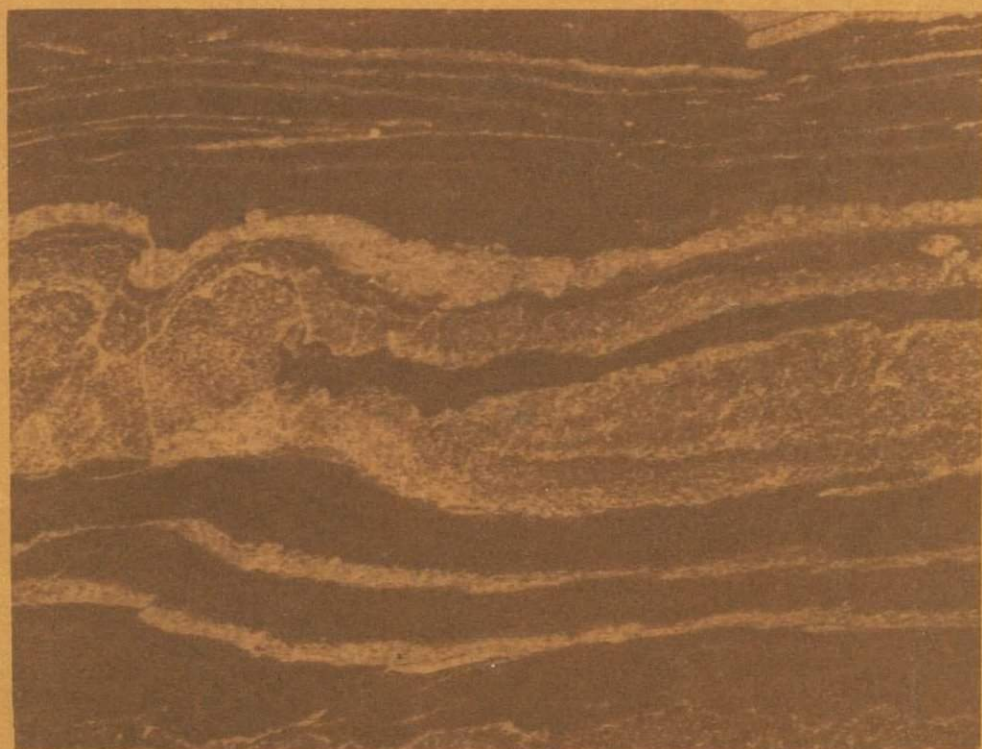




Колчеданные месторождения СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого

Колчеданные месторождения СССР

3963



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1983



Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983.

В книге обобщается огромный фактический материал по геологии колчеданных месторождений СССР (кроме Урала). Наиболее детально охарактеризованы условия залегания и закономерности формирования колчеданных месторождений двух крупнейших рудных районов — Кавказа и Рудного Алтая. Рассматриваются вопросы происхождения колчеданных и колчеданно-полиметаллических залежей, геотектонические условия их формирования и систематика.

Табл. 21. Ил. 79. Библиогр. 331 назв.

Редакционная коллегия

Е. И. Богданова, С. Н. Иванов (ответственный редактор),
Г. А. Курицина

ВВЕДЕНИЕ

Самой характерной чертой колчеданных месторождений являются их сплошные массивные мелкозернистые руды, состоящие главным образом из пирита. Они образуют линзообразные согласные залежи, резко отделенные от вмещающих их пород. Изучение этих месторождений в Западной Европе и особенно в СССР установило многие интересные их особенности, сильно отличающие эти месторождения от обширного класса сульфидных гидротермальных жильных месторождений. В связи с этим в разное время были созданы гипотезы об их осадочном, интъекционно-магматическом и гидротермально-метасоматическом происхождении. Еще в начале века Ф. Клокманном были высказаны предположения об образовании этих месторождений путем отложения в водной среде в местах выхода горячих эксгаляций. Его представления были первыми правильными догадками о механизме образования этих месторождений. Однако они не были приняты современниками, и потребовалось еще столетия накопления знаний и развития геологии, чтобы эти взгляды получили новое звучание и почти всеобщее признание. На этом пути решающее значение получили работы А. Н. Заварицкого (1936—1952 гг.), показавшего на примере уральских, а затем и других месторождений, что колчеданные залежи в отличие от сульфидных жильных месторождений связаны не с орогенным и посторогенным гранитным процессом, завершающим образование складчатых областей, а с подводным вулканизмом самых начальных этапов развития геосинклиналей [101, 102]. Признаки эпигенеза, отмечающиеся в месторождениях, и довольно обычная их связь с зонами кварц-серицитовых сланцев вызваны более поздним метаморфизмом. Новые взгляды вначале были поддержаны лишь немногими учениками и последователями А. Н. Заварицкого, в том числе А. Г. Бетехтиным, С. Н. Ивановым, В. П. Логиновым, Т. Н. Шадлун.

Гипотеза академика А. Н. Заварицкого была создана в период бурного развития геологоразведочных и поисковых работ в СССР, в частности на Урале, и оказала плодотворное влияние на развитие научной мысли. Стало ясно, что колчеданные месторождения могут быть встречены в вулканогенных толщах и вне зон кварц-серицитовых сланцев, поскольку они образовались раньше смятия и рассланцевания этих толщ. Внимание разведчиков было направлено на геосинклинальные вулканические толщи Южного Урала, где уже были известны небольшие сульфидные месторождения, не признававшиеся однотипными с колчеданными месторождениями Среднего Урала. В результате на Южном Урале были открыты крупнейшие медно-колчеданные месторождения, не уступающие по своим масштабам знаменитым месторождениям Южной Испании. Несмотря на это, гипотеза А. Н. Заварицкого, вышедшая из стен Академии наук СССР, встретила научную оппозицию главным образом со стороны ученых отраслевых институтов, вузов и геологов производственных организаций, привыкших связывать локализацию месторождений с гранитными интрузиями и с позднейшими разломами. Успехи геологов западных штатов США, где во главу угла ставился структурный контроль оруденения, оказали большое влияние на их европейских и азиатских коллег, в том числе и на значительную часть советских геологов [148].

То обстоятельство, что колчеданные месторождения заметно отличаются как по своей геологической позиции, так и по своим особенностям от остальных гидротермальных месторождений, не принималось во внимание. Во многих изданиях за рубежом и в СССР колчеданные месторождения, в частности Рио-Тинто, ставились в один ряд с типично жильными месторождениями. Даже спустя много лет, когда уже были открыты обломки колчеданной руды в покрывающих их осадочных породах, некоторые ученые, долгое время занимавшиеся колчеданными месторождениями, продолжали настаивать на их послескладчатом происхождении [29]. Тем не

менее число сторонников гипотезы А. Н. Заварицкого (или, как ее стали называть, «вулканогенной» гипотезы образования колчеданных месторождений) и их противников, придерживающихся «интрузивной» гипотезы, медленно, но неуклонно менялись на протяжении 15 лет в пользу первых.

В числе энергичных противников вулканогенной гипотезы долгое время были многие ученые, ныне незаметно перешедшие в лагерь ее последователей и охотно говорящие о «сближении обеих точек зрения». Это сближение действительно происходит, но осуществляется лишь путем изменения позиции сторонников интрузивной гипотезы. Интрузивную родоносную активность они постепенно удревняют, затем начинают говорить об одновременном вулканизме... Еще немного и уже из-под их пера выходит признание «для некоторых месторождений» гидротермально-осадочного генезиса. К сожалению, прогрессивные изменения позиций происходят далеко не у всех противников вулканогенной гипотезы и ряды ортодоксальных приверженцев посторогенного генезиса колчеданных месторождений еще многочисленны.

Прогрессу вулканогенной гипотезы способствовало установление и последующее изучение обломков колчеданной руды в непосредственном всياчем боку и в надрудных вулканогенно-осадочных и осадочных толщах уральских, а затем и других колчеданных залежей. Тщательное изучение этих обломков многими исследователями показало, что они не представляют собой псевдоморфозы сульфидов по обломкам каких-то горных пород, как это некоторыми предполагалось, а являются именно обломками сульфидных руд [245]. При этом в одних случаях граница обломка пересекает кристаллические зерна пирита и текстурный рисунок минерального сульфидного агрегата, в других внутреннее строение обломка обнаруживает некоторую зависимость от его внешних очертаний, а по периферии обломка кристаллические зерна пирита не обнаруживают явного их срезания. Тщательные исследования всех деталей, сопровождающиеся научной полемикой, показали, что дезинтеграция руды происходила в большинстве случаев на ранних стадиях ее становления, когда диагенез и раскристаллизация сульфидной массы еще не были в полной мере завершены [127, 128].

Нахождение обломков руды внутри осадочных, тектонически не нарушенных слоев туффигов, зеленых яшм и других пород (месторождения Сибай, им. XIX Партсъезда) в всياчем боку рудных залежей является доказательством сингенетического образования руд. Интенсивное гидротермальное изменение вмещающих пород лишь в лежащем боку рудных залежей и отсутствие соответствующих изменений в толщах всячего бока прекрасно объясняются истечением рудоносных растворов на дне моря (океана) и последующим перекрытием руды более поздними отложениями.

Соображения об эксгальационно-осадочном происхождении колчеданных месторождений были высказаны И. В. Ленных в отношении генезиса южноуральских месторождений в 1959 г. [15] и почти одновременно Х. Офтедалем и В. Мармо за рубежом. Затем они получили развитие в работах В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960), Н. С. Скрипченко (1966) и в ряде иностранных публикаций [327, 317]. Далее было показано, что генезис рассматриваемых месторождений был не эксгальационно-осадочный, а гидротермально-осадочный [326, 127, 325, 119]. Характерная зональность с развитием баритсодержащих слоистых руд в самых верхних и фланговых частях рудных залежей (рис. 1), осадочная ритмическая полосчатость и морское происхождение изотопов серы в этих верхних слоистых образованиях прекрасно подтверждают гидротермально-осадочное происхождение руд колчеданных месторождений. На долю эпигенетических, метасоматических и жильных образований приходится в этих месторождениях лишь небольшая часть сульфидной массы. Это главным образом грубозернистые густые вкрапленники и жилки пирита в кварц-серицитовых образованиях лежащего бока рудных залежей. Гораздо реже эпигенетические сульфиды встречаются в виде жилок, обогащенных халькопиритом, а иногда галенитом и сфалеритом, пересекающих массивные рудные залежи и уходящих в породы всячего бока. В единичных случаях, как, например, в Карабаше (Урал), отмечаются достаточно мощные жилы с кальцитом и баритом. Они очень напоминают типичные альпийские жилы и являются, скорее всего, метаморфическими.

Выяснение явлений преобразования колчеданных руд как путем исследования внутреннего строения рудных масс месторождений, метаморфизованных в разной степени [113, 126, 311], так и путем изучения сильно измененных месторождений, залегающих вблизи более поздних интрузий [30], позволило распознать колчеданные месторождения, потерявшие свой исходный облик.

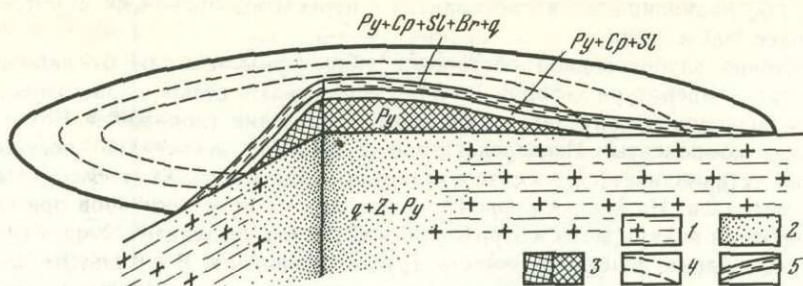


Рис. 1. Идеализированная схема образования колчеданной залежи на дне моря

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы подошвы рудной залежи; 2 — вкрапленные руды; 3 — массивные руды; 4 — слоистые руды; 5 — эндогенные ореолы рассеяния; Py — пирит; Cr — халькопирит; Sl — сфалерит; Br — барит; q — кварц; Z — серицит

С развитием подобных исследований круг месторождений, имеющих явные признаки гидротермально-осадочного генезиса, значительно расширился. В число месторождений колчеданного типа оказались вовлеченными сульфидно-баритовые и баритовые месторождения. За ними потянулись барит-гематитовые, гематитовые и даже марганцевые залежи. И тут стало ясно, что характерные черты колчеданных месторождений, такие, как согласное залегание с вмещающими толщами, резкие контакты с пустыми породами всяческого бока и нередко переход в густые вкрапленники в лежащем боку, полосчатые текстуры, зональная смена снизу вверх серного колчедана медистым, затем цинковистым и баритсодержащим, а также и другие типичные особенности вплоть до сплошности руд, вызваны самим механизмом осаждения рудного вещества из горячих источников, выходящих на дне моря [129].

Экспериментальные исследования рудоносных растворов, приближающихся по составу к предполагаемым природным, показали преимущественную роль понижения давления для выпадения рудных компонентов по сравнению с понижением температуры [122]. При этом существует большая разница в условиях гидротермального рудообразования под сушей и морем. В первом случае поднимающийся к поверхности земли гидротермальный рудоносный раствор проходит две области очень сильных понижений давления, когда относительный градиент давления (ОГД — падение давления в процентах на 1 м подъема раствора) возрастает в десятки и сотни раз. Первый максимум ОГД связан с областью перехода от литостатического давления на трещинный раствор к зоне гидростатического. Второй максимум обусловлен приближением к поверхности земли и быстрым падением давления до атмосферного. ОГД в этом случае возрастает на последних верхних 200—300 м, обуславливая выкипание раствора. Обе эти области, как показывают исследования многих рудных районов, наиболее часто вмещают гидротермальные месторождения. Пройдя эти две области разгрузок, раствор на поверхность земли выходит уже истощенным.

Совсем по-другому складывается обстановка под достаточно глубоким морем (глубина 1 км). В этих условиях давление столба морской воды служит хорошим буфером, сильно снижающим колебания ОГД, благодаря чему поднимающийся рудоносный раствор не испытывает резкого падения давления, не выкипает и, как правило, не сбрасывает в земной коре минеральные компоненты, донося их до морского дна или неуплотненных отложений. Расчет показывает, что для предотвращения выкипания водного одномолярного раствора $NaCl$ при температуре 275° требуется глубина моря 0,5 км. В случае меньших глубин этот раствор будет полностью выкипать и сбрасывать сульфидный груз внутри земной коры в виде обычных для континентальных условий эпигенетических рудных жил и штокверков. При меньших температурах и (или) больших концентрациях растворов эта минимальная глубина, необходимая для образования колчеданных месторождений, может быть несколько меньшей, но вряд ли меньше 300—400 м, что подтверждается палеогеографическими реконструкциями условий наиболее мелководных колчеданных месторождений. Образование в лежащем боку месторождений светлых слюд и альбита требует давлений, отвечающих столбу воды около 1 км [142, 117]. На серноколчеданном месторождении Айнхайт в Гарце (ГДР), где вторичные изменения представлены кварцем, калишпатом и вкрапленностью пирита, но отсутствуют светлые слюды и альбит, а в верхах залежей обильны первичные красные железняки, эта глубина составила несколько сотен метров [324]. Глубина образования некоторых месторождений Куроко, опре-

деленная по радиоляриям в аргиллитах, перекрывающих эти месторождения, была не более 500 м [330].

В достаточно глубоководной обстановке гидротермы, выходя в слабощелочную морскую воду, температура которой 1—3 °С, испытывают резкое охлаждение, нейтрализацию, в большинстве случаев, по-видимому, окисление (понижение Eh) и сбрасывают рудные компоненты. Непосредственно у выходов источников, несущих ионы S^{2-} , обычно устанавливается восстановительная среда и выпадают сульфиды железа и цветных металлов. На внешнем фронте вышедших из недр растворов при смещении их с сульфатными водами моря, содержащими кислород, выпадают окиси и гидроокиси железа, иногда барит, доломит и отчасти другие соединения. В результате на периферии и в верхней части образующейся залежи накопление сульфидов сменяется отложением барита, окислов железа и кремния (многие колчеданные месторождения Канадского щита, Аппалачей, Центральной Европы, отчасти Северного Кавказа, Урала и др.). При железисто-углистых источниках выпадает сидерит.

Химия этих процессов рассмотрена Н. С. Скрипченко (1963, 1972), а в последнее время — Т. Сато [327], Я. Кадзивара [131]. Экспериментальные данные по растворимости сульфидов меди, цинка и свинца, суммированные и проанализированные Р. Ларжем [318], указывают на то, что существуют две различных среды, в которых могут переноситься указанные металлы и формироваться колчеданные залежи. Это, во-первых, восстановительная среда при температурах выше 275° со значением рН от кислого до нейтрального, во-вторых, окислительная среда при любых температурах и рН.

Рассмотрение равновесий между минералами колчеданных залежей и возможными составами растворов показывает, что руды колчеданных месторождений в их корневых частях и вблизи выхода источников отлагались, скорее всего, из относительно высокотемпературных, умеренно кислых и восстановительных растворов, богатых хлоридами, которые смешивались с морской водой. При этом в первую очередь в устье канала и вблизи него осаждались халькопирит-пирротиновые ассоциации, иногда с пиритом и магнетитом. Пирит-халькопирит-сфалеритовые массы отлагались немного дальше от источника, а пирит-сфалерит-галенитовые парагенезы формировались на периферии, за которой при наличии достаточной окислительной обстановки осаждались окислы железа.

Нанесение полей выпадения халькопирита и сфалерита и фазовых границ устойчивости пирротина — пирита — магнетита на диаграмме $\log f_{O_2}$ (атм.) — T °С (рис. 2) дает возможность хорошо понять типичную вертикальную и латеральную (концентрическую) зональность колчеданных месторождений. Так, эволюция поднимающегося раствора, идущая от точки А к точке В, создает зональность, которую мы видим, например, в Сибайском месторождении. Здесь в прикорневых частях мощного рудного тела залегают богатые медно-пирротиновые руды с магнетитом, выше располагаются пиритовые, пирит-халькопирит-сфалеритовые, а затем сфалерит-пиритовые брекчиевидные и полосчатые руды иногда с прослоями гематита. Растворы, образовавшие только пиритовые медно-цинковые месторождения, могли эволюционировать от точки А к точке С.

Анализ аналогичных диаграмм при различных рН и суммарной концентрации серы (ΣS) в растворах привел Р. Ларжа к заключению, что рудообразующая обстановка для месторождений подсемейства Куроко, не содержащих пирротина и магнетита, но часто заключающих значительные массы сульфатов и кремнезема, характеризовалась более высокими значениями фугитивности кислорода и концентрации суммарной серы (ΣS в пределах 10^{-3} — 10^{-2} моль).

