всегда сочетаются с минералами других ассоциаций, чаще всего полиметаллической и баритовой, формируя богатые золото-серебро-барит-полиметаллические руды, представляющие особую ценность в месторождении. Борнит-халькозиновая ассоциация обычно вписывается в контур развития барит-полиметаллических руд. Сравнительно редко она накладывается на прожилковые полиметаллические руды, образуя «благородные» полиметаллические руды, и на мономинеральные баритовые руды, создавая золото-серебро-баритовые руды.

### К вопросу о «зональности» Зареченского месторождения

В. П. Дмитриев [59] считает, что в месторождениях Змеиногорского рудного поля зональность ярче всего проявлена в направлении мощности рудных тел (зон). Он приводит следующий ряд смены одних руд другими от подошвы рудных зон к их кровле: медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиметаллические, барит-полиметаллические, ба-

ритовые. По его мнению, практически в каждом месторождении имеются те или иные члены указанного ряда, залегающие в подобном порядке. В. П. Дмитриев постулирует 3 основных качества, присущие этой «поперечной» зональности: 1) зональность является неповторяющейся — руды распределены в разрезе не беспорядочно, а в строгой очередности, образуя в совокупности единый зональный ряд; 2) между смежными по составу рудами обычно существуют плавные переходы через промежуточные разности; 3) колчеданные и баритовые руды, крайние члены зонального ряда, не встречаются совместно.

По его представлениям, Зареченское месторождение является собой яркий пример этой поперечной зональности, ибо здесь по мощности рудных тел сменяют друг друга полиметаллические, барит-полиметаллические и баритовые руды.

Весьма близкую картину зональности рисуют В. А. Полянин и И. Н. Пеньков [116]. Эта схема зональности была построена ими на основе данных предварительной буровой разведки месторождения, когда единичные находки колчеданных руд «выше» баритовых были восприняты как случайность. После проходки подземных горных выработок стало ясно, что это явление — не микроскопического масштаба, которое можно проигнорировать. А раз так, то все три изложенные выше особенности «поперечной» зональности в Зареченском месторождении не имеют места. Например, крайние члены зонального ряда — колчеданные и баритовые руды — сочетаются друг с другом и образуют своеобразные барит-колчеданные руды. Колчеданные руды вообще занимают в ряду «не свое место», становясь после баритовых.

Таким образом, если подразумевать под зональностью оруденения не более, как существование отдельных участков, сложенных отличными друг от друга по составу рудами, то таковая присутствует в месторождении, но должна, между прочим, относиться не к зональности отложения, как это считали В. П. Дмитриев, В. А. Полянин и И. Н. Пеньков, а к зональности повторных тектонических приоткрываний, по В. И. Смирнову [139, 140].

В свое время (Пражская конференция, 1963) между Ч. Ф. Парком, Я. Кутиной и В. И. Смирновым проходила письменная дискуссия по определению (дефиниции) зональности. В ходе ее В. И. Смирнов подчеркнул, и с этим согласились Я. Кутина и Ч. Ф. Парк, что в определении зональности непременно должно присутствовать указание о закономерности изменения минерального или химического состава руд в пространстве, а именно «зональность рудных месторождений определяется как один из типов регулярного распределения элементов и минералов, обусловленных закономерной сменой минерального и химического состава

руд в пространстве» (разрядка моя. — Н. Ш.). Если строго придерживаться этого определения, то придется признать, что в Зареченском месторождении поперечной зональности как таковой нет.

Все сказанное относилось к вопросу о зональности рудных тел в направлении их мощности. Но и в других направлениях в месторождении не наблюдается ясной смены одного типа руд другими (см. рис. 28).

### Температурный режим минералообразования

Изучение рудных минералов и их сростаний позволяет приблизительно оценить верхний температурный предел формирования халькозин-борнитовой ассоциации. Так как борнит из руд месторождения обладает анизотропией (обычно слабой), то он, безусловно, относится к ромбической (псевдокубической модификации). Следовательно, он образовался при температуре, заведомо меньшей, чем  $190^{\circ}$  (точка превращения). Более того, есть основания полагать, что минералы борнит-халькозиновой ассоциации образовались при значительно более низких температурах — ниже  $100^{\circ}$ . Это предположение можно сделать, исходя из данных, приведенных П. Рамдором [125]. Дело в том, что если ромбический халькозин является параморфозой по гексагональному халькозину, неустойчивому при температурах ниже  $103^{\circ}$ , то он должен в подавляющем большинстве случаев обладать пластинчатым строением (так называемый, «пластинчатый халькозин»). В нашем случае ни разу в зернах халькозина, весьма обильного в месторождении, подобные структуры не наблюдались.

Использование методов исследования газовой-жидких включений в минералах дало возможность установить общий интервал температур гидротермального минералообразования в пределах месторождения.

Наибольшее количество определений температур гомогенизации газовой-жидких включений было произведено в баритах первой стадии (табл. 11). Б. А. Дороговин, производивший анализы, считает, что к первичным уверенно могут быть отнесены те, которые гомогенизируются при температурах выше  $120-130^{\circ}$ . Исходя из этого, можно констатировать, что основная масса барита в месторождении образовалась из растворов, температура которых снижалась, как минимум, с  $210$  до  $120-130^{\circ}$ .

В кальците из кварц-карбонатного прожилка с сульфидами (обр. 1166/265,5) была определена температура гомогенизации, равная  $153^{\circ}$ . Еще бо́льшая температура гомогениза-

Температура гомогенизации газовой-жидких включений в минералах из руд Зареченского месторождения \*

№ образцов	Минерал	Доля газа во включениях, %	Температуры гомогенизации, °С	Характер включений
1158/91	барит	8	150	первичные
989/143,5	"	15	178	»
1518/114,5	"	5—12	100—120	вторичные
			120—160	первичные
1166/264	"	10	130, 145,	»
			152, 156	»
1120/115	"	12—20	156, 176,	»
			181, 200	»
1650/273	"	10—12	120—170	»
		20	180, 210	»
1120/113	"	10—15	161, 184	»
P—9—3	"	до 15	118, 125,	вторичные
			152, 166,	первичные
			172, 180	»
P—20—9,1	"	до 15	165, 172	»
1166/265,5	кальцит	10	153	»
1591/369	кварц	15—18	170, 180	»

\* Все определения температур гомогенизации выполнены Б. А. Доровиным в лаборатории экспериментальной минералогии ВНИИСИМСа.

ции (180°) газовой-жидкого включения была зафиксирована в кварце из кварц-сульфидных руд (обр. 1591/369). Налицо повышение температуры минералообразующих растворов на 50—60° при переходе от момента завершения одной стадии (баритовой) к началу другой (сульфидной). Этот факт является лишним доводом в пользу выделения периода образования баритовых руд в отдельную стадию. Температуры гомогенизации вторичных включений в баритах (1-й стадии) и температуры гомогенизации первичных включений в поздних баритовых прожилках, несущих халькозин-борнитовую минерализацию (обр. P-20-9,1), а также наличие многочисленных холодноводных жидких включений в жильных минералах позволяют сделать вывод о том, что 2-я стадия минералообразования протекала на фоне снижения температуры от 180 до 70° (и ниже). Выделение из растворов основной части самородных золота и серебра, вероятно, происходило при температуре ниже 100°. Об этом свидетельствует тесная ассоциация золота и серебра с халькозином, который, как уже было показано в начале этого раздела, скорее всего формировался при низкой температуре (меньше 103°).

Нами была предпринята попытка выявить закономерности в изменении температур начала декрепитации минералов в пространстве. Для этого было отобрано и проанализировано более 150 мономинеральных проб барита, относящегося к 1-й стадии. В результате проведенной работы установлено, что никаких закономерностей в изменении температур начала массового растрескивания баритов в пределах месторождения нет — ни по падению рудных зон, ни по их простиранию, ни в направлении мощности. Для примера на рис. 29 представлен график зависимости температур декрепитации от глубины. Из этого следует, что в пределах месторождения температура кристаллизации баритов от места к месту менялась лишь случайным образом, никакой же устойчивой тенденции к ее снижению или повышению в определенном направлении не было.

К сказанному нужно сделать пояснение. Некоторые исследователи газово-жидких включений [143] не рекомендуют использовать для решения вопроса о температурах минералообразования данные по декрепитации минералов (барита в том числе), обладающих хорошей спайностью. В связи с

этим появилась необходимость выяснить, насколько можно доверять оговоренным выше результатам. Поэтому нами была проведена специальная работа по установлению соотношения между температурами гомогенизации включений ( $T_g$ ) в баритах и температурой их декрепитации ( $T_d$ ). Для этого большинство включений, в которых определялись  $T_g$ , специально перегревались, и наблюдения производились вплоть до разрыва включений, что фиксировалось визуально под микроскопом. Полученные таким образом температуры разрыва включений ( $T_p$ ) сопоставлялись с  $T_d$  баритов из той же пробы. Совпадения получились весьма хорошими. Так, из обр. 989/143,5 были определены  $T_g = 178^\circ$ ;  $T_p = 271^\circ$ ;  $T_d = 280^\circ$ ; а из обр. 1158/91 —  $T_g = 150^\circ$ ;  $T_p = 260^\circ$ ;  $T_d = 250^\circ$ . Стало быть, декрептофоническим методом фиксировались действительно температуры разрыва включений, а не растрескивание барита по спайности.

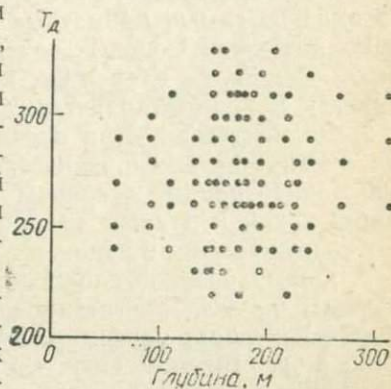


Рис. 29. Отсутствие зависимости температур начала декрепитации барита ( $T_d$ ) от глубины точек отбора проб

## Первичные ореолы

Первичные ореолы в месторождении изучались А. И. Бахтиным и В. А. Поляниным [115]. В сжатой форме основные положения их работы сводятся к следующему.

1. Фоновые содержания элементов типичных для полиметаллических руд и ореолов в Змеиногорском рудном поле имеют низкие значения, которые или меньше кларков для кислых изверженных и осадочных пород [134] на порядок и более, или находятся на уровне кларков. Между прочим, это одна из самых приметных черт всего Рудного Алтая — низкие значения фоновых содержаний («региональных кларков») именно тех элементов, которые составляют основную ценность в полиметаллических месторождениях [130].

2. Элементный состав ореолов Зареченского месторождения очень близок (практически идентичен) составу рудных тел. Концентрации отдельных элементов нарастают при приближении к рудным телам от фоновых до соизмеримых с их содержаниями в рудах.

3. Форма ореолов сложная (особенно для цинка, свинца, и меди), но если абстрагироваться от частных особенностей, то она, в общем, повторяет конфигурацию рудных «линз», но только в резко ассиметричном виде. Со стороны контакта «линзы» с известняками ореолы сжаты и распространяются к северу на первые метры (As, Sb) или на первые десятки метров (Cu, Pb, Zn). С юга же они образуют обширный чехол. Размеры ореолов для разных элементов неодинаковы. Наибольшие характерны для Pb, Zn и Cu, ореолы которых по падению выходят за пределы разведанного контура, а по мощности равны 100—150 м. Несколько меньше размеры ореолов Ag, Ba и Mo — по падению более 70 м и по мощности 70—100 м. Наименьшие размеры ореолов имеют Sb и As — их вертикальная протяженность, как правило, меньше 60—70 м, а мощность не превышает 40—50 м.

А. И. Бахтин считает, что элементы, преобладающие в рудах, создают более обширные ореолы. Нам кажется, что этот вывод, если и верен, то лишь для элементов, концентрации которых в рудах резко разнятся, отличаясь на 1—3 порядка (например, для Zn и As), да и то верен лишь частично. Так, Ag, содержания которого в рудах несравненно ниже таковых для Pb, имеет соизмеримые с ним ореолы. Еще более противоречит этому выводу соотношение содержаний Ba и Zn и размеров их ореолов. Бария в рудах примерно в 10 раз больше, чем цинка, а ореолы его значительно меньше. Другой пример. А. И. Бахтиным приведены отношения размеров ореолов Cu, Pb и Zn (1,15 : 1,36 : 1,0) и отношения концентраций этих же элементов в рудах (Cu : Pb : Zn = 0,25 : 0,75 : 1,0). Судя по этим соотношениям, вывод о кор-

реляции размеров ореолов элементов с их содержаниями в рудах по меньшей мере шаток.

По нашему мнению, также с большой осторожностью нужно подходить к выведенному В. А. Поляниным и А. И. Бахтиным [115] такому эмпирическому ряду относительной подвижности элементов (от более к менее подвижным): Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Mo, Sb, As; ибо он намечен, исходя только из относительных размеров ореолов. Такой подход, как указал А. П. Соловов [144], чреват ошибками.

4. Намечена зональность ореолов. По традиционной схеме указанными авторами условно выделены 3 зоны: внешняя, промежуточная и внутренняя. Характерными элементами внутренней зоны являются Sb и As, промежуточной — Ba, Mo, внешней — Pb, Zn, Cu и Ag. Интересно, что по сравнению с месторождениями других районов Рудного Алтая [130] в Зареченском месторождении Pb и Ag характерны не для внутренних зон ореолов, а для внешних; молибден же, наоборот, весьма редок во внешней зоне.

Зональность ореолов проявляется также в вертикальном направлении. Во-первых, она находит выражение в том, что на верхних горизонтах месторождения внутренняя и промежуточная зоны имеют свою максимальную мощность; ниже рудных тел промежуточная резко сужается, а внутренняя пропадает вовсе (рис. 30). Во-вторых, ее можно заметить по изменению соотношений между

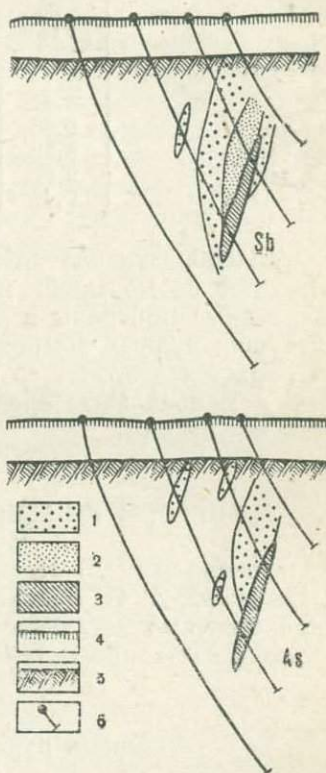


Рис. 30. Форма ореолов мышьяка и сурьмы. Разрез через «линзу» Мартовскую (по А. И. Бахтину и В. А. Полянину, [115]):

1 — содержание элементов 0,01—0,1%; 2 — содержание сурьмы 0,1—0,5%; 3 — руды; 4 — дневная поверхность; 5 — поверхность коренных пород; 6 — скважины

содержаниями Pb, Zn, Cu, Ag и т. д. (табл. 12).

5. Доминирующим процессом при образовании ореолов была инфильтрация. Роль диффузии была резко подчиненной.

Величины отношений средних содержаний элементов на различных уровнях ореолов (по данным В. А. Полянина и А. И. Бахтина, [115])

Уровень среза ореола относительно рудного тела	Отношения средних содержаний элементов				
	Pb:Zn	Ag:Pb	Ag:Zn	Mo:Zn	Ba:Zn
Выше 20—30 м	0,64	0,015	0,010	0,045	2,2
Верхняя часть	0,66	0,038	0,023	0,022	13,0
Средняя часть	0,53	0,029	0,015	0,020	18,6
Нижняя часть	0,51	0,019	0,009	0,011	4,1
Ниже 20—30 м	0,44	0,014	0,006	0,021	0,7

6. Ореолообразующие элементы во вмещающих породах присутствуют по меньшей мере в 2 важнейших формах: 1) собственные минералы и 2) примеси в других минералах. Для ведущих рудных компонентов (Cu, Pb, Zn, Ba) первая форма является основной, о чем говорит тот факт, что элементные и минеральные ореолы соизмеримы друг с другом по своим масштабам.

### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Исследованиями В. П. Дмитриева, В. А. Полянина, И. Н. Пенькова, А. И. Бахтина и нашими [59, 115, 116, 164] с разной степенью детальности и достоверности освещены лишь отдельные вопросы генезиса месторождения.

### Время рудообразования

Вопрос о возрасте оруденения относится к числу самых сложных. Недаром в литературе высказано по меньшей мере три мнения по этому поводу. В. П. Дмитриев [59] считает месторождение явно эпигенетическим по отношению к вмещающим породам и образовавшимся, вероятно, позже становления змеиногорского комплекса. И. В. Дербилов [49] и А. Н. Кен [78], основываясь лишь на знакомстве с опубликованными В. П. Дмитриевым материалами по зональности Зареченского месторождения, которые зиждились только на результатах буровой разведки, высказали далеко идущие гипотетические воззрения на генезис руд месторождения.

В. И. Дербилов предположил, что руды образованы осадочным путем. Вероятно, это один из немногих случаев, когда штокверковым рудам приписывается осадочный генезис. Конечно, появление подобного высказывания объясняется

малым знанием материала по месторождению. Поэтому эта точка зрения не заслуживает серьезного обсуждения.

По мнению А. Н. Кена, руды эпигенетичны по отношению к вмещающим породам, но рудные тела формировались при практически горизонтальном залегании вулканогенно-осадочных девонских образований, которые в их настоящее вертикальное положение были приведены впоследствии. Заметим, что этот вывод А. Н. Кена основывается на подробно разобранный нами схеме зональности рудных тел месторождения, которой придерживался В. П. Дмитриев. Предполагаемый А. Н. Кеном механизм формирования этой зональности (который мы не рассматриваем) не может объяснить появления колчеданных руд «выше» баритовых. Для этой гипотезы «камнем преткновения» является также стадийность рудоотложения. Эти факты заставляют сомневаться в правильности подхода А. Н. Кена к объяснению причин возникновения поперечной зональности на месторождении, которой, как было показано в одном из предыдущих разделов, фактически нет. Но это не снимает другого вопроса — вопроса о соотношении оруденения с основными тектоническими движениями в районе, происходившими, вероятно, как и на всем Рудном Алтае, примерно на границе нижнего и среднего карбона [44, 112].

В это же время или несколько позже [34, 87] происходит внедрение гранитов змеиногорского комплекса. Нами [62, 164] и другими исследователями [5, 11, 31, 38, 39, 135] доказана дорудность даек змеиногорского комплекса на многих месторождениях рудного поля. Из этого можно сделать вывод о том, что и основные орогенные движения в районе также предшествуют оруденению.

Но это отнюдь не исключает проявления пострудных подвижек. О их наличии свидетельствуют «развалунивание» баритовых, реже барит-полиметаллических руд; зеркала скольжения, обнаруживаемые в рудах; сланцеватые текстуры руд, находящие выражение в появлении оригинальных свинцовых руд — «свинчаков» и «струйчатых галенитов». Но на данной стадии изученности Зареченского месторождения нельзя ответить на вопрос о масштабах таких тектонических движений. Возможно, даже, что перемещения при этом достигали сотни метров. Весомым аргументом в пользу проявления крупноамплитудных пострудных подвижек явилось бы, например, доказательство того, что рудные «линзы» Первенец и Нежданная некогда образовывали единое тело. На эту мысль наводит рассмотрение взаимного положения этих рудных «линз» в пространстве относительно Зареченского разлома (см. рис. 22, 25, 28).

Пока больше фактов, говорящих о том, что эти «линзы» не слагали единого тела: 1) резко не совпадают мощности в

восточной части «линзы» Первенец и западной — «линзы» Нежданная, т. е. в тех местах, которыми они, предположительно, смыкались; 2) значительно отличается минеральный состав руд восточной части «линзы» Первенец от состава руд «линзы» Нежданная — в первом случае большой объем рудного тела занимают мономинеральные баритовые руды, во втором — они полностью отсутствуют. Кроме того, установлено, что в обоих рудных телах при удалении от Зареченского разлома наблюдается спадание содержаний металлов (рис. 31). Это обстоятельство свидетельствует о том, что, вероятно, Зареченский разлом в какой-то мере служил рудо-подводящим каналом, поэтому к нему тяготеют рудные столбы в обоих телах [82, 140].

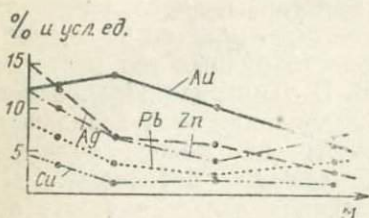


Рис. 31. Снижение содержаний элементов в рудах «линзы» Нежданная при удалении от Зареченского разлома (точками обозначены средние содержания элементов по данным опробования рассечек)

### Последовательность минералообразования

Гидротермальное минералообразование в пределах месторождения начинается кристаллизацией мономинеральных баритовых руд. Кристаллическая структура руд, сериальные генерации зерен барита, наличие в них многочисленных газожидких включений негативной кристаллической формы — все это свидетельствует о формировании баритовых руд из истинных растворов, состав которых был весьма специфичен и однообразен, так как они, вероятно, несли только сернокислый барий (табл. 13).

После ощутимого прерывания поступления растворов в сферу минералообразования они значительно сменили свой состав. Резко повысилось парциальное давление серы в растворе при одновременном снижении потенциала кислорода. Растворы начали в заметных количествах приносить железо, которое не только связывалось в марказите и пирите, но и шло на метасоматоз боковых пород, что нашло выражение в их хлоритизации. При формировании пирит-марказитовой ассоциации разные участки месторождения обладали различной тектонической мобильностью. «Непрерывные» подвижки по 2-му Центральному разлому вызывали неустойчивый режим давления и последовательное расширение полости Мартовской «линзы». В результате здесь подробленные и брекчированные баритовые руды цементировались колломорфным марказитом. В это же время в полости «лин-

зы» Первенец в более устойчивой тектонической обстановке из истинных растворов кристаллизовался пирит.

Новый импульс тектонических движений привел к значительному наращиванию полостей приоткрывания в южном направлении, куда сместились основные рудопроводники. В растворах резко повысились концентрации меди, свинца, цинка и мышьяка и снизилась концентрация железа. Формирование полиметаллической ассоциации, вероятно, сопровождалось многочисленными кратковременными тектоническими импульсами, обусловившими выпадение многих минералов в виде сложных по составу телей. Очень заметной становится роль в растворах ионов кальция. Это выражается не только в большой доле объема руд, приходящейся на кальцит, но и в том, что присутствие больших концентраций Са привело к заметному повышению растворимости  $Ba_2SO_4$ . В первую очередь из подробленных, нарушенных агрегатов барита переходили в раствор мелкие зерна барита последних генераций, заполнявшие межзерновые промежутки между крупными его кристаллами. Благодаря этому выпадающие рудные минералы получили возможность занять «освобожденные» интерстиции, что привело к обилию в месторождении интерстициальных структур.

В условиях затухания интенсивности тектонических подвижек начинает формироваться борнит-халькозиновая ассоциация. К этому времени температура растворов упала ниже  $100^\circ$  и в них еще более возросла концентрация серы. Возникли условия, при которых в первую очередь стали кристаллизоваться минералы с высоким содержанием серы — халькозин и борнит [15, 16, 90, 103, 104]. Со снижением температуры даже обилие ионов Са было неспособно удержать в растворах большое количество бария, который снова начал выпадать в виде мелкокристаллического барита, забиравшего в свою структуру «остатки» серы. В результате этого другим металлам (Pb, Zn, Ag и частично Cu) не хватает серы для образования сульфидов. Одновременное заметное повышение в «остаточных растворах» концентрации As, Sb и Te привело к тому, что металлы начинают кристаллизоваться в виде сульфосолей и теллуридов, в том числе золота и серебра. По неясным пока причинам, золото и серебро начинают кристаллизоваться также в самородном виде.

Постепенное замирание процесса минералообразования заканчивается в месторождении образованием многочисленных, но мелких прожилок кварца, барита и кальцита, недалеко уходящих от основных рудных тел.

### Температура минералообразования

Минералообразование в месторождении, безусловно, происходило из жидких горячих растворов, температура кото-

Последовательность минералообразования в рудах Зареченского месторождения

Минералы	I стадия	II стадия		
	комплекс баритовый	комплекс сульфидный		
	ассоциация баритовая	пирит - марказитовая	полиметаллическая	халькозин - борнитовая
Сфалерит				
Галенит				
Блеклая руда				
Халькопирит				
Халькозин				
Борнит				
Пирит				
Марказит				
Дигенит				
Гематит				
Серендр				
Золото				
Аргентит				
Алтайт				
Магнетит				
Вюрцит				
Бурнит				
Самородный теллур			?	
Гессит				
Сильванит				
Яллоит				
Полибазит				
Энергит				
Мушкетовит				
Стефанит				
Штроемерит				
Ленгендахит				
Киноварь				
Арсенопирит		?		
Барит				
Кварц				
Кальцит	?			
Серицит				
Доломит				
Анкерит				
Апатит				
Тальк				
Флюорит				
Хлорит				

Примечание. Условные обозначения см. к табл. 8.

рых снижалась с 210 до 70°. Баритовые руды были сформированы в интервале температур 210—120°; полиметаллические руды — 180—70°. Обогащение руд золотом и серебром произошло при температурах меньше 100°. По всем этим данным, месторождение должно быть отнесено в разряд низкотемпературных гидротермальных месторождений.

### Направление движения минерализующих растворов

В отличие от Корбалихинского месторождения изучение в Зареченском месторождении признаков, изменение которых в пространстве позволяет высказать суждение о возможном направлении течения древних минерализующих растворов, поставляет очень скудную информацию по этому вопросу.

В отдельных случаях в месторождении наблюдается прикрытие нижних частей рудных «линз» к крупным разломам, например «линза» Нежданная причленяется таким образом к Зареченскому разлому (см. рис. 25). В этих случаях устанавливается, что содержания большинства полезных компонентов убывают при удалении от разлома (см. рис. 31). Эти факты в какой-то мере говорят о том, что крупные разломы служили рудоподводящими каналами, от которых растворы растекались снизу вверх и в стороны. Но эта точка зрения была бы более обоснованной, если бы в этих направлениях ощутимо менялись соотношения между такими элементами, как  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  и т. д., чего в пределах рудных «линз» не наблюдается. Возможно, это объясняется тем, что рудоотложение происходило в открытых, «сквозных» полостях, имевших небольшую протяженность. На таком незначительном расстоянии (200 м) была исключена возможность заметной дифференциации состава растворов. Вероятно, этими же причинами («сквозным» характером зон, их малой протяженностью) можно объяснить отсутствие закономерностей в изменении температур декрепитации баритов, так как в этих условиях не происходило ощутимого остывания растворов.

Единственным весомым аргументом в пользу восходящего движения растворов является вертикальная зональность ореолов. Направление, в котором нарастают отношения  $Pb/Zn$ ,  $Ag/Pb$  и некоторые другие, многими геологами [13, 45, 157] истолковывается как направление течения минерализующих растворов. Указанные отношения в ореолах заметно увеличиваются с нижних горизонтов месторождения к верхним (см. табл. 12). По мнению А. И. Бахтина [10, 115], убедительным доводом в пользу того, что флюиды двигались снизу вверх, является также своеобразная форма ореолов таких элементов, как  $Sb$  и  $As$ . Их ореолы образуют

своеобразные «факелы» над верхними частями рудных тел (см. рис. 30).

В заключение подчеркнем, что определение направления движения минерализующих растворов в Зареченском месторождении имеет кардинальное значение в понимании его генезиса, потому что может послужить ключом к решению проблемы возрастного соотношения тектонических деформаций и оруденения. Наши выводы нельзя считать окончательными.

### **Соотношение руд метасоматических и выполнения полостей**

Метасоматические руды встречаются довольно часто, но слагают незначительные участки. Почти все рудные «линзы» окружены маломощной оторочкой метасоматических руд. Со стороны кремнистых пород они слагают зонки мощностью в первые десятки сантиметров, со стороны известняков отмечаются проявления метасоматоза на расстоянии 0,5—1 м от рудного тела. В большинстве случаев ведущим минералом в подобных участках является барит, образующий различной густоты вкрапленность метакристаллов; пирит, галенит, сфалерит и другие минералы фиксируются реже. Основная же часть всех рудных тел слагается рудами выполнения полостей, составляющих, вероятно, 80—90% запасов руд в месторождении.

## **Г л а в а 4**

### **СОПОСТАВЛЕНИЕ ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В КОРБАЛИХИНСКОМ И ЗАРЕЧЕНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ**

Перечни ведущих факторов, влияющих на рудообразование в обоих месторождениях, очень близки, но по характеру действия большинство из них значительно разнится в каждом из месторождений.

В обоих месторождениях на локализацию руд большое влияние оказывали разрывные нарушения. Они подготавливали рудолокализирующие структуры, определяли пути и направления протекания минерализующих растворов, прерывали поступление флюидов в сферу месторождения, вызывали локальные асцензии рудоносных растворов, регулировали режим давления. Закономерность в развитии разрывных нарушений нашла выражение в появлении зональности оруденения в Корбалихинском месторождении. «Беспорядочность» в проявлении тектонических подвижек привела к азональности рудных тел Зареченского месторождения.