Изучение микроструктурных особенностей руд колчеданных месторождений показывает, что первоначально сульфиды выделялись в виде дисперсий, а затем в стадию диагенеза прошли все этапы раскристаллизации, превратились в колломорфные, колломорфно-натечные массы с обилием почковидных образований, тонких ажурных структур и крустификаций. Во многих случаях последующая перекристаллизация превратила эти колломорфные сульфидные массы в однородные аллотриоморфнозернистые агрегаты пирита с незначительной межзерновой примесью халькопирита, цинковой обманки и реже других сульфидов [291, 113, 311]. Эти однородные, весьма мелкозернистые руды нередко имеют следы полосчатого строения, унаследованного как от первичного отложения, так и возникшего при динамическом метаморфизме. Они характерны для колчеданных месторождений, получивших свое наименование от этих сплошных сульфидных руд, почти всегда очень резко отличающихся от вме-

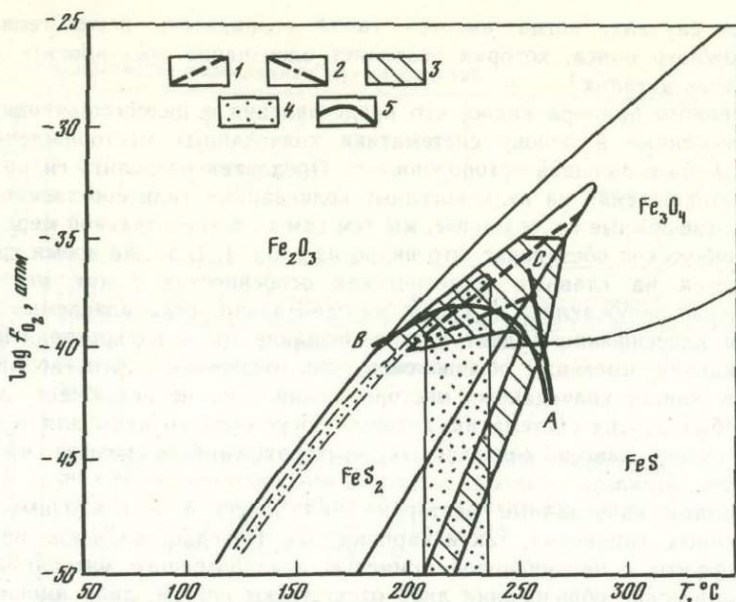


Рис. 2. Линии эволюции рудоносных растворов состава $1MNaCl$ с $pH=5$ $\Sigma S=10^{-3}$ М при их подъеме и смешивании с морской водой

A—B — для месторождений типа Сибайского; *A—C* — для Зюльевского месторождения; *1* — для месторождений типа Дегтярного; *2* — для характерных месторождений семейства Куроко; *3* — зона отложения халькопирита между контурами растворимости меди 6 и 1 чм; *4* — отложение сфалерита между контурами растворимости цинка 6 и 1 чм; *5* — поля устойчивости Fe_2O_3 , Fe_3O_4 , FeS_2 и FeS (По Large, [1977] с добавлением автора)

щающих их вулканогенных, вулканогенно-осадочных или осадочных горных пород.

К типу гидротермально-осадочных месторождений, кроме колчеданных, как известно, принадлежат многие месторождения железных, железо-марганцевых, баритовых руд, а также пластовые залежи полиметаллического состава и некоторые другие. Нередки совместные находения залежей перечисленных руд в комбинации с жильными образованиями приблизительно того же состава. Классическим примером пластов красных железняков, комбинирующихся иногда с залежами пирита, являются месторождения Центральной Европы (Лан-Дилль, Гарц, Рейнские Сланцевые горы и др.). Примером более разнообразного оруденения являются залежи Атасуйского рудного района Центрального Казахстана.

Гидротермально-осадочный генезис, вероятно, имеют некоторые месторождения бокситов, фосфоритов, редких и благородных металлов. В числе упомянутых и других месторождений гидротермально-осадочного генезиса видное место занимают сульфидные месторождения цветных металлов, которые можно объединить в самостоятельный класс. Среди них целесообразно выделять семейство колчеданных месторождений, связанных с вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, и семейство стратиформных месторождений, залегающих целиком в осадочных породах, включающих вулканогенные образования в подчиненных количествах.

При таком подходе месторождения, образовавшиеся из растворов, исходно происходящих из одного источника, но пробивающихся в одном случае на дно моря вблизи вулканического жерла, а в другом — в удалении от вулкана, могут попасть в разные группы систематики гидротермально-осадочных месторождений. Такая опасность действительно существует, но она куда меньше опасности ошибок, возможных при других подходах к систематизации колчеданных залежей. Если, скажем, их разделять по предполагаемой тектонической обстановке, существовавшей во время их образования, то субъективный элемент оценки палеообстановки определяет возможность серьезных ошибок. Идя таким путем, М. Б. Бородаевская и ее соавторы [31] выделяют, например, следующие типы колчеданосных палеоструктур: 1) островные дуги с подразделением их на развивающиеся на океанической коре, на переходной и на континентальной; 2) рифтовые зоны с подразделением на выполненные вулканогенным и терригенным материалом; 3) окраинные и внутренние моря с подразделением на бассейны с карбонатным и терригенным осадконакоплением. Такая подробная классификация может быть с успехом использована лишь

в тех редких случаях, когда имеется такая сохранность всего геологического разреза подвижного пояса, которая позволяет однозначно восстановить его палеоструктуру во всех деталях¹.

Из приведенного примера видно, что представления о палеогеотектонической обстановке, положенные в основу систематики колчеданных месторождений, можно использовать лишь с большой осторожностью. Предлагая разделять гидротермально-осадочные месторождения на вулканогенные колчеданные (или собственно колчеданные) и на стратиформные колчеданные, мы тем самым в значительной мере разделяем их по геотектонической обстановке, что видно из табл. 1. В то же время такое разделение базируется на главных геологических особенностях самих месторождений и непосредственно окружающей их среды, на однозначно устанавливаемых признаках. Предлагаемая классификация дает четкое название двум распространенным группам месторождений, имеющим обычно свои ясно отличимые черты, но принадлежащим к одному классу колчеданных месторождений. Она не исключает, а облегчает понимание любых других систематик, которые могут быть созданы для тех или иных целей. Размещение класса колчеданных месторождений в разных частях света показано на рис. 3, вкл.

Стратиформные колчеданные месторождения залегают в осадочных толщах — как в терригенных, глинистых, так и карбонатных. Нередко среди них присутствуют различные туффиты с неодинаковой примесью вулканогенного материала. Соответственно вулканические образования либо отсутствуют совсем, либо имеют подчиненное значение и не являются непосредственно рудовмещающими. Присутствие вулканических образований в заметных количествах и (или) явная, непосредственная генетическая связь оруденения с этими вулканитами должны рассматриваться как признак, указывающий на целесообразность отнесения данных месторождений к вулканогенным колчеданным.

В природе нет резкого четкого рубежа и существует, видимо, постепенный переход от месторождений, образовавшихся на склонах вулканической постройки, к удаленным, формирующимся за пределами шлейфа вулканитов. Но месторождения с переходными чертами не часты, и каждое из двух выделяемых семейств объединяет большое количество месторождений с типичными признаками.

Для стратиформных колчеданных месторождений характерны следующие признаки: залегание руды среди слоистых осадочных (терригенно-карбонатных) и вулканогенно-осадочных отложений; согласный пластово-линзовидный характер рудных залежей; двух- трех- и более ярусное расположение рудных тел в разрезе; относительная простота и выдержанность минерального состава руд в каждом прослое; высокая степень концентрации рудного вещества и существенная роль сплошных руд; широкое развитие слоистых и брекчиевых седиментационных текстур и метакolloидных структур; общие низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей в рудах; резкие контакты с вмещающими породами и отсутствие или очень слабое проявление в последних околорудных изменений; общая насыщенность разреза рудовмещающих осадочных толщ тонкодисперсным рудным материалом [88].

В будущем, вероятно, удастся разделить семейство стратиформных колчеданных месторождений на две группы: на месторождения, скрыто связанные с базальтоидным вулканизмом, образующиеся в условиях, отвечающих океаническому дну и формированию островных дуг, и на месторождения более поздних континентальных этапов развития земной коры. В этом случае сюда, по-видимому, войдут и месторождения атасуйского типа. В настоящее время такое подразделение удастся в отношении семейства вулканических колчеданных месторождений, хотя и здесь мы встречаемся с большими трудностями.

¹ Предлагаемая М. В. Бородаевской систематика вызывает и другие возражения. Неясно, что имеют в виду ее авторы, говоря об островных дугах, разрывающихся на континентальной коре. Судя по формулировке, речь идет не о завершении развития океанической коры в пределах дуг путем образования континентальной коры, а о развитии самих островных дуг на континентальной коре. Таких островных дуг, по-видимому, в природе нет. Нет ясности и в выделении рифтовых зон с терригенным и вулканогенным выполнением. Вероятно, по каким-то соображениям М. В. Бородаевская и ее соавторы считают некоторые эвгеосинклинальные колчеданные толщи рифтогенными. Само разделение рифтовых зон на зоны с терригенным и с вулканогенным выполнением тоже вызывает возражение, так как само понятие «рифт» тесно связано с вулканизмом и этим главным образом отличается от понятия «грабен».

Таблица 1

Характерные особенности колчеданных месторождений

Семейство	Подсемейство	Предполагаемый тип земной коры	Вмещающие комплексы горных пород	Главнейшие изменения вмещающих толщ
Вулканогенное	Кипрское	Океанический	Подушечные палеобазальты, редкие прослои радиоляриевых яшм и глинистых сланцев. Ультрабазиты, габброиды, комплексы параллельных даек	Преимущественно хлоритизация, в меньшей степени окварцевание
	Уральское	Океанический и переходный	Шаровые диабазы и спилиты, их брекчин и туфы, локальные поля кварцевых альбитофиринов, яшмы, глинистые сланцы, висячем боку иногда — известняки. Плагнограниты, габброиды	Альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, вблизи рудных тел — серицитизация, окварцевание, пиритизация
	Куроко	Переходный и раннеконтинентальный	Андезитовые и дацитовые порфириды, плагиолипаритовые порфиры, их туфы, брекчин и субвулканические тела с частично сохранившимся калиевым полевым шпатом, шаровые палеобазальты. Обычны кремнистые и песчано-глинистые осадки, рифовые известняки. Интрузивные породы — плагнограниты, диориты, габбро	Частичная альбитизация, иногда калишпатизация, хлоритизация, пумпеллитизация. Около рудных тел — серицитизация, окварцевание, хлоритизация, баритизация, карбонатизация, огипсование, алунификация
Стратиформное	Переходный (мозаичный) и континентальный	Аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, доломиты, прослои туфов. Иногда субвулканические тела риолито-дацитового состава.	Обычные диагенетические изменения осадочных толщ	

Сейчас уже многими исследователями предлагается выделять среди вулканогенных колчеданных месторождений три подсемейства (группы, типа и т. д.): а) связанные с офиолитовыми формациями раннего океанического этапа развития земной коры — кипрское подсемейство; б) связанные с дифференцированным базальтоидным вулканизмом позднего (?) океанического этапа развития земной коры — уральское подсемейство; в) связанные с кремнекислыми дифференциатами андезит-дацитовых серий, обычно уже континентальных (но тоже подводных) — подсемейство куроко.

Главные отличия рудовмещающих толщ месторождений подсемейства куроко от месторождений уральского и кипрского подсемейств заключаются в большом распространении среди первых андезитов (андезитовых порфиритов, палеоандезитов) и кремнекислых вулканитов. Исходя из этого, месторождения подсемейства куроко названы нами андезитоидными в отличие от кипрских и уральских базальтоидных. Кремнекислые вулканиты, вмещающие месторождения подсемейства куроко, по сравнению с рудовмещающими вулканитами уральского подсемейства имеют более высокое К/Na отношение. Под микроскопом нередко отмечается частично альбитизированный ортоклаз. Иногда кремнекислые породы уже правильнее называть кварцевыми порфирами, а не кварцевыми кератофирами, с которыми неизменно связаны все колчеданные месторождения базальтоидного уральского подсемейства. Крайнее проявление повышенного содержания калия отмечается в разновидностях вейльбургитов, встречающихся в подстилающих толщах некоторых гидротермально-осадочных верхнедевонских месторождений Центральной Европы. Так, в непосредственном контакте с пиритной рудой в лежащем боку серноколчеданного месторождения Айнхайт (Гарц) светлые тонкозернистые массивные породы с вкрапленностью пирита состоят в основном из ортоклаза и кварца [324].

Месторождения кипрского подсемейства преимущественно медные, изредка

Таблица 1 (продолжение)

Семейство	Подсемейство	Предполагаемый тип земной коры	Особенности проявления околорудных изменений	Условия локализации рудных тел	Форма рудных тел и содержание сульфидов
Вулканогенное	Кипрское	Океанический	Изменения преимущественно в лежащем боку рудных залежей	Контакт двух толщ подушечных лав, либо подушечных лав и перекрывающих их осадочных пород	Преимущественно линзообразные, массивная руда местами переходит в штокверковые зоны
	Уральское	Океанический и переходный	Интенсивные изменения только со стороны исходно лежащего бока	Участки большой мощности вулканогенных толщ подводных вулканических построек обычно на контакте кварцитов альбитофиоров с вышележащими вулканогенно-осадочными породами	Линзообразные и пластообразные залежи с резкими контактами. Постепенные переходы в густую вкрапленность отмечаются только в средней части залежей в их лежащем боку
	Куруко	Переходный и раннеконтинентальный	Те же, что и в предыдущих подсемействах. Нередко зоны измененных пород мощностью в десятки и сотни метров с локализацией руд в участках их верхнего выклинивания	Крылья крупных синклинальных структур, в пространственной связи с подводными вулканогенными породами среднего и кислого состава, кровля тел кварцевых альбитофиоров и альбитизированных кварцевых порфиров.	Пласто- и линзообразные залежи, изометричные массы, жилы, прожилковые и штокверковые зоны. Границы рудных тел большей частью резкие, но нередко и постепенные. Содержание сульфидов колеблется в широких пределах
Стратиформное	Переходный (мозаичный) и континентальный	Четко выраженные околорудные изменения отсутствуют. Иногда карбонатизация, доломитизация, баритизация, окварцевание, хлоритизация, огипсование	Крупные конседиментационные синклинальные структуры, участки фациального перехода прибрежных фаций в более тонкозернистые осадки. Нередко четкий стратиграфический или палеографический контроль оруденения	Обычны многоярусные пластовые и ленточные залежи. Содержание серы во многих рудных телах иногда опускается до 10%	

медно-цинковые; месторождения уральского подсемейства в основном медно-цинковые с широким разбросом содержаний этих металлов. В месторождениях подсемейства куруко значительно преобладают колчеданно-полиметаллические, гематит-пирролюзитовые, пиррофиллитовые и слунитовые руды. Последние в базальтоидных месторождениях, видимо, вообще отсутствуют. В месторождениях подсемейства куруко нередко в больших количествах присутствуют гипс и (или) ангидрит, нехарактерные для месторождений базальтоидного типа. В составе малых элементов руд появляются типичные для сиалических месторождений Sn, Bi, W. Элементы эпигенеза в рудах по отношению к вмещающим толщам проявлены более отчетливо, чем в базальтоидном типе колчеданных месторождений. Иногда отмечаются месторождения как бы смешанного типа: нижняя часть гидротермально-метасоматическая, верхняя — гидротермально-осадочная (первая в отдельных случаях даже преобладает). Комбинированный механизм рудоотложения свойствен очень многим месторождениям гидротермально-осадочного типа, в том числе и базальтоидным колчеданным. Но здесь он выражен более четко, с большим развитием метасоматического процесса.

Таким образом, семейство колчеданных месторождений связано, с одной стороны, с базальтовой океанической серией, а с другой — с андезитовой островодужной (прибрежной).

Давно известно, что обе эти серии вулканических пород — базальтовая и андезитовая — образуются раздельно, занимают самостоятельное место в структурном лике

Таблица 1 (окончание)

Семейство	Подсемейство	Предполагаемый тип земной коры	Важнейшие минеральные типы руд	Преобладающие текстуры и структуры руд	Примеры месторождений, рудных провинций
Вулканогенное	Кипрское	Океанический	Халькопирит-пиритовые, пиритовые	Массивные, коллоидные, брекчиевые	Ньюфаундленд (Беттс-Ков-Тилт-Ков), Кипр (Мавровуни, Скуриотисса), Турция (Эргани-Маден), Япония (Бесши, Янахара)
	Уральское	Океанический и переходный	Халькопирит-сфалерит-пиритовые, пиритовые, халькопирит-пирротиновые	Массивные, коллоидные, слоистые, полосчатые, гнейсовидные	Месторождения Урала (Левиха, Зюзельское, Учалы, Блява), Сев. Кавказа (Уруп, Худесс); Норвегии (Леккен, Сулителма); Канады (Гекко, Флин-флон, Норанда, Тимминс; Тасмании (Маунт-Лайель); Филиппин
	Куруко	Переходный и раннеконтинентальный	Сфалерит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые, сфалерит-галенит-баритовые, борнит-халькозин-халькопиритовые и др. Характерно присутствие сульфатов и появление минералов сурьмы, мышьяка, висмута	Те же, что и у базальтоидных месторождений, но с относительно большей ролью прожилковых и вкрапленных	Месторождения Алтая (Лениногорское, Зыряновское, Белоусовское), Салаира, Тувы, некоторые Урала (Красноуральское, им. III Интернационала, Баймакские), Закавказья (Маднеули, Ахтальское), Японии (Куруко), Австралии (Кейптенс-Флетт, Батерст), Канады (Нью-Брансуик, Баченс), Германии (Айнхайт)
Стратиформное	Переходный (мозаичный) и континентальный	Сфалеритовые, сфалерит-галенит-баритовые, халькопирит-пирротиновые, пиритовые и др.	Слоистые, вкрапленные, нередко массивные. Структуры — коллоидные, реже — зернистые	Месторождения Забайкалья (Озерное), Кавказа (Кизил-Дере), Казахстана (Жайрем), Германии (Раммельсберг, Мегген), Югославии (Боровице), Ирана (Кушк), Австралии (Маунт-Айза, Брокен-Хилл), Канады (Салливан)	

Земли. Первая слагает основания океанических островов и толщи океанического дна, его верхний слой, залегающий под неуплотненными осадками. Вторая, андезитовая серия распространена в прибрежных вулканических районах Тихого океана, образуя знаменитое огненное тихоокеаническое кольцо. В геологических разрезах геосинклиналей прошлого вулканические толщи обеих серий занимают также раздельное положение: первые, базальтовые, — в самом низу разреза, являясь характерным членом офиолитовых ассоциаций, вторые — выше них, часто с иным углом залегания и в сопровождении обильных терригенных пород изменчивого фациального состава. Сами вулканы андезитовой серии включают не только андезиты, но и в больших количествах базальты, дациты, риолиты, составляющие иногда с андезитами последовательно дифференцированные ряды, нередко завершающиеся трахитами.

Сейчас мы знаем в общих чертах и причину самостоятельности обеих серий. Базальтовая серия представлена в основном котектическими выплавками из перидотитов мантии во время подъема последних. Выплавление происходит при низких давлениях паров воды, чему отвечают «сухие» котектики базальтового состава. Раннее выделение из базальтовой расплава плагиоклаза препятствует обогащению его путем кристаллизационной дифференциации лейкократовой кремнекислой составляющей. В этих условиях выплавление из перидотитов и дифференциация выплавки не могут привести к образованию андезитов. Появление небольших масс последних, а также более харак-

терных плагиолипаритов в колчеданосных верхах палеобазальтовых толщ свидетельствует об изменении исходных условий — попадании в промежуточные очаги воды или действии какого-то другого механизма дифференциации¹.

Андезитовиды выплавляются из опускающейся вдоль зоны уноса Бенъофа—Заварицкого гидратированной океанической коры. Гидратация океанической земной коры происходит путем серпентинизации гипербазитов и зеленокаменного перерождения базальтов. Последнее осуществляется после формирования их толщ на сравнительно небольшой глубине от поверхности океанического дна. Об этом свидетельствует как изучение продуктов первых доорогенных размывов океанических толщ [129], так и многочисленные находки зеленокаменно-измененных базальтов и серпентинитов в зонах трансформных разломов современных океанов. Присутствие воды сдвигает состав котектик в сторону кремнекислых расплавов. Предложено несколько хорошо разработанных гипотетических механизмов, удовлетворительно объясняющих появление в прибрежных районах андезитовых серий. Некоторые из них предполагают переход гидратированной базальтовой коры сначала в кварцсодержащие эклогиты. Так или иначе, но надо считать достаточно обоснованным представление о различном генезисе магм обеих серий: одни выплавляются при подъеме из сухих перидотитов, другие — при погружении из гидратированных базальтов. Геотектонические, структурные условия становления вулканитов обеих серий тоже разные: одни — в глубинных условиях океанического дна, другие — в обстановке островных дуг и краевых активных вулканических зон сочленения материков и океанов.

Из общенаучных соображений представляется маловероятным, чтобы с горными породами, столь разными по происхождению и по своей геологической позиции, были связаны одинаковые или очень близкие месторождения, принадлежащие к одному семейству. Тем не менее это так. Более того, в ряде рудных районов колчеданные месторождения, относимые по ряду признаков к базальтоидному уральскому подсемейству, располагаются в соседних зонах с месторождениями андезитовидного подсемейства (Куроко) (Аппалачи, Кавказ и др.). Создается впечатление, что рудный процесс был «сквозным» и, начавшись в океанический этап при излиянии базальтоидов, продолжался, постепенно уклонившись от меди к цинку и свинцу, и в переходный (главным образом островодужный) этап развития земной коры он уже связывался с другими вулканитами андезитовой серии. Объяснения этому парадоксу могут быть разные. Наиболее вероятное заключается в следующем.

В вулканических эксгаляциях и гидротермах всегда достаточно много серы и железа. Об этом говорят обильные зоны осветления близ вулканических центров, из которых железо удалено сернокислыми флюидами. Не менее убедительные подтверждения дают составы вулканических газов современных вулканов. Цветные металлы в рассеянном виде также присутствуют в вулканических термах. Следовательно, все дело в наличии подходящих условий осаждения, концентрации указанных элементов вне зависимости от генезиса лав и геотектонических режимов. Эти условия, как было показано выше, в полном объеме осуществляются при выходе гидротерм на достаточно глубоком морском (океаническом) дне. По мере уменьшения глубины моря давление столба воды падает, и по этой причине возрастает градиент давления при подходе рудоносных гидротерм к поверхности морского дна. При достаточно сильном его увеличении начинается выпадение минерального груза уже на подступах к поверхности литосферы. И действительно, в месторождениях подсемейства Куроко, которые нередко формируются в очень мелководных условиях, признаки эпигенеза, жильного образования выступают подчас более отчетливо (например, в месторождениях Малого Кавказа).

Дальнейшее обмеление и выход гидротерм уже в наземных условиях приводят к полному выкипанию раствора в путепроводах и целиком к эпигенетическому рудоотложению в пирокластических и других близповерхностных вулканических толщах. Близповерхностные субаэральные условия отложения обуславливают сильное воздействие кислорода воздуха на рудогенный процесс, а в дальнейшем — на его продукты. При этом сера сероводорода и сульфидов из высоковалентного отрицательного иона (S^{6-} , S^{4-}) переходит через атомное состояние (самородная

¹ Ю. П. Масуренков, В. Н. Анфилов (1974) показали, что кремнекислые лавы могут образовываться путем плавления осветленных выщелоченных базальтов вблизи каналов извержения.

сера S^0) в положительный двух- и трехвалентный ион (S^{2+} , S^{3+}), образуя соответствующие соединения с кислородом и сульфаты железа, алюминия и других металлов. В результате образуются серные и сернопиритные месторождения, хорошо известные в Японии и в районах действующих вулканов Анд. Такие месторождения являются как бы продолжением колчеданоносного процесса на суше. История этих месторождений обычно непродолжительна: они подвергаются окислению, образуяся при этом серная кислота разрушает вмещающие горные породы, способствуя эрозии вмещающих толщ. В основном по этой причине среди древних андезитовых цепей мы не встречаем сернопиритных месторождений. В случае захоронения самородная сера, видимо, переходит в пирит за счет силикатного железа вмещающих толщ.

Процесс образования и одновременного разрушения крупного сернопиритного месторождения сейчас можно прекрасно наблюдать на склоне андезитового вулкана Менделеева на о-ве Кунашир (Курильские острова). Непрочные массы пирита, самородной серы и обеленных пород пронизаны здесь трещинами и каналами, по которым поднимаются горячие флюиды, образующие в устьях небольшие конусы самородной серы, испускающие сернистый газ. В подножии месторождения и по соседству выходят сильно сернокислотные источники, вызывающие глубокие разрушения вулканических толщ вдоль долины, по которой они устремляются в море. Здесь они образуют широкую мутную зону вследствие перехода в нерастворимое состояние сульфатов алюминия и железа.

Можно предполагать, что именно обмеление, уменьшение давления столба воды было одной из главных причин изменения облика и состава рудных залежей, которые мы наблюдаем и внутри базальтоидного подсемейства колчеданных месторождений по мере образования все более поздних, более полиметаллических его членов.

Сейчас наметилось и еще одно объяснение «сквозной» связи колчеданного оруденения и с базальтоидными вулканитами, и с более поздними андезитоидами. Была установлена связь состава руд с составом вмещающих пород и талассогенных поровых и трещинных вод в окружающих толщах [222]. В частности, отношение суммы содержаний цинка и свинца к меди в рудах повторяет эти отношения во вмещающих толщах и поровых водах. Речь идет не о составе измененных горных пород вблизи рудных залежей, а о толщах, слагающих регион, площадью в несколько десятков или даже сотен квадратных километров. Расположение многих колчеданно-полиметаллических месторождений в региональных депрессиях позволяет предполагать выход подземных талассогенных вод в тектонически нарушенных участках. Можно предполагать, что даже при отсутствии элизионного гидродинамического режима сильный локальный прогрев вызывает местную циркуляцию, в которую вовлекаются региональные подземные воды. Именно так сейчас объясняют на основе изотопных и других данных происхождение горячих источников в современных вулканических районах. Масштабы систем гидротермальной циркуляции должно быть достаточно велики, чтобы объяснить наблюдаемые скопления цветных металлов в месторождениях. Так, для образования колчеданно-полиметаллического месторождения Брансуик № 6 (Канада) Дж. Граф [316] рассчитал необходимую площадь, под которой должна осуществляться циркуляция, равной 10—200 кв. км (в зависимости от возможных содержаний в вулканитах свинца). Корневые зоны метасоматически-измененных горных пород, сужающиеся и расщепляющиеся книзу, прослежены на некоторых уральских и канадских месторождениях до 1000 м и более. Это также говорит о значительных размерах систем циркуляции. Экспериментальные данные и сравнение химических составов свежих и измененных глубоководных базальтов приводит к предположению, что взаимодействие между базальтами и морской водой при повышенных температурах может обусловить образование рудоносных растворов, обогащаемых железом и цветными металлами [329].

Были высказаны соображения в пользу того, что морская вода, просачиваясь через разогретые вулканиты, уменьшает рН и увеличивает Eh и, растворяя металлы, становится таким раствором, который создал месторождения типа Куроко [322]. При этом возрастание Eh связано с переходом сульфатной серы морской воды в сульфидную.

Исследования изотопного состава серы и общее содержание последней в флюидах руд Куроко почти совпадают с составом и содержанием серы в морской воде ($\delta S^{34} = +20\%$, общее содержание серы 10^{-2} моль). Изотопный состав кислорода и водорода во включениях флюида из месторождений Куроко показывает, что основным источником этих элементов была морская вода [322].

Распределение редкоземельных элементов в рудоносных растворах, унаследованное составом руд, свидетельствует в пользу исходно морского происхождения воды этих флюидов. В частности, четкая положительная аномалия в содержании европия не могла возникнуть, если бы рудоносные воды были постмагматическими, связанными с поздними этапами застывания магм. Европий, как и свинец, при кристаллизации магм концентрируется в ранних порфирировых полевых шпатах, поэтому стекло и постмагматические воды им обеднены. Положительная аномалия европия в рудоносных водах, отлагавших колчеданные руды, должна свидетельствовать об избирательном выщелачивании его морскими водами из твердой породы [316].

Изучение распределения редкоземельных элементов в минералах вулканических пород в типичных зональных колчеданных месторождениях (в лежащем боку и в корневых частях залежей — сульфиды железа и меди, в средних — железа, меди и цинка, в верхних — железа, цинка и свинца, еще выше — иногда магнетита и гематита) привело Дж. Графа [316] к предположению о развитии в пределах гидротермальной системы такого процесса: 1) изменение ферромагнетизальных минералов и (или) вулканического стекла (расстеклование и другие процессы) с высвобождением в раствор меди и железа. Эти растворы на подходе к морскому дну и на самом дне отлагают сульфиды железа и меди; 2) изменение полевого шпата (разложение с образованием светлых слюд и другие процессы) концентрированными рассолами с обогащением последних свинцом, цинком, барием и тяжелыми редкоземельными элементами. Эти растворы обусловили при выходе на поверхность дна моря отложение свинцово-цинково-баритовых руд; 3) непрерывный вынос железа из вулканических толщ, обусловивший образование окисных железных руд во внешней зоне гидротерм, выходящих в морскую кислородную воду. Последовательность разложения указанных компонентов магматических пород совпадает с наблюдениями в районах современных горячих вулканических источников и с данными экспериментальных работ.

Указанные выводы подкрепляются зависимостью валового состава руд от общего состава рудовмещающих толщ. В районах развития колчеданных месторождений подсемейства Куроко, где преобладают толщи кремнекислых вулканитов, руды богаты Zn, Pb и Ba. В месторождениях, залегающих среди преобладающих палеобазальтов, руды представлены сульфидами железа или железа и меди; цинка мало, свинец и барий отсутствуют [222, 316].

Заканчивая краткий обзор истории изучения колчеданных месторождений, их систематики и вопросов генезиса, следует обратить внимание на большое экономическое значение этих месторождений, из которых добываются в крупных современных масштабах медь, цинк, сера и серная кислота, благородные и некоторые редкие элементы. На очереди стоит использование железа и расширение используемых рассеянных элементов.

Советские геологи внесли огромный вклад в изучение этого класса рудных месторождений. Идеи А. Н. Заварицкого [101] о связи их с доорогенным геосинклинальным вулканизмом на четверть века опередили развитие научной мысли геологов зарубежных стран и открыли новую эпоху в изучении рудных месторождений. Было положено не только начало иного подхода к рудогенезу, к металлогении складчатых поясов, но и к выявлению роли метаморфизма, коренным образом меняющего облик рудных месторождений. Развитие идей А. Н. Заварицкого привело к пониманию особенностей глубоководного рудообразования и выделению целого обширного типа субмаринных месторождений, среди которых колчеданные залежи играют хотя и очень важную, но не единственную роль.

МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАВКАЗА

ВВЕДЕНИЕ

Кавказ в геологическом отношении является разнородным образованием, охватывающим части различно построенных внешней и внутренней ветвей Средиземноморского складчатого пояса. По схеме металлогенического районирования, предложенной Г. А. Твалчрелидзе [269], Кавказ является составной частью Кавказско-Анатолийской области — сегмента Средиземноморского пояса, он состоит из двух самостоятельных систем, развившихся из узких докембрийского и позднепалеозойского океанических бассейнов — Большого и Малого Кавказа.

Основные структурные элементы Кавказско-Анатолийской области ориентированы в субширотном направлении, характеризуясь последовательным омоложением складчатости и консолидации в южном направлении (рис. 4). С севера на юг здесь можно выделить три главные структурные единицы: Большой Кавказ, Закавказский срединный массив и Малый Кавказ. Закавказский срединный массив, перекрытый мезокайнозойским чехлом, лишенным колчеданных месторождений, в данном случае нами не рассматривается. Ниже речь пойдет о металлогенических провинциях Большого и Малого Кавказа.

Геологическая история формирования трех отмеченных главных структурных элементов Кавказа отчетливо делится на три полных тектонических цикла: байкальский, герцинский и альпийский. Байкальский цикл в силу относительно слабого развития на Кавказе допалеозойских образований и их интенсивного метаморфизма изучен слабо.

Герцинский (или каледоно-герцинский) тектонический цикл на Кавказе охватывает длительный период времени от силура до триаса. Он уверенно подразделяется на два этапа: геосинклинальный и орогенный. Первый из них в рамках раннегеосинклинальной стадии широко проявился в эвгеосинклинали Передового хребта, для характеристики которого как колчеданоносной части Кавказа будет ниже отведено особое место.

Южный склон Большого Кавказа в герцинском цикле развивался в миогеосинклинальных условиях как шельфовая область — здесь отложилась относительно мало мощная терригенная толща. В начале альпийского цикла по этой зоне унаследованно развилась эвгеосинклиналь типа окраинного моря, на дне которого отложились мощные сланцевые осадки, сопровождаемые проявлениями геосинклинального базальтового вулканизма. На Малом Кавказе герцинский цикл представлен миогеосинклинальными терригенными и карбонатными осадками, консолидированными без инверсии и гранитоидного магматизма.

Альпийский тектонический цикл также четко подразделяется на этапы и стадии. При этом для Большого Кавказа характерен киммерийский цикл, после которого наступает эпиплатформенное развитие с локальными унаследованными шовными зонами, а для Малого Кавказа эвгеосинклинальный режим сохраняется и в собственно альпийском цикле, вследствие чего здесь мы имеем дело со сдвоенным киммерийско-альпийским циклом.

Киммерийский цикл на Большом Кавказе выделяется в рамках ранней юры — раннего мела. За это время эвгеосинклиналь Северного и Южного склонов прошла геосинклинальный этап развития, претерпела консолидацию, орогенный гранитный магматизм и послужила ареной отложения угленосных и пестроцветных моласс.

Малый Кавказ за этот период (юра — палеоген) прошел длинный путь эвгеосинклинального развития. Он разделяется на две части длительным перерывом в осадконакоплении, охватившим позднюю юру и ранний мел. В результате здесь проявлен сдвоенный или полный альпийский цикл, в котором временное затухание

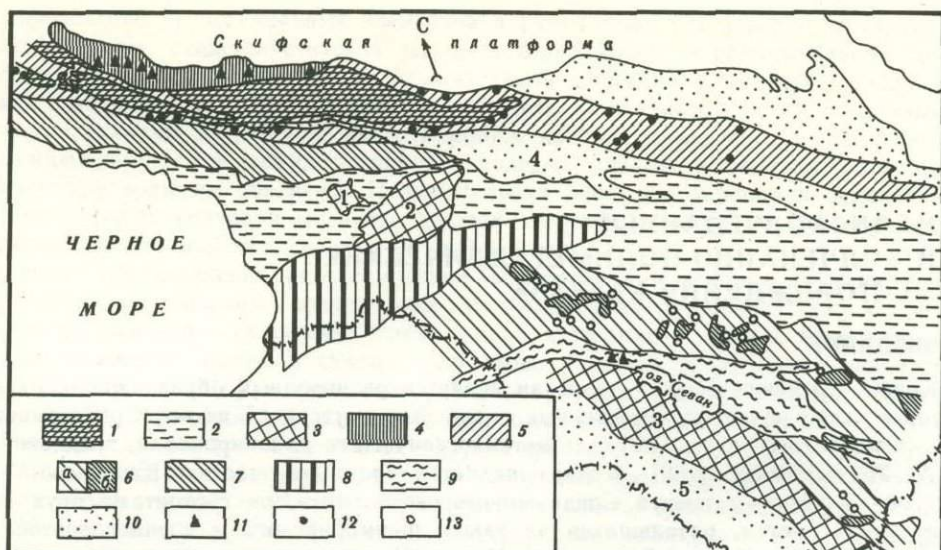


Рис. 4. Схема размещения колчеданных месторождений Кавказа

1 — выходы на поверхность кристаллического фундамента Центрального Кавказа; 2 — Закавказский срединный массив; 3 — зоны поднятий срединных массивов (цифры на схеме: 1 — Окрибская, 2 — Дзирульская, 3 — Мисхано-Зангезурская); 4 — зона Передового хребта Северного Кавказа; 5 — сланцевая зона Большого Кавказа; 6 — Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа; а — подзоны погружений, б — поднятий; 7 — Гагра-Джавская зона; 8 — Аджаро-Триалетская зона; 9 — Севано-Курдистанская офиолитовая зона; 10 — миоинклинали (цифры на схеме: 4 — Рача-Рианетская, 5 — Приараксинская); 11—13 — колчеданные месторождения: 11 — медно-цинковоколчеданные уральского типа; 12 — колчеданно-полиметаллические и медно-пирротитовые, 13 — типа Куроко

эвгеосинклиналичного режима сменяется очередным его возобновлением в позднем мелу и палеогене.

Эвгеосинклиналичные зоны Малого Кавказа заложились на консолидированном байкальском и герцинском основании Закавказского массива либо унаследованно развились из океанического бассейна. Орогенный этап распространился на всю территорию Малого Кавказа, начиная с олигоцена, и во многих зонах сопровождался интенсивным континентальным вулканизмом. Многие районы этой провинции представляют собой вулканические плато, перекрывающие порой потенциально рудоносные территории.

Краткий очерк истории геологического формирования Кавказа устанавливает постепенное отмирание геосинклиналичного режима с севера на юг. Так, Предкавказье является эпигерцинской платформой, Большой Кавказ — эпикиммерийской платформой, а Малый Кавказ — альпийской консолидированной геосинклиналию.

Большой и Малый Кавказ представляют весьма перспективные объекты для изучения всего разнообразия месторождений колчеданной группы формаций, поскольку в разнотипных и разновозрастных тектонических зонах здесь представлены собственно медно-цинковоколчеданные месторождения уральского типа, медно-пирротитовые и колчеданно-полиметаллические месторождения филизчайского типа (стратиформные) и, наконец, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические, гематит-пирролизитовые, пирофиллитовые и алунитовые месторождения типа Куроко.

Колчеданные месторождения уральского типа выделены в работе Г. А. Твалчредидзе [264] в качестве самостоятельной рудной формации, приуроченной к первичным эвгеосинклиналиям, где их размещение контролируется характерными структурными подзонами, магматическими формациями и палеовулканическими структурами. К первичным эвгеосинклиналиям относятся зоны, выделяемые Г. М. Власовым [48] в качестве внутренних островных дуг. Они заложены на океанической коре, которая в процессе развития зон последовательно трансформируется в кору континентальную. Рудоносными являются лишь дифференцированные вулканические формации, причем колчеданные рудные залежи, как правило, приурочены к наиболее кислым членам разреза вулканогенных толщ.

Рудные тела представляют собой согласные, реже — секущие залежи массивных (60—90% пирита с небольшой примесью халькопирита и сфалерита) либо вкрапленных сульфидных руд, окруженные резко асимметричным ореолом гидротермально-

измененных пород. При этом более интенсивно пропилитизированные вулканогенные толщи непосредственно вмещают рудные залежи и слагают их лежащие бока, тогда как вышележащие образования, порой содержащие рудные обломки и гальки, изменены слабо, а порой не изменены вовсе.