Литология вмещающих пород в обоих случаях накладывала свой отпечаток на рудоотложение, причем двояким образом. Различия в физико-механических свойствах предопределяли скорость и пути просачивания растворов и в конечном счете текстуры руд. Химические особенности пород явились причиной приуроченности отдельных типов руд к определенным породам. В Корбалихинском месторождении в первую очередь важен их химический состав. По крайней мере, для медно-колчеданных руд устанавливается четкая их приуроченность к хлоритолитам. В Зареченском же — на первый план выступают физико-механические свойства пород. Здесь в хрупких кремнистых породах развиты лишь прожилковые руды, а на контакте кремнистых пород с пластичными известняками — более богатые, массивные руды.

Состав растворов и его эволюция в процессе рудообразования — главнейший фактор в обогащении руд различными компонентами. Общая тенденция в изменении состава рудоносных растворов близка и в том, и в другом месторождениях — к концу процесса в обоих месторождениях возрастает количество приносимых растворами свинца, цинка, мышьяка. Это находит отражение в увеличении доли сфалерита, галенита, блеклых руд и т. п. в более поздних минеральных ассоциациях.

Но эволюция состава растворов протекала на фоне различных температур, которые в Корбалихинском месторождении были, по крайней мере, на  $100^{\circ}$  выше. При этом в Корбалихинском месторождении большое значение в создании богатых руд играла близость места рудоотложения к раствороподводящему каналу (Западному разлому), поскольку в пределах месторождения температура растворов заметно снижалась при удалении от этого канала. Самыми благоприятными местами для формирования богатых руд являлись места минимальных градиентов температур. В Зареченском же месторождении температурное поле было довольно однородным, а местные его флуктуации не имели определяющего воздействия на состав формирующихся руд.

Отчетливое влияние на создание зональности руд и ореолов в плоскости рудных зон оказывало направление движения растворов. Но более заметное влияние на пространственное размещение различных типов руд оказали пути циркуляции флюидов, смена которых под влиянием тектонических подвижек в ходе гидротермального процесса привела к пространственной разобщенности разных руд и появлению в локальных участках месторождений зональности по мощности рудных зон.

В Корбалихинском месторождении минерализующие растворы по своему составу являлись резко неравновесными с породами, через которые они фильтровались. Это приводило

к многочисленным обменным реакциям и к преобладанию метасоматических руд, привносу, выносу и перераспределению значительных по объему минеральных масс, к появлению зональности метасоматов в плоскости рудных зон. В Зареченском, напротив, состав флюидов, вероятно, был в чем-то близок составу вмещающих пород. По жильной составляющей руд ясно, что растворы в значительных количествах привносили (или переотлагали) кремнекислоту и кальций, которых в избытке хватало в породах, сквозь которые растворы просачивались.

Диффузионно-инфильтрационные явления охватывали большие объемы месторождений, порождая ореолы, наличие которых вылилось в отсутствие резких границ у большинства залежей, что заставляет определять их лишь по данным опробования. Различие в миграционной способности отдельных металлов привело к зональности ореолов.

Не исключено, что развитие процесса рудообразования в пространстве Корбалихинского месторождения протяженном по вертикали более чем на 1 км приводило к слабо заметной общей смене давления и температуры в пределах месторождения, а значит отражалось и в составе руд. Сравнительно небольшой масштаб сферы рудоотложения в Зареченском месторождении не дал возможности этим факторам проявиться здесь в должной мере.

В Корбалихинском месторождении рудообразование протекало преимущественно метасоматическим путем, а в Зареченском — путем выполнения полостей. Различие в способе рудоотложения — одно из главнейших отличий этих месторождений.

Вот краткий перечень тех факторов, то или иное влияние которых на пространственное распределение руд установлено для обоих месторождений. Следует подчеркнуть, что почти все они тесно взаимосвязаны, и, говоря о влиянии какого-нибудь из них, например тектонических подвижек на образование поперечной зональности в Корбалихинском месторождении, нужно помнить, что, не будь эволюции состава растворов во времени и пространстве, не было бы никакой зональности.

Безусловно, ограниченность круга исследований, проведенных на месторождениях, и методик, примененных для выяснения того или иного вопроса, заставляет думать, что за пределами изученных осталась еще масса условий, причин и обстоятельств, обуславливавших рудообразование в описанных участках Змеиногорского рудного поля.

# ЧАСТЬ ВТОРАЯ

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗАДАЧА И СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

---

### Г л а в а 1

#### ФОРМУЛИРОВКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ. ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Сравнительно недавно в свет вышла книга [141], в которой суммированы современные представления геологов о генезисе эндогенных рудных месторождений. Незначительно погрешив против истины, можно сказать, что она почти полностью посвящена рассмотрению воздействия на процесс рудообразования самых разнообразных факторов.

Так, один из авторов этой монографии — В. П. Федорчук — основными факторами в формировании телетермальных месторождений считает глубину образования руд и давление, ему сопутствующее; температуру, господствующую в это время; источник рудообразующего вещества; агенты переноса; физическую и химическую форму переноса; термодинамическую обстановку; причины и формы отложения рудообразующих компонентов.

Если мы по этой же книге ознакомимся с расширенным количеством различных генетических групп эндогенных месторождений, то найдем, что к данному списку, основываясь на мнении М. Н. Годлевского, В. Д. Никитина, А. И. Гинсбурга, Е. М. Эпштейна, В. А. Жарикова, А. А. Беуса, Г. Н. Щербы, Л. Н. Овчинникова, В. Н. Котляра, В. И. Смирнова и Я. Н. Белевцева, необходимо присовокупить следующие факторы: специализацию магмы; характер ее дифференциации и кристаллизации; пострудный метаморфизм; внутрирудный метасоматоз; характер связи с магматическими комплексами; пространственное совмещение разновозрастных руд; режим кислотности-щелочности постмагматических растворов; количество стадий (асцензий) и этапов рудоотложения; вмещающие породы; особенности рудовоспринимающих структур; динамику температурных полей вокруг интрузивов; процессы мобилизации; последовательность выделения летучих из магмы; явления реювинизации; разрушение и переотложение руд в результате эрозии и вулканических взрывов; соотношение с различными фациями вул-

каногенных комплексов; время рудообразования; его принадлежность к тому или иному этапу в тектоническом цикле и т. д.

Следует обратить внимание на то, что все эти «факторы» сами по себе представляют не что иное, как целую совокупность факторов. Например, В. П. Федорчук под таким условием рудообразования, как его глубина, подразумевает «три категории понятий...: 1) вертикальный размах рудоотложения; 2) глубина образования; 3) глубина расположения рудогенерирующего очага» (стр. 563).

Если даже расширить приведенный перечень за счет раскрытия «групп факторов», то он все равно окажется далеко неполным. И не только потому, что найдутся многие геологи, с точки зрения которых в нем не отражены очень важные, по их мнению, факторы рудообразования (скажем, американские геологи большое значение придают длительности процесса рудоотложения), но и потому, что о влиянии множества причин и условий, определяющих генезис руд, мы просто не подозреваем.

Это легко можно показать на примере тех факторов, которые как возможно влияющие «появились» совсем недавно. Например, чешские геологи [37] нашли способ, измеряя магнитные свойства некоторых рудных минералов, определять возраст оруденения. В данном случае нас интересует другой аспект упомянутой работы. Коль скоро минералы донесли до нас информацию о положении магнитных полюсов Земли в момент рудообразования, значит магнитное поле несомненно оказывало влияние на его ход (какое? — пока неясно). Далее логично предположить, что и местные флуктуации магнитного поля также «делали свое дело». Вероятно, и другие типы физических полей влияют на рудоотложение. Например, А. Е. Ферсман [152] придавал большое значение гравитационному полю Земли в формировании зональности. В последнее время начинают появляться работы, в которых отмечается влияние на рудоотложение теллурических токов, придается значительная роль в переносе рудных компонентов «активированной» и «модифицированной» воде.

Из сказанного ясно, что многие факторы рудообразования могут быть столь неожиданными, что их вообще нельзя учесть. Сюда же нужно отнести и те, о которых на данном этапе развития науки вообще ничего не известно. Отсюда можно сделать только один вывод: полное и точное описание процесса рудообразования (как, впрочем, и любого другого геологического явления) возможно лишь в том случае, если известны все факторы, влияющие на него. Иными словами, такое описание вообще невозможно. К счастью, оно и не нужно. В настоящее время вполне достаточным представляется знание хода процесса рудообразования про-

ентов на 80, что дало бы нам в руки четкие критерии поиска новых месторождений.

Думается, нам удалось наглядно показать, что уже сейчас может быть составлен устрашающе длинный список факторов рудообразования, что он через некоторое время вообще станет практически необозримым. Но ведь задача геологии рудных месторождений заключается не в том, чтобы перечислить все возможные причины и обстоятельства, сопутствующие формированию руд, и даже не в том, чтобы попытаться отыскать зависимость возникновения полезных ископаемых от каждого из них в отдельности, а в том, чтобы, учитывая всевозможные взаимопереплетения и взаимозависимости этих факторов, объяснить происхождение руд как следствие взаимодействия этих условий.

### ФОРМУЛИРОВКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ

Конечно, перечисленные выше факторы рудообразования имеют собирательное значение. Они важны для полного круга эндогенных месторождений. Для отдельных месторождений совокупность факторов значительно более ограниченная. Но и для этого случая процесс рудообразования еще не познан в такой степени, чтобы можно было воспроизвести его экспериментально и, контролируя ход эксперимента, очищая его от влияния побочных факторов, тем самым можно было бы установить главные факторы рудообразования. Поэтому о силе влияния на него различных причин и условий нам остается судить лишь опосредствованно, а именно изучая конечные продукты рудоотложения — руды и окружающие их ореолы, которые в совокупности с вмещающей их геологической средой составляют геохимическое поле месторождения. Исследуя закономерности в изменении концентраций определенного элемента в геохимическом поле, отмечая в нем необычные флуктуации содержания этого элемента и изучая в этих же пространственных пределах изменения уровней геологических явлений, можно наметить факторы, которые определяют форму геохимического поля и его структуру.

Подобный подход к выделению ведущих факторов рудообразования отнюдь не новый. Такова специфика почти всех геологических явлений, что нам о причинах процесса остается судить по его следствиям. На этом этапе анализа явления особенно сильно сказываются личные качества исследователя — его научные вкусы и наклонности, его геологическая школа, принятие или непринятие им тех или иных концепций и т. п. Значительная гипотетичность суждений о причинах процесса, если он воссоздан путем изучения его следствий, делает неразумной попытку непосредственного анализа роли различных причин (факторов). Более правиль-

но сначала исследовать те связи, которые намечаются между интересующим нас результирующим признаком процесса и другими его следствиями, и уже после этого проводить интерпретацию. В этом случае остается простор для иной трактовки полученных результатов.

В табл. 14 показана подобная логическая схема, которая использовалась для оценки роли различных факторов рудообразования в Корбалихинском и Зареченском месторождениях. Рассматривая в качестве результирующего признака содержание какого-либо элемента, например меди, мы следили, в каком соответствии с изменениями содержания меди находятся концентрации других элементов, температуры декрепитации минералов, текстуры руд, мощности рудовмещающих разломов и т. п. Степень соответствия интуитивно оценивалась по градации: большая — осязаемая — малая — несущественная. Так как каждое из следствий процесса ру-

Интуитивная оценка роли факторов рудообразования в

Факторы (причины)		Геохимические					
		состав растворов	температура	способ рудоотложения	вмещающие		
					химический состав		
Результирующие признаки (следствия), по которым восстанавливается действие факторов		химический и минералогический состав руд и ореолов	температуры декрепитации, гомогенизации	структуры и текстуры руд	приуроченность руд к определенным породам		
Зареченское месторождение	Корбалихинское месторождение	роль факторов	во времени	большая	осязаемая	большая	осязаемая
			в пространстве	осязаемая или малая	большая	малая	несущественная
	во времени		большая	осязаемая	большая	несущественная	
	в пространстве		малая	несущественная	осязаемая	несущественная	

дообразования может быть сопоставлено с каким-либо фактором (верхняя часть табл. 14), то эта оценка может рассматриваться как оценка роли определенного фактора рудообразования.

Столь грубая качественная оценка (во многих случаях сомнительная) явно недостаточна даже для теоретических построений и уже совсем неприемлема для практических целей, скажем для предсказания содержаний какого-либо элемента в определенном участке месторождения. Нам же желательно было бы иметь формулу, в которой бы учитывались все геологические явления, связанные с содержаниями элементов, и которая обладала бы предсказательной силой. Имея ее, можно было бы с известной точностью установить, например, концентрации полезных компонентов в том или ином участке месторождения.

Кроме того, очень интересно знать, нельзя ли опустить

Таблица 14

Корбалихинском и Зареченском месторождениях

Структурные				движение растворов	
породы	складки	разрывы	удаленность от рудоподводящих каналов	направления	пути
физико-механические свойства					
текстуры руд	структурно-морфологический анализ месторождений			закономерности смены в пространстве состава и текстур руд, температур декрепитации, морфологии рудных тел	
ощутимая	несущественная	большая	малая	несущественная	большая
ощутимая	несущественная	ощутимая	ощутимая	ощутимая	ощутимая
ощутимая	малая ?	большая	?	несущественная ?	большая
большая	малая ?	большая	малая	несущественная ?	ощутимая

изучение каких-либо геологических признаков в месторождении, особенно тех, исследование которых связано со значительной затратой средств и времени. Ведь может статься, что учет этого признака не несет никакой информации о геохимическом поле интересующего элемента и практически не прибавляет точности предсказания его содержаний.

Если это можно сделать, то тогда оставшиеся в формуле геологические явления — следствия могут быть соотнесены с породившими их причинами — факторами рудообразования. Влияние одних из них влетало в действие других, ослабляя или усиливая его. Поэтому для определения влияния на концентрацию полезных компонентов только одного из группы изучаемых факторов связь с ним должна быть вырвана из общего клубка взаимосвязей, как-то «очищена» от искажающего влияния других факторов и после этого проанализирована.

Таким образом, исследуя геологические явления — следствия процесса рудообразования, мы тем самым можем решить двудединую задачу: теоретическую — выявления основных факторов — и практическую — учета их в разведочных целях. Поэтому в дальнейшем мы будем говорить лишь об анализе факторов рудообразования, но будем помнить при этом, что имеются в виду соответствующие им геологические явления — следствия.

Суммируя сказанное, можно в общем виде сформулировать следующую геологическую задачу. Логическим анализом установлено, что в пределах месторождения пространственное распределение такого показателя руд, как содержание полезного компонента, зависит от целого ряда факторов. Интересно знать: 1) с какой точностью можно предсказать в определенном участке месторождения содержания полезных компонентов по известным значениям факторов; 2) можно ли, сохранив точность предсказания в разумных пределах, уменьшить количество факторов, отбросив несущественно влияющие; 3) какова сила индивидуального влияния каждого из факторов.

После того как будут найдены ответы на эти вопросы, исследованные нами факторы, обуславливающие размещение в пространстве месторождения продуктов рудного процесса, могут быть с известными оговорками отождествлены с теми или иными причинами, обстоятельствами и условиями, определявшими ход рудообразования.

## ПОСТАНОВКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ХОД ЕЕ РЕШЕНИЯ

### РЕГРЕССИОННАЯ МОДЕЛЬ

Если бы мы знали весь комплекс факторов  $x_1, x_2, \dots$ , обуславливающих распределение в геохимическом поле концентраций интересующего нас элемента —  $y$ , то в принципе можно было бы содержание этого элемента выразить в виде функции  $y = f(x_1, x_2, \dots)$ . Но нам известны не все факторы, поэтому в уравнении должен появиться член, отражающий неопределенность наших знаний — случайная компонента  $\xi$ :

$$y = f(x_1, \dots, x_m) + \xi, \quad (\text{II.2.1})$$

которую можно назвать ошибкой предсказания. Для простоты предположим, что  $f(x_1, \dots, x_m)$  принадлежит к классу линейных функций

$$f(x_1, \dots, x_m) = \alpha + \sum_{\Sigma=1}^m \beta_i x_i, \quad (\text{II.2.2})$$

где параметры  $\alpha$  и  $\beta$  неизвестны. Будем считать, что случайная компонента распределена нормально с нулевым математическим ожиданием. Ее распределение не зависит от факторов  $x_1, \dots, x_m$ ; кроме того, значения  $\xi_i$  в различных точках наблюдения независимы. Дисперсию содержаний элемента —  $\sigma_y^2$  можно представить в виде

$$\sigma_y^2 = \sigma_{y \cdot 12 \dots m}^2 + \sigma_{\xi \dots}^2, \quad (\text{II.2.3})$$

где  $\sigma_{y \cdot 12 \dots m}^2$  — остаточная дисперсия или дисперсия компоненты  $\xi$ , а  $\sigma_{\xi \dots}^2$  — дисперсия  $y$ , вызываемая суммарным воздействием факторов  $x_1, \dots, x_m$ .

В этом случае величина

$$\rho_{y \cdot 12 \dots m}^2 = 1 - \frac{\sigma_{y \cdot 12 \dots m}^2}{\sigma_y^2}, \quad (\text{II.2.4})$$

может рассматриваться в качестве меры зависимости между  $y$  и  $x_1, \dots, x_m$  или меры точности предсказания  $y$  по уравнению (II.2.2). Величина  $\rho_{y \cdot 12 \dots m}^2$  называется множественным коэффициентом корреляции.

Дисперсия ошибки предсказания по факторам  $x_1, \dots, x_m$  равна

$$\sigma_{y \cdot 12 \dots m}^2 = \sigma_y^2 (1 - \rho_{y \cdot 12 \dots m}^2).$$

При справедливости (II.2.2) и использовании в (II.2.3 и II.2.4) истинных параметров распределения ошибка предсказания не уменьшается с уменьшением числа факторов. Ее относительное увеличение за счет использования меньшего количества факторов равно

$$\rho_{ym \cdot 12 \dots (m-1)}^2 = 1 - \frac{\sigma_{y \cdot 12 \dots m}^2}{\sigma_{y \cdot 12 \dots (m-1)}^2}. \quad (\text{II.2.5})$$

$\rho_{ym \cdot 12 \dots (m-1)}$  — частный коэффициент корреляции между  $y$  и  $x_m$ , исключаяющий зависимость от  $x_1, \dots, x_{m-1}$ . Коэффициент  $\rho_{ym \cdot 12 \dots (m-1)}$  представляет особый интерес, поскольку позволяет судить о важности исключения отдельных факторов из числа имеющихся. Оценив значимость частного коэффициента корреляции, можно принять решение об отнесении фактора  $x_m$  в группу основных или случайных.

В подавляющем большинстве ситуаций истинные  $\alpha$  и  $\beta_i$  из уравнения (II.2.2) неизвестны. Получая по выборкам их оценки —  $a$  и  $b_i$ , мы находим лишь уравнение приближенной регрессии

$$f(x_1, \dots, x_m) = a + \sum_{i=1}^m b_i x_i. \quad (\text{II.2.6})$$

Его надо подвергнуть статистическому анализу, который состоит из двух существенно различающихся частей. Во-первых, нужно оценить ошибку от замены истинной регрессии (II.2.2) приближенной (II.2.6), проверить значимость всех слагаемых найденного уравнения в сравнении со случайной ошибкой наблюдений  $\sigma_y^2$  — такое исследование носит название регрессионного анализа. Во-вторых, нужно оценить силу связи (меру зависимости) между  $y$  и  $x_1, \dots, x_m$  (II.2.4), а также силу связи между  $y$  и  $x_i$  при исключении влияния  $x_1, \dots, x_{i-1}, x_{i+1}, \dots, x_m$  (II.2.5), другими словами, нужно оценить долю регрессии всех  $x_i$  ( $i=1, 2, \dots, m$ ) вместе и каждого из них в отдельности в общем рассеянии значений  $y$ . Такое исследование называется корреляционным анализом.

## ДРУГИЕ ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧИ

В приведенной постановке задача должна решаться с помощью корреляционного и регрессионного анализа, но частично она может решаться также другими методами многомерного статистического анализа — дисперсионным анализом, факторным анализом или методом главных компонент.

Нет ничего принципиально отличного в подходе к решению данной задачи с позиций дисперсионного анализа, так

как основой последнего также является представление дисперсии случайной величины в виде суммы факториальных дисперсий, характеризующих вариации наблюдаемого признака, вызываемые влиянием изучаемых факторов, и случайную (остаточную) дисперсию, характеризующую вариации, возникшие под влиянием всех остальных неизученных факторов. Подобный подход в простейшем виде был продемонстрирован Г. А. Булкиным и О. М. Лепилиным на примере решения вопроса о роли рудоконтролирующих факторов в Никитинском рудном поле [22].

Есть несколько существенных осложнений, мешающих применить дисперсионный анализ к сформулированной нами геологической задаче, основными из которых являются следующие: 1) факторы должны иметь дискретную градацию, причем желательно, чтобы количество уровней факторов было бы небольшим; 2) решение задачи становится излишне громоздким при количестве исследуемых факторов больше трех; 3) наиболее простые решения получаются, если в исследуемой совокупности встречаются все возможные сочетания уровней изучаемых факторов, требуемое число наблюдений при этом равно произведению количеств уровней изучаемых факторов (например, для задач, решаемых в части IV книги, приблизительное число наблюдений должно было бы равняться  $10^{10}$ ); 4) наконец, в классическом виде дисперсионный анализ не отвечает на поставленный нами вопрос о предсказании интересующей нас величины.

Правда, последняя трудность снимается, если применять дисперсионный анализ в том модифицированном виде (метод линейного моделирования), как это было сделано А. Б. Вистелиусом, М. А. Романовой и А. В. Фаас [33], которые использовали его для исследования факторов, влияющих на концентрацию ртути в Хайдарканской группе месторождений<sup>1</sup>. Но и для этой модификации дисперсионного анализа остаются в силе первые три из указанных выше трудностей. Кроме того, как признают сами авторы [33], еще не выработана оптимальная стратегия выбора приемлемого решения из множества конкурирующих гипотез.

Существенно иная постановка задачи в факторном анализе и близком ему по смыслу методе главных компонент. В этом случае предполагается, что  $p$  случайных величин  $x_1, \dots, x_m$  могут быть выражены в виде линейной комбинации  $k$  ненаблюдаемых факторов  $f_1, \dots, f_k$ , причем  $k < m$

$$x_i = \sum_{j=1}^k l_{ij} f_j + \xi_i, \quad (\text{II.2.7})$$

<sup>1</sup> В этой работе [33] дисперсионный анализ назван факторным, что неверно по сути постановки задачи.

где  $l_{ij}$  — нагрузка (или пай)  $j$ -го фактора на  $i$ -ю случайную величину  $x$ , а  $\xi$  — случайная компонента, распределенная нормально с нулевым математическим ожиданием и дисперсией  $\sigma_{\xi}^2$ .

Для нас наиболее важно то, что факторов  $f_1, \dots, f_h$  всегда будет меньше, чем исследуемых случайных величин  $x_1, \dots, x_m$ , т. е.  $k < m$ , и то, что эти факторы ненаблюдаемы. Отсюда видно, что к геологической задаче в сформулированном нами виде эти методы многомерного статистического анализа не подходят. Желая применить факторный анализ, необходимо было геологическую задачу сформулировать иначе. Например, так. В ореоле рудного тела мы наблюдаем концентрации многочисленных элементов — меди, свинца, висмута и т. д. Сколько общих факторов управляло распределением концентраций этих элементов в ореоле? Используя факторный анализ (или метод главных компонент), можно получить ответ, что общих факторов, допустим, было 5, но какова их природа и каков характер их действия на пространственное распределение элементов? Прямого ответа на эти вопросы получить нельзя. Можно лишь сугубо гипотетически высказать суждение о том, что одним из факторов является, скажем, пористость вмещающих пород, другим — температура растворов и т. п.

Примеры приложения факторного анализа к некоторым геологическим задачам даны в книгах У. Крамбейна и Ф. Грейбилла [84] и Р. Л. Миллера и Д. С. Кана [105]. Есть несколько требований, лежащих в основе факторного анализа и метода главных компонент, которые затрудняют их использование в геологии. Так факторный анализ требует от исследователя «не только заранее постулировать число факторов, которые он ожидает при анализе, но также и указать, какие переменные будут иметь нулевые или почти нулевые нагрузки на различные факторы» [102, стр. 15]. Это требование для геологических задач большей частью неудовлетворимо.

Компонентный же анализ по существу необоснован, если переменные измерены в разных единицах. Перечень же геологических задач, где бы все переменные были замерены в одних и тех же единицах, весьма ограничен. Из этого тупика выходят, нормируя каждую переменную, но мерить все их в единицах дисперсий — это уравнивать по-разному информативные величины (Благовещенский, послесловие к книге [102]).

Ни для того, ни для другого вида анализов «совершенно не изучена устойчивость оценок для параметров при, пусть небольших, отклонениях от нормального распределения» [102, стр. 139]. Для корреляционного и регрессивного анализов устойчивость решений при отклонении распределений случай-

ных величин от нормального изучена и при этом дан положительный ответ [1, 2, 64, 184].

Вот те причины, из-за которых мы свой выбор остановили на анализе корреляций и регрессий. Но все-таки следует подчеркнуть то, что когда мы сталкиваемся с исследованием многопараметрических объектов и когда перед нами каждый раз встает вопрос: нельзя ли отбросить часть параметров или заменить их меньшим числом каких-либо функций от них, сохранив при этом всю информацию, правомочно применение любого из рассмотренных методов. Конечно, комплексное их применение наиболее заманчиво.

## ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МНОГОМЕРНОГО КОРРЕЛЯЦИОННОГО И РЕГРЕССИОННОГО АНАЛИЗОВ

---

Математической моделью, на которой основывается все дальнейшее изложение, является многомерное нормальное распределение или комбинация многомерных нормальных распределений.

Как известно, одномерное нормальное распределение возникает очень часто, потому что изучаемое явление представляет собой сумму действия многочисленных независимых случайных факторов. Подобно этому многомерное нормальное распределение часто встречается в связи с тем, что множественные измерения являются суммами многих малых независимых воздействий. «Подобно тому, как из центральной предельной теоремы следует, что предельным распределением одномерных независимых случайных величин является одномерный нормальный закон, так из обобщенной центральной теоремы следует, что предельным распределением в случае нескольких измерений является многомерное нормальное распределение» [4].

В геологических ситуациях распределения случайных величин чаще аппроксимируются не нормальным распределением [32, 145], а логарифмически нормальным [20, 21, 77, 122—124, 128, 129, 132, 133, 170, 180, 193]. Так называется распределение вероятностей неотрицательной случайной величины  $x$ , логарифм которой распределен по нормальному закону. Не углубляясь в суть вопроса, заметим, что частое появление в геологии логарифмически-нормально распределенных случайных величин в первую очередь вызвано явной неравноценностью вкладов, вносимых теми или иными геологическими факторами, суммой действия которых является изучаемый эффект [129]. В общем, оценке неравенства этих вкладов в основном и посвящены разбираемые в книге задачи.

Таким образом, и случайные геологические явления могут быть охарактеризованы либо нормальным распределением,

либо в приведенной к нему форме. Значит, и к их изучению можно подходить, опираясь на математический аппарат статистики, точные методы которой разработаны главным образом для теории нормального распределения.

При написании этого раздела мы коснемся лишь теории частной и множественной корреляции и дадим при этом только «канву» формул, необходимых для построения описываемых в следующей главе алгоритмов численного решения этой группы статистических задач.

В литературе по математической статистике теория частной и множественной корреляции систематически изложена в книгах Т. Андерсона [4], С. Уилкса [150], Д. Э. Юла и М. Д. Кендзла [173], Рао [126]. Нами основные формулы взяты из работ Т. Андерсона, С. Уилкса и отчасти В. Феллера [151], использование которыми матричной системы обозначений позволяет достичь значительной экономии места.

## Глава I

### НЕОБХОДИМЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ АЛГЕБРЫ МАТРИЦ

Для того чтобы избежать излишних построчных объяснений по поводу тех или иных матричных обозначений, фигурирующих далее, мы в самой краткой форме напомним некоторые элементы матричной алгебры [46].

В обозначении любой матрицы вначале идут строки, затем столбцы. Так,  $[m \times n]$ -матрица  $A$  имеет  $m$  строк и  $n$  столбцов. Ее элементы обозначаются  $a_{ij}$  (первый индекс указывает строку), поэтому нередко матрица  $A$  обозначается через свои элементы  $A = [a_{ij}]$ . Определитель матрицы  $A$  условимся изображать как  $|A|$  или  $\det A$ .

Если  $B$  есть матрица —  $(n \times p)$  с элементами  $b_{ij}$ , то произведение  $AB$  представляет собой  $(m \times p)$ -матрицу с элементами

$$a_{i1}b_{1j} + a_{i2}b_{2j} + \dots + a_{in}b_{nj}. \quad (\text{III.1.1})$$

Произведение матриц  $AB$  определено только в случае равенства числа столбцов матрицы  $A$  числу строк матрицы  $B$ . В этом случае выполняется ассоциативный закон произведения, т. е.  $(AB)C = A(BC)$ , хотя вообще-то  $AB \neq BA$ .