Все колчеданные месторождения уральского типа, как это установил еще в 1939 г. А. Н. Заварицкий, представляют собой рудообразования раннегеосинклинальной стадии. Поднятие ложа морского бассейна обычно сопровождается сменой позднегеосинклинального существенно натриевого вулканизма калиевым (порфировой формации), внедрением позднегеосинклинальных интрузивов габбро- и граносиенитовой формации, карбонатным осадконакоплением и формированием скарново-медных и скарново-магнетитовых месторождений [115, 118]. На Кавказе колчеданные месторождения уральского типа характерны для герцинской эвгеосинклинали Передового хребта Северного Кавказа.

Месторождения типа Куроко по ряду признаков сходны с уральским типом, в силу чего до последнего времени их не принято было отделять друг от друга. Вместе с тем ряд исследователей (в частности, С. Н. Иванов) уже давно отмечал существенное различие магматизма и особенностей металлогении таких провинций, как Урал и Малый Кавказ. В целях утверждения реальности существования такого типа месторождений в колчеданной группе формаций целесообразно привести его краткую характеристику.

В отличие от колчеданосных зон уральского типа месторождения типа Куроко локализируются не в первичных, а во вторичных эвгеосинклиналиях. Эти последние возникают вдоль глубинных разломов в пределах ранее консолидированных складчатых областей и срединных массивов на континентальной земной коре. Этот процесс принято именовать регенерацией геосинклинального режима. Особенности вторичных эвгеосинклиналией, отличающие их от первичных, следующие: 1) заложение не на океанической, а на континентальной коре; 2) относительно умеренная мощность выполняющих их вулканогенно-осадочных толщ (порядка 2—4 км в отличие от 10—12 км первичных эвгеосинклиналией); 3) умеренная (германотипная) степень складчатости при широком развитии разломов, в том числе глубинных, расчленяющих подстилающий кристаллический фундамент на блоки и придающих ему клавишную структуру; 4) преимущественное развитие кислых дериватов геосинклинального магматизма, что обязано в большей степени процессам ассимиляции сиалического фундамента и контаминации базальтовой магмы, чем дифференциации последней; 5) отложение вулканогенного материала на дне неглубокого морского бассейна, а часто в наземных условиях вулканических островов и архипелагов; 6) наличие наземных полеовулканических построек (кальдеры, некки, шлаковые конуса, кольцевые и радиальные разломы и т. д.); 7) размещение в вулканических структурах серно-медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, барит-полиметаллических, гематит-пирролизитовых, пиррофиллитовых и алунитовых месторождений, образующих между собой взаимопереходы; 8) сложная морфология рудных тел, среди которых наравне с пластообразными залежами присутствуют секущие штоки, жилы, линзы и зоны смятия с вкрапленным оруденением.

Наряду с перечисленными отличиями отмечено и значительное сходство между двумя рассматриваемыми типами месторождений. Оно подчеркивается следующими особенностями месторождений типа Куроко: 1) формированием в раннегеосинклинальную стадию тектонических циклов перед отложением карбонатных и флишевых осадков, характерных для позднегеосинклинальных стадий развития такого рода структур; 2) образование месторождений до внедрения позднегеосинклинальных интрузивов плагиогранитов, габбро-диоритов и сиенитов, с которыми местами генетически связываются скарновые месторождения магнетита, халькопирита, свинца и цинка, а также меднопорфировые; 3) парагенетическая связь с кислыми членами базальтоидного магматизма, вследствие чего месторождения должны быть отнесены к вулканогенному типу (преимущественно вулканогенно-гидротермальному, в редких случаях — вулканогенно-осадочному); 4) широкое развитие сплошных массивных сульфидных руд, слагающих залежи иногда достаточно крупного размера (но в общем случае меньшего, чем в месторождениях уральского типа). На Кавказе эти месторождения нашли широкое распространение в Сохмето-Кафанской зоне Малого Кавказа.

Медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения Филизчайского типа представляют собой объекты детальных исследований лишь в самые последние годы после открытия в начале 60-х годов известного Филизчайского месторождения. Это выдающееся открытие азербайджанских геологов произвело



ходимость решения коренного вопроса о перспективах на оруденение цветных металлов мощных юрских сланцевых толщ, слагающих значительные площади в пределах Большого Кавказа. Дальнейшими поисками и ревизионными работами были обнаружены и другие сходные месторождения как в данном районе, так и в аналогично геологически построенных территориях Северного Кавказа и Грузии.

Обнаруженные на Кавказе согласные пластообразные месторождения цветных металлов, залегающие среди геосинклинальных складчатых сланцевых толщ, служат предметом детальных геологических исследований последних лет. Вследствие этого в настоящее время накопилась уже достаточно обильная литература, посвященная этому новому типу рудных месторождений.

На первом этапе исследования месторождений представлялось, что мы в данном случае имеем дело с оригинальной рудной формацией, неизвестной пока в других провинциях. В частности, Г. Шнейдерхён [298], описывая месторождение Раммельсберг и Мегген, также согласно залегающие в сланцевых толщах девонского возраста Гарца и Рейских сланцевых гор (ФРГ), считал их единственными представителями осадочно-эксгальционных месторождений цветных металлов, обнаруживающих отдаленное сходство лишь с согласными рудными залежами месторождения Маунт-Айза, приуроченными к протерозойской сланцевой толще (Австралия).

Дальнейшие геологические работы по изучению кавказских медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений, сопровождаемые анализом обширной недавней и современной литературы по другим провинциям мира, все в большей степени устанавливают достаточно широкое распространение подобного типа крупных месторождений в разновозрастных сланцевых зонах различных регионов. Наиболее древним представителем колчеданно-полиметаллических месторождений, по-видимому, следует считать месторождение Брокен-Хилл в Австралии (более 1600 млн. лет). Протерозойскими (свыше 1100 млн. лет) являются и австралийские месторождения: Маунт-Айза и Мак-Артур, а также Салливан в Канаде, Кер-Д'Аллен в США, Брокен-Хилл в Африке, Холоднинское в Прибайкалье, Нижнепалеозойские (500—400 млн. лет) месторождения распространены в провинциях Юкон (Энвил), Забайкалье (Озерное); девонские — в ФРГ и Центральном Иране (Кушк); юрские — на Большом Кавказе и, возможно, в Болгарии (Грамматиково). Таким образом, возрастной интервал для отмеченного типа колчеданных месторождений также достаточно широк, определяясь в рамках средней протерозой-мезозой.

Рудные залежи, принадлежащие к данной формации колчеданных месторождений, характеризуются большой мощностью (10—100 м и более), по простиранию они прослеживаются на 1 км, а иногда на несколько километров. Если к этому добавить обычно устанавливающиеся весьма высокие содержания цинка и свинца (до 20% суммы металлов и выше) при умеренных содержаниях меди, то становится ясным, что здесь мы имеем дело с крупными и уникальными месторождениями цветных металлов.

Некоторые из них преимущественно цинковые (Мегген, Филизчай), другие — свинцовые (Брокен-Хилл), третьи — свинцово-цинковые (Салливан), часто с баритом (Раммельсберг), наконец, четвертые — медные (Кизил-Дере).

В связи с этим можно всю формацию подразделить на две субформации: колчеданно-полиметаллическую и медно-пирротиновую, а в составе первой выделить четыре минеральных типа (колчеданно-сфалеритовый, сфалерит-баритовый, галенитовый и полиметаллически-баритовый).

В отдельных случаях месторождения, залегающие в древних геосинклинальных сланцевых толщах, в дальнейшей истории рудных районов испытали тектоно-магматическую активизацию, и в этом случае с молодым наложенным магматизмом связано оруденение, чуждое данному месторождению (например, касситерит в месторождении Салливан). Этот процесс вызывает также резкое усложнение морфологии первоначально пластообразных рудных тел, перекристаллизацию и частичное переотложение рудного вещества (Брокен-Хилл, Кер-Д'Аллен). Руды колчеданно-полиметаллической субформации, помимо свинца, цинка и иногда барита, часто облагорожены золотом, серебром, висмутом, а также некоторыми редкими элементами; в медно-пирротиновых месторождениях, как правило, присутствует кобальт, иногда в промышленных количествах.

Генетические особенности месторождений данной формации обсуждены во многих публикациях — как отечественных, так и зарубежных. Характерно, что в обоих случаях на первом этапе изучения месторождений авторы рассматривали их в качестве среднетемпературных гидротермально-метасоматических образований, причем не были удовлетворительно объяснены морфология рудных тел, характер их контактов с вмещаю-

щими породами и механизм метасоматоза алюмосиликатных осадков. Позже, когда на помощь генетическим построениям поступили новые методы изотопных исследований минерального вещества, стала развиваться гипотеза вулканогенно-осадочного генезиса месторождений, которую предвосхитил Г. Шнейдерхён [298]. Однако его представления, если их принять в чистом виде, не решили многих вопросов геолого-минералогического и геохимического порядка (наличие секущих рудных тел, многостадийность рудообразования, надрудные геохимические ореолы и др.). Поэтому в настоящее время наибольшей популярностью пользуется гипотеза о полигенном, длительном формировании рудных тел первично вулканогенно-осадочного генезиса [243, 265].

На Кавказе, как это уже отмечалось ранее, медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения развиты в юрских (иногда и более древних — допалеозойских) сланцевых толщах. В последнее время их принято выделять в качестве самостоятельной подпровинции, которой присваиваются различные наименования.

Более детальное описание каждого из трех охарактеризованных выше типов колчеданных месторождений приводится отдельно. Это тем более рационально, что они локализованы в самостоятельных структурно-формационных зонах.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Зона Передового хребта Северного Кавказа

В современной структуре Большого Кавказа зона Передового хребта представляет собой краевой массив эпигерцинской платформы, охваченный альпийским орогенезом. Она линейно вытянута в северо-западном—юго-восточном (общекавказском) направлении на 300 км при максимальной ширине 40 км. На юге зона Передового хребта соприкасается с Тырнауз-Пшекинской шовной зоной, служащей границей альпийской геосинклинали Большого Кавказа. Северной границей зоны является глубинный разлом, отделяющий ее от палеозойской Бечасынской геоантиклинали. Вдоль разлома размещены интрузии базитов.

В зоне Передового хребта сосредоточены все колчеданные месторождения и рудопроявления Северного Кавказа (см. рис. 4). В междуречье Малки и Малой Лабы на протяжении около 200 км размещены пять месторождений: Худесское, Даутское, Урупское (вместе с Власенчихинским и Скалистым месторождениями), Большешелабинское и Бескесское, а также большое количество зон гидротермально-измененных пиритизированных пород с медным и цинковым оруденением. Геологическое строение рудных районов Урупо-Бескесского и Худесского довольно сложное, многоярусное. Нижний ярус сложен протерозойским (?), средний — средне-верхнепалеозойским, а верхний — мезокайнозойским комплексами.

Рудовмещающие вулканогенные породы принимают участие в строении среднего структурного яруса. По петрохимическому профилю, степени метаморфизма, рудоносности и другим особенностям выделяются два типа вулканогенных формаций: базальто-риолитовая (Урупская), вмещающая Урупское, Бескесское, Большешелабинское и Даутское месторождения, и спилито-андезито-дацитовая (Худесская), вмещающая Худесское месторождение. По данным В. М. Робинсона [220] и других исследователей, породы Худесской формации имеют раннекарбонный возраст. И. В. Круть и Л. И. Яковлев [308] на основании фаунистических данных объединяют Худесскую и Урупскую формации в разновозрастную средне-верхнедевонскую урупскую серию пород. Н. С. Скрипченко [235], как и некоторые другие исследователи, склоняется к представлениям о более древнем возрасте Урупской формации по сравнению с Худесской.

В пределах рудных полей медноколчеданное оруденение приурочено преимущественно к эффузивным толщам изменчивой мощности 1 км в Урупо-Бескесском и 2 км в Худесском районах. Вулканогенные формации ассоциируют с алевропелитовой (подстилающей) и туфо-кремнистой (перекрывающей) формациями.

Петрохимический профиль Урупской меденосной формации иной, чем Худесской. В общем случае первая из них соответствует контрастно-дифференцированной, а вторая — непрерывно-дифференцированной формациям. Второстепенную роль в составе формаций играют вулканогенно-осадочные породы. В Худесской они развиты более широко и представлены конгломерато-брекчиями, гравелитами и хемогенными кремнистыми осадками. В Урупской формации осадочные породы сравнительно редки и представляют собой хорошо расслоенные горизонты кремнисто-пелитовых отложений, редко брекчий и конгломератов. Субмаринное происхождение и петрохимические особенности формаций позволяют отнести их к раннегеосинклиальной стадии герцинского тектонического

цикла. Структура вулканических аппаратов позволяет связывать образование Худесской формации с излияниями трещинного типа, а Урупской — с извержениями центрального типа. Рудоносность формаций несколько различна: для Урупской она гораздо более высокая, чем для Худесской.

Основную роль в медноколчеданных месторождениях Северного Кавказа, как показали исследования В. И. Смирнова [240], Н. С. Скрипченко [235] и других, играет вулканогенно-осадочный генетический тип. Пласто- и линзообразные рудные тела у Урупской формации приурочены к изометричным в плане блюдцеобразным синвулканическим депрессиям, представлявшим поля разгрузки гидротерм. В почве колчеданных тел Урупского месторождения залегают слоистые грубообломочные конгломераты, гравелиты и песчаники, в кровле — кремнисто-пелитовые сланцы. Худесская формация насыщена грубообломочными отложениями, среди которых часто наблюдаются гальки колчеданных руд. На флангах рудных тел устанавливаются признаки сингенетичной эрозии рудных тел. Все эти признаки свидетельствуют об образовании Урупской формации в спокойной тектонической обстановке, а Худесской — в активной.

Степень метаморфических изменений пород вулканогенной формации различна и обычно не выходит за пределы фации зеленых сланцев. Из первичных минералов в вулканогенных и осадочных породах единственно устойчивым является кварц. Полевые шпаты повсеместно альбитизированы, а пироксены и другие минералы — полностью замещены хлоритом. Устойчивой минеральной ассоциацией является кварц-альбит-хлорит-серицит-эпидот-карбонатная. В сравнительно глубинных зонах к ним добавляется актинолит.

В западной части Урупского рудного поля породы претерпели более глубокий региональный метаморфизм, что подтверждается развитием биотита, тремолита, роговой обманки, мусковита и эпидота, а иногда граната. Отмеченный ряд минералов указывает на метаморфизм пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации [307].

Урупское рудное поле

Урупское рудное поле, в пределах которого расположены три медноколчеданных месторождения (Урупское, Власенчихинское и Скалистое), находится на Северо-Западном Кавказе в среднем течении р. Уруп, являющейся левым притоком Кубани. А. П. Ворониным в 1946 г. впервые были обнаружены выходы колчеданных руд на р. Власенчихе, а И. Я. Корниенко в 1947 г. открыто Урупское месторождение, после чего здесь начались детальные поисково-съёмочные и геологоразведочные работы. В настоящее время Урупское и Власенчихинское месторождения эксплуатируются. Основная залежь Урупского месторождения разведана скважинами по падению до глубины 1000 м и горными выработками до 200 м. Полностью оконтурены рудные тела, так же, как и околорудные притизированные породы.

Изучением Урупского месторождения в разное время занимались И. Я. Баранов, Г. И. Баранов, Т. Я. Гончарова [66], В. А. Заварицкий, Н. А. Иванов, О. А. Каросанидзе [133], В. И. Смирнов [239], Е. А. Снежко, Н. С. Скрипченко [235], А. С. Тамбиев [254], Р. П. Тузиков [270] и др.

Урупское рудное поле приурочено к западной части зоны Передового хребта. Метаморфизованные вулканогенные породы, вмещающие колчеданное оруденение, относятся к базальтово-риолитовой вулканогенной формации, подстилаемой сланцевой (филлитовой) толще. Выше залегают красноцветные нижнепермские отложения, несогласно перекрываемые юрским осадочных чехлом.

Рудоносная вулканогенная формация слагает полосу общекавказского направления, ограниченную с севера филлитами нижнего девона, с юга — грабеном, выполненным молассами перми. В составе ее по литологическим признакам выделяется три свиты (снизу): бахмуткинская, кизилкольская и картджуртская.

Первая из них обнажена севернее Урупского месторождения в ядре Урупской антиклинали. Она сложена темно-серыми филлитовидными сланцами и рассланцованными алевролитами, среди которых залегают мощные (250—300 м) пластообразные тела субвулканических плагиоклазовых порфиритов и мелкие тела гранодиоритов. Подчиненное значение в свите имеют метаморфизованные туфогенные породы. Рудная минерализация в филлитовых сланцах представлена редкими линзочками и жилками кварц-пирит-пирротинового состава мощностью не выше 0,5 м. Видимая мощность свиты более 1 км. Немногочисленные находки фауны в конгломератах позволяют условно датировать ее ранним—средним девонem [63, 249].

Кизилкольская и картджуртская свиты слагают генетически и литологически единую осадочно-вулканогенную формацию, согласно налегающую на филлитовые сланцы бахмуткинской свиты. В восточной части рудного поля, в частности на участке Урупского месторождения, низы разреза кизилкольской свиты представлены лавами основного и кислого состава, а верхняя часть — пирокластическими породами, лавами и осадочными образованиями. Граница между лавовой и пирокластолавовой толщами маркируется горизонтом кремнистых сланцев и туффитов, являющимися кровлей кизилкольской и соответственно почвой картджуртской свит. В западном направлении горизонт кремнистых сланцев и туффитов выклинивается, а в разрезе картджуртской свиты пирокластические и тесно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования, широко развитые на востоке, замещаются лавами. Обе свиты образуют фациально однородную существенно лавовую толщу, лишь в кровле содержащую пирокластические и вулканогенно-осадочные образования. В связи с отсутствием четких литолого-стратиграфических границ расчленение формации на две свиты условно. К этой толще приурочены все известные колчеданные проявления. Мощность ее колеблется от 600 до 1200 м.

Нижнепермские отложения обнажаются на правом склоне р. Власенчихи. Мощность их здесь около 700 м. В районе Урупского месторождения нижнепермские отложения представлены верхней свитой красноцветных конгломератов. В составе гальки конгломератов присутствуют кварцевые порфиры, различные метаморфические сланцы, красноцветные песчаники нижней свиты, кварциты, прозрачный кварц с турмалином и липаритовые порфиры среднего палеозоя. Цемент конгломератов представлен в основном красным кварцевым песчаником с примесью полевого шпата, мусковита, гематита и гидрослюда.

Отложения мезозоя имеют широкое распространение, слагая более 60% площади месторождения. Они представлены терригенными осадками нижеюрского возраста, трансгрессивно перекрывающими породы палеозоя. В основании нижеюрской толщи залегает слой базальных конгломератов мощностью в несколько метров, а на участке Урупского месторождения — до 40 м. В составе галек конгломератов присутствуют кварциты, плагиолипаритовые порфиры, а на восточном фланге Урупского месторождения встречаются многочисленные гальки и валуны медноколчеданных руд. Цемент конгломератов — тонко- и грубозернистый песчаный материал. Мощность нижеюрских отложений не менее 500 м.