Транспонированная матрица  $A^T$  есть  $(n \times m)$ -матрица с элементами

$$a_{ij}^T = a_{ji}. \quad (\text{III.1.2})$$

В транспонированной матрице строки и столбцы «меняются местами». Очевидно, что  $(AB)^T = A^T B^T$ .

*Вектором-строкой* называется  $(1 \times m)$ -матрица с одной единственной строкой.

*Вектором-столбцом* называется  $(m \times 1)$ -матрица с одним единственным столбцом.

Вектор-строка при своей записи занимает мало места

$$r = (r_1, \dots, r_m),$$

поэтому и вектор-столбец лучше представлять не в непосредственной его форме

$$c = \begin{pmatrix} c_1 \\ \vdots \\ c_m \end{pmatrix},$$

а как результат его транспонирования

$$c^T = (c_1, \dots, c_m). \quad (\text{III.1.3})$$

Если  $m$  элементов вектора-строки  $r$  равно  $m$  элементам вектора-столбца  $c$ , то произведение  $cr$  есть  $(m \times m)$ -матрица (типа таблицы умножения), в то время как произведение  $rc$  есть  $(1 \times 1)$ -матрица или скаляр. Например, при  $m=2$

$$cr = \begin{pmatrix} c_1 r_1 & c_1 r_2 \\ c_2 r_1 & c_2 r_2 \end{pmatrix}, \quad rc = (r_1 c_1 + r_2 c_2). \quad (\text{III.1.4})$$

*Нулевой вектор* имеет нулевые компоненты.

*Единичная матрица* — это квадратная матрица (с равенством количества строк и столбцов) с единицами по главной диагонали и с нулями на всех остальных местах. Если  $I$  — единичная матрица с  $m$  строками и  $m$  столбцами и  $A$  — любая  $(m \times m)$ -матрица, то очевидно, что  $IA = AI = A$ .

*Обратной матрицей* для  $A = [a_{ij}]$  называется матрица  $A^{-1} = [a_{ij}]^{-1}$ , такая, что  $AA^{-1} = A^{-1}A = I$ . Обратные матрицы существуют лишь для квадратных матриц. Обратная матрица единственна: так, если  $B$  — любая обратная матрица для  $A$ , то  $AB = I$  и по упомянутому ассоциативному закону умножения  $A^{-1} = (A^{-1}A)B = B$ . Квадратная матрица, не имеющая обратной, называется *вырожденной*.

*Симметричной матрицей* называется квадратная, для которой  $a_{ij} = a_{ji}$  или для которой (в других обозначениях)  $A^T = A$ .

*Квадратичная форма, соответствующая симметричной  $(m \times m)$ -матрице  $A$* , определяется как

$$xAx^T = \sum_{i,j=1}^m a_{ij}x_i x_j, \quad (\text{III.1.5})$$

где  $x_1, \dots, x_m$  являются переменными.

Матрица называется *положительно определенной*, если  $\mathbf{xAx}^T > 0$  для всех ненулевых векторов  $\mathbf{x}$ . Из последнего критерия следует, что положительно определенная матрица не вырождена.

## Г л а в а 2

### МНОГОМЕРНОЕ НОРМАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Плотность распределения одномерной случайной величины  $x$  может быть записана следующим образом:

$$ke^{-\frac{1}{2}\alpha(x-\beta)^2} = ke^{-\frac{1}{2}(x-\beta)\alpha(x-\beta)} \quad (\text{III.2.1})$$

В этом выражении  $\alpha$  представляет собой величину, обратную дисперсии  $\alpha = \frac{1}{\sigma^2}$ ;  $\beta$  является математическим ожиданием  $x$ ;  $k$ , которое выбирается таким образом, чтобы интеграл от (III.2.1) по всей оси  $x$  был равен единице, равно  $\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}$ .

Плотность распределения величин  $X_1, \dots, X_p$ , если ее выразить в матричных обозначениях, имеет аналогичный вид. В этом случае скалярная переменная  $x$  заменяется вектором

$$\mathbf{x}^T = (x_1, \dots, x_p); \quad (\text{III.2.2})$$

скалярная постоянная  $\beta$  — вектором

$$\mathbf{b}^T = (b_1, \dots, b_p), \quad (\text{III.2.3})$$

а положительную постоянную  $\alpha$  заменяют положительно определенной (симметричной) матрицей

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} a_{11}a_{12} \dots a_{1p} \\ a_{21}a_{22} \dots a_{2p} \\ \dots \dots \dots \dots \\ a_{p1}a_{p2} \dots a_{pp} \end{pmatrix}. \quad (\text{III.2.4})$$

С учетом этого плотность вероятности  $p$ -мерного нормального распределения равна

$$f(x_1, \dots, x_p) = Ke^{-\frac{1}{2}(\mathbf{x}-\mathbf{b})^T \mathbf{A}(\mathbf{x}-\mathbf{b})}, \quad (\text{III.2.5})$$

где  $K$  аналогично  $k$  в (III.2.1) выбирается так, чтобы интеграл по всему  $p$ -мерному евклидову пространству переменных  $X_1, \dots, X_p$  был равен единице.

Доказывается, что

$$K = \frac{\sqrt{|A|}}{(\sqrt{2\pi})^p}. \quad (\text{III.2.6})$$

Значит, плотность нормального распределения вероятностей есть

$$\frac{\sqrt{|A|}}{(\sqrt{2\pi})^p} e^{-\frac{1}{2}(x-b)^T A (x-b)}. \quad (\text{III.2.7})$$

Определив первый и второй моменты  $X_1, \dots, X_p$ , можно установить роль вектора  $b$  и матрицы  $A$ . Если рассматривать случайные величины как компоненты случайного вектора

$$X^T = (X_1, \dots, X_p), \quad (\text{III.2.8})$$

то среднее значение  $X$ , обозначенное через  $\mu$ , будет равно

$$\mu = MX = b, \quad (\text{III.2.9})$$

а ковариационная матрица величины  $X$ , которую дальше будем обозначать  $C$ , есть

$$C = M(X - \mu)(X - \mu)^T = A^{-1}. \quad (\text{III.2.10})$$

После этого формулу (III.2.8) можно записать так:

$$(2\pi)^{-\frac{1}{2}p} |C|^{-\frac{1}{2}} e^{-\frac{1}{2}(x-\mu)^T C^{-1} (x-\mu)}. \quad (\text{III.2.11})$$

Во избежание повторения этого громоздкого выражения плотность распределения вероятностей (III.2.11) будет обозначаться  $n(x | \mu, C)$ , а нормальный закон распределения — через  $N(\mu, C)$ .

В ковариационной матрице  $C$  элементы главной диагонали являются дисперсиями компонент  $(X_1, \dots, X_p)$ . Так  $i$ -й диагональный элемент  $\sigma_{ii}$  матрицы  $C$  является дисперсией  $i$ -компоненты  $X$ . Договоримся его обозначать через  $\sigma_i^2$ . Таким образом,  $C$  является многомерным аналогом дисперсии в (III.2.1). Недиагональные элементы этой матрицы  $\sigma_{ij}$  представляют собой ковариации соответствующих компонент. Исходя из определения коэффициента корреляции (28) между двумя случайными величинами, мы можем, пользуясь лишь матрицей  $C$ , определить *парные коэффициенты корреляции* между любыми компонентами  $X_i$  и  $X_j$  так:

$$\rho_{ij} = \frac{\sigma_{ij}}{\sqrt{\sigma_{ii}} \sqrt{\sigma_{jj}}} = \frac{\sigma_{ij}}{\sigma_i \sigma_j}. \quad (\text{III.2.12})$$

Таким образом может быть сформирована корреляционная матрица

$$R = \begin{pmatrix} 1 & \rho_{12} & \dots & \rho_{1p} \\ \rho_{21} & 1 & \dots & \rho_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \rho_{p1} & \rho_{p2} & \dots & 1 \end{pmatrix}. \quad (\text{III.2.13})$$

### Г л а в а 3

## ЧАСТНЫЕ И УСЛОВНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ. ЧАСТНЫЙ И МНОЖЕСТВЕННЫЙ КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ

В математической статистике доказывается, что частные и условные плотности распределения многомерной нормальной плотности распределения снова нормальны<sup>1</sup>. Более того, линейные комбинации нормально распределенных величин также распределены нормально.

Если случайный вектор разбить на два подвектора:

$$X^T = (X_1, \dots, X_p) = (X^{(1)T}, X^{(2)T}) \quad (\text{III.3.1})$$

с  $q$  и  $(p-q)$  компонентами соответственно, т. е.

$$\begin{aligned} X^{(1)T} &= (X_1, \dots, X_q), \\ X^{(2)T} &= (X_{q+1}, \dots, X_p), \end{aligned} \quad (\text{III.3.2})$$

которые характеризуются средними значениями

$$\mu = (\mu^{(1)T}, \mu^{(2)T}) \quad (\text{III.3.3})$$

и ковариационными матрицами, являющимися подматрицами

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} \\ C_{21} & C_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{11} & 0 \\ 0 & C_{22} \end{pmatrix}, \quad (\text{III.3.4})$$

то плотность распределения  $X$  может быть записана следующим образом:

$$n(x|\mu, C) = n(x^{(1)}|\mu^{(1)}, C_{11}) \cdot n(x^{(2)}|\mu^{(2)}, C_{22}). \quad (\text{III.3.5})$$

В (III.3.5)  $n(x^{(1)}|\mu^{(1)}, C_{11})$  является частной плотностью распределения  $X^{(1)}$ , частное распределение которого будет  $N(\mu^{(1)}, C_{11})$ , а  $n(x^{(2)}|\mu^{(2)}, C_{22})$  — частной плотностью распределения  $X^{(2)}$ , частное распределение которого будет  $N(\mu^{(2)}, C_{22})$ .

<sup>1</sup> Феллер [151] указывает, что обратное утверждение неверно. В случае, «если известно, что частные плотности  $x_1$  и  $x_2$  являются нормальными... плотность  $(x_1, x_2)$  не обязана быть нормальной и в действительности даже не обязана существовать» (стр. 110).

Выражая словесно (III.3.5), можно сказать, что совместная плотность распределения  $X_1, \dots, X_p$  является произведением плотности частного распределения  $X_1, \dots, X_q$  и плотности частного распределения  $X_{q+1}, \dots, X_p$ , благодаря чему оба множества величин независимы.

Условные распределения имеют особенно простую природу, так как средние значения зависят от значения фиксированных случайных величин только линейно, а дисперсии и ковариация вообще не зависят от значений фиксированных случайных величин.

Чтобы найти условную плотность  $X^{(1)}$  для данных  $X_{q+1} = x_{q+1}, \dots, X_p = x_p$  или более обобщенно  $X^{(2)} = x^{(2)}$ , мы должны разделить плотность  $X_1, \dots, X_q$  на частную плотность для  $X_{q+1}, \dots, X_p$ , что в конечном счете, как показано Т. Андерсоном [4], дает нам выражение условной плотности вероятности

$$f(x^{(1)} | x^{(2)}) = (2\pi^{-\frac{1}{2}q} | C_{11.2}|^{-\frac{1}{2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(x^{(1)} - \mu^{(1)}) - C_{12}C_{22}^{-1}(x^{(2)} - \mu^{(2)})]^T C_{11.2}^{-1} [(x^{(1)} - \mu^{(1)}) - C_{12}C_{22}^{-1}(x^{(2)} - \mu^{(2)})] \right\}. \quad (\text{III.3.6})$$

Плотность вероятности  $f(x^{(1)} | x^{(2)})$  является  $q$ -мерной нормальной плотностью со средним значением

$$M(X^{(1)} | x^{(2)}) = \mu^{(1)} + C_{12}C_{22}^{-1}(x^{(2)} - \mu^{(2)}) = v(x^{(2)}) \quad (\text{III.3.7})$$

и ковариационной матрицей

$$M\{[X^{(1)} - v(x^{(2)})][X^{(1)} - v(x^{(2)})]^T | x^{(2)}\} = C_{11.2} = C_{11} - C_{12}C_{22}^{-1}C_{21}. \quad (\text{III.3.8})$$

Условное математическое ожидание (III.3.7) есть единственная линейная функция от  $X_{q+1}, \dots, X_p$ , делающая ковариационную матрицу  $C_{11.2}$  (III.3.8) не зависящей от  $X_{q+1}, \dots, X_p$ .

Матрица  $C_{12}C_{22}^{-1}$  называется матрицей коэффициентов регрессии  $X^{(1)}$  на  $X^{(2)}$ . Элемент ее  $i$ -й строки и  $j$ -го столбца часто обозначается через

$$\beta_{ij \cdot q+1, \dots, (j-1)(j+1), \dots, p} \quad (\text{III.3.9})$$

и называется коэффициентом частной (чистой) регрессии [200]. Вектор  $\mu^{(1)} + C_{12}C_{22}^{-1}(x^{(2)} - \mu^{(2)})$  называют функцией регрессии.

Элемент  $i$ -й строки и  $j$ -го столбца матрицы  $C_{11.2}$  (III.3.8) называется частной ковариацией  $X_i$  и  $X_j$ .

Коэффициентом частной корреляции между  $X_i$  и  $X_j$  при фиксированных  $X_{q+1}, \dots, X_p$  называется выражение

$$\rho_{ij \cdot q+1, \dots, p} = \frac{\sigma_{ij \cdot q+1, \dots, p}}{\sqrt{\sigma_{ii \cdot q+1, \dots, p}} \sqrt{\sigma_{jj \cdot q+1, \dots, p}}} \quad (\text{III.3.10})$$

По аналогии с (III.2.12) и (III.2.13), используя матрицу частных ковариаций  $C_{11,2}$ , можно сформировать матрицу частных коэффициентов корреляции размерностью  $(q \times q)$

$$\tilde{R} = \begin{pmatrix} \rho_{11 \cdot q+1, \dots, p} & \rho_{12 \cdot q+1, \dots, p} & \dots & \rho_{1q \cdot q+1, \dots, p} \\ \rho_{21 \cdot q+1, \dots, p} & \rho_{22 \cdot q+1, \dots, p} & \dots & \rho_{2q \cdot q+1, \dots, p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \rho_{q1 \cdot q+1, \dots, p} & \rho_{q2 \cdot q+1, \dots, p} & \dots & \rho_{qq \cdot q+1, \dots, p} \end{pmatrix} \quad (\text{III.3.11})$$

Множественным коэффициентом корреляции между  $X_i$  и  $X^{(2)}$  называется максимальное значение корреляции между  $X_i$  и линейной комбинацией  $\alpha X$ .

Это определение следует из теоремы, которая гласит: пусть  $X$  распределено  $N(\mu, C)$ ;  $X^T = (X^{(1)T} X^{(2)T})$  и

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} \\ C_{21} & C_{22} \end{pmatrix},$$

а  $\beta$  обозначает  $i$ -ю строку  $C_{12}^{-1}$  ( $i=1, \dots, q$ ), тогда из всех линейных комбинаций  $\alpha X^{(2)}$  линейная комбинация  $\beta X^{(2)}$  дает минимум дисперсии  $X_i - \alpha X^{(2)}$  и максимум корреляции между  $X_i$  и  $\alpha X^{(2)}$ .

Из определения следует, что коэффициент множественной корреляции

$$\begin{aligned} \rho_{i \cdot q+1, \dots, p} &= \frac{M_{\beta} X^{(2)} X_i}{\sqrt{\sigma_{ii}} \sqrt{M_{\beta} X^{(2)} X^{(1)T} \beta^T}} = \\ &= \frac{\sqrt{\sigma_{(i)} C_{22}^{-1} \sigma_{(i)}^T}}{\sqrt{\sigma_{ii}}} \end{aligned} \quad (\text{III.3.12})$$

В правой части (III.3.12)  $\sigma_{(i)}$  есть строка  $C_{12}$ , определяемая из матрицы  $C$ .

Полезна формула

$$1 - \rho_{i \cdot q+1, \dots, p}^2 = \frac{\sigma_{ii} - \sigma_{(i)} C_{22}^{-1} \sigma_{(i)}^T}{\sigma_{ii}} = \frac{|C^*|}{\sigma_{ii} |C_{22}|}, \quad (\text{III.3.13})$$

где

$$C^* = \begin{pmatrix} \sigma_{ii} \sigma_{(i)} \\ \sigma_{(i)}^T C_{22} \end{pmatrix}. \quad (\text{III.3.14})$$

Заметив, что

$$\sigma_{ii} - \sigma_{(i)} C_{22}^{-1} \sigma_{(i)}^T = \sigma_{ii \cdot q+1, \dots, p}$$

(это видно из сравнения (III.3.8) и (III.3.14), можно написать, что

$$\sigma_{ii \cdot q+1, \dots, p} = \sigma_{ii} (1 - \rho_{i \cdot q+1, \dots, p}^2). \quad (\text{III.3.15})$$

Это показывает, что никакая условная дисперсия  $\sigma_{ii \cdot q+1, \dots, p}$  компоненты  $X$  не может быть больше ее безусловной дисперсии  $\sigma_{ii}$ .

## Г л а в а 4

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ КОРРЕЛЯЦИИ И РЕГРЕССИИ

Чтобы показать практическое значение и применение коэффициентов, введенных ранее, лучше отойти от излишне тяжеловесных определений, которые предпочитают статистики-теоретики [4, 83, 150, 151], и дать легче воспринимаемые определения статистиков-практиков [64, 106, 173, 186, 189, 200]. Основываясь на них, проще проводить интерпретацию получаемых результатов.

Так как дальше речь будет идти в основном о выборочных значениях статистических показателей, то здесь приняты несколько отличные от ранее приведенных условные обозначения.

#### КОЭФФИЦИЕНТЫ РЕГРЕССИИ

Если в  $p$ -мерной случайной величине  $X$  ее компонента  $X_1$  линейно связана с остальными  $X_2, \dots, X_p$  компонентами

$$x_1 = b_0 + b_{12 \cdot 3, 4, \dots, p} x_2 + b_{13 \cdot 2, 4, \dots, p} x_3 + \dots + b_{1i \cdot 2, 3, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p} x_i + \dots + b_{1p \cdot 2, 3, \dots, p-1} x_p, \quad (\text{III.4.1})$$

то такое уравнение называется уравнением множественной регрессии (уравнением гиперплоскости регрессии). Величина  $b_0$  именуется свободным членом регрессии, а величины  $b_{1i \cdot 2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p}$  ( $i=2, 3, \dots, p$ ) называются *коэффициентами частной регрессии* [200]. Некоторые предпочитают именовать их коэффициентами *чистой* регрессии [64], подчеркивая тем самым, что они показывают отношение зависимости  $X_1$  от  $X_i$  при исключении или «очищении» от сопутствующего влияния одной или нескольких независимых переменных.

Независимыми переменными, или факториальными признаками, называются  $X_2, \dots, X_p$  компоненты случайной величины  $X$ , с которыми ищется связь  $X_1$  — зависимой переменной (или результирующего признака).

Коэффициент частной регрессии показывает, на сколько своих натуральных единиц изменится зависимая переменная при изменении факториального признака ( $X_i$ ) также на единицу, когда влияние других независимых переменных исключено.

Для двумерного случая, где

$$x_1 = b_0 + b_{12}x_2 \text{ или } x_2 = b_0' + b_{21}x_1, \quad (\text{III.4.2})$$

$b_{12}$  и  $b_{21}$  называются коэффициентами полной [200] регрессии. Чаще употребляется термин парный коэффициент регрессии. Все-таки при решении многомерных задач первое наименование предпочтительнее, потому что имеет более глубокий смысл (сравните с «коэффициентом частной регрессии»);  $b_{12}$ ,  $b_{21}$ ,  $b_{13}$ ,  $b_{31}$  и т. д. называются регрессиями нулевого порядка;  $b_{12.3}$ ,  $b_{13.2}$  и т. д. — регрессиями первого порядка и вообще  $b_{1i.2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p}$  — регрессиями  $p$ -го порядка (173).

Коэффициенты регрессии более высокого порядка могут быть найдены через коэффициенты более низкого порядка. Например,

$$b_{12.3} = \frac{b_{12} - b_{13}b_{32}}{1 - b_{23}b_{32}}, \quad (\text{III.4.3})$$

$$b_{12.3, \dots, p} = \frac{b_{12.3, \dots, p-1} - b_{1p.3, \dots, p-1}b_{p2.3, \dots, p-1}}{1 - b_{2p.3, \dots, p-1}b_{p2.3, \dots, p-1}}. \quad (\text{III.4.4})$$

И наоборот

$$b_{12} = \frac{b_{12.3} + b_{13.2}b_{32.1}}{1 - b_{13.2}b_{31.2}}, \quad (\text{III.4.5})$$

$$b_{12.3, \dots, p-1} = \frac{b_{12.3, \dots, p} + b_{1p.2, \dots, p-1}b_{p2.1, 3, \dots, p-1}}{1 - b_{1p.2, \dots, p-1}b_{p1.2, \dots, p-1}}. \quad (\text{III.4.6})$$

#### СТАНДАРТНЫЕ ОШИБКИ ОЦЕНКИ

Если коэффициентам регрессии  $b_{1i.2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p}$  было приписано «лучшее» значение, как определенное методом наименьших квадратов, то различие между действительным значением  $x_1$  и значением, полученным по регрессионному уравнению (III.4.1), есть ошибка предсказания (оценки).

Она будет обозначаться  $x_{1.2, 3, \dots, p}$ . Из этого определения мы имеем

$$x_{1.2, 3, \dots, p} = x_1 - b_0 + \sum_{i=2}^p b_{1i.2, \dots, (i-1) \cdot (i+1), \dots, p} x_i, \quad (\text{III.4.7})$$

где  $x_i$  приписываются наблюдаемые значения. Среднее квадратическое отклонение ошибки предсказания или *стандартная ошибка оценки*

$$S_{1.2, \dots, p} = S_{x_{1.2, \dots, p}} = \sqrt{\frac{\sum x_{1.2, \dots, p}^2}{n-p}}, \quad (\text{III.4.8})$$

где  $n$ , как обычно, — количество наблюдений.

Стандартная ошибка оценки  $S_{1.2, \dots, p}$  будет называться стандартной ошибкой  $p$ -го порядка.  $S_1$ ,  $S_2$  и т. п. будут называться стандартными ошибками нулевого порядка;  $S_{1.2}$ ,  $S_{2.1}$ ,  $S_{1.3}$  и т. п. — первого порядка и т. д.

Величина стандартной ошибки оценки указывает на точность, с которой значения зависимой переменной  $X_1$  могут быть оценены по значениям независимых переменных  $X_2, \dots, X_p$ . Ее точное истолкование зависит от тех специфических единиц измерения, в которых выражена зависимая переменная.

Исходя из (III.3.15), можно написать серию неравенств

$$S_1^2 \geq S_{1.2}^2 \geq S_{1.2, 3}^2 \geq \dots \geq S_{1.2, \dots, p}^2, \quad (\text{III.4.9})$$

т. е. дисперсия  $p$ -го порядка всегда меньше или равна дисперсиям меньшего порядка.

### КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Как известно, коэффициентом корреляции между  $X_1$  и  $X_2$  называется безразмерная величина

$$\rho = \frac{\text{cov}(x_1, x_2)}{\sigma_1 \sigma_2} = \frac{\sum [(x_1 - \mu_1)(x_2 - \mu_2)]}{\sigma_1 \sigma_2}, \quad (\text{III.4.10})$$

которая служит мерой тесноты связи между двумя случайными величинами и имеет значение  $-1 \leq \rho \leq +1$ . В зависимости от того, что скрывается за  $X_1$  и  $X_2$ , различают следующие коэффициенты корреляции (далее речь будет идти о выборочных коэффициентах).

*Коэффициент полной (парной) корреляции* отражает степень связи между двумя случайными величинами без учета одновременного влияния на них каких-то других факторов.

Он может определяться по одной из многих формул, например

$$r_{12} = \frac{S_{12}}{\sqrt{S_{11}} \sqrt{S_{22}}}, \quad (\text{III.4.11})$$

где  $S_{11}$ ,  $S_{12}$  и  $S_{22}$  — элементы выборочной ковариационной матрицы

$$C = M \begin{pmatrix} (x_1 - \mu_1)^2 & (x_1 - \mu_1)(x_2 - \mu_2) \\ (x_2 - \mu_2)(x_1 - \mu_1) & (x_2 - \mu_2)^2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} S_{11} & S_{12} \\ S_{21} & S_{22} \end{pmatrix} \quad (\text{III.4.12})$$

*Коэффициент частной (чистой) корреляции*

$$r_{12 \cdot 3, \dots, p} = \frac{S_{12 \cdot 3, \dots, p}}{\sqrt{S_{11 \cdot 3, \dots, p}} \sqrt{S_{22 \cdot 3, \dots, p}}}, \quad (\text{III.4.13})$$

где  $S_{1i \cdot 3, \dots, p}$  ( $i = 1, 2$ ) — выборочные частные ковариации из соответствующей матрицы (III.3.8), оценивает тесноту связи одного компонента ( $X_1$ ) многомерной случайной величины с другим ( $X_2$ ), когда действие остальных компонент ( $X_3, \dots, X_p$ ) исключено.

Коэффициенты корреляции  $r_{12}$ ,  $r_{21}$  и т. п. могут рассматриваться как коэффициенты нулевого порядка;  $r_{12 \cdot 3}$ ,  $r_{13 \cdot 2}$  и т. д. — как коэффициенты первого порядка; вообще,  $r_{1i \cdot 2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p}$  как коэффициенты  $p$ -го порядка.

Коэффициенты высшего порядка могут быть найдены посредством коэффициентов более низких порядков:

$$r_{12 \cdot 3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{1 - r_{13}^2} \sqrt{1 - r_{23}^2}}. \quad (\text{III.4.14})$$

$$r_{12 \cdot 3, \dots, p} = \frac{r_{12 \cdot 3, \dots, p-1} - r_{1p \cdot 3, \dots, p-1}r_{2p \cdot 3, \dots, p-1}}{\sqrt{1 - r_{1p \cdot 3, \dots, p-1}^2} \sqrt{1 - r_{2p \cdot 3, \dots, p-1}^2}}. \quad (\text{III.4.15})$$

И, наоборот, имеются выражения коэффициентов корреляции низкого порядка через коэффициенты высших порядков.

$$r_{12} = \frac{r_{12 \cdot 3} + r_{13 \cdot 2}r_{23 \cdot 1}}{\sqrt{1 - r_{13 \cdot 2}^2} \sqrt{1 - r_{23 \cdot 1}^2}}. \quad (\text{III.4.16})$$

$$r_{12 \cdot 3, \dots, p-1} = \frac{r_{12 \cdot 3, \dots, p} + r_{1p \cdot 2, 3, \dots, p-1}r_{2p \cdot 1, 3, \dots, p-1}}{\sqrt{1 - r_{1p \cdot 2, 3, \dots, p-1}^2} \sqrt{1 - r_{2p \cdot 1, 3, \dots, p-1}^2}}. \quad (\text{III.4.17})$$

*Коэффициент множественной корреляции* (иногда говорят «совокупной») измеряет, сколь близко  $X_1$  может быть пред-

ставлен регрессионным уравнением. Он также может рассматриваться в качестве меры зависимости  $X_1$  от  $X_2, \dots, X_p$

$$R_{1.2,\dots,p} = \frac{\sqrt{S_1^2 - S_{1.2,\dots,p}^2}}{S_1} \quad (\text{III.4.18})$$

$R_{1.2,\dots,p}$  называется  $(p-1)$ -кратным множественным корреляционным коэффициентом;  $R_{1.2,\dots,p-1}$  — соответственно  $(p-2)$ -кратным коэффициентом и т. д.

Коэффициент множественной корреляции может быть выражен через полные и частные коэффициенты корреляции

$$1 - R_{1.2,\dots,p}^2 = (1 - r_{12}^2)(1 - r_{13.2}^2) \dots (1 - r_{1p.2,3,\dots,p-1}^2). \quad (\text{III.4.19})$$

Из этого следует, что  $1 - R_{1.2,\dots,p}^2 \leq 1 - r_{12}^2$  или  $R_{1.2,\dots,p}^2 \geq r_{12}^2$ , т. е. коэффициент множественной корреляции численно не меньше, чем любой другой коэффициент полной или частной корреляции, который наличествует в его формуле. Следовательно, если  $R_{1.2,\dots,p}$  равен нулю, то и все коэффициенты корреляции, характеризующие  $X_1$ , равны нулю, т. е. признак  $X_1$  совершенно не коррелирует с другими признаками.

Нередко статистики [64, 106] квадраты соответствующих коэффициентов корреляции называют *коэффициентами полной, частной и множественной детерминации*:

$$d_{12} = r_{12}^2, \quad d_{12.3,\dots,p} = r_{12.3,\dots,p}^2 \quad \text{и} \quad d_{1.2,\dots,p} = R_{1.2,\dots,p}^2.$$

Коэффициенты детерминации могут интерпретироваться как измерители доли (процента) вариации результирующего признака ( $X_1$ ), объясняемой влиянием другой случайной величины ( $X_2$ ) или целой их группы ( $X_2, \dots, X_p$ ). Доказательство этого положения для простейших случаев приведено М. Езекиелем и К. Фоксом [64].

В заключение этого раздела акцентируем внимание на той существенной разнице между коэффициентами полной и частной корреляции, которая должна всегда учитываться при интерпретации получаемых результатов. В силу того что коэффициент полной корреляции отражает тесноту линейной связи между двумя случайными величинами без учета одновременного влияния *неучтенных* факторов на исследуемые величины, может искажаться смысл истинной связи между переменными. Например, подсчеты приводят к положительному значению полного коэффициента корреляции, в то время как истинная связь между ними — отрицательного смысла [2]. Подобные примеры можно найти в геологической литературе [84].

Коэффициент частной корреляции в этом отношении более предпочтителен, так как при его вычислении отбрасы-

ваются связи, которые имеют две интересующие нас переменные с другими исследуемыми величинами. Математически это делается так. Все случайные величины, от влияния которых «очищается» связь изучаемых двух переменных, фиксируются на постоянном уровне, чем исключается их влияние, и в этих условиях анализируется имеющаяся корреляция. Эту процедуру для случая трех случайных величин  $x$ ,  $y$  и  $z$  можно проиллюстрировать графически (рис. 32).

Пусть на плоскостях  $хоу$ ,  $хоз$  и  $уоз$  показаны поля полных (парных) корреляций соответственно между парами  $ху$ ,  $хз$  и  $уз$ . Судя по эллипсам рассеивания, связи между ними положительные, в том числе и между интересующими нас величинами  $x$  и  $y$ . Эти эллипсы рассеивания представляют собой проекции на соответствующие плоскости трехмерной фигуры — эллипсоида<sup>1</sup>, отражающего взаимосвязь всех трех исследуемых параметров. Чтобы узнать, какова на самом деле

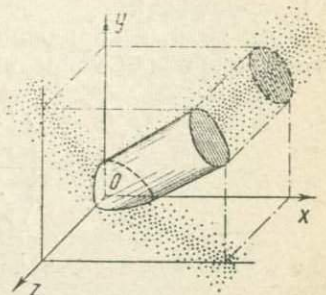


Рис. 32. Пример соотношения полной (парной) и частной корреляции

связь  $x$  и  $y$  при исключении влияния  $z$ , очевидно, необходимо проанализировать их корреляцию при каком-то постоянном значении  $z$ , допустим равном его среднему. На пересечении эллипсоида плоскостью, проходящей через фиксированное значение  $z$ , образуется эллипс, рассмотрение которого (или его проекции на плоскость  $хоу$ ) приводит к выводу, что, если исключить влияние  $z$  на  $x$  и  $y$ , корреляционная связь между ними оказывается отрицательной, а не положительной, как это можно заключить анализируя график парной взаимосвязи.

Таким образом, коэффициент полной корреляции не может отразить тех нюансов взаимосвязей, которые выявляются посредством коэффициентов частной корреляции. Поэтому анализ частных корреляций обязателен при исследовании многомерных случайных величин.

## Глава 5

### АЛГОРИТМ ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

Если иметь в виду численное решение поставленной задачи, то она сводится к нахождению коэффициентов уравне-

<sup>1</sup> Эллипсоид для наглядности совершенно условно показан телом, ограниченным в пространстве.

ния множественной и частной корреляции. Существует много способов, различающихся набором формул, последовательностью их использования, упрощающими приемами и т. п., с помощью которых эти коэффициенты могут быть вычислены. Но, в общем, эти способы распадаются на две группы в зависимости от того, берется за основу матрица ковариаций (III.2.10) или матрица коэффициентов полной корреляции (III.2.13). В зависимости от этого указанные группы способов относятся к *прямому методу* или *методу полных (парных) корреляций*.

Метод полных корреляций заключается в том, что получается выборочная корреляционная матрица

$$[r_{ij}] = \begin{pmatrix} r_{11}r_{12} \dots r_{1p} \\ r_{21}r_{22} \dots r_{2p} \\ \dots \dots \dots \\ r_{p1}r_{p2} \dots r_{pp} \end{pmatrix}, \quad (\text{III.5.1})$$

и все дальнейшие вычисления проводятся с ее использованием.

Представляя (III.5.1) в виде системы линейных уравнений

$$\left. \begin{aligned} \tilde{\beta}_1 r_{11} + \tilde{\beta}_2 r_{12} + \dots + \tilde{\beta}_{p-1} r_{1(p-1)} &= r_{1p}, \\ \tilde{\beta}_1 r_{21} + \tilde{\beta}_2 r_{22} + \dots + \tilde{\beta}_{p-1} r_{2(p-1)} &= r_{2p}, \\ \dots \dots \dots \\ \tilde{\beta}_1 r_{(p-1)1} + \tilde{\beta}_2 r_{(p-1)2} + \dots + \tilde{\beta}_{(p-1)} r_{(p-1)(p-1)} &= r_{(p-1)p} \end{aligned} \right\}, (\text{III.5.2})$$

где  $\tilde{\beta}_i$  — сокращенное обозначение коэффициентов  $\tilde{\beta}_{pi,2}, \dots, p-1$ , так называемых коэффициентов регрессии в стандартизированном масштабе. Найдя их, можно легко перейти к обычным коэффициентам регрессии —  $b_{pi,2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p-1}$ , которые в нижеследующем выражении также представлены в сокращенном виде

$$b_i = \tilde{\beta}_i \frac{\sigma_p}{\sigma_i}, \quad (\text{III.5.3})$$

где  $\sigma_p$  и  $\sigma_i$  — средние квадратические отклонения соответствующих переменных.

С помощью коэффициентов  $\tilde{\beta}_i$  можно определить коэффициент множественной корреляции

$$R_{p-1,2, \dots, p-1} = \sqrt{\sum_{i=1}^{p-1} \tilde{\beta}_i r_{pi}}, \quad (\text{III.5.4})$$

а затем, используя (III.3.15), можно найти остаточную дисперсию

$$S_{p-1,2,\dots,p-1}^2 = S_p^2 (1 - R_{p-1,2,\dots,p-1}^2)_{n/(n-p)}. \quad (\text{III.5.5})$$

Коэффициенты частной корреляции в этом случае могут быть вычислены, например, по формуле

$$r_{pi.1,2,\dots,(i-1),(i+1),\dots,p-1}^2 = \frac{\Delta(p-1), p}{\sqrt{\Delta(p-1), (p-1) \Delta p, p}}, \quad (\text{III.5.6})$$

где  $\Delta k$ ,  $l$ ,  $[k, l = (p-1), p]$  — минор, получаемый вычеркиванием  $k$ -й строки и  $l$ -го столбца в определителе  $[r_{ij}]$  (III.5.1).

При небольшом количестве переменных ( $p \leq 5$ ) имеет смысл пользоваться уравнениями (III.4.3, III.4.4), находя коэффициенты высшего порядка посредством коэффициентов более низких порядков.

Прямой метод заключается в определении ковариационной матрицы  $[\sigma_{ij}]$ , зная которую можно соответствующие коэффициенты рассчитать по формулам, данным в главе 3. Кроме того, одна из модификаций этого метода подробно изложена в приложении 1.

#### АВТОМАТИЧЕСКОЕ ИСКЛЮЧЕНИЕ НЕСУЩЕСТВЕННЫХ ФАКТОРОВ

Определив с помощью того или иного метода перечисленные выше коэффициенты, мы получаем решение лишь части поставленной задачи — уравнение, по которому можно рассчитать зависимую переменную, оценки точности предсказания по этому уравнению ( $R^2$  и  $S^2$ ) и коэффициенты частной корреляции, служащие своеобразным мерилем силы влияния каждого рассматриваемого фактора на зависимую переменную. Остается нерешенной другая, едва ли не основная часть задачи, заключающаяся в избавлении от лишних членов в уравнении регрессии от тех факторов, которые или вовсе не связаны с зависимой переменной или связаны с ней весьма слабо. Это можно сделать, оценивая значимость коэффициентов частной корреляции. Как, например, оценивается значимость коэффициента парной корреляции? Какую величину  $r_{ij}$  следует считать достаточной для статистически обоснованного вывода о наличии корреляционной связи между исследуемыми переменными? Ведь надежность статистических характеристик, в том числе и  $r$ , ослабевает с уменьшением объема выборки. Поэтому в принципе возможны случаи, когда отклонение от 0 полученной величины выборочного  $r_{ij}$  оказывается статистически незначимым, т. е. обу-

словленным неизбежными случайными колебаниями выборки, на основании которой он исчислен. Ответить на этот вопрос помогает знание закона вероятностного распределения  $r_{ij}$  [2]. В случае совместного нормального распределения исследуемых переменных и при достаточно большом  $n$ -объеме выборки распределение  $r_{ij}$  можно считать приближенно нормальным со средним, равным своему теоретическому значению  $\rho$  и дисперсией

$$\sigma_r^2 = \frac{(1 - \rho^2)^2}{n - 1} \quad (\text{III.5.7})$$

Однако следует учитывать, что при малых значениях  $n$  и при  $r_{ij}$ , близких к  $\pm 1$ , это приближение оказывается очень грубым. Кроме того, при малых  $n$  следует принимать во внимание, что величина  $r_{ij}$  является отрицательно смещенной оценкой своего теоретического значения

$$M r_{ij} = \rho - \frac{\rho(1 - \rho^2)}{2n} \quad (\text{III.5.8})$$

Относительно хорошая степень приближения нормального распределения при малых  $n$  позволяет получить критерий проверки гипотезы  $r_{ij} = 0$ , т. е. гипотезы об отсутствии корреляционной связи между исследуемыми переменными. Известно, что величина

$$t_{(n-2)}^{(r)} = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (\text{III.5.9})$$

при условии  $r_{ij} = 0$  распределена по закону Стьюдента с  $n-2$  степенями свободы. Поэтому, если окажется, что

$$\frac{|r|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} < t_{0,05}(n-2), \quad (\text{III.5.10})$$

где  $t_{0,05}(n-2)$  — 5%-ная точка распределения Стьюдента с  $n-2$  степенями свободы, то гипотеза об отсутствии корреляционной связи принимается.

Таким же образом можно оценивать значимость коэффициента частной корреляции с той лишь разницей, что его распределение в выборках объема  $n$  имеет ту же форму, что и распределение коэффициента парной (полной) корреляции при объеме  $(n-p)$ , если  $p$  — число переменных, влияние которых исключается. Использование критерия (III.5.10) с указанной оговоркой сопряжено с выполнением следующих требований: 1) истинное значение коэффициента корреляции не должно быть близким к  $\pm 1$ ; 2) общее число наблюдений должно быть достаточно велико; 3) величина  $\rho$  в поправке

к «смещению»  $r_{ij}$  (III.5.8) и в дисперсии  $\sigma_r^2$  (III.5.7) должна быть заменена ее приближенным выборочным значением  $r_{ij}$ . Избавиться от этих ограничений позволяет следующее преобразование, предложенное Р. Фишером:

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} \quad (\text{III.5.11})$$

Он показал, что величина  $z$  уже при небольших  $n$  с хорошим приближением следует нормальному закону со средним

$$Mz = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} + \frac{r}{2(n-1)} \quad (\text{III.5.12})$$

и дисперсией  $Dz = \frac{1}{n-3}$  для парной корреляции и  $\frac{1}{n-p-3}$

для частной корреляции, где  $p$  — число факторов, влияние которых исключается. Выбрав подходящий уровень значимости (например,  $\alpha=0,05$ ), можно оценить значимо ли коэффициент частной корреляции отличается от нуля. Если

$$Mz \cdot \sqrt{n-p-3} < U_\alpha \quad (\text{III.5.13})$$

(здесь  $U_\alpha$  — точка стандартного нормального распределения с нулевым математическим ожиданием и единичной дисперсией), то гипотеза об отсутствии частной корреляционной связи принимается [4].

Преобразование Р. Фишера приводит к результатам совершенно точным только при нормальной совокупности. Однако ряд экспериментальных данных доказывает правильность этих результатов при решении любых практических вопросов, даже если исходная совокупность умеренно скошена, лишь бы она была одновершинна [173]. Но нужно быть крайне осторожным, если есть основания полагать, что совокупность в отношении одной или большего числа переменных является  $V$ - или  $J$ -образной.

Конечно, оценив значимость коэффициента частной корреляции, решение об оставлении соответствующего фактора в уравнении или его выбрасывании должен принимать исследователь, руководствуясь соображениями профессионально-теоретического плана, но, с известными оговорками, подобную операцию можно поручить ЭВМ. В этом случае возможно составление программы [155], которая позволяла бы автоматизировать получение уравнения множественной регрессии путем последовательного выбрасывания факторов с незначимыми корреляционными связями. Подобная программа представлена в приложении.

**ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ**  
**СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ФАКТОРОВ**  
**РУДООБРАЗОВАНИЯ**  
**В КОРБАЛИХИНСКОМ И ЗАРЕЧЕНСКОМ**  
**МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

---

**Г л а в а 1**

**СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ФАКТОРОВ**  
**РУДООБРАЗОВАНИЯ В КОРБАЛИХИНСКОМ**  
**МЕСТОРОЖДЕНИИ**

В предыдущих разделах книги сформулирована интересующая нас геологическая задача, поставлена математическая задача и намечены пути ее решения. Теперь нам осталось охарактеризовать те этапы применения статистических методов, которые в первую очередь диктуются особенностями исследуемого геологического объекта. Эти этапы таковы: 1) сбор статистического материала; 2) выбор подходящей модели и проверка ее соответствия имеющемуся материалу; 3) решение задачи; 4) геологическая интерпретация полученных результатов.

При оценке факторов рудообразования в Корбалихинском месторождении мы ограничились анализом одной рудоносной зоны — зоны Нижнего надвига, которая разведана лучше всех остальных.

**ОТБОР УЧИТЫВАЕМЫХ ФАКТОРОВ**

Влияние исходного статистического материала сказывается на выборе факторов. В нашем случае за пределами учтенных факторов остались не только те, которые не раскрыты использованными геологическими методами, но, к сожалению, и те, связь с которыми содержания рудных компонентов несомненна. Они отсеялись по той причине, что не представилось возможным определить их для всех используемых в расчетах проб. Такому требованию не удовлетворяли, например, сравнительно малочисленные определения температур гоменизации и декрипитации, несущие в себе информацию о температурном режиме минералообразования. Кроме того, не удалось исследовать воздействие на концентрации металлов в рудах стадийности процесса. Ведь каждый фактор рудообразования действовал и в пространстве и во времени (см. табл. 14). Но очень большая гипотетичность в отнесении руд к продуктам того или иного периода минералообразования

или к их комбинации заставила отказаться от введения в модель этого, одного из важнейших, по нашему мнению, факторов. Тем самым невольно была исключена из рассмотрения информация о влиянии структурных факторов, так как прерывистость поступления растворов в сферу рудоотложения в первую очередь регулировалась тектоническими подвижками.

В конце концов для анализа были отобраны 11 различных факторов. Они перечислены в табл. 15. Так как большинство из них, по сути дела, является лишь следствием процесса рудообразования, то мы несколько подробнее раскроем смысл, вкладываемый в каждый «фактор» при его интерпретации.

Если мы хотим математически описать для зоны Нижнего надвига геохимическое поле меди, то в первую очередь нам, очевидно, следует учесть *содержания сопутствующих компонентов* — *Pb* и *Zn*, концентрации которых в какой-то мере отражают элементные парагенезисы, существовавшие в растворах. Растворы, судя по геологическим данным, притекали в зону Нижнего надвига от Западного разлома (см. рис. 16, 17, 20, 21). Влияние этого фактора может быть отражено через *расстояние от разлома (фактор —  $P_p$ )*. В западной части зоны установлена зональность по ее мощности (см. рис. 12—6). Показателем этой зональности, вероятно, может служить *расстояние от подошвы рудной зоны ( $P_n$ )*. Хотя и слабо проявленная, но известна зональность по восстанию рудной зоны (см. рис. 19). Поэтому резонно ввести в задачу поиск связи содержаний меди с *расстоянием от верхнего выклинивания рудной зоны ( $P_v$ )*. В зоне наблюдается своеобразная зональность в распределении текстур руд в поперечном разрезе рудных тел (см. рис. 14), когда осевая часть залежи слагается массивными рудами, а периферические — убогими вкрапленниками. Отражением этого факта — ниспадания содержаний при удалении от «сердцевины» залежи может служить *расстояние от оси залежи ( $P_0$ )*.

*Мощность рудных тел (M)* несет информацию о местах, наиболее проницаемых для растворов. Ее, вероятно, также следует учесть. Можно ожидать, что благодаря большой протяженности оруденения по вертикали, изменения давления и температуры минералообразования с глубиной имели ощутимое влияние на рудоотложение. Этот фактор можно отобразить через *абсолютные отметки точек отбора проб (A)*.

*Текстуры руд (T)* в первую очередь отражают способ рудоотложения (метасоматоз, выполнение полостей или их комбинация). В то же время они в какой-то мере свидетельствуют о степени тектонической проработки вмещающих пород, предшествовавшей рудообразованию, т. е. отражают структурные условия. Так же двойственна трактовка *литологии*

Учетные факторы рудообразования в Корбалихинском месторождении

Группы факторов	Геохимические			Структурные							
	содержание			абсолютная отметка точки отбора пробы А, м	текстура руд Т, условные единицы	литология вмещающих пород Л, условные единицы	расстояние точки отбора пробы от				
Название, индекс и единицы измерения факторов	меди Cu, %	свинца Pb, %	цинка Zn, %				Западного разлома Р <sub>р</sub> , м	верхнего выклинивания рудной зоны Р <sub>в</sub> , м	оси Основной залежи Р <sub>о</sub> , м	подошвы рудной зоны Р <sub>п</sub> , м	мощность Основной залежи М, м
Интерпретация	информация о составе рудоносных растворов			изменение с глубиной давления и температуры раствора	способ рудоотложения	химические и механические свойства среды	удаленность от рудо-подводящего канала	зональность по падению рудной зоны	инфильтрация и диффузия растворов от рудопроводника	зональность по мощности рудной зоны	объем полости приоткрытия

вещающих пород (Л). С одной стороны, вмещающие породы определяли химизм среды рудообразования, с другой — их физико-механические свойства оказывали влияние на богатство образующихся руд. На примере факторов Т и Л можно видеть, что отнесение какого-либо фактора в группу геохимических или структурных в некоторой степени условно, поскольку большинство из них несет нагрузку и тех и других причин.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Большинство перечисленных факторов имеет количественную определенность и может быть с той или иной точностью установлено практически для любой точки пространства месторождения. Нами их значения «считывались» с геологических планов и разрезов в местах отбора проб на химический анализ, причем относились они к средней точке керновых проб. Значения содержаний Cu, Pb и Zn, естественно, брались из данных химических анализов.

Желание расширить круг учтенных факторов привело к тому, что была сделана попытка установить связь содержаний компонентов с качественными геологическими признаками, а именно с литологией вмещающих пород (Л) и текстурами руд (Т). Поиск связи между количественными и качественными параметрами вообще требует особого подхода [173], но мы пошли по упрощенному пути, придав этим признакам количественную определенность ранжировкой их по какому-либо признаку или свойству. После этого каждому члену полученного ряда присваивалось то или иное число. Так, литологические различия пород были выстроены в ряд, в котором в грубом приближении возрастало суммарное количество оснований — Fe, Mg и Ca (в виде окислов). Текстуры руд составили ряд от бедных прожилковых к богатым сплошным рудам.

Из-за особенностей использованных нами программ при числе рассматриваемых переменных, равном 11, в задачу можно было ввести не более 370 наблюдений над каждой переменной. В конечном счете в задачу вошли все проанализированные пробы, отобранные из следующих скважин: 2, 9, 13, 14, 19, 27, 29, 32, 34, 39, 41, 43а, 60, 62, 68, 158, а также некоторая часть проб из скважин: 91, 97, 55, 102, 52, 51, 95. Общее число использованных анализов — 300.

При выборе вида регрессионной модели нами кроме линейной испытывалась логарифмически-линейная форма зависимости, которая требует, чтобы вводимые в задачу переменные не равнялись бы нулю и не имели бы отрицательных значений. Это вынудило ввести следующие поправки в значения исходных величин.

1. Нулевая отметка для фактора А (абсолютная отметка отбора пробы) была перенесена на гипсометрический уровень — 170.

2. В случаях, когда проба попадала на осевую линию залежи, фактору  $P_0$  (расстояние от оси залежи) приписывалось значение, равное не 0, а 0,1.

3. Если в химических анализах руд на Cu, Pb и Zn встречались значения «сл» и «нет», то они заменялись содержаниями, близкими к чувствительности химических анализов и лежащими за этим порогом согласно приведенной таблице.

	Cu	Pb	Zn
„сл“	0,002	0,002	0,005
„нет“	0,001	0,001	0,002

Таких анализов на каждый из элементов приходится не более 10.

К характеристике исходных данных относятся также сведения о параметрах распределений изучаемых случайных величин (табл. 16). Используемая нами процедура выбрасывания факторов из уравнения регрессии на основе проверки значимости коэффициента частной корреляции (прил. 1) требует приблизительной нормальности распределения оцениваемого фактора. Это требование не очень жесткое. Достаточно, чтобы распределение было более или менее симметричным и колоколообразным [2, 173].

Одним из простейших способов проверки нормальности распределения случайной величины  $X$  является получение оценок его асимметрии

$$A = \frac{1}{nS^3} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \quad (IV.1)$$

и эксцесса

$$E = \frac{1}{nS^4} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 - 3.$$

Для нормально распределенной случайной величины они равны нулю (рис. 33). Так как  $A$  и  $E$  оцениваются по выборке, то естественно ожидать отклонения их выборочных оценок от истинных значений в генеральной совокупности. На сколько же могут отклоняться выборочные значения  $A$  и  $E$  от нуля, если распределение случайной величины в генеральной сово-

Параметры распределений факторов в рудной зоне Нижнего надвига

Факторы	В натуральных единицах измерений					В логарифмах				
	среднее	стандарт	дисперсия	асимметрия	эксцесс	среднее	стандарт	дисперсия	асимметрия	эксцесс
Сu	0,74	1,38	1,90	5,08	37,22	-1,60	1,78	3,16	-0,03	-1,00
Pb	0,72	1,36	1,86	3,34	13,46	-1,62	1,65	2,72	0,07	0,03
Zn	3,15	5,84	34,15	3,19	13,72	-0,50	1,99	3,94	0,21	-1,13
P <sub>v</sub>	175,88	113,87	12965,66	0,44	-0,72	4,88	0,85	0,72	-0,64	-0,82
P <sub>p</sub>	202,91	149,81	22441,89	0,55	-0,85	4,91	1,05	1,11	-0,87	0,03
A	261,20	72,28	5224,03	-0,11	-0,05	5,52	0,32	0,10	-1,19	2,23
P <sub>п</sub>	13,06	10,94	119,74	0,88	-0,17	1,99	1,42	2,01	-1,50	2,23
P <sub>o</sub>	26,39	19,19	368,10	1,53	3,88	2,88	1,23	1,52	-1,27	11,26
M	14,53	11,55	133,28	1,04	0,74	2,22	1,14	1,29	-0,87	0,09
L	6,82	3,91	15,24	0,60	-1,04	1,75	0,58	0,34	0,16	1,49
T	5,61	1,32	1,75	1,30	0,58	1,70	0,21	0,05	0,81	0,85

купности нормальное? В математической статистике известны выражения, по которым оцениваются дисперсии выборочных значений асимметрии [120].

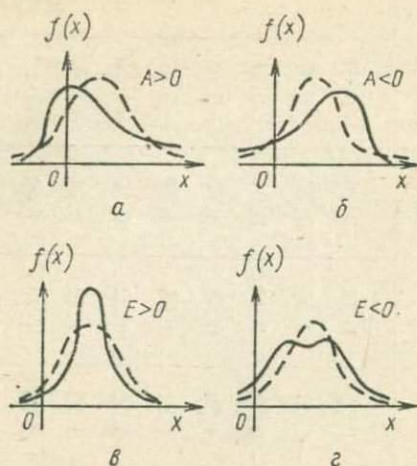


Рис. 33. Графики плотности распределений с положительной (а) и отрицательной (б) асимметрией, с положительным (в) и отрицательным (г) эксцессом. Для сравнения пунктирной линией показана кривая нормального распределения с теми же математическим ожиданием и дисперсией

$$D(A) = \frac{6(n-1)}{(n+1)(n+3)}$$

и эксцесса

$$D(E) = \frac{24(n-2)(n-3)}{(n+1)^2(n+3)(n+5)},$$

где  $n$  как всегда объем выборки. Считается, что если

$$|A| \leq 3\sqrt{D(A)} \text{ и } |E| \leq 5\sqrt{D(E)},$$

то можно говорить о приблизительно нормальном распределении  $X$ .

Для нашего случая  $n=300$ ,  $3\sqrt{D(A)}=0,42$  и  $5\sqrt{D(E)}=1,38$ . Сравнивая эти величины с абсолютными значениями асимметрий и эксцессов распределений факторов (табл. 16), можно видеть, что указанные выше неравенства выполняются для факторов А (в натуральных единицах измерения), Си, Рб, Zп и Л (в логарифмах). Кроме того, видно, что положительная асимметрия распределений факторов Рв, Рр, Ро, Рн

и  $M$ , выраженных в натуральных единицах измерения, превращается в отрицательную, если они выражены в логарифмах. В последнем случае абсолютное значение асимметрии для всех них, кроме фактора  $M$ , возрастает. Асимметрия фактора  $T$  остается положительной, но уменьшается в значении. Таким образом, исследуя табл. 16, можно сделать вывод, что распределения величин  $A$ ,  $\ln Cu$ ,  $\ln Pb$ ,  $\ln Zn$  и  $\ln L$  можно в первом приближении аппроксимировать нормальным. Для остальных же факторов, вероятно, резонно принять такой масштаб их измерения, при котором асимметрия их распределений меньше. Нами в качестве таковых приняты  $P_v$ ,  $P_p$ ,  $P_o$ ,  $P_n$ ,  $\ln M$  и  $\ln T$ .

### ВЫБОР ФОРМЫ СВЯЗИ

Следующим весьма ответственным этапом применения регрессионного анализа является выбор формы связи результирующего признака  $X_1$  со всеми факториальными  $X_2, X_3, \dots, X_p$ . Под формой связи подразумевается тип аналитической функции, применяемой для выражения зависимости между изучаемыми геологическими показателями. Строгой теории решения этого вопроса нет. Поэтому при выборе формы связи руководствуются рядом соображений: 1) выбранная математическая модель должна соответствовать профессионально-теоретическим представлениям, если таковые имеются; 2) она должна удовлетворять требованиям, на которых базируется регрессионный анализ; 3) она должна представлять не только теоретическую, но и чисто практическую возможность численного решения поставленной задачи.

*Теоретические предпосылки*, которые можно учесть в нашем случае, касаются лишь законов изменения концентраций элементов в ореолах месторождений. Как в инфильтрационных, так и в диффузионных ореолах концентрации ореолов убывают по экспоненциальному закону [144]. Исходя из этого, можно изменение содержания какого-либо элемента —  $C_x$  выразить в виде экспоненциальной функции расстояния от рудного тела —  $r$

$$C_x = e^{a+br}, \quad (IV.1)$$

где  $a$  и  $b$  — постоянные коэффициенты. Это уравнение в линейной форме примет вид

$$\ln C_x = a + br. \quad (IV.2)$$

Граница между рудным телом и ореолом в большинстве месторождений метасоматического типа определяется из чисто экономических соображений, целиком определяясь про-

мысленными условиями для того или иного месторождения. Поэтому изменения содержаний элементов в пространстве во многих случаях и в рудных телах подчиняются соотношениям (IV.1 и IV.2). В этом случае в качестве пространственной координаты лучше всего брать расстояние от оси предполагаемого рудопроводника (в нашей задаче фактор  $P_0$ ).

Безусловно, закономерность (IV.1, IV.2) в увеличении концентрации какого-либо элемента при приближении к оси предполагаемого рудопроводника будет выдерживаться до известных пределов, а именно до момента насыщения руд минералом рассматриваемого элемента. Например, для цинка мыслима такая ситуация (рис. 34). По мере приближе-

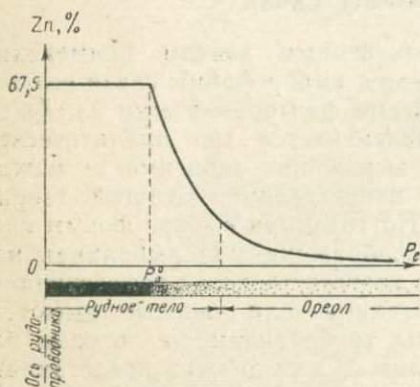
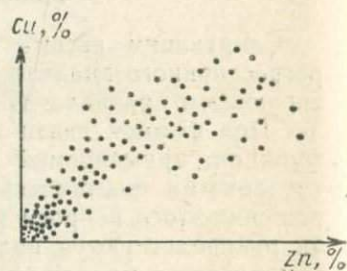


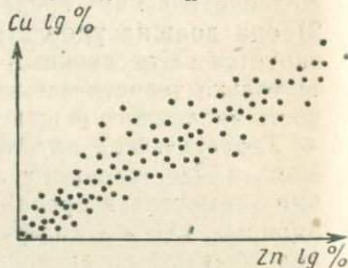
Рис. 34. Изменение содержаний цинка в ореоле и в залежи, единственным рудным минералом которой является клейофан

ния к оси рудопроводника содержание  $Zn$  достигает 67,5%, т. е. предельного содержания  $Zn$  в сфалерите (клеюфане). Это будет означать, что вся остальная прилегающая к рудопроводнику часть рудного тела представляет собой массивные сфалеритовые руды. В этом случае изменение концентрации  $Zn$  в зависимости от  $P_0$  можно описать таким выражением:

$$C_{Zn} = \begin{cases} 67,5\% & \text{при } P_0 \leq P_0^0, \\ e^{a+br} & \text{при } P_0 > P_0^0, \end{cases} \quad (IV.3)$$



а



б

Рис. 35. График зависимости содержаний меди от содержания цинка (а) и логарифмов содержаний меди от логарифмов содержаний цинка (б)

где  $P_0^\circ$  — граница распространения мономинеральных сфалеритовых руд (рис. 34).