Залегание пород юрского и пермского возраста моноклинальное. Первые из них падают в восточных румбах под углами 3—11°, а вторые имеют северо-западное падение с углами 20—25°. Строение девонского комплекса более сложное. Поскольку все известные колчеданные проявления пространственно и генетически тесно связаны с ним, то практический интерес представляет прежде всего строение девонских отложений.

Девонский осадочно-вулканогенный комплекс в рудном поле приурочен к южному крылу сводового поднятия, вытянутого в субширотном направлении, ядро и северное крыло которого сложены отложениями бахмуткинской свиты. По характеру пликвативных структур в пределах рудного поля выделяется два тектонических блока: восточный и западный. Граница между ними устанавливается по зоне тектонических разрывов северо-западного простирания. В пределах восточного блока девонские отложения имеют устойчивое северо-западное (285—290°) простирание и падение к югу под углами 30—40°. Вдоль западной границы блока моноклираль переходит в линейно-вытянутую синклинальную складку, погружающуюся в юго-восточном направлении. Складчатая структура западного блока отлична от восточного. Развитые здесь девонские отложения собраны в небольшие по масштабам разноориентированные складки. Антиклинальные складки преимущественно линейные, а сопрягающиеся с ними синклинальные — мульдообразные. Наиболее крупными являются Власенчихинская и Работайская антиклинали.

В девонских отложениях широко развиты разрывные нарушения: сбросы и сбросо-сдвиги субширотного простирания с близкой к вертикальной плоскостью сместителя, диагональные разрывы типа сбросов, имеющие простирание около 320° и падение на юго-запад под углами 50—70°, сбросы северо-восточного простирания, падающие к югу под углами 60—70°, а также система нарушений надвигового типа субширотного простирания, имеющих падение к югу и северу под углами 35—70°. Морфологически все они выражены зонами милонитизации и разлистования и генетически могут рассматриваться как трещины скалывания.

Возраст нарушений преимущественно среднепалеозойский. Наиболее древними текто-

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) вулканогенных пород Урупского рудного поля

Компонент	Диабазовые порфириды						Кварцевые альбитофиры						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51,70	47,14	49,98	51,92	45,14	55,20	73,80	73,34	73,84	70,70	73,57	71,80	72,82
TiO ₂	1,26	0,44	0,76	1,96	1,96	1,81	0,17	0,19	0,18	0,12	0,34	1,12	1,36
Al ₂ O ₃	15,96	13,80	17,61	14,94	15,05	11,82	11,04	12,34	10,09	12,42	12,40	10,75	8,63
Fe ₂ O ₃	12,44	3,59	4,39	4,95	4,07	2,76	4,53	0,60	2,86	2,86	1,42	3,20	2,53
FeO	0,47	6,46	6,46	7,38	14,14	7,66	0,28	3,77	—	—	3,21	1,65	1,70
MnO	0,23	0,14	0,10	0,12	0,02	0,11	0,03	0,04	Сл.	0,09	0,06	Сл.	Сл.
MgO	5,41	9,20	6,00	5,30	9,46	4,23	3,44	1,00	2,40	2,70	1,44	0,60	0,81
CaO	3,35	7,28	7,21	4,87	0,77	3,32	0,61	1,23	0,68	1,98	1,11	1,41	1,98
Na ₂ O	1,22	4,90	4,05	4,13	2,26	7,82	0,95	4,80	0,70	1,09	5,06	8,55	9,22
K ₂ O	0,07	0,04	0,90	0,26	0,60	0,42	0,51	0,14	0,30	0,34	0,38	1,66	1,54
P ₂ O ₅	0,79	0,03	0,18	0,22	0,04	0,01	0,79	0,06	0,07	0,09	—	Сл.	0,01
H ₂ O	4,00	—	0,64	0,46	0,48	0,44	3,80	—	—	—	—	0,35	0,22
П. п. п.	—	6,25	3,16	5,44	6,16	4,60	—	2,10	—	—	—	1,54	1,40
Сумма	96,9	99,27	101,44	101,95	100,15	100,20	99,95	99,61	91,12	93,39	98,99	102,63	102,22

Примечание. Анализы 1, 7 — по данным Е. А. Снежко [250]; 2, 8 — по данным А. М. Курбанова и Ю. К. Озерова [150]; анализы 3, 9, 10 — по данным В. Ф. Поветкина и др. [204]; 4, 11 — средние составы — по данным А. М. Демина и др. [75]; 5, 6, 12, 13 — данные авторов.

ническими нарушениями являются доминирующая в районе группа диагональных сбросов северо-западного простирания, вмещающая небольшие жилло- и гнездообразные залежи прожилково-вкрапленных серноколчеданных руд и пояс субвулканических тел кварцевых альбитофиров, к западу от Власенчихинского месторождения, а также система субширотных трещин отрыва, вмещающая дайки лампрофилов.

Девонские осадочно-вулканогенные образования сложены вулканогенными и осадочными породами пестрого состава. В ее строении принимают участие диабазовые порфириды — 26%, андезитовые и андезито-дацитовые порфириды — 2, плагиолипаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры) — 37, туфы кислого состава — 20, осадочно-вулканогенные и осадочные породы — 15%. Как видно, толща может быть отнесена к контрастно дифференцированным базальт-риолитовым формациям (табл. 2).

Базальтовые порфириды слагают преимущественно низы разреза толщи. Афировые и порфирические разности диабазов слагают обособленные покровы либо образуют между собой фациальные переходы. Отмечаются единичные покровы спилитов мощностью до 15 м. В отличие от базальтовых порфиритов они обладают подушечной отдельностью. Наиболее распространенными породами эффузивной фации являются плагиолипаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры). Они слагают среднюю часть разреза толщи. Мощность отдельных покровов достигает 40 м и более. Эффузивы среднего состава слагают немногочисленные покровы мощностью до 15 м. По химическому составу они отвечают андезито-дацитам и дацитам.

Пирокластическая субфация эффузивной фации представлена туфами кислого, смешанного и основного состава. Первые тесно ассоциируют с лавами кислого состава. Туфы смешанного состава ассоциируют с туфами и туффитами кислого состава. Залежи туфов основного состава мощностью до 10—15 м отмечаются лишь в низах разреза формации. По своей структуре туфы преимущественно псефито-псаммитовые, литокристаллокластические. Осадочно-вулканогенные породы представлены алевро-пелитовыми туффитами смешанного и кислого состава, туфопесчаниками и карбонатными туффитами. Они пространственно связаны с кремнистыми и филлитовидными сланцами, а также туфами.

К субвулканической фации девонских вулканитов относятся плагиолипаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры), базальтовые и андезито-базальтовые порфириды и лампрофиры. Они слагают пострудные пластовые, реже дайко-лакколитообразные тела, часто секущие напластование пород. В минералого-структурном отношении они аналогичны эффузивным фациям.

Наиболее отчетливо соотношение даек с оруденением наблюдается на западном фланге Урупского месторождения, где оно изучалось Р. П. Тузиковым [270], В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой [247], Н. С. Скрипченко [235] и др. Дайки пересекают как медноколчеданные руды, так и околорудные породы. В сплошных рудах дайки лампрофи-

ров выполняют различно ориентированные трещины, в том числе тончайшие, что свидетельствует о низкой вязкости магмы в момент ее внедрения. В боковых породах дайки приурочены к плоскостям наложения. Наблюдается сходство минерального и химического состава даек внутри рудной залежи с дайками в породах, не подвергшихся гидротермальным изменениям. В дайках иногда присутствует сульфидная минерализация, геохимически (по элементам-примесям) отличная от основной массы руд. Все сказанное свидетельствует о пострудном возрасте даек.

Интрузивные образования представлены мелкими штокообразными телами гранодиоритов, развитыми в среднем течении р. Власенчихи, и пластовым телом гранит-порфиоров, залегающим на участке Власенчихинского месторождения.

Рудовмещающая толща обнаруживает отчетливую гетерогенность в субширотном направлении. В связи с этим в рудном поле выделяются три участка: Западный, сложенный вулканитами базальтового состава, Центральный — липарито-базальтового и Восточный — преимущественно липаритового состава. На Западном участке мощность рудоносных отложений достигает 500 м, на Центральном — 800—900 м, а на Восточном — 1300—1400 м. Наиболее дифференцирована толща Восточного участка, где в ее составе выделяется шесть горизонтов, фациально неоднородных в субширотном направлении, на Западном участке в слабо дифференцированной вулканогенной толще различаются три горизонта.

В пределах Урупского рудного поля известно три промышленных медноколчеданных месторождения (Урупское, Власенчихинское и Скалистое) и значительное число рудопроявлений. Формирование их происходило в период максимального проявления магматической активности, отвечающей раннегеосинклиналиной стадии герцинского цикла.

По своим морфологическим и генетическим признакам колчеданные проявления могут быть объединены в три группы.

1. Крупные согласные залежи цинково-медных массивных колчеданных руд (основные рудные тела Урупского, Власенчихинского месторождений и Первомайского участка).

2. Согласные тела прожилково-вкрапленных медных руд (Скалистое месторождение, Верхняя залежь Урупского месторождения) и пластовые тела хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (верховья р. Власенчихи, ручья Балаганного).

3. Нестратифицированные, неправильной формы зоны метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (тела лежащего бока основных рудных залежей Урупского и Власенчихинского месторождений, прочие мелкие жилло-линзообразные залежи).

Генезис колчеданных проявлений первой группы, по данным Н. С. Скрипченко [237], вулканогенно-осадочный, второй и третьей групп — гидротермально-метасоматический.

Урупское месторождение залегает в южном крыле Урупской антиклинали, осложненной системой пострудных складок и гравитационных сбросов. Рудное тело представляет собой изометричную в плане, многократно пережимающуюся пластовую залежь, прослеженную по простираанию на 1610 м и по падению приблизительно на 1,5 км. Мощность рудного тела колеблется от долей метра до 20—30 м. Промышленное медно-цинковое оруденение на месторождении представлено сплошными колчеданными рудами (70%), а также прожилково-вкрапленными выделениями сульфидов в гидротермально-измененных породах лежащего бока главной залежи и так называемых рудных микрокварцитах, образующих резко ограниченные тела в кровле залежи.

В рудовмещающем вулканогенно-осадочном комплексе выделены нижняя эффузивная (диабазы, кварцевые альбитофиры) и верхняя туфогенно-осадочная (туфы кислого и среднего состава, кремнистые сланцы) толщ. К контакту между ними приурочено рудное тело. Почва рудной залежи представлена кварцевыми альбитофирами. Но во многих местах в пологих углублениях поверхности альбитофиров под ней залегают конгломерато-брекчии, песчаники и туфосланцы (рис. 5). Кровлей служат кремнистые гематитовые и хлоритовые сланцы, а также туфопесчаники и тела эффузивных альбитофиров.

Вулканогенно-осадочные породы, непосредственно вмещающие рудное тело, в центральной части месторождения выполняют блюдцеобразную депрессию глубиной до 100 м. Тела сплошных колчеданных руд расположены на границе раздела нижней, глубоко гидротермально-измененной, и верхней, неизмененной, частей вулканогенно-осадочной толщ.

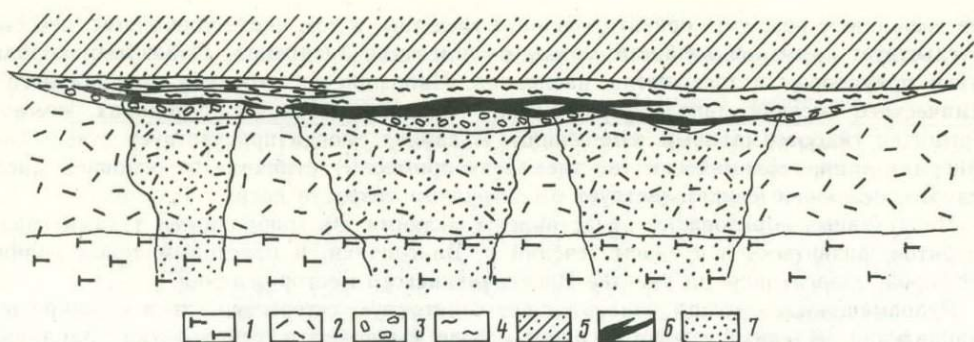


Рис. 5. Обобщенный продольный фациальный разрез Урупского месторождения (по Н. С. Скрипченко [235])

1 — диабазовые порфиры; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — туфопесчаники и конгломераты; 4 — кремнистые сланцы; 5 — туфогенная толща; 6 — колчеданные руды; 7 — ореолы гидротермальных изменений

Главное рудное тело Урупского месторождения состоит из согласно залегающих линз и пластов серно-, медно- и медно-цинковоколчеданных сплошных руд, слоистых медноколчеданных, медно-свинцово-цинковых кремнисто-колчеданных, прожилково-вкрапленных руд и рудных микрокварцитов. Каждый из этих типов руд пространственно обособлен и занимает определенное место в рудном теле. В почве рудного тела среди гидротермально-измененных пород наблюдаются прожилково-вкрапленные руды и непромышленная пиритная минерализация. Интенсивность сульфидной минерализации и переработки пород в продольном и поперечном направлениях неравномерны. Границы между участками с различной степенью изменения ориентированы вкrest залегания рудного тела и слоистости. В силу этого участки глубокой гидротермальной переработки имеют вид столбов, осевые части которых прослеживаются на глубину перпендикулярно рудному телу. В них прогрессивно возрастает количество сульфидов снизу вверх к кровле рудного тела. Прожилково-вкрапленное оруденение в породах кровли отсутствует. Но в отдельных участках наблюдаются прожилки и вкрапленность пирита на расстояние до 1 м от рудного тела.

Серноколчеданные сплошные руды состоят обычно на 80—95% из зернистого агрегата пирита, примеси халькопирита, сфалерита (менее 1%), кварца, серицита или хлорита (20—5%). Эти руды слагают нижнюю часть рудного тела преимущественно в центральной и восточной его частях.

Главным промышленным типом на месторождении являются медноколчеданные сплошные руды. Они имеют зернистое строение и состоят из пирита (до 80%), халькопирита, борнита, примеси сфалерита, блеклых руд, а также кварца, хлорита и карбоната. В рудном теле содержание меди последовательно возрастает от почвы к кровле, что характерно для первичной зональности многих колчеданных месторождений [234].

Медно-цинковая разновидность сплошных руд играет подчиненную роль и тесно ассоциирует с медноколчеданным типом. Как и последний, медно-цинковый тип концентрируется в средней и верхней частях рудного тела. Характерной является полосчатая текстура медно-цинковых руд, в которой чередуются тонкие полоски (1—5 мм) сфалерита с пирит-халькопиритом.

Слоистые медноколчеданные руды представляют собой тонкое ритмичное переслаивание нормальных гидротермально-измененных туфогенно-осадочных силицитов, алевропелитов, песчаников и пирит-халькопиритовых руд. Здесь в отличие от сплошных руд наблюдается более низкое отношение объема сульфидов к нерудному материалу (от 1 : 10 до 1 : 1). Слоистые руды образуют пачку мощностью 0,7—1,2 м при протяженности по простиранию 350 м в кровле главного рудного тела на его восточном фланге (см. рис. 3).

Медно-свинцово-цинковые кремнисто-колчеданные руды имеют, как и слоистые, эпизодическое, а не повсеместное распространение в главном рудном теле. Они слагают крупный участок последнего на восточном фланге. Для минерального состава кремнисто-колчеданных руд характерно высокое отношение кремнезема к сульфидам (5 : 1) и обогащенность сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами и галенитом.

Рудные микрокварциты представляют собой структурно неоднородные скрыто- и крупнокристаллические существенно кварцевые (кварц — около 90—95% объема)

образования с примесью вкрапленной и прожилковой пирит-халькопирит-сфалеритовой минерализации. Они тесно ассоциируют со сплошными колчеданными рудами, обычно обособливаясь в виде линз и пластообразных тел главным образом в кровле и на выклиниваниях колчеданных тел.

На фациальной схеме рудного тела (см. рис. 5) отражены соотношения между перечисленными выше типами руд. Участки пережимов и выклинивания колчеданных тел подстилаются слабо гидротермально-измененными породами, а раздувы рудного тела — весьма интенсивно измененными. Для последних характерно преобладание серноколчеданных сплошных руд. Рудные микрокварциты локализуются предпочтительно в тех участках, где почва рудного тела слабо или совсем не изменена. Отмеченные соотношения позволяют сделать вывод, что различные свойства рудного тела, и в первую очередь мощность и текстурно-минералогические особенности, коррелируются с интенсивностью гидротермальных преобразований пород почвы.

На Урупском месторождении зональность оруденения проявлена двояко. В общем случае она выражена относительным распределением различных типов руд в поперечном направлении: 1) гидротермально-метасоматической прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в почве рудного тела; 2) сплошными колчеданными рудами, слагающими основную залежь; 3) слоистыми колчеданными рудами и рудными микрокварцитами, развитыми в кровле. Эта общая фациальная зональность образуется различными генетическими типами руд. Зональность второго порядка представлена закономерным чередованием различных типов сплошных колчеданных руд внутри рудной залежи. Чередование выражено как в поперечном, так и в продольном направлениях. Поперечная зональность проявлена последовательной сменой снизу вверх серно-медноцинковой колчеданной рудой.

Рудные микрокварциты, или так называемые «кварцитовидные породы», несут в себе промышленную медную минерализацию и тесно ассоциируют со сплошными и слоистыми рудами. В большинстве случаев рудные микрокварциты представляют собой мелкозернистые существенно кварцевые породы с примесью мелкодисперсных красных окислов железа. Как правило, количество кварца составляет около 85—90%, окиси железа — 15—10% объема, но иногда снижается до 1—2%. Наряду с красными кварцитами большую роль играют пятнистые и серые разности с примесью рассеянных и агрегированных выделений пирита, халькопирита, борнита и сфалерита. Сравнительно редко наблюдаются красные карбонат-кварц-гематитовые породы, которые на геологических планах также выделяются как рудные микрокварциты.

Кварцитовые породы, как и колчеданные залежи, представляют собой линзовидные и пластообразные тела, но в отличие от последних более прерывистые по простиранию и по падению. В подавляющем большинстве случаев кварциты залегают висячем залъбанде колчеданных тел, отграничивая их от сланцев кровли. Наблюдаются также линзы кварцитов среди кремнистых сланцев в отрыве от рудных тел. В нескольких участках кварциты сменяют залежи сплошных колчеданных руд по простиранию.

Текстура кварцитов штокверковая: в вишнево-красной или серой мелкокристаллической массе развита сетка кварцевых жилок мощностью около 1—5 мм. Кварциты представляют собой сложные метаколлоидные агрегаты со структурами синерезиса. Тонкослоистые разности кварцитов состоят из ритмично чередующихся прослоек кварца и гематита. Сульфиды в кварцитах образуют жилки либо диффузионную вкрапленность в базисе породы без признаков эпигенетического происхождения. Сульфидные выделения участвуют в формировании структур синерезиса самого раннего субколлоидального этапа образования кварцитов.