Рассмотренная ситуация — чисто умозрительная. В природе уникальны случаи, когда руда нацело сложена одним минералом. Почти всегда она представляет собой смесь различных минералов. Но для этих условий пока не существует теоретических выражений, описывающих пространственное распределение содержаний элементов в рудах. Поэтому можно, как нам кажется, в самом первом приближении считать, что концентрации элементов спадают при удалении от оси рудопроводника по экспоненциальному закону.

Совершенно аналогичные соображения позволяют формулы (IV.1), (IV.2) взять за основу при рассмотрении зависимости содержаний элементов от фактора  $P_p$  (расстояние от предполагаемого рудоподводящего Западного разлома) и от фактора  $P_n$  (расстояние от подошвы рудоносной зоны). Подобная зависимость от фактора  $P_n$  основывается на теоретических представлениях, высказанных В. Ганушом [187], о влиянии незамещаемой части паласомы на образование метасоматической зональности.

К сожалению, нет никаких теоретических предпосылок для выбора формы связи содержаний элементов с другими факторами. В таких случаях удобным способом подбора формы зависимости является графический анализ соотношений между изучаемыми переменными. Расположение точек на графике может подсказать, следует ли выбрать линейную форму связи (точки находятся приблизительно на прямой) или параболическую (точки образуют кривую с экстремальными значениями), или степенную (точки ложатся на кривую без экстремумов в области положительных значений аргумента).

Исследуем графически взаимосвязь между содержаниями  $Cu$  и  $Zn$  (рис. 35). Усредненная линия зависимости может быть описана уравнением  $Cu = a + b Zn$  или  $\ln Cu = a + b \ln Zn$ . Последняя форма связи называется логарифмически линейной. На рис. 35, б изображены те же данные, что и на рис. 35, а, но только в логарифмическом масштабе. Хорошо видно, что связь между логарифмами содержаний  $Cu$  и  $Zn$ , действительно, имеет линейный вид.

Но применение этого метода ограничено случаями явной связи между случайными величинами. Когда же связь слабая, наметить какую-то линию зависимости весьма затруднительно. В этом случае вопрос о форме связи можно решать аналитически, подсчитывая для различных функций связи коэффициенты корреляции и выбирая ту из них, для которой коэффициент корреляции наибольший. В табл. 17 даны коэффициенты корреляции между факторами в предположении, что  $y = a + bx$ , а в табл. 18 для модели  $\ln y = a + \ln x$ . Сопо-

ставляя коэффициенты корреляции, скажем, для пары  $S_{11}$ — $M$ , можно видеть, что вторая форма связи подходит больше.

В применении этого способа есть существенный недостаток, заключающийся в отсутствие строгого предела в подборе функции с наибольшим коэффициентом корреляции. Так, при исследовании парных зависимостей может быть использован метод последовательных приближений с помощью полиномов Чебышева. Этот метод сводится к постепенному прибавлению к свободному члену регрессии —  $a$  значений фактора в степени 1, 2, 3 и т. д. ( $x_1 = a + b_1x_1 + b_2x_2^2 + b_3x_3^3 + \dots$ ), пока не будет получена удовлетворительная формула. Доказано, что таким путем можно подобрать кривую, соответствующую любому статистическому материалу. Но практическая ценность такой формулы была бы ничтожной, так как она передавала бы уже не закономерность зависимости, проявляющуюся на фоне случайных колебаний, а сами эти случайные колебания. Кроме того, столь сложный вид аналитической функции делает решение задачи очень громоздким.

*Возможность и трудоемкость численного решения задачи* накладывает ограничения на выбор формы связи. Сложные функции создают дополнительные, иногда непреодолимые трудности при расчете параметров модели. Так, уравнение вида  $x_1 = b_1 + b_2x_2^{a_2} + b_3x_3^{a_3} + \dots$  точно решить вообще невозможно, а приближенные методы решения связаны с таким объемом вычислений, который при большом числе величин  $a$  и  $b$  становится чрезмерным даже для современных электронновычислительных машин. Это ограничение приводит к тому, что на практике наибольшее развитие получили линейные и приведенные к линейным (линеаризованные) формы связи [2, 64].

*Некоторые требования, лежащие в основе регрессионного анализа*, также нередко диктуют выбор формы связи. Наилучшие результаты предсказания можно ожидать лишь в случае, когда результаты наблюдений зависимой переменной представляют собой нормально распределенную случайную величину. Еще лучше, когда и факториальные признаки распределены нормально. Выполнение последней предпосылки использования регрессионного анализа обсуждено нами в предыдущем разделе в связи с тем, что аналогичное требование на распределения изучаемых величин накладывается принятым алгоритмом решения задачи.

Необходимо, чтобы дисперсии результирующего признака при различных фиксированных значениях факториального признака

$$\sigma^2 \{x_{1i} | x_{2i}\}, \quad i = 1, 2, \dots, n$$

Коэффициенты полной корреляции в предположении, что  $y = a + bx$ 

Факторы	Cu	Pb	Zn	P <sub>B</sub>	P <sub>P</sub>	A	P <sub>O</sub>	P <sub>П</sub>	М	Л	Т
Cu	1,00	0,22	0,31	-0,07	-0,15	0,03	-0,07	-0,19	0,18	0,10	0,51
Pb		1,00	0,79	0,15	-0,04	0,00	-0,28	0,11	0,17	0,18	0,34
Zn			1,00	0,00	-0,06	0,04	-0,27	0,01	0,23	-0,11	0,45
P <sub>B</sub>				1,00	0,38	-0,74	0,07	-0,01	0,05	-0,13	0,01
P <sub>P</sub>					1,00	-0,43	-0,09	-0,06	-0,08	-0,12	-0,11
A						1,00	-0,02	0,21	0,02	0,07	0,02
P <sub>O</sub>							1,00	-0,16	0,09	0,09	-0,22
P <sub>П</sub>								1,00	0,02	-0,14	-0,12
М									1,00	0,19	0,20
Л										1,00	0,05
Т											1,00

Примечание. 1) здесь и всюду далее в корреляционных матрицах коэффициенты выписаны с округлением до второго знака после запятой; 2) коэффициенты корреляции, значимые при 1-процентном уровне, набраны жирным шрифтом, а при 5-процентном — курсивом.



были равны друг другу (их выборочные оценки  $S^2\{x_{1i}|x_{2i}\}$  однородны). На рис. 36 видно, что при увеличении значений  $Zn$  разброс значений  $Cu$  заметно увеличивается, т. е. оговоренное условие не соблюдается. Если в этом случае удастся найти функциональную зависимость  $\sigma^2\{x_1\} = \varphi\{x_1\}$ , то оказывается возможным предложить такое преобразование случайной величины, которое позволяет получить однородные дисперсии [120]. В нашем случае можно видеть, что если от содержаний  $Cu$  перейти к новой случайной величине  $\ln Cu$ , то дисперсии стабилизируются.

Все указанные соображения позволили установить, что изменение содержаний какого-нибудь элемента, например меди, в геохимическом поле рудной зоны Нижнего надвига может быть описано таким выражением:

$$\ln Cu = b_1 + b_2 \ln Pb + b_3 \ln Zn + b_4 P_B + b_5 P_P + b_6 A + \\ + b_7 P_0 + b_8 P_n + b_9 \ln M + b_{10} \ln L + b_{11} \ln T. \quad (IV.4)$$

Аналогичный вид имели уравнения, в которых результирующими признаками выступали содержания свинца и цинка.

#### ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТРУКТУРУ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ РУДОНОСНОЙ ЗОНЫ НИЖНЕГО НАДВИГА

Результаты решения задачи даны в табл. 19. Задача решалась по программе «Автоматическое сокращение уравнений множественной регрессии» (прил. 1) на ЭВМ БЭСМ-4 в Вычислительном центре МГУ. Для проверки значимости коэффициентов частной корреляций был выбран уровень  $\alpha = 0,01$ .

#### СВЯЗЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕДИ С РАЗЛИЧНЫМИ ФАКТОРАМИ

Интерпретация результатов решения задачи относительно меди будет весьма пространной. Зато в комментариях к решениям задачи для случаев, когда в качестве результирующего признака выступают содержания свинца и цинка, будет обращено внимание лишь на самые интересные детали.

Сначала дадим возможную интерпретацию тех факторов, которые были выброшены из модели (IV.4) —  $\ln Pb$ ,  $P_0$ ,  $A$ ,  $P_P$ .

При геологическом описании Корбалихинского месторождения указывалось на своеобразный «антагонизм» в пространственном распределении в зоне Нижнего надвига концентраций меди и свинца. Это связано с тем, что основные

Таблица 19

Сокращенные уравнения множественной регрессии логарифмов содержаний меди, свинца и цинка по комплексу факторов рудообразования в Корбалихинском месторождении

Переменные  зависимые \ независимые	Коэффициенты частной регрессии (над чертой) и частной корреляции (под чертой)											Меры точности предсказания			
	ln Cu	ln Pb	ln Zn	P <sub>B</sub>	P <sub>P</sub>	A	P <sub>O</sub>	P <sub>П</sub>	ln M	ln Л	ln T	R <sup>2</sup>	R	S <sup>2</sup>	S
ln Cu	-4,50		$\frac{0,53}{0,66}$	$\frac{-0,002}{-0,18}$				$\frac{-0,02}{-0,36}$	$\frac{0,26}{0,26}$	$\frac{0,37}{0,20}$	$\frac{1,65}{0,29}$	0,66	0,82	1,08	1,04
ln Pb		0,57	$\frac{0,65}{0,77}$				$\frac{-0,02}{-0,20}$	$\frac{0,01}{0,21}$		$\frac{-0,36}{-0,22}$	$\frac{-0,75}{-0,15}$	0,70	0,84	0,83	0,91
ln Zn	$\frac{0,41}{0,52}$	$\frac{0,72}{0,75}$	-0,14								$\frac{0,86}{0,16}$	0,77	0,88	0,89	0,94

Примечание. 1) в диагональных клетках таблицы даны свободные члены регрессии ( $b_i$ ); 2) пустые клетки соответствуют факторам, выброшенным из модели.

количества халькопирита и галенита образуются в разные фазы процесса рудообразования (см. табл. 8): главная часть халькопирита образуется в начальные асцензии рудоносных растворов, а галенита — в конечные. Благодаря этому в западной части проявлена зональность в распределении содержаний меди и свинца. Первый элемент концентрируется в лежащем боку рудной зоны, а второй — в висячем. В других участках рудной зоны ареалы отложения меди и свинца накладываются друг на друга. Ясно, что в этих условиях вряд ли по содержаниям одного из элементов можно с приемлемой точностью предсказать в каком-нибудь локальном участке содержания другого. Это, вероятно, можно было бы сделать, лишь зная, к каким фазам процесса принадлежит время образования руд в данном месте. Но этот очень важный параметр процесса мы не смогли ввести в модель. Таким образом, отсутствие частной корреляции между содержанием меди и свинца объяснимо двумя причинами: 1) неполнотой принятой модели, в которой не учтена стадийность рудоотложения и 2) природными особенностями пространственного распределения этих элементов.

Фактор  $P_0$  (расстояние от оси Основной залежи) был отброшен. Это означает, что изменение концентрации меди по обе стороны от осевой линии Основной залежи не укладывается в предполагаемую модель связи, т. е. снижение ее содержаний при удалении от «стержня» залежи, сложенного сплошными рудами, не подчиняется экспоненциальному закону. И это действительно так, ибо основная часть халькопирита в месторождении образовалась до того момента, когда роль рудопроводника стала выполнять трещина, вблизи которой формировались полиметаллические руды. Другими словами, выброс  $P_0$  из уравнения объясняется той же причиной, что и выброс фактора  $P_b$  — нашим неумением ввести в модель показатель стадийности процесса и учесть существовавшую миграцию места флюидопроводника во времени.

Выброс фактора  $A$  (абсолютная гипсометрическая отметка точки отбора проб) удивления не вызывает. При интуитивной оценке той роли, которую играла глубина рудоотложения на богатство образующихся руд, ей приписывалось второстепенное значение (см. табл. 14). Этот вывод касался всего объема месторождения. Тем более должен быть слабым эффект воздействия этого фактора в ограниченной части месторождения (размах оруденения по глубине в зоне Нижнего надвига в среднем равен 220 м).

Остановимся особо на причинах выброса из модели фактора  $P_p$  (расстояния от Западного разлома). В геологической части книги неоднократно подчеркивалось, что он является рудоподводящим. Чем же объясняется его выпадение



из уравнения регрессии? Ощутимая часть меди принадлежит к ранним ассоциациям — халькопиритовой и пирротин-халькопиритовой. Относительно того, что Западный разлом в период формирования этих минеральных сообществ служил рудоподводящим каналом, прямых доказательств нет. Это не более чем гипотеза, основывающаяся лишь на том, что во время образования предыдущей (тальк-карбонатной) и последующей (сфалеритовой) ассоциаций растворы притекали именно из зоны Западного разлома. Не исключено, что в момент формирования первых двух ассоциаций сульфидной стадии, пути проникновения растворов были существенно иными. Но более реально следующее объяснение. Растворы, отлагавшие более поздние руды, возможно, перераспределяли медную минерализацию и тем самым завуалировали ранее имевшуюся закономерность в ниспадании концентраций меди по мере удаления от разлома. Подобное явление было описано А. С. Тарантовым и К. Ф. Ермолаевым [148] для Николаевского колчеданного месторождения.

Нам кажется, что существенную роль в «исчезновении» этой связи сыграли также свойства статистического материала. Дело в том, что по сравнению с другими факторами, входящими в модель, по фактору —  $P_p$  проведено несравненно меньше наблюдений. Ведь замер расстояния от линии сочленения Западного разлома с Нижним надвигом единичен для каждой скважины. Все пробы, отобранные из этой скважины, имеют одно и то же значение фактора  $P_p$ . Другими словами, в 30 значениях  $P_p$ , использованных в расчетах, очень большую роль играет случайность выборки. Если, например, расстояние от оси рудной залежи ( $P_o$ ) действительно представлено 300 определениями, не оставляющими «пропусков» на всем размахе выборки, то на 30 значений  $P_p$ , использованных в расчетах, вероятно, сильное влияние оказывает случайность выборки. Кроме того, нами, наверное, была допущена ошибка в определении расстояний до Западного разлома. Нами бралось кратчайшее расстояние до разлома (по нормали к указанной линии сочленения), а следовало бы измерять расстояние по направлению течения растворов, т. е. со значительными изгибами, примерно такими, которые характерны для стрелок, указывающих направление течения растворов на рис. 16 и 20. Правда, в этом случае допускался бы значительный произвол исследователя.

Перейдем теперь к рассмотрению факторов, оставшихся в модели. По крайней мере, три из них ( $P_v$ ,  $P_{II}$  и  $M$ ) передают влияние на рудоотложение структурных условий. Выявленная отрицательная связь содержания меди с расстоянием от подошвы рудной зоны ( $P_{II}$ ) показывает наличие ясной зональности по мощности рудной зоны. Ее возникновение, по нашему мнению, вызвано последовательным расширением

растворопроводящих трещин в зоне Нижнего надвига (рис. 12, б). Более поздние минеральные парагенезисы чаще всего оказывались выше образованных ранее. Эволюционно менялся во времени и состав растворов. Совместное действие этих причин обусловило появление поперечной зональности.

Мощность рудных тел (фактор М), вероятно, отражает участки максимально проявленного динамометаморфизма пород и, как следствие этого, места наибольшей проницаемости для растворов. Длительная фильтрация рудоносных растворов по этим хорошо проницаемым каналам привела к формированию богатых руд.

Фактор  $R_n$  (расстояние от верхнего выклинивания рудной зоны) остался в уравнении. Тем самым подтверждено наличие в рудной зоне Нижнего надвига зональности по ее восстанию. Возникновение этой зональности (см. рис. 19) объясняется нами совокупным действием двух причин — «постепенным» расширением шва надвига в сторону верхнего выклинивания рудной зоны и фациальными изменениями в этом направлении термодинамических параметров рудоносных растворов, в первую очередь температуры.

В какой-то мере определенное влияние структурных факторов передается также фактором Т (текстура руд). Самые богатые сплошные руды образуются на месторождении либо в полостях приоткрывания (колломорфные текстуры), либо в породах сильно нарушенных и подготовленных к восприятию руд предрудными изменениями (полосчатые, пятнистые текстуры). О повторных тектонических подвижках и новом обогащении руд сульфидами говорят брекчиевидные руды. В участках более монолитных пород фиксируются менее богатые вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Но одновременно текстуры руд передают информацию о термодинамических условиях формирования руд. Уже говорилось, что сплошные руды наиболее характерны для участков с наименьшими градиентами температур рудоносных растворов. Наличие же колломорфных руд свидетельствует о быстром локальном спаде давления.

Внутренняя структура фактора Л (литология вмещающих пород) очень сложная, но в том виде, в котором он введен в модель, выявленная связь с ним содержания меди интерпретируется довольно просто. С возрастанием условных единиц, приписанных породам, в них приблизительно возрастает суммарное количество оснований (в первую очередь железа). Поэтому упрощенно эта связь может быть представлена так: чем больше в породе хлорита, тем выше концентрации меди, т. е. подтверждается замеченная приуроченность медноколчеданных руд к сильно хлоритизированным породам.

Связь содержания меди с концентрациями цинка (фактор Zп) особых пояснений не требует, так как, за исключени-

ем самой первой халькопиритовой минеральной ассоциации рудной стадии, во всех остальных отложениях сфалерита и халькопирита происходит практически синхронно.

## СВЯЗЬ КОНЦЕНТРАЦИИ СВИНЦА С РАЗЛИЧНЫМИ ФАКТОРАМИ

При обсуждении результатов решения задачи относительно логарифмов содержаний свинца основное внимание уделим отличиям полученного уравнения регрессии от разобранных в предыдущем разделе. Особый интерес вызывают факторы  $P_n$ ,  $L$  и  $T$ , входящие в оба сравниваемых уравнения (см. табл. 19).

В направлении мощности рудной зоны Нижнего надвига содержания меди от ее подошвы к кровле имеют тенденцию убывать, а содержания свинца, напротив,— возрастать (см. рис. 18). С этими наблюдениями хорошо согласуются противоположные знаки коэффициентов регрессии фактора  $P_n$  в уравнениях регрессии логарифмов содержаний меди и свинца.

Уже говорилось о преимущественной локализации богатых медно-колчеданных руд в сильно хлоритизированных породах. Эти же породы очень редко содержат в заметных концентрациях галенит. Другими словами, по отношению к некоторым разновидностям пород довольно явно проявляется селективный характер метасоматоза. Эта сторона рудообразования нашла отражение в разных знаках регрессии фактора  $L$  в сопоставляемых уравнениях.

Таким образом, противоположный характер корреляции рассмотренных факторов с содержаниями меди и свинца подтверждает мысль о существенных различиях поведения этих элементов в процессе рудообразования. Пространственное несовпадение ареалов отложения меди и свинца подчеркивается также тем, что в качестве независимой переменной в уравнение регрессии содержаний меди вошел фактор  $P_n$ , а в уравнении регрессии содержаний свинца фактор  $P_n$  отсутствует. Выше был сделан вывод о том, что распределение концентраций меди в пространстве не подчиняется закономерности (IV.1), а снижение содержаний свинца при удалении от оси рудопроводника (фактор  $P_o$ ), оказывается, укладывается в эту модель.

Интересно, что в оба уравнения входит фактор  $Z_n$ , причем корреляция с ним как содержаний меди, так и свинца положительная и приблизительно равная. В процессе рудоотложения сфалерит играет роль промежуточного звена. Если основные количества меди поступают в сферу рудообразова-

ния с первыми порциями растворов, а свинца, наоборот, с последними, то цинк является «транзитным» элементом, приносимым в пределы рудной зоны практически на протяжении всего процесса (максимум приноса цинка падает на «средние» асцензии). Благодаря этому его содержания оказываются связанными с концентрациями и меди, и свинца. В этих условиях, как было сказано в главе III, следует ожидать положительной парной корреляции между содержаниями меди и свинца, поскольку цинк является неучтенным передатчиком связи (см. табл. 17, 18, 20), поэтому значительно лучше природные соотношения передаются коэффициентами частной корреляции, которые в данном случае незначимы.

### **СВЯЗЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ЦИНКА С РАЗЛИЧНЫМИ ФАКТОРАМИ**

Вхождение в уравнение регрессии логарифмов содержания цинка факторов  $Cu$  и  $Pb$  только что подробно объяснено. Также нет необходимости задерживаться на интерпретации положительной корреляции содержания цинка с фактором  $T$ , так как она полностью соответствует наблюдениям — наиболее богаты цинком массивные руды. Основной интерес представляет отсутствие значимой частной корреляции цинка с некоторыми факторами (см. табл. 19).

Зональность по мощности рудной зоны Нижнего надвига более отчетливо проявлена в пространственном распределении концентраций меди и свинца, тяготеющих, соответственно, к лежащему и висячему боку зоны. Цинк же занимает «промежуточное» положение. Поэтому неудивительно, что фактор  $P_n$  выпал из уравнения.

В месторождении никем из исследователей не отмечалось сколь-нибудь заметной предпочтительной приуроченности наибольших концентраций цинка к определенным породам. Этим объясняется отсутствие фактора  $L$  в сокращенном уравнении.

### **КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА РОЛИ ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ РУДНОЙ ЗОНЫ НИЖНЕГО НАДВИГА**

Представим результаты решения задачи в несколько ином виде. В соответствующих клетках табл. 21 стоят выраженные в процентах коэффициенты частной детерминации, которые представляют собой взятые из табл. 20 коэффициенты частной корреляции, возведенные в квадрат и домноженные на 100%. В упрощенной интерпретации такие вели-

чины показывают, какая доля колеблемости результирующего признака может быть объяснена учетом данного фактора. Другими словами, коэффициент частной детерминации оценивает вклад соответствующего фактора в формирование зависимой переменной. При таком подходе роль каждого фактора в создании концентраций меди, свинца и цинка становится весьма прозрачной. Ясно, например, что наибольшую информацию о содержаниях меди несет фактор  $Z_p$ , меньшую —  $R_{\text{п}}$ , еще меньшую —  $T$  и т. д.

Сразу же бросается в глаза, что «львиная доля» информации содержится в концентрациях попутных компонентов. Их вклады наиболее весомы. На них приходится в каждом случае больше половины объясненной колеблемости результирующих признаков. А это означает, что, не зная содержаний попутных компонентов, мы сможем предсказать концентрации интересующего нас элемента с ощутимо меньшей точностью. Отсюда напрашивается интересный, хотя, отнюдь, не новый вывод. А именно, не зная состава рудообразующих растворов, мы рискуем совершить большую ошибку, пытаясь предсказать в той или иной точке геохимического поля содержания какого-нибудь полезного компонента. Больше того, в этом месте вообще может не оказаться руд как таковых, ибо оно могло оказаться недоступным для рудоносных растворов. Имея же информацию о том, что рудоносные флюиды фильтровались в данном участке, мы уже со значительно большей точностью, а главное, основанием сможем оценить концентрацию изучаемого элемента.

Переходя к генетической трактовке влияния отдельных факторов на рудообразование (см. табл. 15), можно констатировать, что из набора изученных определяющими, основными факторами рудообразования в рудной зоне Нижнего надвига являлись состав растворов и способ рудоотложения, т. е. геохимические условия. Структурные факторы играли в рудообразовании подчиненную роль.

Подчеркнем, что этот вывод относится лишь к кругу факторов, исследованных нами статистически. Нельзя забывать, что за его пределами осталось еще большое количество причин и условий, определявших рудообразование в рудной зоне, но мы, к сожалению, не сумели ввести их в математическую модель. Среди них есть как геохимические параметры рудообразования (температура, давление и т. п.), так и структурные, среди которых в первую очередь нужно отметить тектонически обусловленную прерывистость рудоотложения. Не исключено, что в сделанном выводе благодаря этой причине принижена роль структурных факторов рудообразования в Корбалихинском месторождении.

Таблица 21

Вклад различных факторов в формирование концентраций основных полезных компонентов в рудной зоне Нижнего надвига

Группы факторов		Геохимические					Структурные						
Единичные факторы	Индекс	Cu	Pb	Zn	A	T	Л	P <sub>p</sub>	P <sub>в</sub>	P <sub>о</sub>	P <sub>п</sub>	М	
	Единицы измерения	ln %	ln %	ln %	М	ln усл. ед.	ln усл. ед.	м	м	м	м	ln м	
Коэффициент частной детерминации, выраженный в процентах	решение относительно	ln Cu	=====	—	45	—	9	4	—	3	—	13	7
		ln Pb	—	=====	59	—	2	5	—	—	4	4	—
		ln Zn	27	56	=====	—	3	—	—	—	—	—	—

## СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗАРЕЧЕНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Как и в случае Корбалихинского месторождения, мы не наметили математическую модель геохимического поля всего Зареченского месторождения, а ограничились небольшим его участком — «линзой» Удачной вместе с приближенными к ней рудными телами прожилковых руд и окружающими ее ореолами.

Воспользовавшись тем, что этапы применения статистических методов подробно рассмотрены на примере оценки факторов рудообразования в Корбалихинском месторождении, в этом разделе приводится лишь необходимый минимум пояснений.

### УЧЕННЫЕ ФАКТОРЫ

Факторы, выбранные для статистического анализа, представлены в табл. 22, где также дана предполагаемая интерпретация их роли в генезисе месторождения.

К геохимическим факторам кроме содержаний сопутствующих компонентов отнесен фактор  $M_{II}$  — *мощность известняков*, непосредственно примыкающих с севера к рудной «линзе» Удачная. Введение этого фактора в круг учтенных вызвано желанием проверить гипотезу, высказанную В. А. Поляниным и И. Н. Пеньковым о роли известняков в рудоотложении. По их мнению, известняки, поставляя в растворы большое количество  $CO_2$ , тем самым повышали в них кислородный потенциал, что приводило к преимущественному выпадению барита вблизи от известняков, а сульфидных руд — на некотором удалении от них. Думается, что мощность слоя отражает роль известняков как генераторов углекислоты в растворы. В пользу этого говорит то изображение, что пласт известняков большей мощности, вероятно, поставлял в раствор большее количество  $CO_2$ . Структурные факторы в особых пояснениях не нуждаются.

Безусловно, набор учтенных факторов слишком узок, чтобы можно было предполагать, будто ими вызывались основные коллизии рудообразования. Но даже рассмотрение и такого краткого списка факторов помогает значительно продвинуться в изучении генезиса месторождения.

Учетные факторы рудообразования в Зареченском месторождении

Группы факторов		Геохимические					Структурные						
Название, единицы факторов	индекс и измерения	содержание					мощность			координаты точек отбора проб			
		меди Cu, %	свинца Pb, %	цинка Zn, %	золота Au, условные единицы	серебра Ag, условные единицы	барита Ba, %	пласта известняков $M_{и}$ , м	баритовых руд $M_{б}$ , м	массивных барит-полиметаллических руд $M_{м}$ , м	x, м	y, м	z, м
Интерпретация		информация о составе рудоносных растворов					роль известняков как генераторов $CO_2$ в растворы		объем рудовмещающих полостей приоткрывания		зональность оруденения		
											по мощно-сти по прости-ранию по падению рудной зоны		

## ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

В качестве исходных данных были использованы результаты химических анализов 264 проб руд и вмещающих пород на медь, свинец, цинк, золото, серебро и сернокислый барий. Те, пробы, в которых какой-нибудь из этих компонентов не определялся, в расчет не принимались. Были учтены все керновые пробы скважин, пересекающих участок «линзы» Удачная, почти все пробы расщечек ее вскрывающих и отдельные пробы по параллельному ей штреку. Если в результате анализов на Au и Ag встречались знаки «сл.» и «не обн.», то они заменялись содержаниями или равными чувствительности анализа, или меньшими ее на порядок. Таких проб для Au было 10, а для Ag — 30.

В табл. 23 приведены параметры распределений факторов, значения которых взяты в таком масштабе, чтобы распределения были более или менее симметричными. Для всех факторов абсолютные значения эксцессов не превосходят критического значения, равного 1,465. Логарифмированием содержаний барита и золота, а также мощности баритовых руд не удалось снять асимметрию распределений этих факторов (критическое значение равно 0,448), но для натуральных единиц измерения этих факторов асимметрия еще больше.