Первично эти породы представляли собой сложные гидратированные гелевидные образования, в которых длительно развивались штокверковые текстуры, а также структуры, связанные с дегидратацией и синерезисом первичного осадка. Генетически микрокварциты представляют собой гидротермально-осадочные образования, возникшие в процессе осаждения существенно кремнистого гидрогеля вокруг выходов гидротермальных вулканических растворов. Фациальная схема месторождения, указывая на тесную взаимосвязь кварцитов и сплошных колчеданных руд, свидетельствует о том, что кварциты обычно залегают в кровле рудных тел, являясь кремнисторудными отложениями заключительной стадии накопления рудной залежи. Смена колчеданных руд кварцитами происходила на фоне смены физико-химической обстановки рудоотложения.

Слоистые медноколчеданные руды в виде залежи длиной 350 м и мощностью 1 м расположены в основании надрудных кремнистых сланцев на восточном фланге место-

рождения. В разрезе тела выделяется до четырех ритмов, характеризующихся сменой снизу вверх медноколчеданной руды кремнисто-хлоритовым и далее кремнисто-гематитовым туффитом. Рудные пласты имеют резкие границы с туффитами и характеризуются тонкослоистой ритмичной текстурой. Каждый слой внутри пласта представляет собой смесь изометричных и неправильных обособлений пирит-халькопиритового состава, обломков кварца и кислой лавы, мелкокристаллического кремнистого агрегата с примесью гематита и хлорита, цементирующего обособления сульфидов и обломочный материал. Размеры и количество сульфидных обособлений постепенно уменьшаются в направлении от почвы к кровле слоев. Форма и внутренняя структура сульфидных обособлений разнообразны. Среди них отмечаются простые и блочные кристаллы пирита, сфероидальные пирит-халькопиритовые выделения с концентрически зональным и радиально-лучистым строением, фрагменты кристаллов, оолитов и сферолитов и очень редко глобулярные формы «оруденелых бактерий». Все типы сульфидных выделений изолированы друг от друга и автономны по отношению к нерудным обломкам. Этот факт в сочетании с отсутствием гидротермальных изменений туффитов, переслаивающихся с рудой, доказывает хомогенно-осадочное происхождение слоистых руд. В составе всех слоев ритмов выделяется группа сквозных компонентов — обломки кварца, кислой лавы, тонкодисперсный кремнезем. Таким образом, рудные слои по составу нерудных компонентов, объем которых колеблется от 30 до 90%, находятся в тесном родстве с вмещающими туффитами.

В грубообломочных туфах надрудной толщи наблюдаются обломки колчеданных руд. Они были обстоятельно изучены и описаны В. И. Смирновым и Т. Я. Гончаровой [245]. Обломки угловатые и округлые размером до 4—6 см по длинной оси, как и обломки различных пород, несколько расплющены вдоль сланцеватости. Минеральный состав обломков идентичен сплошным рудам месторождения. Отсутствие зон роста в зернах пирита, густая, параллельная сланцеватости, сеть трещинок в них свидетельствуют о метаморфизме рудных обломков. Вокруг обломков в туфах отсутствуют вкрапленность сульфидов и гидротермальные изменения. Рудные обломки, по В. И. Смирнову и Т. Я. Гончаровой [245], образовались при размыве рудной залежи. Последующее изучение обломков в горных выработках не противоречит этому выводу.

На Урупском месторождении околорудный ореол имеет резко выраженное асимметричное строение. Наиболее интенсивные изменения фиксируются в почве залежи сплошных колчеданных руд. Они прослежены здесь на глубину 150—200 м от подошвы рудного тела. Гидротермальные изменения кровли колчеданной залежи носят локальный характер. Мощность надрудной измененной и сульфидизированной зоны среди вулканогенно- и хомогенно-осадочных пород обычно не превышает 1 м. Гипогенные изменения в кровле колчеданной залежи, как правило, дублируются мощной колонной глубоко переработанных и сульфидизированных пород в ее лежащем боку.

Подрудный ореол гидротермально-измененных пород имеет в плане значительно большую площадь, чем залежь массивных колчеданных руд. При этом сохраняется строгая стратифицированность подрудных метасоматитов, перекрытых практически неизменными альбитофирами и их туфами. Такое несоответствие в размерах колчеданной залежи и околорудного ореола можно объяснить более широким распространением активной разгрузки рудоносных гидротерм, чем сульфидной седиментации.

Структура подрудного ореола ближе всего соответствует по форме уплощенному цилиндру. Однако он не представляет собой сплошной метасоматической залежи, а состоит из нескольких самостоятельных столбообразных тел, сложенных кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, развитыми по эффузивным и вулканогенно-осадочным породам, и разграниченных участками слабоизмененных пород. Такие тела ориентированы примерно перпендикулярно к направлению слоистости вмещающей толщи.

Сульфиды концентрируются среди гидротермально-измененных пород в виде штокверков, несогласных жилков, согласных линзовидных тел массивных и густовкрапленных руд, мелких гнезд и рассеянной вкрапленности. Основные рудные минералы представлены преимущественно пиритом, а также халькопиритом и сфалеритом. Борнит, ковеллин, халькозин, гематит, марказит, галенит, теннантит и флюорит отмечены в незначительных количествах. К нерудным относятся кварц, хлорит, серицит, гидрослюда и карбонат. Для сульфидных агрегатов характерны гипидиоморфнозернистая, коррозионная, аллотриоморфнозернистая, гранобластическая, реже — реликтовая колломорфная структуры.

В гидротермально-измененных породах халькопирит и сфалерит тесно ассоциируют

с выделением дисульфида железа и кварца. Такой парагенезис рудных минералов, по-видимому, является первичным. В пользу этого вывода свидетельствуют первичный полиминеральный состав реликтовых колломорфных сростаний сульфидов, округлые включения халькопирита и сфалерита в азональных участках зональных зерен пирита и отсутствие жильных выделений сульфидов меди и цинка, секущих существенно пиритовые обособления. Редкие халькопирит-сфалеритовые прожилки среди рудных метасоматитов имеют метаморфогенную природу.

На рис. 6 ряд кривых характеризует изменчивость содержания меди, цинка и серы в метасоматитах до глубины 30 м от почвы рудной залежи. Как видно, размещение сульфидов в лежащем боку залежи массивных колчеданных руд крайне неравномерно. Основная масса промышленной медно-цинковой минерализации концентрируется в центре Главного рудного тела в зоне мощностью 30—40 м. В верхней части разреза, где ореол гидротермально-измененных пород перекрывается неизменными и безрудными кварцевыми альбитофирами, зона первичного сульфидного обогащения приурочена к этому контакту. Участки с повышенными содержаниями меди и цинка, по данным опробования, выделяются среди ореола гидротермально-измененных пород в виде пластообразных и линзовидных тел, ориентированных согласно основному рудному телу. На верхних горизонтах месторождения такие тела имеют в плане протяженность 5—400 м и мощность 0,3—10 м. В большинстве разрезов наиболее интенсивно сульфидизирована почва рудной залежи в интервале 2—3 м. Степень минерализации не зависит от литологического состава подстилающих пород. Промышленное медно-цинковое оруденение локализуется также в метасоматитах, развившихся как по кварцевым альбитофирам, так и по туфогенно- и хемогенно-осадочным породам. Местами полоса минерализованных метасоматитов прослеживается на протяжении всей залежи массивных колчеданных руд, выходя и за ее пределы. Так, в восточном выклинивании основного рудного тела она контролируется поверхностью раздела между глубоко гидротермально-переработанными «подрудными» альбитофирами и перекрывающим покровом слабо-измененных кварцевых альбитофинов и их туфов. В подрудной зоне сульфидизированных метасоматитов можно выделить ряд участков с содержанием меди и цинка от 0,1 до 1—3% протяженностью от 5—10 м до нескольких сотен метров. На верхних горизонтах месторождения большинство участков с промышленными концентрациями полезных компонентов локализуется среди гидротермально-измененных пород около Главной рудной залежи в зоне мощностью 30—40 м (см. рис. 6).

В оруденелых метасоматитах сульфиды меди и цинка (главным образом халькопирит и сфалерит) тесно связаны друг с другом. Отмечена тенденция к увеличению роли сфалерита с запада на восток по простиранию колчеданной залежи. По мере удаления от подошвы залежи массивных руд содержание цинка в ореоле гидротермально-измененных пород падает значительно быстрее, чем содержание меди. Процентное отношение цинка к меди в подстилающих метасоматитах, как правило, значительно больше, чем в основном рудном теле.

Вопрос о рудоподводящих и рудовмещающих структурах, контролирующих размещение прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения среди ореола гидротермально-измененных пород, остается дискуссионным. При изучении лежащего бока Главной колчеданной залежи на верхних горизонтах месторождения, детально разведанных горными выработками, не были обнаружены крупные дорудные разломы, которые могли служить путями поступления рудоносных растворов. По-видимому, каналами разгрузки палеогидротерм являлись мощные зоны мелкой трещиноватости, ориентированные поперечно залеганию рудовмещающей толщи. Эти зоны фиксируются в виде крупных неправильных столбообразных тел, в различной степени гидротермально-измененных и сульфидизированных пород. Можно предположить, что наибольшей гидротермальной переработке и сульфидизации подвергались породы морского дна, находившиеся в зоне смешивания восходящих гидротерм и поверхностных вод.

Поскольку выделения халькопирита и сфалерита в ореоле гидротермально-измененных пород наблюдаются лишь на отдельных интервалах, а пирит имеет значительно более широкое распространение, то можно предположить высокую устойчивость последнего в широком диапазоне физических условий [238]. Геохимические особенности дифференциации сульфидов меди, цинка и железа расшифровываются расчетами их термодинамических свойств [238]. Условия геологической среды рудообразования определяются окислительным режимом поверхности воды, насыщенной кислородом атмосферы.

Пострудная тектоника в значительной степени определяет современную структуру

Рис. 6. Содержание основных полезных компонентов в рудном теле и гидротермально-измененных породах Урупского месторождения

1 — кремнистые сланцы; 2 — обломочные породы в почве рудной залежи; 3 — гидротермально-измененные плагиолипаритовые порфиры; 4 — неизмененные плагиолипаритовые порфиры; 5 — рудные микрокварциты; 6 — сплошная медноколчеданная руда; 7 — линия содержания меди (в усл. ед.); 8 — линия содержания цинка (в усл. ед.); 9 — линия содержания серы (в усл. ед.).

Урупского месторождения. Здесь развиты многочисленные разрывные и пликативные нарушения различного порядка. По характеру относительных смещений выделяются следующие типы разрывных нарушений: сбросы, сбросо-сдвиги, оползневые сбросы, надвиги. Наиболее распространены нормальные сбросы и надвиги.

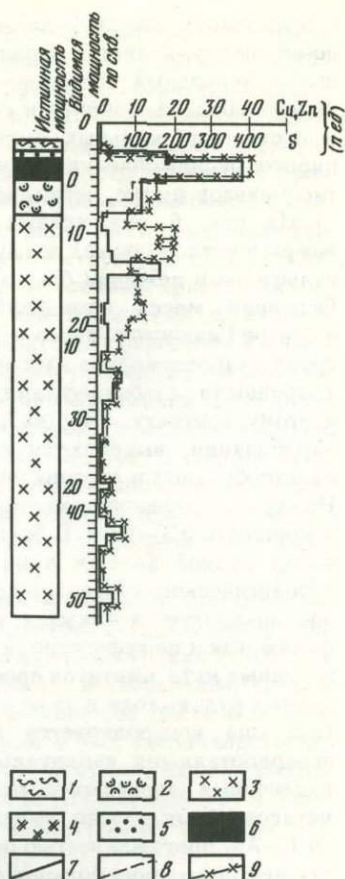
Власенчихинское месторождение расположено в западной части Урупского рудного поля. Рудовмещающая свита, как и на Урупском месторождении, отчетливо дифференцирована на существенно эффузивную подрудную и эффузивно-осадочную надрудную толщи. Основание подрудной толщи представлено чередованием лав основного и кислого состава, а верхняя часть сложена мощным (до 100 м) покровом порфировых и афировых плагиолипаритовых порфиров (альбитофиров), служащим почвой рудной залежи. Надрудная толща представляет собой чередование горизонтов кремнистоизвестковых туфитов, филлитов и покровов кислых лав.

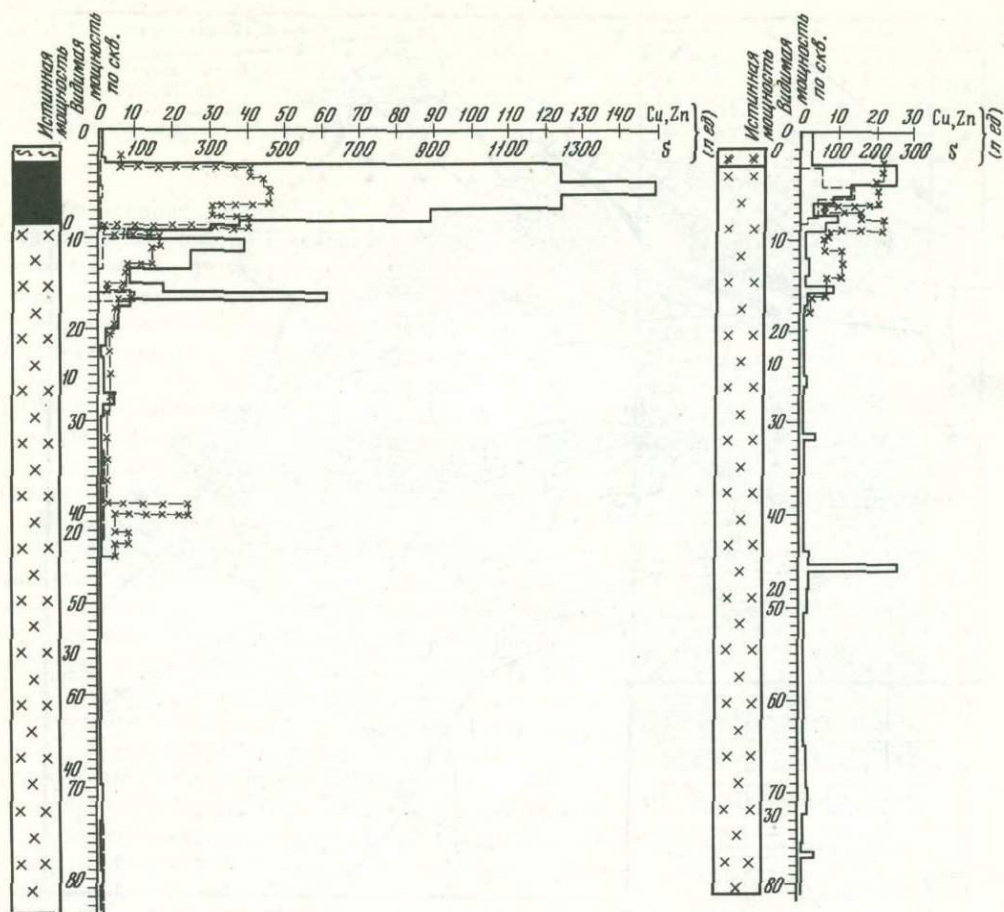
Рудное тело (рис. 7) согласно перекрывается мощной линзовидной пачкой известковистых туфогенно-осадочных пород, представляющих собой ритмы из разнозернистых полимиктовых туфопесчаников и кремнистых сланцев. Пачка повторяет в плане границы колчеданной залежи. Ее мощность колеблется от 1—2 м на южном и западном обрамлении рудного тела до 50 м — на восточном. На западном фланге и по падению рудного тела она выклинивается. Выше залегает покров кварцевых альбитофиров мощностью около 40 м, на который согласно налегает горизонт, представленный тонким чередованием известковистых кристаллолитокластических туфов, туфопесчаников, зеленых ленточных кремнистых сланцев, кварцитовидных пород и серых полосчатых мраморов. Мощность горизонта значительно возрастает к востоку (до 35—40 м). На западном фланге месторождения он прослеживается в виде сравнительно узкой (3—5 м) полосы и за пределами месторождения постепенно выклинивается. Разрез надрудной толщи завершается горизонтом черных филлитовидных сланцев. Выше несогласно залегают конгломераты перми и нижнеюрские отложения.

Рудное тело имеет форму выпуклой асимметричной линзы, залегающей согласно с вмещающей эффузивно-осадочной толщей. При сравнительно небольших размерах в плане (330 м по простиранию и 220 м по падению) мощность колчеданной залежи изменяется от 0,7 до 33 м, достигая максимальных значений в центральной части месторождения. На западном фланге месторождения колчеданная линза тупо выклинивается среди эффузивных кварцевых альбитофиров (см. рис. 7). На восточном фланге колчеданная линза выклинивается постепенно и после небольшого пережима переходит в слепую залежь Первомайского участка, которая прослежена по простиранию на 700 м, по падению на 400 м при средней мощности 4 м. В центральной части она имеет максимальную мощность.

Для Власенчихинско-Первомайской залежи, как и для Урупской, характерно сходство формы с надрудными осадочными породами. Они выклиниваются одновременно и тупо на западном фланге и постепенно — на юго-восточном. По-видимому, рудное тело и осадочные породы последовательно отлагались в пределах одной и той же синвулканической депрессии. Резкое западное окончание рудного тела и надрудные осадочные породы прилегают к крутому борту депрессии.

Среднее содержание меди и цинка во Власенчихинской и Первомайской залежах в 2,5—3 раза ниже, чем в Главном рудном теле Урупа. Наиболее широким развитием





пользуются сравнительно бедные медно- и серноколчеданные руды. Медно-цинковоколчеданные руды встречаются редко. Основная часть массивных руд сложена пиритом (до 80%). Содержания халькопирита и сфалерита колеблются соответственно от долей до нескольких процентов [112].

Руды имеют массивную, брекчиевидную, реже полосчатую текстуру. Структура изменяется от афанитовой до кристаллически-зернистой. Размер сульфидных зерен колеблется от 0,02 до 1—2 мм. По характеру сростаний рудных минералов главную роль играют гранобластические, гипидиоморфнозернистые, катакластические и коррозионные структуры.

Сульфиды меди и цинка ксеноморфны по отношению к дисульфиду железа. Они выполняют трещинки, пустоты в пиритных агрегатах или образуют довольно крупные сплошные поля. В последнем случае аллотриоморфнозернистый халькопирит-сфалеритовый агрегат цементирует зерна пирита. Главное рудное тело Власенчихинского месторождения венчается пачкой тонкослоистых сульфидных руд с прослоями кварцевых альбитофиринов и туфов мощностью 1—3 м (рис. 8).

Сульфидные ритмично-слоистые руды месторождения представляют собой типичные осадочные образования, возникшие при размыве кровли залежи массивных медноколчеданных руд. В пачке насчитывается свыше десяти ритмов, состоящих из асимметричных слоев медноколчеданной руды и туффитов.

Гидротермально-измененные породы на Власенчихинском месторождении развиты как в почве, так и в кровле рудного тела. По сравнению с Урупским месторождением структура околорудного ореола приобретает симметричность относительно колчеданной линзы. Среди гидротермально-измененных пород выделено несколько типов сульфидной минерализации. Самым распространенным является вкрапленная пиритизация.