### ВЫБОР ФОРМЫ СВЯЗИ

При выборе формы зависимости между результирующим и факториальными признаками мы руководствовались теми же соображениями, что и при выборе математической модели геохимического поля Корбалихинского месторождения. В первую очередь нами исследовались парные связи. Наилучшими в некотором смысле из следующих рассмотренных форм зависимости:

$$y = a_1 + b_1x,$$

$$y = a_2 + b_2 \ln x,$$

$$\ln y = a_3 + b_3 \ln x,$$

$$\ln y = a_4 + b_4x,$$

оказались те, для которых коэффициенты полной корреляции представлены в табл. 24. Нетрудно заметить (сравни с табл. 23), что в данном случае наблюдается совпадение масштабов измерения соответствующих факторов, если их выбирать исходя как из требований о приближительной нормальности распределений факторов, так и из желания остановиться на форме связи, характеризуемой наибольшим

Параметры распределений факторов в геохимическом поле рудной «линзы»  
Удачная

Факторы	Среднее	Стандарт	Дисперсия	Асимметрия	Эксцесс
In Cu	-2,23	1,41	1,98	-0,06	-0,34
In Pb	-1,15	1,35	1,81	0,13	-0,73
In Zn	-1,25	1,79	3,20	-0,25	-0,43
In Ba	1,55	2,13	4,51	-0,71	0,93
In Au	-0,48	2,10	4,41	-0,90	0,66
In Ag	3,17	1,85	3,43	0,09	-0,22
x	792,77	69,99	4899,75	-0,15	-1,40
y	541,58	13,76	189,25	-0,04	-0,19
z	179,41	50,08	2507,88	-0,40	0,34
M <sub>и</sub>	6,07	4,86	23,65	-0,04	-1,65
In M <sub>б</sub>	-2,91	2,26	5,10	0,74	-1,15
M <sub>м</sub>	2,04	1,77	3,14	0,38	-0,93

коэффициентом корреляции. Поэтому в качестве исходной многомерной регрессионной модели, например, для содержания меди было принято выражение

$$\text{In Cu} = b_1 + b_2 \text{In Pb} + b_3 \text{In Zn} + b_4 \text{In Ba}_2\text{SO}_4 + b_5 \text{In Au} + \\ + b_6 \text{In Ag} + b_7 x + b_8 y + b_9 z + b_{10} M_{и} + b_{11} \text{In} M_{б} + b_{12} M_{м}.$$

#### ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТРУКТУРУ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ РУДНОЙ «ЛИНЗЫ» УДАЧНАЯ

Задача решалась по программе «Автоматическое сокращение уравнений множественной регрессии» (прил. 1) на ЭВМ БЭСМ-4. Для проверки значимости коэффициентов частной корреляции был выбран уровень  $\alpha = 0,05$ . Результаты решения сведены в табл. 25 и 26.

Судя по величинам  $R^2$  и  $S^2$ , вполне удовлетворительно могут быть предсказаны содержания меди, свинца, цинка и серебра. Содержания барита и золота по составленным уравнениям могут быть предсказаны с меньшей точностью. За исключением уравнения регрессии логарифмов содержаний барита, во всех остальных уравнениях основные «паи» падают на содержания попутных компонентов, на которые в каждом случае приходится больше половины объясненной вариации значений результирующего признака.

Это позволяет утверждать, что основную информацию о распределении концентраций элементов в геохимическом поле рудной «линзы» Удачная несут геохимические факторы, т. е. те, которые отражают состав рудоносных растворов. Этот вывод верен для всех компонентов, кроме барита. И это

Коэффициенты полной корреляции между факторами в «линзе» Удачной

Факторы	ln Cu	ln Pb	ln Zn	ln Ba	ln Au	ln Ag	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	$M_H$	ln $M_G$	$M_M$
ln Cu	1,00	0,81	0,80	0,49	0,59	0,80	-0,14	0,10	0,00	-0,02	0,12	0,18
ln Pb		1,00	0,92	0,34	0,46	0,65	-0,05	0,08	0,14	-0,01	-0,02	0,03
ln Zn			1,00	0,33	0,43	0,61	-0,04	0,04	0,16	-0,02	-0,05	0,01
ln Ba				1,00	0,51	0,54	-0,09	0,29	-0,09	0,21	0,32	0,50
ln Au					1,00	0,73	0,07	-0,24	-0,07	-0,02	0,33	0,24
ln Ag						1,00	-0,11	0,24	0,03	0,03	0,19	0,20
<i>x</i>							1,00	0,53	0,21	0,27	-0,42	-0,28
<i>y</i>								1,00	0,35	0,36	-0,02	0,16
<i>z</i>									1,00	0,39	-0,37	-0,42
$M_H$										1,00	-0,07	0,16
ln $M_G$											1,00	0,44
$M_M$												1,00

Примечание. Ba — сокращенное обозначение содержаний барита ( $Ba_2SO_4$ ) в пробе.

Сокращенные уравнения множественной регрессии логарифмов содержаний различных элементов в геохимическом поле рудной «линзы» Удачная

Переменные  незави- симые  завнси- мые	Коэффициенты частной регрессии (над чертой) и частной корреляции (под чертой)											Меры точности предсказания				
	ln Cu	ln Pb	ln Zn	ln Ba	ln Au	ln Ag	x	y	z	M <sub>н</sub>	ln M <sub>б</sub>	M <sub>м</sub>	R <sup>2</sup>	R	S <sup>2</sup>	S
ln Cu	-2,26	$\frac{0,24}{0,19}$	$\frac{0,26}{0,28}$	$\frac{0,05}{0,13}$	$\frac{0,31}{0,53}$								0,81	0,90	0,38	0,62
ln Pb	$\frac{0,14}{0,17}$	-0,30	$\frac{0,57}{0,77}$			$\frac{0,06}{0,12}$							0,86	0,93	0,25	0,50
ln Zn	$\frac{0,26}{0,29}$	$\frac{1,00}{0,75}$	5,49				$\frac{0,002}{0,13}$	$\frac{-0,01}{-0,20}$	$\frac{0,003}{0,18}$				0,86	0,93	0,44	0,66
ln Ba				-0,88	$\frac{0,17}{0,16}$	$\frac{0,39}{0,30}$				$\frac{0,06}{0,19}$	$\frac{0,45}{0,44}$		0,49	0,70	2,32	1,52
ln Au				$\frac{0,10}{0,12}$	-4,65	$\frac{0,74}{0,65}$	$\frac{0,003}{0,13}$				$\frac{0,20}{0,27}$		0,59	0,77	1,83	1,35
ln Ag	$\frac{0,69}{0,63}$			$\frac{0,09}{0,14}$	$\frac{0,31}{0,47}$	-3,09	$\frac{-0,003}{-0,16}$	$\frac{0,02}{0,21}$				$\frac{-0,09}{-0,14}$	0,76	0,87	0,84	0,92

Вклад различных факторов в формирование концентраций основных полезных компонентов в геохимическом поле рудной «линзы» Удачная

Группы факторов		Геохимические						Структурные						
Единичные факторы	Индекс	Cu	Pb	Zn	Ba	Au	Ag	M <sub>и</sub>	M <sub>б</sub>	M <sub>м</sub>	x	y	z	
	Единицы измерения	ln, %	ln, %	ln, %	ln, %	ln, усл. ед.	ln, усл. ед.	м	ln, м	м	м	м	м	
Коэффициент частной детерминации, выраженный в процентах	решение относительно	ln Cu	—	4	8	2	28	—	—	—	—	—	—	4
		ln Pb	3	—	59	—	—	1	—	—	—	—	—	—
		ln Zn	8	56	—	—	—	—	—	—	—	2	4	3
		ln Ba	—	—	—	—	3	9	4	—	19	—	—	—
		ln Au	—	—	—	1	—	42	—	7	—	2	—	—
		ln Ag	40	—	—	2	22	—	—	2	3	4	—	—

понятно. Ведь барит образовался до времени отложения всех сульфидных минералов. Ясно, что в такой ситуации даже знание содержаний всех металлов в рудах не позволяет с достаточной точностью предсказать содержания барита. Этот факт является лишним подтверждением стадийности рудообразования в Зареченском месторождении.

Полученные результаты помогают уточнить схему зональности месторождения. Частные корреляции (табл. 25) содержаний элементов с пространственной координатой показывают, что хоть и слабопроявленная, но все же существует вертикальная зональность в распределении меди и цинка. Медью обогащены нижние горизонты месторождений, а цинком — верхние. По цинку вообще выявляется зональность по всем трем направлениям. Судя по корреляциям с  $x$ ,  $y$  и  $z$ , наиболее богатые содержания цинка характерны для высоких горизонтов северо-восточного фланга «линзы» Удачной.

Любопытна разница в знаке коэффициента корреляции фактора  $x$ , с одной стороны, с золотом и, с другой — с серебром. Это говорит о том, что ареалы отложения золота и серебра несколько смещены друг относительно друга. Золотом несколько обогащена северная часть рудного тела, а серебром — юго-восточная. Без дополнительных исследований неясно, какого типа указанная зональность — отложение или повторного приоткрывания [138].

Заканчивая краткое обсуждение полученных результатов, специально остановимся на факторе  $M_{и}$ . Если, действительно, мощность слоя известняков отражает количество углекислоты, генерированной, как это предполагали В. А. Полянин и И. Н. Пеньков, в растворы известняками, то приходится признать, что особенности пространственного распределения концентраций металлов в пределах геохимического поля рудной «линзы» Удачная не могут быть объяснены повышенными содержаниями  $CO_2$  во флюиде, так как не обнаружено никакой корреляции концентраций металлов с мощностью пласта известняков.

Таким образом из числа учтенных нами факторов рудообразование в пределах «линзы» Удачная в первую очередь определялось составом рудоносных растворов, а структурные факторы играли в рудоотложении резко подчиненную роль.

Этот вывод совершенно аналогичен тому, который сделан после оценки роли различных факторов рудообразования в рудной зоне Нижнего надвига Корбалихинского месторождения. Поэтому, обобщая, можно утверждать, что в локальных участках (рудных зонах, рудных телах) полиметаллических месторождений Змеиногорского района Рудного Алтая основную роль в рудообразовании играли геохимические факторы. Влияние структурных

факторов на рудообразование было второстепенным.

### Глава 3

## ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОМЕРНОГО РЕГРЕССИОННОГО АНАЛИЗА К ПОДСЧЕТУ ЗАПАСОВ ЦЕННЫХ ПОПУТНЫХ КОМПОНЕНТОВ

В предыдущих главах было установлено, что наибольшую лепту в повышение точности предсказания содержания элемента в месторождении вносят концентрации сопутствующих элементов. Этот вывод может быть положен в основу решения одной частной, но практически очень важной задачи — подсчета запасов элементов — примесей.

### РЕГРЕССИОННЫЙ АНАЛИЗ СОДЕРЖАНИЙ ЦЕННЫХ ПОПУТНЫХ КОМПОНЕНТОВ В РУДАХ КОРБАЛИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Малочисленность определений редких элементов в рудах месторождений при подсчете их запасов обычно компенсируется тем, что их содержания в подсчетных блоках рассчитываются по заранее составленному уравнению регрессии, в котором в качестве независимой переменной фигурирует один из основных полезных компонентов. Такой подход правомерен лишь в тех сравнительно редких случаях, когда интересующий нас элемент содержится в одном минерале-носителе.

Но значительно чаще в месторождениях редкие элементы распределены между несколькими минералами-концентраторами. В подобной ситуации обычно пытаются отыскать уравнение связи данного элемента-примеси с суммой элементов, составляющих основу нескольких минералов-концентраторов. Этот путь также имеет существенные недостатки, одним из которых является то, что остается неясным, какой же из этих минералов концентрирует большую часть интересующего элемента-примеси. Кроме того, возможно, что какому-нибудь минералу роль концентратора была приписана ошибочно, скажем, на основе нескольких случайных аномальных анализов.

Применение в этих целях многомерного регрессионного и корреляционного анализов помогает решить указанные проблемы. Уравнение множественной регрессии позволяет выразить в дифференцированном виде «паи», приходящиеся на те или иные основные элементы минералов-концентра-

ров. Коэффициент множественной корреляции дает представление о точности предсказания содержаний элемента-примеси, а коэффициенты частной корреляции в какой-то мере отражают «чистую» связь элемента-примеси с различными рудообразующими элементами.

Нами из материалов Корбалихинской партии были отобраны результаты химических анализов 50 проб руд Корбалихинского месторождения, в которых определялись 13 элементов (табл. 27). Представительность полученной выборки плохая — она слабо отображает разнообразие руд месторождения; пробы неравномерно распределены в пространстве и не характеризуют некоторых рудных тел. Поэтому изложенные здесь данные в первую очередь следует рассматривать как иллюстративный пример, а не рекомендации для подсчета запасов ценных попутных компонентов в недрах месторождения. Кроме того, для целей подсчета запасов слишком мал объем выборки, о плохой представительности которой говорят, например, вычисленные значения средних и стандартов логарифмов содержаний (табл. 27), которые существенно отличаются от таковых для всего месторождения.

Таблица 27

Параметры распределения логарифмов содержаний некоторых химических элементов в рудах Корбалихинского месторождения

Элемент	Средние логарифмов содержаний	Стандарты логарифмов содержаний
Cu	— 0,85	1,16
Pb	— 0,75	2,16
Zn	+ 0,82	1,36
Cd	— 4,71	1,29
Se	— 5,89	1,08
Te	— 6,64	1,09
In	—10,48	1,74
Bi	— 5,94	1,67
Ga	— 6,37	0,59
As	— 5,08	1,94
S	+ 1,80	0,79
Au	— 3,03	2,10
Ag	+ 2,75	1,67

Распределения содержаний всех указанных элементов в первом приближении могут считаться логнормальными, так как для них  $3\sqrt{D(A)} \geq |A|$  и  $5\sqrt{D(E)} \geq |E|$ . Поэтому была выбрана логарифмически линейная форма связи. Сокращенные уравнения регрессии были получены для 5-процентного уровня значимости. Эти уравнения даны в строках табл. 28. Эффективность предсказания можно оценить по значениям

Сокращенные уравнения множественной регрессии логарифмов концентраций элементов в рудах Корбалихинского месторождения

Элементы	Cu	Pb	Zn	Cd	Se	Te	In	Bi	Ga	As	S	Au	Ag	R <sup>2</sup>	S <sup>2</sup>
Cu	9,25		$\frac{0,30}{0,54}$					$\frac{0,29}{0,50}$	$\frac{0,83}{0,51}$					0,53	0,63
Pb		-8,56	$\frac{1,82}{0,76}$	$\frac{-0,63}{-0,36}$			$\frac{-0,32}{-0,42}$							0,72	1,33
Zn		$\frac{0,31}{0,72}$	3,95	$\frac{0,62}{0,78}$										0,84	0,29
Cd		$\frac{-0,21}{-0,39}$	$\frac{1,05}{0,79}$	-5,73										0,72	0,47
Se		$\frac{0,31}{0,40}$			-6,95						$\frac{0,74}{0,59}$			0,51	0,57
Te			$\frac{0,27}{0,43}$			-3,83								0,18	0,96

Элементы	Cu	Pb	Zn	Cd	Se	Te	In	Bi	Ga	As	S	Au	Ag	R <sup>2</sup>	S <sup>2</sup>
In		$\frac{-0,57}{-0,45}$	$\frac{0,98}{0,48}$				-11,70							0,24	2,32
Bi	$\frac{0,72}{0,46}$							-12,88	$\frac{-0,12}{-0,40}$					0,25	0,40
Ga	$\frac{0,27}{0,51}$							$\frac{-0,14}{-0,40}$	-6,97					0,30	0,25
As										-6,94			$\frac{0,68}{0,56}$	0,33	2,53
S					$\frac{0,48}{0,64}$						4,61			0,42	0,37
Au												-6,02	$\frac{1,09}{0,85}$	0,72	1,22
Ag												$\frac{0,68}{0,85}$	4,82	0,72	0,77

$R^2$ -коэффициента множественной детерминации и  $S^2$ -дисперсий ошибки предсказания, которые даны в двух крайних правых столбцах таблицы. Судя по их значениям, точность предсказания является приемлемой лишь для содержаний таких ценных попутных компонентов: серебра, кадмия, селена, галлия и висмута. Причем из них лишь кадмий и селен определяются через рудообразующие элементы — цинк, свинец и серу.

### ВОЗМОЖНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ С ПОМОЩЬЮ МНОГОМЕРНОГО КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА

Многомерный корреляционный анализ может оказать существенную помощь при парагенетическом анализе элементов в рудах месторождений. Это будет продемонстрировано на основе тех же исходных данных, которые использовались для нахождения уравнений регрессии.

### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИИ РУД КОРБАЛИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Химическими и спектральными анализами (материалы В. П. Дмитриева, В. А. Полянкина и И. Н. Пенькова) в рудах месторождения выявлены следующие элементы (табл. 29).

Таблица 29

Показатели концентрации некоторых элементов в рудах Корбалихинского месторождения \*

Элементы	Cu	Pb	Zn	Cd	Se	Te	In	Bi	Ga	As	Au	Ag	Ge	Pb
Показатели концентрации	174	800	808	867	84	1700	62	8700	0,5	39	300	390	0,5	12

\* Показатель концентрации является отношением содержания элемента в рудах к кларку (кларки брались по Виноградову).

Кроме указанных элементов разрозненными анализами руд, концентратов и минералов установлено присутствие олова, сурьмы, никеля, кобальта, молибдена, вольфрама, ба-

рия, окисей марганца, ванадия и титана, но малочисленность определений этих компонентов исключает их серьезное рассмотрение.

В свое время В. П. Дмитриев, а также В. А. Полянин и И. Н. Пеньков для ряда редких и рассеянных элементов наметили наиболее вероятные, по их мнению, минералы-концентраторы. Их выводы обобщены в табл. 30 и будут служить отправными точками во всех дальнейших рассуждениях.

Таблица 30

**Минералы-концентраторы некоторых редких элементов в рудах Корбалихинского месторождения**

Элементы	Минералы- концентраторы	
	по Дмитриеву	по Полянину и Пенькову
Кадмий	сфалерит	сфалерит
Селен	галенит, халькопирит	галенит, пирит
Теллур	галенит	галенит
Индий	сфалерит	нет данных
Висмут	нет данных	галенит, сфалерит, пирит
Галлий	сфалерит	сфалерит, сирицит
Золото	галенит, блеклая руда	нет данных
Серебро	галенит, блеклая руда	галенит, блеклая руда
Таллий	пирит, галенит	галенит, теннантит
Германий	нет данных	сфалерит, пирит, марказит

Примечание. Выводы В. П. Дмитриева базируются на данных химических анализов, а В. А. Полянина и И. Н. Пенькова — спектральных.

### АНАЛИЗ ПАРНЫХ КОРРЕЛЯЦИЙ

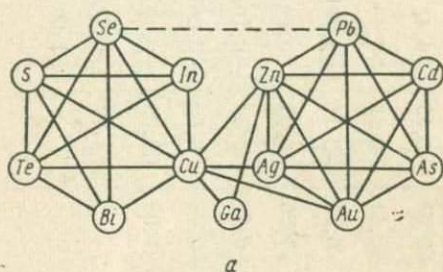
В качестве подспорья для выявления парагенетических соотношений между элементами геологи часто прибегают к анализу парных корреляций. Нами для совокупности элементов, указанных в табл. 27, рассчитана матрица коэффициентов парной корреляции (табл. 31). Известно, что выводы, сделанные на основе анализа коэффициентов парной корреляции, могут оказаться обманчивыми, так как эти коэффициенты имеют свойство передавать «мнимые» или «ложные» связи [2, 64, 173]. Чтобы убедиться в справедливости этого тезиса, дадим интерпретацию вычисленных коэффициентов корреляции в том виде, как это обычно делается.

Изучение значимых коэффициентов корреляции приводит к выводу, что в рудах существуют две группы элементов:

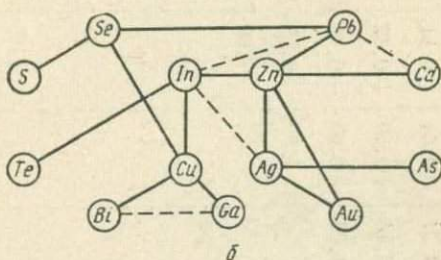
1) Pb—Zn—Cd—As—Au—Ag; 2) Se—Te—In—Bi—Cu—S. Внутри каждой группы элементы характеризуются положи-

тельной более или менее тесной корреляцией. За исключением связи меди с компонентами первой группы, между элементами разных групп корреляция отсутствует. Ga занимает обособленное положение, не проявляя ясной связи с той или иной группой.

Первое, что сразу жестораживает при знакомстве с графом корреляционных связей и заставляет с сомнением относиться к правильности выявления связей с помощью коэффициентов парной корреляции — это обилие положительных связей. Лишь одна связь между селеном и свинцом отрицательна. Минераграфические исследования говорят о том, что характер связи между многими из элементов должен



а



б

Рис. 36. График значимых парных (а) и частных (б) корреляций. Сплошные линии — положительные корреляции, штриховые — отрицательные

быть существенно иным. Для того же селена никак нельзя ожидать отрицательной связи со свинцом, ибо анализ мономинеральных проб и концентратов (см. табл. 30) говорит о том, что галенит является одним из минералов-концентратов селена.



Если же мы исследуем граф чистых корреляций, то окажется, что они значительно ближе к природным соотношениям между элементами и минералами. Так, для селена В. П. Дмитриевым (см. табл. 30) в качестве минералов-концентраторов были намечены галенит и халькопирит. Рассматривая рис. 36, можно видеть, что селен корреляционно связан со свинцом, медью и серой пиритной. Первые из этих элементов являются основными компонентами галенита и халькопирита. Пирит также, возможно, является минералом-носителем селена. Полное совпадение данных табл. 30 и рис. 36 наблюдается также в отношении индия.

Весьма любопытно появление отрицательной корреляционной связи между свинцом и кадмием. Это объясняется следующими причинами. По данным В. А. Полянина и И. Н. Пенькова, наиболее богаты кадмием темные разности сфалерита, характерные для его ранних генераций. К концу же процесса рудоотложения, т. е. к моменту кристаллизации основной массы галенита, количество кадмия в сфалеритах (в светлых разностях) падает. Исходя из наблюдаемых в природе соотношений, как раз и следовало бы ожидать появления отрицательной корреляции между свинцом и кадмием. Это является еще одним примером, иллюстрирующим преимущества использования коэффициентов частной корреляции по сравнению с коэффициентами парной корреляции (парная корреляция Pb—Cd положительна).

Заметим также, что включение содержаний свинца в виде независимой переменной в уравнение регрессии ощутимо повышает точность предсказания кадмия. Это можно видеть, сравнивая уравнение регрессии, в котором независимыми переменными является как цинк, так и свинец (см. табл. 28), с уравнением, где предсказывающий признак один — цинк

$$\ln \text{Cd} = -5,35 + 0,78 \ln \text{Zn},$$

$$R^2 = 0,67, S^2 = 0,55.$$

Теснейшая геохимическая связь кадмия с цинком всегда используется как классический пример, демонстрирующий разумность отказа от сложного анализа кадмия в пробах и расчета его содержаний по уравнениям регрессии. Оказывается, дополнительный учет содержаний свинца — основного элемента галенита, который отнюдь не является минералом-концентратором кадмия, сулит нам дополнительный выигрыш в точности предсказания концентраций этого редкого элемента.

Отсюда вытекает еще один вывод, свидетельствующий о преимуществах использования аппарата множественной ре-

грессии. А именно в уравнение регрессии в виде независимых переменных могут входить не только основные компоненты минералов-концентраторов интересующего нас элемента-примеси, но и те компоненты, которые несут дополнительную информацию о процессах минералообразования в месторождении.

Таким образом, с помощью многомерного регрессионного и корреляционного анализов можно найти уравнения множественной регрессии, решить, какие из этих уравнений дают приемлемую точность предсказания интересующих нас элементов-примесей, а также можно наметить естественные ассоциации элементов в рудах месторождений.

## З а к л ю ч е н и е

---

Использование регрессионного и корреляционного анализов может оказать существенную помощь геологам, минералагам и геохимикам в решении целой серии как практических, так и теоретических проблем геологии рудных месторождений. В частности, применение этих статистических методов сулит ощутимое продвижение вперед на пути решения одного из кардинальных вопросов рудной геологии — вопроса оценки роли различных факторов в рудообразовании.

С чисто формальных позиций использование регрессионного анализа, ориентированного на решение практических задач, требует от исследователя сравнительно незначительных усилий при изучении геологического явления. Конечной целью в данном случае является получение минимальной ошибки предсказания. В качестве предсказывающих переменных могут быть испробованы любые геологические параметры. Например, для предсказания содержаний металлов в недрах могут быть использованы различные характеристики геофизических полей, связь которых с рудообразованием подчас весьма затруднительно наметить, поскольку причинно-следственные взаимоотношения этих явлений очень туманны. Имеет ли смысл в этом случае проводить ранжирование аргументов уравнения регрессии по их роли в предсказании результирующего признака? Да, и несомненный. Ошибка предсказания по полному уравнению регрессии вроде бы меньше, нежели по сокращенному. Но необходимо помнить, что это теоретические ошибки, вычисленные по выборке, на основе которой построено уравнение. Если же по полученному уравнению попытаться предсказать результирующий признак для новых наблюдений в «экзаменационной» выборке, то окажется, что практическая точность предсказания по сокращенным уравнениям по крайней мере не ниже, чем по полным. И в этом суть сокращения уравнений. Избавляясь от членов с незначимыми корреляциями, мы тем самым за-

страховываемся от воздействия на точность предсказания случайных колебаний значений тех факторов, которые входят в уравнение лишь в виде «баласта».

Если же ставится задача воссоздания каких-то генетических сторон геологического явления, то во главу угла должен быть положен глубокий геологический анализ объекта, а статистические методы должны служить лишь подспорьем. В этом случае предлагаемая процедура сокращения уравнений регрессии и ранжирования оставшихся факторов по их роли в предсказании значений результирующего признака лишь сужает круг рассматриваемых связей, но вообще-то говоря, не решает вопроса о причинных соотношениях между факторами и результирующим признаком. Набор коэффициентов в построенном уравнении регрессии может не иметь физического смысла. Тем не менее выявление предлагаемым способом наиболее сильных независимых переменных представляет собой важный шаг поиска основных факторов, определявших ход изучаемого геологического процесса. Всегда нужно помнить, что коэффициент корреляции — чисто статистический показатель. Он не содержит предположений о том, что изучаемые величины находятся в причинно-следственной связи. Поэтому любая генетическая трактовка корреляционной зависимости должна зиждиться на геологических наблюдениях. Главное, чтобы геолог не поддавался соблазну больше верить «объективным» статистическим показателям, нежели своим «субъективным» геологическим фактам.

На стадии интерпретации нелишне держать в памяти слова крупного русского статистика А. А. Чупрова: «...знание связей, остающихся без истолкования или неверно истолковываемых, часто хуже полного незнания. Недостаточное внимание к этому обстоятельству является одним из злейших статистических преступлений. Здесь и корень наипаснейших для статистики нападков на нее» (1926, «Основные проблемы теории корреляции»).

## Литература

---

1. Айвазян С. А., Розанов Ю. А. Асимптотически эффективные оценки коэффициентов регрессии в случае зависимых ошибок. «Теория вероятностей и ее применение», 1963, т. 8, № 2.
2. Айвазян С. А. Применение методов корреляционного и регрессионного анализов к обработке результатов эксперимента. «Заводская лаборатория», 1964, т. 30, № 7—8.
3. Алешин С. М., Карпов И. К. Определение фаций регионального метаморфизма по линейной функции распознавания. Мат-лы научной конференции «Применение математических методов в геологии». Алма-Ата, 1968.
4. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963.
5. Астафьев М. П. и др. О взаимоотношениях даек и полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе Северо-Западного Алтая. «Вестн. Зап. Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1958, № 3.
6. Антонов В. А., Тарантов А. С. Кристалломорфологические особенности кварца как показатель направления движения минерализующих растворов (на примере Зырянского месторождения). «Тр. ИГН АН КазССР», 1967, т. 20.
7. Бабалиев А. Н. и др. Вопросы применения многомерного корреляционного анализа при изучении генетических связей элементов и их соединений в горных породах. Мат-лы научной конференции «Применение математических методов в геологии». Алма-Ата, 1968.
8. Балицкий В. С., Любофеев В. Н. К физико-химической характеристике минералообразующих растворов на примере полиметаллических рудопоявлений Северо-Западного Кавказа. «Геохимия», 1962, № 9.
9. Баранов В. Д., Яковлев Г. Ф. Структура полиметаллических месторождений Зырянского района (Рудный Алтай) и ее роль в размещении оруденения. «Изв. вузов, геология и разведка», 1961, № 10.
10. Бахтин А. И. Некоторые особенности строения первичных ореолов рассеяния полиметаллического Среднего месторождения. «Итоговая Научно-аспирантская конференция за 1964 г.», изд. КГУ, 1964.
11. Безсмертный В. В. Основные черты геологического строения Змеиногорского рудного поля. В сб.: «Научн. тр. научн.-техн. о-ва цветной металлург. Моск. ин-та цветных металлов и золота», 1958, № 28.
12. Белькова Л. Н. и др. Две гипотезы генезиса полиметаллического оруденения на Алтае. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 1.
13. Берман Б. И., Агентов В. В. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом. «Геохимия», 1965, № 3.

14. Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1937, № 2.
15. Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 3.
16. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
17. Бетехтин А. Г. и др. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
18. Бетехтин А. Г. и др. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964.
19. Берч Ф. и др. Справочник для геолога по физическим константам. М., ИЛ, 1949.
20. Богацкий В. В. Математический анализ разведочной сети. М., Госгеолтехиздат, 1963.
21. Болдырев А. К. Теория подсчета запасов металла в расшифрованной россыпи. «Горный журнал», 1914, № 7—8.
22. Булкин Г. А., Лепилин О. М. Дисперсионный анализ при оценке влияния рудоконтролирующих факторов в Никитовском рудном поле (Донбасс). «Геология рудных месторождений», 1969, № 3.
23. Ван-Дер-Варден Б. Л. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.
24. Вахромеев И. С. О возрастных взаимоотношениях колчеданной руды Учалинского месторождения с дайками жильных порфириров. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 5.
25. Вейц Б. И. К вопросу о генезисе полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 16.
26. Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллических месторождений Рудного Алтая с девонским вулканизмом. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1953, вып. 17.
27. Вейц Б. И., Каюпов А. К. О верхней возрастной границе алтайских полиметаллических месторождений. «Вестн. АН КазССР», 1960, № 7.
28. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., «Наука», 1964.
29. Венцловайте Е. И. О дайках основного и ультраосновного состава в пределах Корбалихинского рудного поля (Алтай). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1967, т. 43, вып. 2.
30. Венцловайте Е. И. Околорудные изменения боковых пород Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. «Тез. Юбилейной конф. молодых ученых-геологов г. Москвы, посвященной 50-летию ВЛКСМ», вып. 1. М., 1968.
31. Венцловайте Е. И., Шатагин Н. Н. Вопросы генезиса Корбалихинского и Зареченского полиметаллических месторождений на Рудном Алтае. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 9.
32. Вистелиус А. Б., Сарманов О. В. Стохастическое обоснование одного геологически важного распределения вероятностей. ДАН СССР, 1947, т. 58, № 4.
33. Вистелиус А. Б. и др. О некоторых факторах, влияющих на концентрацию ртути в месторождениях Северная Плавиковая гора и Восточная Вершина Хайдарканской группы. «Геология рудных месторождений», 1968, № 4.
34. Выдрин В. Н. Последовательность формирования интрузивных пород и место оруденения на Змеиногорском (Корбалихинском) рудном поле (Рудный Алтай). «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1959, т. 34, вып. 6.
35. Выдрин В. Н., Дмитриев В. П. Особенности геологического строения Змеиногорского рудного поля (Рудный Алтай). «Геология рудных месторождений», 1960, № 6.

36. Гаврилова В. Н., Звягинцева Л. И. К вопросу о возрасте гранитоидов Змеиногорского интрузивного комплекса на Рудном Алтае. «Изв. вузов, геология и разведка», 1958, № 5.
37. Гануш В., Крс М. Палеомагнитная датировка рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1966, № 3.
38. Гармаш А. А. и др. Новые данные о возрастных соотношениях диабазовых даек и полиметаллического оруденения Змеиногорского района на Алтае. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 19.
39. Гармаш А. А. Структурные условия локализации и морфологии рудных тел Змеиногорского месторождения в Рудном Алтае. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 82.
40. Гармаш А. А. и др. Структурные условия локализации и морфология рудных тел Золотушинского месторождения в Рудном Алтае. «Тр. ИМГРЭ», 1962, вып. 82.
41. Гармаш А. А. и др. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Тр. ЦНИГРИ», 1967, вып. 75.
42. Горжевский Д. И. О возрасте и генезисе некоторых полиметаллических месторождений Алтая. «Геол. сб. Львовского геол. о-ва», 1956, № 2—3.
43. Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Проявление Тельбесской фазы тектогенеза на Рудном Алтае. «Сов. геология», 1958, № 4.
44. Горжевский Д. И., Муратов М. В. История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое. «Сов. геология», 1961, № 11.
45. Гросс У. Х. Направление движения минерализующих растворов на месторождении Блайк-Липпен, Гренландия, 1956. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. М., ИЛ, 1960.
46. Демидович Б. П., Марон И. А. Основы вычислительной математики. М., «Наука», 1966.
47. Дербиков И. В. К вопросу о фациях порфировых интрузий и генезисе полиметаллических месторождений Западного Алтая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 5.
48. Дербиков И. В. О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае. «Тр. СНИИГИМС», вып. 25. М., 1962.
49. Дербиков И. В. К проблеме генезиса сульфидных руд Змеиногорского района Рудного Алтая. «Геология рудных месторождений», 1966, № 6.
50. Дербиков И. В., Нуварьева Ю. А. К проблеме паравулканической зональности в вулканогенно-осадочных рудных месторождениях. ДАН СССР, 1967, т. 176, № 6.
51. Дербиков И. В., Нуварьева Ю. А. Паравулканическая зональность в вулканогенно-осадочных месторождениях. «Сов. геология», 1967, № 9.
52. Дзюцендзэ Г. С., Смирнов В. И. О роли вулканизма в эндогенном рудообразовании. «Изв. вузов, геология и разведка», 1965, № 10.
53. Дмитриев В. П. Типы полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района. «Вестн. Зап. Сиб. и Новосиб. упр.», 1960, № 2.
54. Дмитриев В. П. Месторождения руд позднего полиметаллического парагенезиса в Змеиногорском районе на Алтае. «Сов. геология», 1960, № 12.
55. Дмитриев В. П. Особенности структуры полиметаллических месторождений Корбалихинского рудного поля. «Уч. зап. Казанского ун-та», 1961, т. 121, кн. 4.
56. Дмитриев В. П. Классификация полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района. «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1962, № 2.

57. Дмитриев В. П. Опыт разведки полиметаллических месторождений в Змеиногорском рудном районе на Алтае. «Тр. САИГИМС», 1963, вып. 5.
58. Дмитриев В. П. Геологическое строение и размещение оруденения на Корбалихинском месторождении. «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1963, № 2.
59. Дмитриев В. П. Основные черты геологии Зареченского барит-полиметаллического месторождения. «Геология рудных месторождений», 1964, № 2.
60. Долгов Ю. А. Геологическая интерпретация температур и давлений при минералообразовании. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Недра», 1965.
61. Долгов Ю. А. и др. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 2. М., «Наука», 1968.
62. Дороговин Б. А., Шатагин Н. Н. Комплексное использование декрептофони, термолюминесценции и микротвердости для выяснения временных соотношений даек и оруденения. «Тез. докл. III Всесоюзн. совещания минералогической термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов». М., 1968.
63. Другов Г. М. Применение множественной регрессии к оценке физических свойств мусковита. Мат-лы научн. конф. «Применение математических методов в геологии». Алма-Ата, 1968.
64. Езекнел М., Фокс К. Методы анализа корреляций и регрессий линейных и криволинейных. М., «Статистика», 1966.
65. Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. «Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1938.
66. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
67. Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов рудообразования. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука», 1965.
68. Ермаков Н. П., Холмский Р. В. Газово-жидкие включения как индикаторы возрастных взаимоотношений между рудой и дайками. В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука», 1965.
69. Ермолаев К. Ф. О соотношении стратиграфического и тектонического контроля в Лениногорском рудном поле. «Вестн. АН КазССР», 1962, № 4.
70. Жилинский Г. Б. О критериях направленности движения рудообразующих растворов и их значение для расшифровки зональности рудных тел. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2. Прага, 1965.
71. Иванкин П. Ф. По поводу статьи Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева и А. И. Семенова «Две гипотезы полиметаллического оруденения на Алтае». «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 5.
72. Иванкин П. Ф. О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1954, вып. 18.
73. Иванкин П. Ф. О генетических типах и этапах сульфидного оруденения на Рудном Алтае. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
74. Иванкин П. Ф. и др. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, 1961.
75. Калюжный В. А. Жидкие включения в минералах как геологический барометр. «Мин. сб. Львовского геол. о-ва», 1955, № 9.
76. Калюжный В. А. Методы и результаты геобарометрии по газово-жидким включениям. М., «Недра», 1965.

77. Карлье Э. Методика количественной оценки месторождений урана. М., Атомиздат, 1966.
78. Кен А. Н. О зональности, возрасте и генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1968, т. 155.
79. Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с Памира. «Зап. Вост. мин. о-ва», 1959, ч. 88, вып. 6.
80. Комар В. А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая. «Тр. ВАГТ», 1957, № 3.
81. Коптев-Дворников В. С. и др. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
82. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965.
83. Крамер Г. Математические методы статистики. М., ИЛ, 1948.
84. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969.
85. Кужельный Н. М. Новые данные о возрастных взаимоотношениях гранитоидов калбинского комплекса. «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1960, № 2.
86. Кужельный Н. М. О дайках второго этапа среди гранитоидов калбинского комплекса в северо-западной части Рудного Алтая. «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1961, № 3.
87. Кужельный Н. М. Об абсолютном возрасте гранитоидов Северо-Западного Алтая. «Геология и геофизика», 1962, № 3.
88. Кужельный Н. М. О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая. «Геология и геофизика», 1962, № 5.
89. Кужельный Н. М. О выделении Калбинского интрузивного комплекса в северо-западной части Рудного Алтая. «Геология и геофизика», 1965, № 5.
90. Куллеруд Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. М., «Мир», 1964.
91. Кусочкин В. И. Валуны и гальки полиметаллических окисленных руд девонского возраста на Рудном Алтае. «Разведка и охрана недр», 1954, № 3.
92. Кутина Я. Дискуссия (ответ З. В. Сидоренко). «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2. Прага, 1965.
93. Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.
94. Лапухов А. С., Шарапов В. Н. О взаимоотношениях даек и оруденения на Салаирском рудном поле. «Геология и геофизика», 1966, № 2.
95. Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука», 1965.
96. Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. В сб.: «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.
97. Леммлейн Г. Г. Исследования образования жидких включений в кристаллах. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1956.
98. Леонтьев Г. И. К статистическому сравнению разрезов древних ритмично слоистых толщ методами многомерного дисперсионного и регрессионного анализов. Мат-лы научн. конф. «Применение математического метода в геологии». Алма-Ата, 1968.

99. Логинов В. П. *Метаморфозы колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита. «Геология рудных месторождений», 1960, № 3.*
100. Логинов В. П. и др. *Контактовые взаимоотношения некоторых даек плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой месторождения Левиха Южная (Средний Урал). В сб.: «Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.*
101. Локерман А. А. *Минералотермометрия в связи с проблемой «Руда и дайки». В сб.: «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука», 1965.*
102. Лоули Д., Максвелл А. *Факторный анализ как статистический метод. М., «Мир», 1967.*
103. Мак-Кинстри Х. Э. *Минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы  $Cu-Fe-S-O$ . В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений». вып. 1. М., ИЛ, 1960.*
104. Мак-Кинстри Х. Э., Кеннеди Г. К. *Некоторые соображения о последовательности образования ряда рудных минералов. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. М., ИЛ, 1960.*
105. Миллер Р. Л., Кан Дж. С. *Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.*
106. Миллс Ф. *Статистические методы. М., Госстатиздат, 1958.*
107. Наливкин А. Б. *Критерии последовательности образования минералов. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1966, т. 65.*
108. Наумов В. Б. и др. *О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений. ДАН СССР, 1966, т. 171, № 1.*
109. Наумов В. Б. и др. *К вопросу о движении гидротермальных растворов. «Геология рудных месторождений», 1968, № 4.*
110. Нехорошев В. П. *Закономерности распределения рудных месторождений Алтая. «Сов. геология», 1948, № 29.*
111. Нехорошев В. П. *Основные гипотезы происхождения полиметаллических месторождений Алтая и поисковые критерии. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. серия, 1956, вып. 8.*
112. Нехорошев В. П. *Тектоника Алтая. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1966, т. 139.*
113. Осипов М. А. *О змеиногорском комплексе габброидов на Рудном Алтае. «Сов. геология», 1960, № 4.*
114. Пилипенко П. П. *Минералогия Западного Алтая. «Изв. Томского ун-та», 1915, кн. 25.*
115. Полянин В. А., Бахтин А. И. *Первичные ореолы рассеяния Зареченского барит-полиметаллического месторождения на Алтае. «Геология рудных месторождений», 1968, № 6.*
116. Полянин В. А., Пеньков И. Н. *Парагенетические взаимоотношения минералов Зареченского барит-полиметаллического месторождения на Алтае. «Итоговая научная конференция Казанского гос. ун-та». Казань, 1963.*
117. Попов В. В. *Вулканизм, тектоника и оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.*
118. Польковский В. С. и др. *К методике определения давления по включениям в кварце. «Тр. МГРИ», 1963, № 39.*
119. Прохоров Ю. В., Розанов Ю. А. *Теория вероятностей (основные понятия, предельные теоремы, случайные процессы). М., «Недра», 1967.*
120. Пустыльник Е. И. *Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968.*
121. Радкевич Е. А. *О зональности, полиасцендентности и унаследованности минерализации. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2. Прага, 1965.*
122. Разумовский Н. К. *Характер распределения содержаний металлов в рудных месторождениях. ДАН СССР, 1940, т. 28, № 9.*

123. Разумовский Н. К. О значении логарифмически-нормального распределения частот в петрологии и геохимии. ДАН СССР, 1941, т. 23, № 1.
124. Разумовский Н. К. Логнормальный закон распределения вещества и его особенности. «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1948, т. 20.
125. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.
126. Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применения. М., «Наука», 1968.
127. Родзянко Н. Г., Труфанов В. И. Определение температурного режима и последовательности минералообразования методом декрипитации. «Зап. Всес. мин. о-ва», 1964, т. 93, № 6.
128. Роднонов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах. «Геохимия», 1961, № 4.
129. Роднонов Д. А. Функции распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964.
130. Россман Г. И. Первичные ореолы рассеяния некоторых элементов на отдельных полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. В сб.: «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.
131. Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Несколько примеров сложных пересечений жил и прожилков и их генетической интерпретации. «Геология рудных месторождений», 1967, № 2.
132. Рыжов П. А., Гудков В. М. Некоторые особенности распределения металлов в рудных месторождениях. «Изв. вузов», «Горный журнал», 1961, № 10.
133. Рыжов П. А., Гудков В. М. Применение математической статистики при разведке недр. М., «Недра», 1966.
134. Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966.
135. Сидоренко З. В. Отношение полиметаллического оруденения к дайкам основных пород в месторождениях северо-западной части Рудного Алтая. «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1956, т. 31, вып. 4.
136. Сидоренко З. В. Возрастные взаимоотношения полиметаллических месторождений с герцинскими интрузиями в Рудном Алтае. «Тр. ВСЕГЕИ», 1963, вып. 94.
137. Сидоренко З. В. Влияние фактора глубинности на формирование алтайских полиметаллических месторождений и распределение их в стратиграфическом разрезе. «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1964, вып. 5.
138. Скрипченко Н. С. Природа измененных даек, секущих колчеданную залежь Кизильского месторождения. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 6.
139. Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. «МГК, XX сессия. Докл. сов. геол. Проблема № 16». М., Госгеолтехиздат, 1960.
140. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1966.
141. Смирнов В. И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
142. Смит Ф. Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах. М., ИЛ, 1956.
143. Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
144. Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. «Геология рудных месторождений», 1966, № 3.
145. Трошин Ю. П. и др. О генетическом содержании функций распределения концентраций некоторых редких элементов в сульфидных минералах. В кн.: «Геохимия рудных месторождений». М., «Наука», 1964.
146. Талдыкин С. И. и др. Атлас структур и текстур руд. М., Госгеолтехиздат, 1954.
147. Тарантов А. С., Ермолаев К. Ф. К вопросу о методах изуче-

- ния направления движения рудообразующих растворов. «Тр. АГМНИИ АН КазССР», 1963, № 16.
148. Тарантов А. С., Ермолаев К. Ф. Текстурно-геометрический анализ Николаевского серно-колчеданно-полиметаллического месторождения на Алтае. «Геология и геофизика», 1966, № 5.
  149. Усов М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, 1935.
  150. Уилкс С. Математическая статистика. М., «Наука», 1967.
  151. Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения, т. 2. М., «Мир», 1967.
  152. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков. Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
  153. Филимонов А. А. Опыт по нагреванию борнитсодержащих руд. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 3.
  154. Филимонова А. А. Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры. В кн.: «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука», 1965.
  155. Хайкин В. П. и др. Корреляция и статистическое моделирование в экономических расчетах. М., 1964.
  156. Хисамутдинов М. Г. Особенности геологического строения и металлогении территории полиметаллической зоны Алтая. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., 1964, т. III.
  157. Цзэн Цин-фэн, Ян Бай-линь. О направлении и пути движения минерализующего раствора и его значения при геологических изысканиях (со специальным рассмотрением данных, полученных на вольфрамит-касситеритовом месторождении). «Дичжи КЭСЮЭ. Sci. geol. sinica», № 2, 1966.
  158. Чекваидзе В. Б., Шатагин Н. Н. О путях движения минерализующих растворов при формировании Корбалихинского полиметаллического месторождения. «Геология рудных месторождений», 1970, № 1.
  159. Чепрасов Б. Л. О мелких купольных структурах Сокольного месторождения (Рудный Алтай). «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1963, вып. 2.
  160. Чернов В. И. К вопросу о возрасте и фациях порфировидных интрузий северо-западной части Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 2.
  161. Чернов В. И. О девонских гранитоидах на Рудном Алтае. «Докл. АН СССР», т. 106, № 3, 1956.
  162. Чернов В. И., Гаврилова В. Н. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. «Тр. ВАГТ», вып. 3, 1957.
  163. Чернова Е. С. Основные черты строения Змеиногорско-Быструшинского синклиория Рудного Алтая. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. XXXIII, вып. 1, 1958.
  164. Шатагин Н. Н. и др. Возрастные соотношения даек и руды в Зареченском месторождении (Рудный Алтай). «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 5.
  165. Шатагин Н. Н. Применение многомерного регрессионного анализа для подсчета запасов элементов примесей. «Тезисы докл. IV научн.-отчетн. конф. геол. ф-та МГУ». М., 1969.
  166. Шатагин Н. Н. Количественная оценка силы влияния рудоконтролирующих факторов. Сб.: «Применение математических методов в геологии, геохимии и геофизике». Изд-во МГУ, 1969.
  167. Шатагин Н. Н. Новые данные о геологической структуре Корбалихинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1970, № 1.
  168. Щерба Н. Г. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 5.

169. Щерба Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Сов. геология», 1968, № 6.
170. Шаратов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965.
171. Шипулин Ф. К. Соотношение интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае. ДАН СССР, 1958, т. 119, № 3.
172. Шнейдер Ю. А. О Змеиногорском рудном районе и его перспективах. «Вестн. ЗСГУ», 1940, № 5.
173. Юл Д. Э., Кендэл М. Д. Теория статистики. М., 1960.
174. Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. М., «Недра», 1966.
175. Яковлев Г. Ф. Тектонические условия размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 2.
176. Яковлев Г. Ф. Структуры рудных районов полей и месторождений Рудного Алтая. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
177. Яковлев Г. Ф., Выдрин В. Н. Геолого-структурные закономерности размещения полиметаллических месторождений в Змеиногорском районе. «Изв. вузов», геол. и разв., 1959, № 10.
178. Яковлева Е. Б. Методика изучения вулканогенных толщ палеозоя (на примере Рудного Алтая). «Сов. геология», 1957, сб. 61.
179. Amstutz G. C. Space, time and symmetry in zoning. "Probl. Postmagm. Dep.", Prague, 1963, vol. 1.
180. Ahrens L. H. The lognormal distribution I—II. "Geoch. Cosmoch. Acta", 1954, vol. 5, N 2, vol. 6, N 2—3.
181. Draper Norman R., Smith Herry. Selecting the "best" regression equation. "Comput. Contrib. State Geol. Surv.", 1967, N 12.
182. Cameron E. M. A computer program for factor analysis of geochemical and other data. "Paper. Geol. Surv. Canada", 1967, N 34.
183. Chase F. M. Abbreviations in field and mine geological mapping. "Econ. Geol.", 1956, vol. 51.
184. David F. M., Neyman J. Extension of the Marcoff Theorem on least squares. "Statistical Research Memoirs", 1938, vol. 2, N 105.
185. Engel A. E. J. The direction of flow of mineralizing solutions. "Econ. Geol.", 1948, vol. 43, N 8.
186. Ezekiel M. Methods of Correlation Analysis. N. Y., John Wiley and Sons, 1941.
187. Hanuš V. Main factors in the formation of zonal structures of metasomatic ore deposits. "Probl. Postmagm. Dep.", Prague, 1963, vol. 1.
188. Hanuš V. Criteria for polyascendent origin of metacomatic zonal structures. "Probl. Postmagm. Dep.", Prague, 1963, vol. 1.
189. Kendall M. C. The Advanced Theory of statistics, I—II, London, Charles Griffin and Co, 1948, 1949, pp. 360—385.
190. Kutina J. The distinguishing of the monoascendent and polyascendent origin of associated minerals in the study of the zoning of the Příbram ore veins. "Probl. Postmagm. Dep.", Prague, 1963, vol. 1.
191. Kutina J. The zonal theory of ore deposits. "Econ. geol.", 1963, vol. 52, pp. 316—319.
192. Lovering T. S. Direction of Movement of jasperoiding Solution. "Contributions to Economic Geology. Geological survey bull". 1222—F, Washington, 1966.
193. Materon G. Principles of Geostatistics. "Econ. Geol.", 1963, vol. 58, N 8.
194. Melton M. A. Geometric properties of nature drainage systems and their representation in  $E_4$  phase space. "Journ. Geol.", 1958, vol. 66, N 1.

195. Melton M. A. Correlation structure of morfometric properties of drainage systems and their controlling agents. "Journ. Geol.", 1958, vol. 66, N 4.
196. Miller R. L., Goldberg E. D. The normal distribution of geochemistry. "Geoch. et. Cosmoch. Acta", 1955, vol. 8, N 1—2.
197. Sugaki A. Thermal experiments on the lattice intergrowth of chalcopyrite and klaprotholite in bornite from the Obrai Mine Japan. "Sci. Rept. Tohoku Univ.", ser., 3, 1951, vol. 4, N 1.
198. Sugaki A., Jamae N. Thermal study on the intergrowth of chalcopyrite and sphalerite. "Sci. Rept. Tohoku Univ.", ser. 3, 1952, vol. IX, N 2.
199. Sugaki A., Tahiro S. Thermal studies in the skeletal crystals of sphalerite in chalcopyrite. "Sci. Rept. Tohoku Univ.", ser. 1957, vol. 5, N 1.
200. Yule G. V., Kendall M. G. An introduction to the theory of statistics. London, 1950.

## АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА «АВТОМАТИЧЕСКОЕ СОКРАЩЕНИЕ УРАВНЕНИЙ МНОЖЕСТВЕННОЙ РЕГРЕССИИ»

### АЛГОРИТМ

В основу алгоритма положено использование выборочной оценки коэффициента частной корреляции как меры полезности оставления независимых переменных (факториальных признаков) в уравнении регрессии. Если при разумном для данной задачи уровне значимости не отвергается гипотеза о равенстве коэффициента частной корреляции в генеральной совокупности нулю, то соответствующий факториальный признак выводится из уравнения множественной регрессии — уравнение сокращается. Общая схема алгоритма изображена в табл. 32. Дальше алгоритм описывается согласно этой схеме — номера нижеследующих пунктов соответствуют номерам блоков в табл. 32.

1. Матрица исходных данных имеет вид

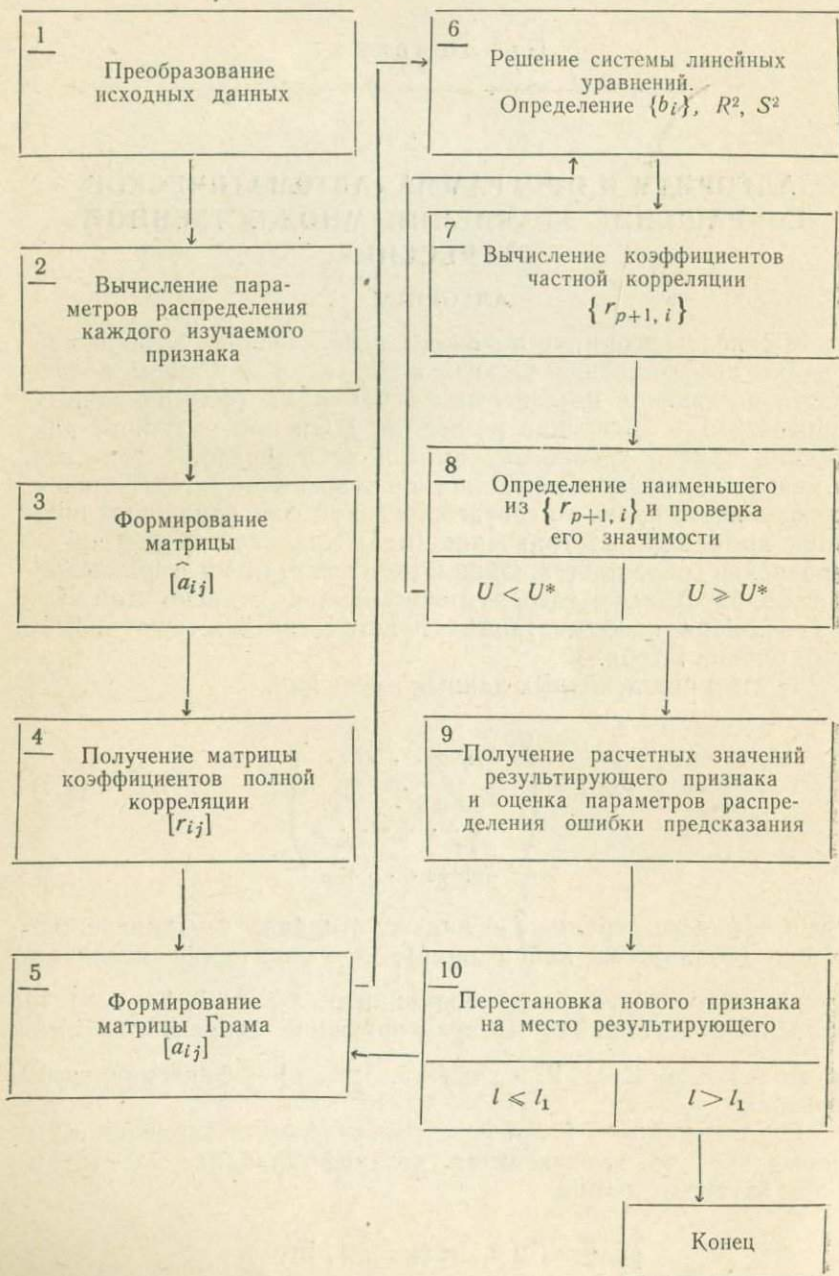
$$[\hat{x}_{lj}] = \begin{pmatrix} \hat{x}_{11} & \hat{x}_{12} & \dots & \hat{x}_{1p} \\ \hat{x}_{21} & \hat{x}_{22} & \dots & \hat{x}_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \hat{x}_{n1} & \hat{x}_{n2} & \dots & \hat{x}_{np} \end{pmatrix}, \quad (1.1)$$

где  $l$  — индекс строки,  $j$  — индекс столбца,  $n$  — количество строк (количество наблюдений),  $p$  — количество столбцов (количество исследуемых переменных),  $\hat{x}_{l1}$  ( $l=1, 2, \dots, n$ ) — зависимая переменная (результатирующий предсказываемый признак) и  $\hat{x}_{lj}$  ( $l=1, 2, \dots, n; j=2, 3, \dots, p$ ) — факториальные признаки.

Если какой-то  $j$ -й признак распределен логарифмически нормально, то производится логарифмирование элементов этого вектора-столбца

$$[x_j]^T = (\ln \hat{x}_{1j}, \ln \hat{x}_{2j}, \dots, \ln \hat{x}_{nj}).$$

Общая схема алгоритма  
«Автоматическое сокращение уравнений множественной регрессии»



После преобразования всех нужных столбцов получается матрица  $[x_{lj}]$  исходных данных, которая используется в дальнейших вычислениях.

2. Для каждого  $j$ -го признака вычисляются параметры распределения: среднее —  $\bar{x}_j$ , дисперсия —  $S_j^2$ , среднее квадратическое отклонение —  $S_j$ , асимметрия —  $A_j$  и эксцесс —  $E_j$ .  $A_j$  и  $E_j$  сравниваются соответственно с величинами  $3\sqrt{D(A)}$  и  $5\sqrt{D(E)}$ , которых они не должны превышать, если распределение  $x_j$  приблизительно нормально.

$$\left. \begin{aligned} \bar{x}_j &= \frac{1}{n} \sum x_{lj}, \\ S_j^2 &= \frac{1}{n-1} \sum (x_{lj} - \bar{x}_j)^2, \\ S_j &= \sqrt{S_j^2}, \\ A_j &= \frac{1}{nS_j^3} \sum (x_{lj} - \bar{x}_j)^3, \\ E_j &= \frac{1}{nS_j^4} \sum (x_{lj} - \bar{x}_j)^4 - 3, \end{aligned} \right\} j = 1, 2, \dots, p, \quad (1.2)$$

где пределы суммирования по  $l$  везде от 1 до  $n$ .