Скалистое месторождение представлено прожилково-вкрапленными медноколчеданными рудами. Оно залегает в нижней части вулканогенной толщи внутри дифференцированного покрова базальтовых порфиритов с подчиненными телами плагиолипаритовых порфиритов. Рудное тело представляет собой согласную зону мощностью 1—5 м, развет-

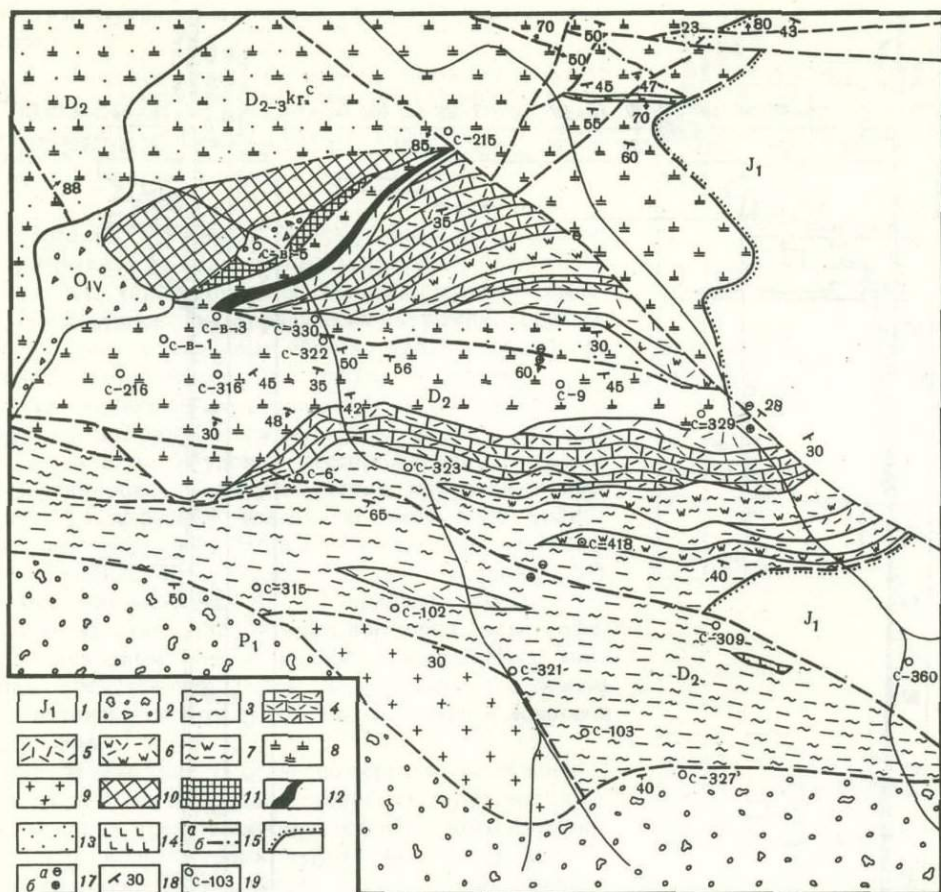


Рис. 7. Геологическое строение Власенчихинского месторождения (составили Н. С. Скрипченко, А. С. Тамбиев, Н. А. Савченко)

1 — терригенно-осадочные отложения нижней юры; 2 — пермские красноцветные конгломераты; 3 — филлитовидные сланцы с подчиненным развитием кремнистых сланцев; 4 — известковистые туффиты; 5 — туфы среднего состава; 6 — переслаивание туфов среднего состава с кварцитовидными породами; 7 — переслаивание туфов, филлитовидных и кремнистых сланцев; 8 — покровы плагиолипаритовых порфиров; 9 — альбитофиры; 10 — массивная медноколчеданная руда; 11 — массивная медно-цинковоколчеданная руда; 12 — тонкослоистые кремнисто-сульфидные руды; 13 — вкрапленность пирита и халькопирита; 14 — дайки лампрофиров; 15 — границы: а — стратиграфические, б — тектонические; 16 — трансгрессивное залегание пород; 17 — перемещение по разломам: а — опущенный блок, б — поднятый блок; 18 — элементы залегания; 19 — номер буровой скважины

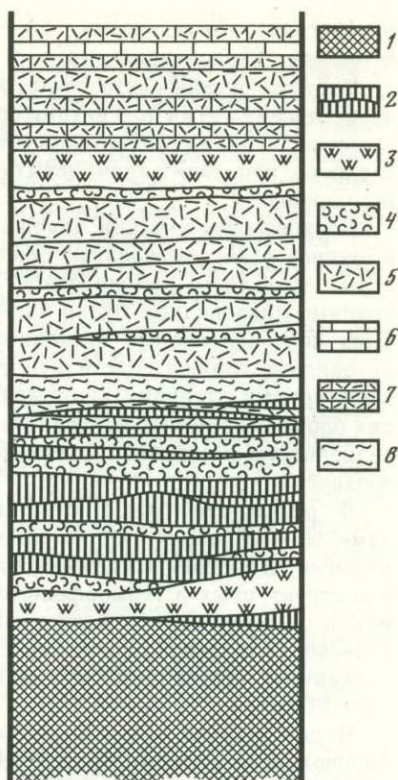
вляющуюся на обогащенные пиритом и халькопиритом косо ориентированные к слоистости тела хлоритовых метасоматитов. Подчиненную роль играют согласные линзы серноколчеданных руд (рис. 9, вкл.).

Размещение оруденения на Скалистом месторождении контролируется литологическими особенностями пород. Главный тип руд ассоциирует с амигдалоидными базальтовыми порфирами. В то же время эти руды не концентрируются в виде значительных тел в плагиолипаритовых порфирах и имеют с ними резкие контакты [252]. Рудная зона Скалистого месторождения характеризуется асимметричной поперечной зональностью. Богатые медью руды концентрируются в лежащем, серноколчеданные — в висячем боку. Эта зональность, обратная зональности других колчеданных залежей, генетически определяется как фациальная метасоматическая.

Анализы изотопного состава серы в различных типах руд Урупского месторождения устанавливают постоянство величины $\sigma^{34}\text{S}$, равной в среднем $+5,7\%$ и варьирующей в узком пределе от $+3,3$ до $+7,2\%$. Характерно также, что нет каких-либо закономерных различий $\sigma^{34}\text{S}$ в пирите, халькопирите и сфалерите. Все это позволяет считать, что сера имеет подкоровое происхождение и фракционирования изотопов серы практически не происходило. Аномальное отклонение от средней величины до $-5,9\%$ отмечается в регенерированном халькопирите вокруг галек колчеданной руды в базальных нижнеюрских отложениях. Отклонение объясняется участием биогенных процессов в перетолжении сульфидов вокруг колчеданных галек.

Рис. 8. Ритмично-слоистые руды Власенчихинского месторождения

1 — массивные сульфидные руды; 2 — ритмично-слоистые сульфидные руды; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — туфы кварцевых альбитофиров; 5 — туффиты; 6 — известняки; 7 — известковистые туффиты; 8 — силициты



Образование медноколчеданных руд Урупского рудного поля связано с девонской вулканогенной деятельностью, результатом которой явилось накопление вулканогенно-осадочной толщи, а также формирование субвулканических тел плагиолипаритовых порфиров, порфиритов основного и среднего состава. Оруденение, сформированное одновременно с магматической деятельностью, представлено вулканогенно-осадочным и субвулканическим гидротермально-метасоматическим типом. Основную роль играет первый тип.

На примере самых крупных колчеданных залежей — Урупской и Власенчихинской — устанавливается рудоконтролирующее значение глубинных структур и литологофациальных факторов. Ореолы гидротермальных изменений развиваются от почвы обеих залежей на глубину. В то же время кровлей этих залежей являются блюдцеобразные тонкие пачки кремнистых терригенно-туфогенных пород. Рудные залежи, по-видимому, заполняют пологие впадины, где разгружались газо-гидротермальные растворы. В дальнейшем эти впадины были замкнуты благодаря пострудной хемогенной и обломочной седиментации.

Благоприятной частью разреза вулканогенной свиты для размещения колчеданных вулканогенно-осадочных руд является зона перехода базальтовых порфиритов и плагиолипаритовых порфиров (кварцевых альбитофиров) в перекрывающие их туфогенные отложения. В этой зоне залегают все три месторождения, причем самые крупные тяготеют к границе эффузивной и туфогенно-осадочной подсвит. Эту границу для урупского рудного поля следует считать наиболее благоприятной зоной для поисков слепых рудных тел.

Худесское рудное поле

Худесское рудное поле расположено в северном Приэльбрусье в высокогорной части Передового хребта Северного Кавказа. Месторождение было открыто геологом А. Д. Клайсом по шлейфам желто-бурых окислов железа, обломкам бурых железняков и массивных руд в аллювиально-делювиальных отложениях. При прослеживании последних были обнаружены выходы на поверхность Главной и Промежуточной залежей месторождения. Сведения о геологическом строении рудного поля и месторождения приведены в работах Н. С. Скрипченко [235, 236], В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой [245, 247], И. А. Богуша [23], Е. А. Снежко [250]. В настоящее время месторождение полностью разведано и вскрыто на разных горизонтах горными выработками и скважинами, что в сочетании с отличной обнаженностью рудовмещающих вулканитов и слабым проявлением регионального метаморфизма делает его объектом, благоприятным для исследования.

Комплекс среднепалеозойских пород Худесского района, так же как в пределах Урупского рудного поля, подразделяется на три свиты (снизу вверх): бахмуткинскую, кизилкольскую и картджуртскую.

Бахмуткинская свита в Худесском районе имеет мощность 600—800 м и сложена темно-серыми филлитовидными сланцами с пачками и отдельными пластами песчаников, алевритов и мелкогалечниковых конгломератов.

Кизилкольская свита, имеющая максимальную мощность 1500 м, является рудовмещающей. Она сложена исключительно вулканитами базальтово-риолитовой (худеской) формации, в составе которой выделяются покровы и линзовидные тела

базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов и плагиолипаритовых порфиритов, переслаивающихся с туфами, туфобрекчиями, кремнистыми туффитами.

Картджуртская свита согласно перекрывает вулканы кизилкольской свиты. Она представлена двумя подсвитами общей мощностью 600 м: нижней подсвитой кремнистых сланцев с пачками туфопесчаников кислого состава и верхней подсвитой филлитовидных сланцев с прослоями кремнистых сланцев, туфов, туфоконгломератов и кварцитовидных песчаников.

Блоковые деформации, заложенные в герцинскую тектоническую эпоху, обновленные в неогене [174], определяют основной структурный план района. Толща палеозойских пород Худесского района разбита региональными нарушениями взбросового типа на крупные линзовидные блоки запад-северо-западного (общекавказского) простирания. Блок колчеданосных вулканитов кизилкольской свиты надвинут к северу на филлитовидные сланцы подстилающей бахмуткинской свиты. Контакт с перекрывающими кремнистыми сланцами картджуртской свиты также тектонически осложнен. В пределах блока рудоносных вулканитов последние смяты в субширотную асимметричную Кизилкольскую антиклиналь, северное крыло которой в большей своей части уничтожено эрозией.

В результате толща стратифицированных вулканитов моноклиально под углами 50—80° падает на юг. Моноклиальное залегание вулканитов осложнено продольными и поперечными тектоническими нарушениями с амплитудами 5—120 м. Сочетание структурных и геоморфологических элементов Худесского рудного поля дает возможность наблюдать естественный продольный разрез крупной раннегерцинской вулканической постройки протяженностью 25 км и шириной выхода 1—2,5 км. Мощность вулканитов составляет 1500 м в центре постройки и уменьшается на флангах до 130—200 м.

В центральной части Худесской вулканической постройки наблюдается дифференцированность, максимальная мощность и полнота разреза вулканитов; широкое развитие пород субвулканической и жерловой фаций; концентрация жильных поствулканических магматических дайковых пород; локализация залежей медноколчеданных руд; развитие зон пиритизированных метасоматитов. В процессе накопления худесской формации выделяются две стадии: ранняя, характеризующаяся почти непрерывным накоплением лав, и поздняя, в течение которой процесс образования лав многократно прерывался и сменялся терригенной и хемогенной седиментацией.

В нижней половине кизилкольской свиты мощностью 800 м господствующим (88—92%) распространением пользуются породы эффузивной спилитовой фации. Здесь резко преобладают породы основного состава (базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириты) с блоковой подушечной отделенностью (спилиты). Коэффициент explosивности этой толщи низкий — 8—10%, причем линзовидные тела туфов и туфобрекчий основного состава являются петрохимическими аналогами спилитов и имеют с ними постепенные переходы, линзы пирокластических пород не выдержаны по простиранию.

В центральной части разреза спилиты постепенно вытесняются андезито-дацитовыми и андезитовыми порфиритами. Пачки этих пород мощностью 15—85 м состоят из лавовых покровов мощностью 3,5—17,0 м. Границы покровов четкие, фиксируются по наличию маломощных невидержанных прослоев лапиллиевых туфов и туфобрекчий.

Верхняя половина разреза свиты мощностью 500—600 м обладает неоднородным фациальным и петрохимическим составом. Она сложена чередованием покровов линзовидных тел спилитов с линзовидными пластами и линзами лапиллиевых туфов, туфобрекчий и вулканогенно-осадочных конгломерато-брекчий. Широко распространены пластовые тела радиолярных сургучных яшм мощностью 0,05—3,5 м. Коэффициент explosивности этой толщи непостоянен и колеблется от 15 до 45%. В основании этой толщи локализуется Главная залежь массивных руд Худесского месторождения. В верхней части разреза кизилкольской свиты наблюдаются эффузивные фации наиболее кислых магматических дифференциатов района — липарито-дацитовых порфиритов.

Спилиты (андезито-базальтовые, андезитовые, базальтовые порфириты) по макротектурным признакам представляет собой типичные пиллоу-лавы с выделениями сургучных радиолярных яшм и известняков между подушечными блоками.

Субвулканические тела сложены породами двух типов: 1) дайковыми секущими, реже — межпластовыми телами андезитовых порфиритов; 2) сложными секущими телами андезито-дацитовых порфиритов, липарито-дацитовых и липаритовых порфиритов. Породы первого типа широко распространены и фиксируют магмовыводящие каналы. Дайки имеют мощность 0,5—20 м при протяженности до 1 км. Иногда наблюдаются

переходы секущих жильных тел в силлообразные межпластовые залежи мощностью 3,0—7,0 м.

Субвулканические тела липаритовых, липарито-дацитовых (кварцевых) порфиров в виде секущих жил, некков и мелких штокообразных тел распространены на западном фланге Худесского рудного поля и в долине р. Малки. Им соответствуют эффузивные аналоги в виде невыдержанных по простиранию липарито-дацитовых покровов и редких тел вулканических брекчий, залегающие в кровле кизилкольской свиты. Мощность секущих тел липарито-дацитовых порфиров от 0,5 до 10—17 м, протяженность до 200—350 м. Петрохимический профиль Худесской формации характеризуется преобладанием лав андезито-базальтового типа (спилиты) над андезито-дацитами. Их соотношение колеблется от 7 : 1 до 3 : 1. Меньшую роль (около 8% формации) играют базальты.

В Худесском рудном поле известны две залежи массивных колчеданных руд (Главная и Промежуточная) и несколько зон пиритизированных метасоматитов. Главная залежь представляет собой линзу с отношением наибольшей мощности к длине по простиранию и по падению 1 : 10 : 5. Простирание линзы 300°, падение южное под углами 65—80°. На восточном фланге она раздваивается на два параллельных пластообразных тела. В продольном разрезе ось наибольшего удлинения линзы имеет склонение к востоку под углом 20°. Пострудные тектонические нарушения разбивают залежь на отдельные блоки. Рудное тело согласно залегает в мощном покрове спилитов, на восточном его фланге развиты тонкие пластовые рудные тела, согласно переслаивающиеся с железистыми туффидами и туфопесчаниками.

Со стороны лежащего бока рудное тело сопровождается гидротермально-измененными пиритизированными породами. Они имеют форму сплюснутой воронки, основанием которой служит лежащий бок залежи. Осевая линия воронки перпендикулярно слоистости погружается к северу (рис. 10). Наибольший диаметр воронки равен 2 км, глубина несколько сотен метров.

Промежуточное рудное тело мощностью 30 м и длиной по простиранию 250 м также залегает в покрове спилитов, но ниже по разрезу и кулисообразно по отношению к Главному. Лежащий бок залежи контактирует с пиритизированными метасоматитами, имеющими форму пологой асимметричной воронки (рис. 11), длина которой по простиранию 1 км, мощность в осевой части 300 м. Залежь массивных руд расположена вблизи осевой части воронки. Породы кровли Промежуточной залежи не изменены и представлены андезито-базальтовыми спилитами с блоковой и подушечной отдельностью. На восточном фланге в лежащем боку наблюдаются грубообломочные лапиллиевые брекчии, а непосредственно в кровле рудного тела — кремнисто-гематитовые яшмы, туффиты и шлаковые туфы.

В рудах Худесского месторождения выделены следующие минеральные типы: 1 — медноколчеданный; 2 — медисто-цинковистый; 3 — серноколчеданный; 4 — сульфидно-гематитовый.

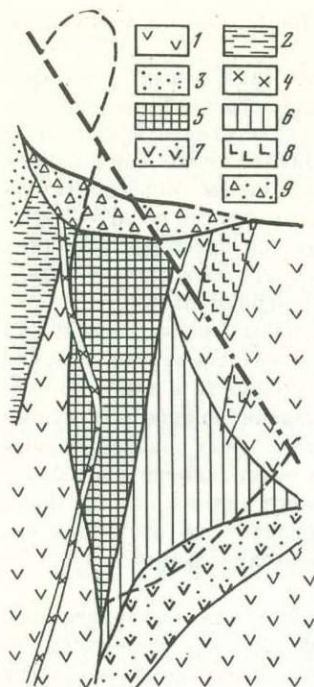
Главным рудным минералом является пирит (и гель-пирит) — 90—100%, в подчиненном количестве развиты халькопирит, сфалерит (до 9%), нерудные минералы (кварц, барит, карбонат, гилс) встречаются в небольших количествах. К числу малораспространенных, локально встречающихся минералов относятся теннантит, галенит, магнетит, (мушкетовит), гематит, борнит, халькозин, ковеллин, марказит. К редким относятся золото, серебро, электрум, петцит, гессит, виттихенит. В рудах содержатся кобальт, селен, теллур, кадмий, индий, таллий, галлий, германий, висмут.

Медноколчеданные мелко-тонкозернистые руды характеризуются распространенностью колломорфных структур и микротекстур, значительной первичной пористостью руд (до 13—18% общего их объема), микрополосчатостью, субпараллельной контакту висящего бока рудных линз. Халькопирит составляет 3—18% рудной массы, иногда наблюдается небольшое количество (0,1—1,5%) сфалерита.

Медисто-цинковистые руды относятся к богатым. Базис руды на 60—90% сложен мелко- и тонкозернистым агрегатом дисульфида железа, обильно насыщенного сфалеритом (2—28%) и халькопиритом (2—15%), в малых количествах (в сумме 1—6%) в руде присутствуют кварц, барит, теннантит, редко встречается галенит. Макроскопически это плотные мелкозернистые руды с брекчиевидной, брекчиевидно-полосчатой, прожилковой, реже — гнездовой (пятнистой) и массивной текстурами, с широким распространением структур замещения, дробления и распада твердых растворов.