3. Формируется квадратная симметричная матрица  $[\hat{a}_{ij}]$ , в которой  $\hat{a}_{ij} = \hat{a}_{ji} = \sum_{l=1}^n x_{li}x_{lj}$ , ( $i, j = 1, 2, \dots, p$ ).

$$[a_{ij}] = \begin{pmatrix} \hat{a}_{11} & \hat{a}_{12} & \dots & \hat{a}_{1p} \\ \hat{a}_{21} & \hat{a}_{22} & \dots & \hat{a}_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \hat{a}_{p1} & \hat{a}_{p2} & \dots & \hat{a}_{pp} \end{pmatrix}. \quad (1.3)$$

4. Вычисляется матрица коэффициентов полной корреляции  $[r_{ij}]$ , в которой

$$r_{ij} = \frac{\hat{a}_{ij} - n \cdot \bar{x}_i \cdot \bar{x}_j}{\sqrt{(\hat{a}_{ii} - n \cdot \bar{x}_i^2)(\hat{a}_{jj} - n \cdot \bar{x}_j^2)}}, \quad (i, j = 1, 2, \dots, p).$$

$$[r_{ij}] = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & \dots & r_{1p} \\ r_{21} & r_{22} & \dots & r_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{p1} & r_{p2} & \dots & r_{pp} \end{pmatrix}. \quad (1.4)$$

5. Формируется система линейных уравнений (матрица Грама), для чего: а) 1-й столбец матрицы  $[\hat{a}_{ij}]$  переставляется на место  $(p+1)$ -го столбца; б) все элементы  $\hat{a}_{ij} = \hat{a}_{i1}$ ,  $(i=j=1, \dots, p)$  делятся на величину  $n \cdot \bar{x}_1$ . Матрица Грама имеет вид

$$[a_{ij}] = \begin{pmatrix} a_{11}a_{12} \dots a_{1p} \\ a_{21}a_{22} \dots a_{2p} \\ \dots \dots \dots \\ a_{p1}a_{p2} \dots a_{pp} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{1,p+1} \\ a_{2,p+1} \\ \vdots \\ a_{p,p+1} \end{pmatrix}, \quad (1.5)$$

где неизвестными являются  $b_i$ , под которыми подразумеваются  $b_1$  — свободный член регрессии и  $b_i$  (сокращенное обозначение  $b_{p+1,i}, 2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p$ ) — коэффициенты частной регрессии.

6. Система (1.5) решается одним из многих известных способов [46]. Найденные в результате решения коэффициенты  $b_i$  используются в дальнейших вычислениях.

Рассчитываются коэффициенты множественной детерминации

$$R_{p+1,2,\dots,p}^2 = \frac{\sum_{i,j=2}^p b_i (a_{11}a_{i,p+1} - a_{1,p+1}a_{1j})}{S_1^2 \cdot a_{11}^2} \quad (1.6)$$

и корреляции

$$R_{p+1,2,\dots,p} = \sqrt{R_{p+1,2,\dots,p}^2},$$

дисперсия ошибки предсказания

$$S_{p+1,2,\dots,p}^2 = S_1^2 (1 - R^2) n / (n - p), \quad (1.7)$$

где  $R^2$  — сокращенное обозначение коэффициента множественной детерминации, и среднеквадратическая ошибка предсказания

$$S_{p+1,2,\dots,p} = \sqrt{S_{p+1,2,\dots,p}^2}.$$

7. Вычисляются коэффициенты частной корреляции результирующего признака с каждым из факториальных. Для этого  $(p-1)$  раз выполняется следующая процедура. Из матрицы Грама (1.5) элиминируются (исключаются) столбец и строка, соответствующие номеру факториального признака, частный коэффициент корреляции результирующего признака с которым ищется. Полученная сокращенная система

$[a_{ij}]$  решается — определяются новые коэффициенты  $b_i'$ . Затем по формуле (1.6) рассчитывается новый коэффициент множественной детерминации —  $(R')^2$ . В (1.6), естественно, соответствующие члены заменены по  $b_i'$  и  $a_{ij}'$ . После этого определяется коэффициент частной корреляции

$$r_{p+1, i, 2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p} = \sqrt{1 - \frac{1 - R^2}{1 - (R')^2}}, \quad (1.8)$$

где  $R^2$  — сокращенное обозначение коэффициента множественной детерминации, характеризующего полную систему, а  $(R')^2$  — то же для сокращенной системы (без  $i$ -го факториального признака).

В результате  $(p-1)$ -кратного выполнения этой процедуры мы получаем ряд коэффициентов частной корреляции

$$\{r_{p+1, i}\}, \quad i = 2, 3, \dots, p, \quad (1.9)$$

где  $r_{p+1, i}$  — сокращенное обозначение коэффициентов

$$r_{p+1, i, 2, \dots, (i-1), (i+1), \dots, p}$$

8. Из ряда  $\{r_{p+1, i}\}$  выбирается наименьший коэффициент —  $(r_{p+1, i})_{\min}$ , значимость которого проверяется с помощью  $z$ -преобразования Фишера (см. гл. 5 из части III), для чего вычисляется величина

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}, \quad (1.10)$$

где  $r$  — упрощенное обозначение  $(r_{p+1, i})_{\min}$ , находится среднеквадратическое отклонение величины  $z$

$$S_z = \frac{1}{\sqrt{n - (p - q) - 3}}, \quad (1.11)$$

где  $q$  — число отброшенных факторов, определяется квантиль распределения величины  $z$   $U = \frac{z}{S_z}$ , который сравнивается с

заранее выбранным (для подходящего уровня значимости) квантилем  $U^*$  стандартного нормального распределения ( $\alpha=0, \sigma^2=1$ ), и если оказывается, что  $U < U^*$ , то проверяемый коэффициент частной корреляции признается незначимым, а соответствующий ему факториальный признак выбрасывается из модели — уравнение множественной регрессии сокращается на один член.

В этом случае матрица Грама, из которой исключены столбец и строка, соответствующие отброшенному фактори-

альному признаку, принимается за исходную и происходит возврат к блоку 6.

В противном случае, т. е. когда  $U \geq U^*$ , проверяемый коэффициент частной корреляции признается значимым. Так как он является минимальным из ряда  $\{r_{p+1, i}\}$ , то все остальные  $r_{p+1, i}$  тем более значимы. В этом случае осуществляется переход к блоку 9.

Может статься, что все коэффициенты частной корреляции незначимы. Об этом можно судить по  $q$ -счетчику отброшенных независимых переменных. Если  $q \geq p + 1$ , тогда «конец» решения задачи — модель составлена неверно, и ни один из факторов не связан с результирующим признаком. Проверку этого лучше всего делать раньше, не заставляя ЭВМ производить лишние вычисления. Это можно осуществить в конце блока 6, проверяя с использованием  $z$ -преобразования Фишера значимость коэффициента множественной корреляции [4], так же как это делается в блоке 8 для коэффициентов частной корреляции. Использование  $R$  в этих целях основано на том свойстве коэффициента множественной корреляции (III.4), что он не меньше любого другого коэффициента корреляции между результирующим и факториальными признаками. Стало быть, если он незначим, другие коэффициенты корреляции (в том числе частные) тем более незначимы.

Мы не стали вводить процедуру оценки значимости коэффициента множественной корреляции в алгоритм, потому что случаи поголовного ввода в модель независимых переменных, совершенно не связанных с результирующим признаком, уникальны по своей неграмотности и вряд ли встретятся в практике читателя.

9. Всегда желательно иметь расчетные значения результирующего признака для всех наблюдений, чтобы их можно было зримо сопоставить с фактическими. По окончательному уравнению находятся расчетные значения  $(x_{i1})_{\text{расч}}$  результирующего признака

$$(x_{i1})_{\text{расч}} = b_1 + \sum_{j=2}^{p-q} b_j x_{ij}, \quad (1.12)$$

где  $j$  — индексы независимых параметров, оставшихся в уравнении. Эти значения сравниваются с фактическими

$$\Delta x_i = (\hat{x}_{i1})_{\text{факт}} - (x_{i1})_{\text{расч}}. \quad (1.13)$$

В результате выясняется ошибка предсказания  $\Delta x$ , оценка параметров распределения которой может дать ответ на вопрос о том, соблюдены ли условия использования модели регрессионного анализа, по которым ошибка предсказания

должна быть распределена нормально со средним, равным нулю. Для этого вычисляются ее среднее —  $\overline{\Delta x}$ ; дисперсия —  $S_{\Delta x}^2$ ; среднеквадратическое отклонение —  $S_{\Delta x}$ ; асимметрия —  $A_{\Delta x}$  и эксцесс  $E_{\Delta x}$  по обычным формулам вида (1.2). Полученная дисперсия ошибки предсказания должна с точностью до порядка совпадать с дисперсией, вычисляемой в блоке 6, т. е.

$$S_{\Delta x}^2 \approx S_{p+1,2,\dots,p}^2.$$

Это равенство является своеобразной проверкой правильности решения задачи.

Возможен случай, когда результирующий признак в силу логнормальности своего распределения был логарифмирован в блоке 1. Это значит, что и в (1.12) и в (1.13) как расчетные, так и фактические значения результирующего признака выражены не в натуральных единицах его измерения, а в логарифмах. Поэтому линейная модель, принятая нами за основу,

$$y = a + \sum_{j=2}^p b_j x_j + \xi$$

(напоминаем, что здесь  $\xi$  — ошибка предсказания, т. е.  $\Delta x$  из (1.13)), в сущности имеет более сложный вид, например логарифмически линейный:

$$\ln \hat{x}_1 = \ln b_1 + \sum_{j=2}^p b_j \ln x_j + \ln \hat{\xi}, \quad (1.14)$$

где по условию  $\ln \hat{\xi} : N(0, \sigma^2)$ . Переходя к величинам в натуральном масштабе, получаем

$$\hat{x}_1 = b_1 \prod_{j=2}^p x_j^{b_j} \hat{\xi}. \quad (1.15)$$

Здесь  $\hat{\xi} : \ln N(0, \sigma^2)$  и ее математическое ожидание  $M\hat{\xi} = e^{-\frac{\sigma^2}{2}}$  [84, 119]. Следовательно, желая получить расчетные значения результирующего признака не в логарифмах, а в единицах натурального масштаба, нужно, пропотенцировав выраже-

ние (1.12), домножить его на величину  $e^{\frac{S_{\Delta x}^2}{2}}$ . Иначе мы всегда будем получать заниженные расчетные значения по сравнению с фактическими.

Можно было воспользоваться другим способом внесения подобного рода поправки [155]. Единый поправочный коэффициент  $K$  может быть вычислен как отношение суммы всех фактических значений результирующего признака к сумме расчетных значений, полученных потенцированием формулы (1.12)

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{x}_{i1})_{\text{факт}}}{\sum_{i=1}^n \exp \{ (x_{i1})_{\text{расч}} \}} \quad (1.16)$$

10. Нередко исследователю интересно, пользуясь той же матрицей исходных данных, поменять местами один из факториальных признаков с результирующим, другими словами, изучить возможность предсказания нового параметра по всем оставшимся. Для этого достаточно в матрице  $[\hat{a}_{ij}]$  (см. блок 3), например, поменять местами столбцы и строки бывшего и нового результирующего признака. Но более удобна процедура (в смысле расшифровки результатов счета) перестановки столбца и строки бывшего результирующего признака на  $(p-1)$ -е место и последующий сдвиг всех столбцов матрицы  $[a_{ij}]$  на один номер влево и всех строк на один номер вверх. Благодаря этому в качестве результирующего признака последовательно будет выступать 2-й, 3-й и т. д. параметры. Количество таких перестановок контролируется счетчиком  $l$ . Если  $l$  становится больше заранее выбранного числа —  $l_1$ , то «конец» задачи, а до этих пор осуществляется переход к блоку 5.

#### ПРОГРАММА

По рассмотренному алгоритму автором была составлена программа на языке АЛГОЛ-60 для транслятора ТА-1М, которая приводится ниже. Для того чтобы читатель сумел воспользоваться программой в том случае, если на ЭВМ, которой он располагает, нет указанного транслятора, приводим список операторов, могущих оказаться существенно иными в трансляторах другого типа (Сигнал, МЭИ и т. п.): 1) р0042 — оператор обращения к СП ввода исходных данных; 2) р1050 — оператор обращения к СП записи на магнитный барабан и считывания с него; 3) р1041 — оператор обращения к СП выдачи информации на печать (в десятичной системе исчисления); 4) р1052 — оператор обращения к СП решения системы линейных уравнений (методом обращения матрицы).

Обратившись к помощи программиста, владеющего АЛГОЛом, читатель сумеет видоизменить программу, сообщаясь с требованиями любого существующего транслятора. В чтении программ неоценимую помощь читателю окажет очень доступно написанная брошюра А. Л. Брудно «АЛГОЛ» (М., «Наука», 1968).

Есть два ограничения в пользовании программой (для ЭВМ с ОЗУ объемом 4096 ячеек): 1) если  $n$  — количество наблюдений (размер выборки), а  $p$  — количество параметров, то необходимо, чтобы  $n \times p \leq 4096$ ; 2)  $p \leq 30$ .

Время счета различных задач по программе трудно предугадать заранее, так как оно зависит и от числа  $n$  и в еще большей степени от числа  $p$ . Сугубо приблизительно можно указать, что для  $p=10$  и  $n=400$  — это минуты (при условии, что  $t_1$  в блоке 10 табл. 32 равно 1), а для  $p=20$  — 30 — от десятков минут до первых часов.

Исходная информация вводится в машину в таком порядке: 1) объем выборки (идентификатор  $n$ ); 2) количество параметров (идентификатор  $m$ ); 3) количество зависимых переменных, по которым нужно считать задачу (идентификатор  $l$ ); 4) квантиль стандартного нормального распределения для принятого уровня значимости (идентификатор  $U1$ ); 5) ряд чисел  $\{f_i\}$ , ( $i=1, 2, \dots, p$ ), каждое из которых равно  $+1$  в случае, если значения параметра с соответствующим индексом должны быть прологарифмированы, или  $-1$  в противном случае (идентификатор  $f$ ); 6)  $x_{11}, x_{21}, \dots, K\Sigma_{x_1}, x_{12}, \dots, x_{n2}, K\Sigma_{x_2}, x_{13}, \dots, x_{np}, K\Sigma_{x_p}$  ( $K\Sigma_{x_j}$  — контрольная сумма  $j$ -го столбца), т. е. ввод исходной матрицы осуществляется по столбцам (идентификатор  $x1$ ). Все переменные, по которым желательно просчитать задачу, имея их в качестве результирующего признака, должны стоять на первых местах в порядке, удобном исследователю.

Перечень печатей:

1)  $\{\bar{x}_j\}, \{S_j\}, \{S^2_j\}, \{A_j\}, \{E_j\}, 3\sqrt{D(A)}, 5\sqrt{D(E)}$ ; 2)  $[r_{ij}]$ ;

3) номер переменной, относительно которой решается задача; 4)  $\{b_i\}, R^2, \bar{R}, S^2, S$ ; 5)  $\{r_{p+1, i}\}$ ; 6)  $q$  — количество выброшенных независимых переменных; 7)  $(p - q)$  — количество оставшихся; 8) номера  $p$  переменных в таком порядке; сначала  $(p - q)$  номеров оставшихся в модели, затем  $q$  номеров выброшенных; 9)  $\{r_{p-q+1, i}\}$  — коэффициенты частной корреляции результирующего признака с  $(p - q)$  независимыми переменными; 10)  $\{b'_i\}, (R')^2, R', (S')^2, S'$  для сокращенного уравнения регрессии; 11)  $\bar{\Delta x}, S^2_{\Delta x}, S_{\Delta x}, A_{\Delta x}, E_{\Delta x}$ ; 12)  $\{(x_{i1})_{расч}\}$ , ( $i=1, 2, \dots, n$ ) — расчетные значения результирующего при-

знака; 13)  $\{\Delta x_j\}$  — отклонения расчетных значений результирующего признака от фактических. Если количество переменных, по которым нужно просчитать задачу, имея их в качестве результирующего признака, равно  $l$ , то  $l$  раз повторяются печати 3—13.

```

begin integer n, m, m2, i, j, k, l, ll;
real n1, m1, u1, c, d;
p0042 (n, m, ll, u1); n1 := n; m1 := m2 := m;
begin array f, b, x, r, sigma [1:m], a, A [1:m + 1, 1:m + 1];
begin array x1, x2 [1:n], e [1:m]; p0042 (f);
for j := 1 step 1 until m do
begin p0042 (x1); c := 0; if f [j] > 0 then
begin for i := 1 step 1 until n do
begin x1 [i] := ln (x1 [i]); c := c + x1 [i] end
end else for i := 1 step 1 until n do c := c + x1 [i];
p1050 (111, 1 + (j - 1) × (n + 1), x1); c := c/n1; x [j] := c;
d := r [j] := e [j] := b [j] := 0;
for i := 1 step 1 until n do
begin d := x1 [i] - c; r [j] := r [j] + d ↑ 2;
b [j] := b [j] + d ↑ 3; e [j] := e [j] + d ↑ 4
end; r [j] := sqrt (r [j] / (n1 - 1)); b [j] := b [j] / (n1 × r [j] ↑ 3);
e [j] := e [j] / (n1 × r [j] ↑ 4) - 3
end; for i := 1 step 1 until m do sigma [i] := r [i] ↑ 2;
p1041 (x, r, sigma, b, e); d := 3 × sqrt (6 × (n1 - 1) / ((n1 + 1) ×
(n1 + 3)));
c := 5 × sqrt (24 × n1 × (n1 - 2) × (n1 - 3) / ((n1 + 1) ↑ 2 ×
(n1 + 3) × (n1 + 5)));
p1041 (d, c); for i := 1 step 1 until m do
begin p1050 (101, 1 + (i - 1) × (n + 1), x1);
for j := 1 step 1 until m do
begin p1050 (101 1, + (j - 1) × (n - 1), x2); c := 0;
for k := 1 step 1 until n do
c := c + x1 [k] × x2 [k]; A [i, j] := c
end
end;
for i := 1 step 1 until m do
for j := 1 step 1 until m do a [i, j] := (A [i, j] - n1 × x [i] ×
x [j]) / sqrt ((A [i, i] - n1 × x [i] ↑ 2) × (A [j, j] - n1 × x [j] ↑ 2))
end; p1041 (a); l := 1; p1041 (l);
dd: begin integer array e [1:m];
integer q; real R, s, u;
for i := 1 step 1 until m do
begin e [i] := i; for j := 1 step 1 until m do a [i, j] := A [i, j]
end; a [1, m + 1] := x [1] × n1; a [1, 1] := n1;
for i := 2 step 1 until m do
begin a [i, m + 1] := a [1, i]; a [i, 1] := a [1, i] = x [i] × n1
end; p1050 (143, 1, a); p1052 (m + 1, m, a);

```

```

for i:= 1 step 1 until m do b[i]:= a[i, m + 1];
p1050(133, 1, a); R:= s:= 0;
for i:= 2 step 1 until m do
begin R:= R + b[i] × a[i, m + 1]; s:= s + b[i] × a[1, i]
end; R:= (R × n1 - s × a[1, m + 1]) / (sigma[1] × n1 ↑ 2);
c:= sqrt(R); s:= sigma[1] × (1 - R) × n / (n - m); d:= sqrt(s);
R1041(b, R, c, s, d); q:= 0;
bb:k:= 2;
ee:p1050(133, 1, a); for i:= k step 1 until m - 1 do
for j:= 1 step 1 until m + 1 do a[i, j]:= a[i + 1, j];
for i:= 1 step 1 until m - 1 do
for j:= k step 1 until m do a[i, j]:= a[i, j + 1];
m:= m - 1; m1:= m1 - 1;
begin array b1[1:m]; real R1, s1;
begin array a1[1:m + 1, 1:m + 1];
for i:= 1 step 1 until m do
for j:= 1 step 1 until m + 1 do
a1[i, j]:= a[i, j]; p1052(m + 1, m, a1);
for i:= 1 step 1 until m do b1[i]:= a1[i, m + 1];
end; R1:= s1:= 0; for i:= 2 step 1 until m do
begin R1:= R1 + b1[i] × a[i, m + 1]; s1:= s1 + b1[i] × a[1, i]
end; R1:= (R1 × n1 - s1 × a[1, m + 1]) / (sigma[1] × n1 ↑ 2);
c:= sqrt(R1); s1:= sigma[1] × (1 - R1) × n / (n - m); d:= sqrt(s1);
if s1 < s then r[k]:= 0 else r[k]:= sqrt(1 - s/s1);
m:= m + 1; m1:= m1 + 1; k:= k + 1; if k < m then go to ee;
end; r[1]:= 1; c:= r[1];
for i:= 2 step 1 until m do
begin if c - r[i] > 0 then
begin k:= i; c:= r[i] end
end; if m = m2 then p1041(r);
u:= 0.5 × ln((1 + c)/(1 - c)); u:= u × sqrt(n1 - m1 + q - 3);
if u1 > u then
begin q:= q + 1; c:= e[k];
for i:= k step 1 until m2 - 1 do e[i]:= e[i + 1]; e[m2]:= c;
end else go to aa; if q > m2 - 1 then go to cc;
p1050(133, 1, a); for i:= k step 1 until m - 1 do
for j:= 1 step 1 until m + 1 do a[i, j]:= a[i + 1, j];
for i:= 1 step 1 until m - 1 do
for j:= k step 1 until m do a[i, j]:= a[i, j + 1];
m:= m - 1; m1:= m1 - 1; p1050(143, 1, a);
begin array a1[1:m + 1, 1:m + 1];
for i:= 1 step 1 until m do
for j:= 1 step 1 until m + 1 do a1[i, j]:= a[i, j];
p1052(m + 1, m, a1);
for i:= 1 step 1 until m do b[i]:= a1[i, m + 1];
end; R:= s:= 0; for i:= 2 step 1 until m do
begin R:= R + b[i] × a[i, m + 1]; s:= s + b[i] × a[1, i];

```

```

end:  $R := (R \times n1 - s \times a[1, m + 1]) / (\text{sigma}[1] \times n1 \uparrow 2)$ ;
 $c := \text{sqrt}(R)$ ;  $s := \text{sigma}[1] \times (1 - R) \times n / (n - m)$ ;  $d := \text{sqrt}(s)$ ; go to bb;
aa: begin array  $x1, x2[1:n]$ ; real  $sd, ad, ed$ ;
p1041 ( $q, m, e$ ); for  $i := 1$  step 1 until  $m$  do
p1041 ( $b[i]$ ); p1041 ( $R, \text{sqrt}(R), s, \text{sqrt}(s)$ );
for  $i := 1$  step 1 until  $n$  do  $x1[i] := b[1]$ ;
for  $k := 2$  step 1 until  $m2 - q$  do
begin  $j := e[k]$ ; p1050 ( $101, 1 + (j - 1) \times (n + 1), x2$ );
for  $i := 1$  step 1 until  $n$  do
 $x1[i] := x1[i] + b[k] \times x2[i]$ 
end; p1050 ( $101, 1, x2$ );
hh: for  $i := 1$  step 1 until  $n$  do  $x2[i] := x2[i] - x1[i]$ ;
 $k := 0$ ;  $sd := ad := ed := c := 0$ ;
for  $i := 1$  step 1 until  $n$  do  $c := c + x2[i]$ ;  $c := c/n1$ ;
for  $i := 1$  step 1 until  $n$  do
begin  $d := x2[i] - c$ ;  $sd := sd + d \uparrow 2$ ;
 $ad := ad + d \uparrow 3$ ;  $ed := ed + d \uparrow 4$ ;
end;  $d := sd / (n1 - m)$ ;  $sd := \text{sqrt}(d)$ ;
 $ad := ad / (n1 \times sd \uparrow 3)$ ;  $ed := ed / (n1 \times sd \uparrow 4) - 3$ ;
p1041 ( $c, d, sd, ad, ed$ );  $k := k + 2$ ; if  $k > 3$  then go to cc;
if  $f[1] < 0$  then
begin p1041 ( $x2, x1$ ); go to cc end; p1050 ( $101, 1, x2$ );
 $d := \exp(d/2)$ ; for  $i := 1$  step 1 until  $n$  do
begin  $x1[i] := \exp(x1[i]) \times d$ ;  $x2 := \exp(x2[i])$ 
end; p1041 ( $x2, x1$ ); go to hh end end;
cc:  $l := l + 1$ ; if  $l > l1$  then go to gg;
 $m := m2$ ;  $m1 := m2$ ;  $k := f[1]$ ;  $c := \text{sigma}[1]$ ;
for  $i := 1$  step 1 until  $m - 1$  do
begin  $f[i] := f[i + 1]$ ;  $\text{sigma}[i] := \text{sigma}[i + 1]$  end;
 $\text{sigma}[m] := c$ ;  $f[m] := k$ ;  $A[m + 1, m + 1] := A[1, 1]$ ;
for  $j := 1$  step 1 until  $m$  do
 $A[m + 1, j] := A[j, m + 1] := A[1, j]$ ;
for  $i := 1$  step 1 until  $m$  do
for  $j := 1$  step 1 until  $m + 1$  do  $A[i, j] := A[i + 1, j]$ ;
for  $i := 1$  step 1 until  $m$  do
for  $j := 1$  step 1 until  $m$  do  $A[i, j] := A[i, j + 1]$ ;
 $c := x[1]$ ; for  $i := 1$  step 1 until  $m - 1$  do
 $x[i] := x[i + 1]$ ;  $x[m] := c$ ;
begin array  $x1, x2[1:n]$ ; p1050 ( $101, 1, x1$ );
for  $j := 2$  step 1 until  $m$  do
begin p1050 ( $101, 1 + (j - 1) \times (n + 1), x2$ );
p1050 ( $111, 1 + (j - 2) \times (n + 1), x2$ );
end; p1050 ( $111, 1 + (m - 1) \times 1, x1$ );
end; p1041 ( $l$ ); go to dd; gg: p1041 ( $l1$ ); stop
end
end

```

## О г л а в л е н и е

---

От редактора . . . . .	3
Введение . . . . .	5

### Часть первая

#### *Факторы рудообразования в Корбалихинском и Зареченском месторождениях*

Глава 1. Геологическая характеристика Зменногорского рудного поля . . . . .	8
Глава 2. Геологическая характеристика Корбалихинского месторождения . . . . .	16
Глава 3. Геологическая характеристика Зареченского месторождения . . . . .	66
Глава 4. Сопоставление факторов рудообразования в Корбалихинском и Зареченском месторождениях . . . . .	108

### Часть вторая

#### *Геологическая задача и статистические методы ее решения*

Глава 1. Формулировка геологической задачи. Факторы рудообразования . . . . .	111
Глава 2. Постановка математической задачи и предполагаемый ход ее решения . . . . .	117

### Часть третья

#### *Теоретические основы многомерного корреляционного и регрессионного анализов*

Глава 1. Необходимые сведения из алгебры матриц . . . . .	123
Глава 2. Многомерное нормальное распределение . . . . .	125
Глава 3. Частные и условные распределения. Частный и множественный коэффициенты корреляции . . . . .	130
Глава 4. Интерпретация показателей корреляции и регрессии . . . . .	130
Глава 5. Алгоритм численного решения задачи . . . . .	135

## Часть четвертая

### *Статистическая оценка факторов рудообразования в Корбалихинском и Зареченском месторождениях*

Глава 1. Статистическая оценка факторов рудообразования в Корбалихинском месторождении . . . . .	140
Глава 2. Статистическая оценка факторов рудообразования в Зареченском месторождении . . . . .	163
Глава 3. Применение многомерного регрессионного анализа к подсчету запасов ценных попутных компонентов . . . . .	171
Заключение . . . . .	181
Литература . . . . .	183
Приложение. Алгоритм и программа «Автоматическое сокращение уравнения множественной регрессии» . . . . .	193

**Николай Николаевич Шатагин**

**СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ФАКТОРОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ**

(на примере Корбалихинского и Зареченского полиметаллических  
месторождений на Рудном Алтае)

Тематический план 1972 г. № 151

Редактор С. А. Останина

Обложка художника Ю. В. Пахомова

Технический редактор Е. Д. Захарова

Корректоры С. С. Мазурская, М. И. Эльмус

---

Сдано в набор 25/1 1972 г. Подписано к печати 2/VIII 1972 г. Л-53785

Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага тип. № 3 Физ. печ. л. 13,0 + 1 вкл. (0,25)

Уч.-изд. л. 12,40 Изд. № 1434 Заказ 35 Тираж 470 экз. Цена 1 р. 24 к.

---

Издательство Московского университета. Москва, К-9, улица Герцена 5/7..

Типография Издательства МГУ (ф.). Москва, проспект Маркса, 20.

Цена 1 р. 24 к.

300