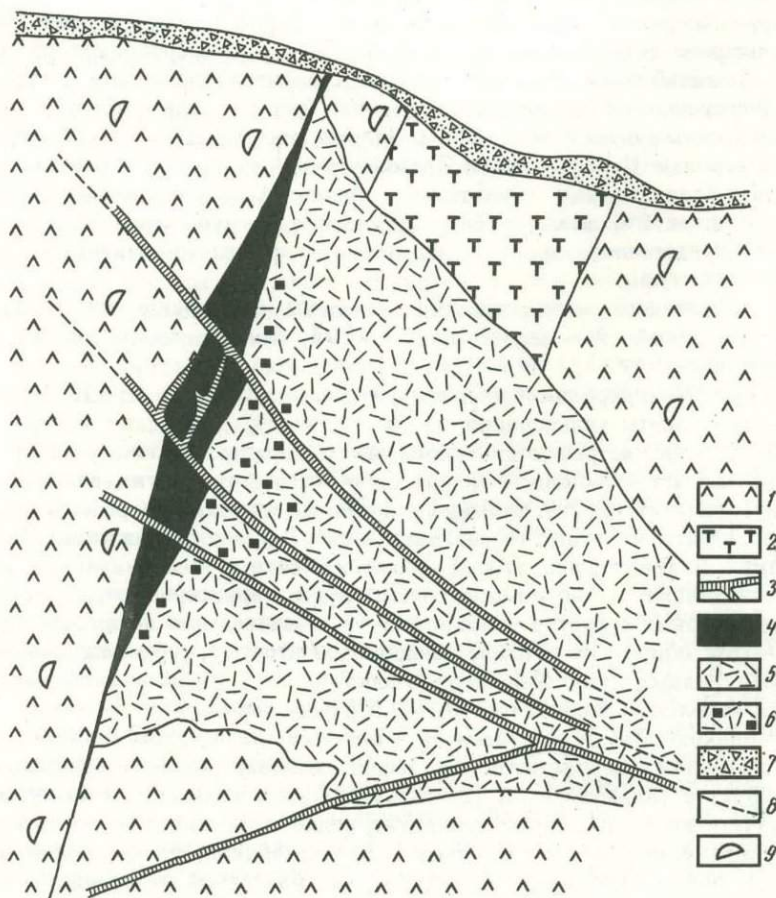
Серноколчеданные руды тяготеют к нижним горизонтам Главного рудного тела. Макроскопически это довольно плотные, однородные, грубозернистые руды массивной текстуры. Им свойственна простота минерального состава: руда на 96—100% состоит из

Рис. 10. Разрез Главной залежи Худесского месторождения



1 — спилиты; 2 — дацитовые порфириды; 3 — конгломератобрекчии; 4 — диоритовый порфирит; 5 — массивные колчеданные руды; 6 — кварц-серцитовые пиритизированные метасоматиты; 7 — слабо пиритизированные и хлоритизированные породы; 8 — диабазовые порфириды; 9 — делювиальные отложения

Рис. 11. Разрез Промежуточной залежи Худесского месторождения



1 — спилиты; 2 — туфобрекчии; 3 — жилльные диабазы (субвулканические андезито-базальтовые порфириды); 4 — массивные колчеданные руды; 5 — пиритизированные метасоматиты; 6 — прожилково-вкрапленные руды; 7 — делювиальные отложения; 8 — тектонические синвулканические нарушения; 9 — ориентировка подущечных блоков спилита

пирита, в малых количествах содержатся халькопирит, кварц, сфалерит, карбонат. Содержание серы нередко достигает 53%. Размер зерен пирита колеблется от 0,6 мм до 6—8 мм, в среднем — 1,5—3,2 мм. Большая часть зерен грубозернистого пирита группируется в виде кучных агрегатов, в совокупности образующих прожилки и гнезда. Фрагменты неоднородной структуры неравномернозернистого агрегата крупно- и среднезернистого пирита иногда наследуют первично-колломорфное строение руд. Отдельные полосы крупнозернистого пирита образуют замкнутые, местами кольцеобразные, но чаще более сложные фигуры в среднезернистом пирите.

Слоистые, ритмично-полосчатые сульфидно-гематитовые руды развиты на Восточном фланге Главной рудной залежи. Морфологически они представлены тонкими (мощностью около 1 м), согласно залегающими пластами, расположенными на том же стратиграфическом уровне, что и Главная залежь. Собственно сульфидно-гематитовая руда образует центральную зону слоистых пластов. Тонкая слоистость параллельна контактам рудных пластов со спилитами. Наряду с параллельно-слоистыми текстурами распространены плейчатые и микроплейчатые текстуры оползания, сопровождающиеся трещинами усыхания и оползевыми микросбросами.

В строении сульфидных прослоев ясно выражена асимметрия. От нижнего контакта к верхнему количество сульфидов постепенно уменьшается от 70—80 до 30% при соответствующем росте кремнисто-гематитового цементирующего агрегата. Размер пирит-халькопиритовых обособлений в рудных слоях от основания к верху также постепенно уменьшается. Рудные слои состоят в основном из неоднородных по размерам (0,5—1,0 мм) сфероидальных пирит-халькопиритовых обособлений, погруженных в гелевидный цемент.

Залежи массивных руд (Главная и Промежуточная) сопровождаются со стороны лежащего бока ореолами гидротермально-измененных пород, кроме того, в пределах рудного поля отмечен ряд крупных зон пиритизированных метасоматитов (Северная, Южная, Левобережная, Подкова). Последние представляют собой крупные тела гидротермально-измененных вулканитов с вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Зоны гидротермально-измененных пород представлены в основном тремя минерально-фациальными разновидностями, сменяющими друг друга в направлении от рудных тел к неизменным спилитам: 1) существенно кварцевой; 2) кварц-серицитовой; 3) кварц-серицит-хлоритовой. Существенно кварцевая фация (кварц составляет обычно не менее 70—80% объема, серицит — около 10%) имеет мощность не более 5 м. Кварц-серицитовая фация мощностью около 10 м состоит в основном из серицита (до 80%), импрегнированного пиритом, как и породы предыдущей фации. Кварц-серицит-хлоритовые пиритизированные породы мощностью 1—20 м, иногда более, имеют сложный минеральный состав. Кроме хлорита (50—40%), серицита (10—20%), кварца (15—20) и пирита, в них встречаются реликты кислого плагиоклаза, гематита и иногда пироксена.

Рудные залежи месторождения характеризуются отчетливо выраженной зональностью в вертикальном (от кровли к подошве) и горизонтальном (от центра к флангам) направлениях. Она обусловлена неравномерным распределением основных рудных элементов (Fe, S, Cu, Zn) и их минеральных морфологических разновидностей.

Зональное распределение дисульфидов железа установлено в Главной и Промежуточной рудных зонах [23] при минералогическом их картировании. От кровли к подошве рудных тел изменяется зернистость и кристалличность дисульфидов железа (рис. 12) от афанитовых скрытозернистых с сажистым, аморфным геле-пиритом (мельниковитом), через мелко- и тонкозернистые руды, постепенно сменяющиеся средне- и грубозернистыми полнокристаллическими рудами. Локализуясь в лежащем боку рудных линз, грубозернистые руды имеют в подошве залежей четкий контакт с зонами рассеянной сульфидной минерализации. Горизонтальная зональность выражается в закономерном размещении медноколчеданных руд в залежах [235]. В наиболее мощной центральной части Главной залежи развиты серноколчеданные руды, на флангах — медноколчеданные со сравнительно низким содержанием меди. Крайнее положение занимают слоистые сульфидно-гематитовые руды с высоким содержанием меди. Такое чередование руд соответствует продольной зональности отложения. Для цинковой минерализации характерно локальное размещение в рудных залежах при общей тенденции возрастания роли сфалерита с востока на запад.

Жильные магматические образования Худесского района подразделяются, согласно генетической классификации В. И. Смирнова [253], на три разнофациальные группы, представляющие собой корни лежащих выше лавовых покровов, субвулканические тела и малые интрузии.

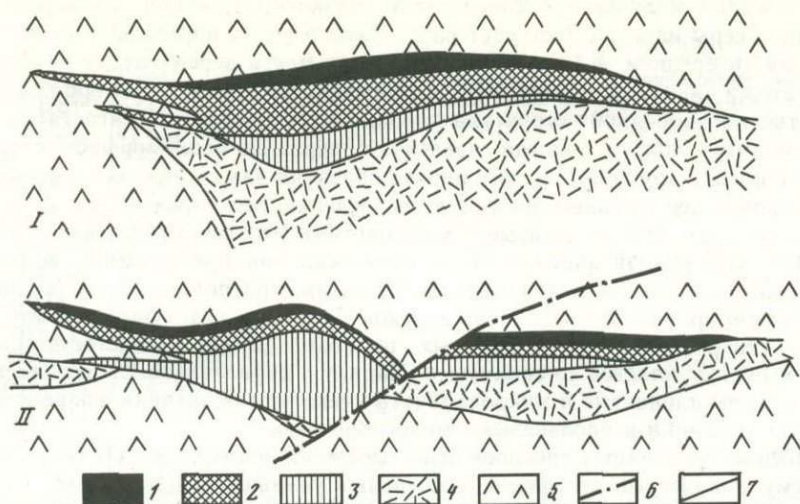


Рис. 12. Схема распределения структурных типов массивных колчеданных руд в горизонтальных сечениях Промежуточной (I) и Главной (II) залежей

1 — тонко-мелкозернистые руды; 2 — среднезернистые руды; 3 — грубозернистые руды; 4 — сульфидизированные околорудные метасоматиты; 5 — спилиты; 6 — тектонические нарушения; 7 — контакты рудных тел и пород

Рудные залежи тяготеют к участку максимального развития магматической деятельности, где сконцентрированы жильные магматические тела. Наиболее ранними являются синвулканические диабазы. Мощность их даек колеблется от 2—10 см до 8,0—11,5 м. Дайки выполняют пересекающиеся трещины, образуют узлы и раздувы, следуют вдоль контактов массивных и прожилково-вкрапленных руд, фиксируют контакты с кровлей рудных тел. Иногда рудные залежи разбиты дайками на отдельные крупные блоки полигональной формы.

Эндоконтакты даек в зоне мощностью 1,5—2,8 см обладают отчетливо выраженной стекловатой зоной закалки. В отдельных случаях внедрение дайки сопровождается дроблением вмещающей руды. В экзоконтакте дайки руда раздроблена, брекчирована. Одновременно в дайке наблюдаются рудные ксенолиты. Обращает на себя внимание, что контакт даек с брекчированными рудами относительно ровный, в экзоконтакте руда редко цементируется диабазом, а чаще кварц-хлоритовым агрегатом. Ксенолиты массивных колчеданных руд имеют четкие, ровные контакты с вмещающим диабазом и полигональные, нередко остроугольные очертания. В диабазе отмечается ориентировка лейст плагиоклаза длинными осями субпараллельно границе ксенолита. Катаклаз руд не затрагивает вмещающий диабаз. Мелкие (0,02—0,5 мм) обломки пирита, развитые в виде ореола вокруг крупных ксенолитов, корродируются гематитом и магнетитом. Тонкая аксессуарная (1—2%) вкрапленность гематита и магнетита характерна для всех диабазов, тогда как в массивных колчеданных рудах она отсутствует. В эндоконтактах даек диабаз, где наблюдаются мелкие ксенолиты пирита, количество магнетита и гематита возрастает до 3—5%. В зоне экзоконтакта даек диабаз в прожилково-вкрапленных рудах иногда наблюдается перекристаллизация пирита. В этих случаях вместо обычных для руд форм пирита (пентагондодекаэдры и комбинации пентагондодекаэдра и куба) появляются редкие кристаллические формы пирита — кубы и тетрагонтриоктаэдры.

В отдельных дайках диабаз встречается тонкие (0,5—3,5 мм) прожилки сфалерита, барита и кварца, секущие под разными углами контакты руды и дайки. К контакту дайки диабаз с массивной рудой приурочена барит-кварцевая жила с малыми количествами сфалерита, халькопирита, галенита и пирита. Мощность жилы 1,0—2,7 см; ее апофизы секут как дайки, так и руду.

Учитывая изложенные выше факты, возраст медноколчеданного оруденения следует определять как додайковый. В то же время барит-полиметаллическая минерализация моложе даек диабаз.

Рудные гальки и обломки обнаружены среди вулканогенно-осадочных отложений на флангах Промежуточной и Главной рудных залежей, а также в конгломератах туфогенно-сланцевой свиты. Обломки колчеданной руды, обнаруженные около Промежуточной залежи, приурочены к прослою вулканогенно-осадочной брекчии мощностью 2 м, залегающему среди однородных подушечных спилитов. Брекчия состоит из обломков (размером 1—5 мм) афировых лав основного состава. Цемент брекчии кремнистый,

мелкокристаллический. Включения колчеданной руды имеют форму валунов и галек, но встречаются и угловатые. Размер их колеблется от 3—4 до 30 см. В верхней части прослоя брекчии они редки, книзу количество включений возрастает и в основании достигает 60% объема. Все включения представлены сплошной сульфидной колчеданной рудой. Границы их с вмещающей брекчией резкие и замещение брекчии сульфидным агрегатом визуально не наблюдается.

По внутреннему строению обломки заметно отличаются друг от друга. Среди них имеются обломки мелкокристаллической массивной серноколчеданной руды и медно-колчеданной брекчиевидной руды, весьма распространены обломки брекчиевидно-комковатой колломорфной руды, представленной неправильными обособлениями сульфидов с колломорфным и метаколлоидным строением. Многие обособления состоят из зональных почковидных агрегатов, центральная часть которых заполнена мелкими (0,04 мм в поперечнике) округлыми агрегатами мельниковита или скрытокристаллического пирита, заключенными в мелкокристаллическом агрегате дисульфида железа (мельниковит-пирита) и халькопирита, но иногда и в агрегате кремнезема. Внешние части почек состоят из концентрически расположенных тонких зерен пирита и мельниковита, а также халькопирита. Вещественный состав обломков руд сходен с составом обычных колчеданных руд месторождения.

Нормальная последовательность наслоения пород, содержащих рудные обломки, и их литологический состав не допускают возможности тектонического происхождения этих обломков. Резкие границы обломков, неоднородность их по текстурным и структурным признакам и вещественному составу, большая распространенность в обломках руд колломорфного строения удовлетворительно объясняются именно обломочным седиментационным происхождением рудных включений.

На западном фланге Худесского месторождения рудные брекчии были обнаружены на левом берегу балки Кривой. Они приурочены здесь к слою вулканобрекчий с туфовым цементом, причем включения массивной руды наблюдаются только в основании слоя. Пласт брекчий имеет мощность около 50 м и залегает среди фиолетовых «подушечных» спилитов. Вдоль границы брекчий и лав имеются невыдержанные тонкие линзы сургучной яшмы. Брекчии состоят из плохо сортированных по размерам и окатанности угловатых и округлых обломков спилитов, кварцевых и андезитовых порфиритов размером от долей сантиметра до 0,5—0,7 м. Реже встречаются обломки кремнистых яшмовидных пород.

По форме и размерам выделения руды в брекчии не отличаются от обломков лав. Как правило, в поперечнике их размеры около 10 см, но в отдельных случаях достигают 30 см. Выделения сульфидов расположены друг от друга на расстоянии до 20 м и более, в некоторых местах оно снижается до 2—3 м. Благодаря интенсивной эрозии участка многие включения почти не подверглись гипергенному выщелачиванию. Минераграфическое изучение рудных обломков показало, что все они относятся к гелевому и мелкозернистому типу массивных руд, широко развитому в Главном рудном теле. Для них характерно преобладание колломорфных структур, в которых пирит и мельниковит-пирит образуют почти сплошной мелкокристаллический агрегат. Примесь других сульфидов в этом агрегате обычно отсутствует, но содержится около 10% объема кремнезема.

Цемент брекчий состоит из криптокристаллического кремнистого агрегата с обломками кварца и менее распространенными обломками лав. Ни в цементе, ни в обломках под микроскопом не обнаруживаются сульфиды. Сходство обломков с массивными рудами месторождения подтверждается определениями вещественного состава, а также изотопным анализом серы. Соотношение $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ в пиритах из описываемых обломков руд равно 22,17. Эта величина является средней для массивных руд Главной залежи.

Генезис колчеданных месторождений Передового хребта

Результаты исследований основных колчеданных месторождений Северного Кавказа позволяют сформулировать следующую общую черту их генезиса: ареной накопления колчеданных руд служила поверхность раздела: вулканогенная толща — морская водная среда, в меньшей степени — толща пород, прослеживающаяся от поверхности раздела на глубину 1—1,5 км. В образовании колчеданных руд участвовала сложная гамма процессов от гипогенных жильных и метасоматических до экзогенных осадочных. Наиболее продуктивными, по мнению авторов, были гибридные типы рудогенеза, определенные как осадочно-метасоматические.

Региональное совпадение центров активного развития эффузивов и вулканокластов, с одной стороны, и гидротермально-осадочных руд — с другой, является характерной закономерностью размещения колчеданных месторождений внутри вулканогенных форма-

ций. Эти центры выделяются как поля наибольших мощностей отложений, а также развития кислых эффузивов и субвулканических пород как производных вязкой магмы, локализующихся вблизи от магмоподводящих аппаратов. Однако локальные рудопроводящие структурные узлы обычно несколько сдвинуты относительно каналов излияния эффузивов и выброса пирокластов. Это подтверждается данными детального изучения размещения колчеданных руд в Урупском, Худесском (Северный Кавказ) и Блявинском (Южный Урал) рудных полях, а также материалами по другим колчеданным месторождениям. Гидротермально-осадочные сульфидные залежи Урупского рудного поля приурочены к конседиментационным блюдцеобразным депрессиям, которые первично зародились как участки разгрузки палеогазогидротерм. Мелкозернистая и пелитовая структура осадочных пород кровли рудных тел свидетельствуют о спокойной гидродинамической обстановке отложения руд.

Зона юрских сланцев Большого Кавказа

Размещение юрских геосинклинальных толщ Большого Кавказа, по данным Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [174], обусловлено предкиммерийской тектонической позицией региона. Ими выделены опущенные Западный и Восточный сегменты и приподнятый Центральный сегмент, сложенный кристаллическими породами докембрия и палеозоя, прорванными герцинскими гранитоидами. С юга к Центральному сегменту (зоне главного хребта) примыкает полоса мощных геосинклинальных осадков (зона Южного склона), граница между которыми трассируется по линии Главного надвига [55]. Переход Центрального сегмента в Западный и Восточный осуществляется посредством ступенчатого погружения кристаллического фундамента вдоль поперечных синседиментационных разломов. В качестве осевого поднятия в Западном сегменте при этом выступает Гойтхско-Ачишхинский антиклинорий, а в восточном сегменте непосредственным продолжением центрального поднятия служит горст-антиклинорий Бокового хребта и его переход в Бежтинский грабен-синклинорий. Что касается горст-антиклинория Главного хребта, то его ядро отделяется от южного крыла, непосредственно входящего в зону Южного склона, Ахтычайским разломом, являющимся восточным продолжением Главного надвига.

Рассматривая весь разрез нижнеюрских и ааленских пород зоны Южного склона Большого Кавказа в целом, мы сохраняем за ними название «аспидная формация», тем самым по аналогии с другими регионами [79], подчеркивая их принадлежность к нижним частям геосинклинального формационного ряда [280]. Состав пород на всем тысячекилометровом пространстве развития зоны Южного склона удивительно монотонен. Аспидная формация состоит в основном из сланцев, на различных уровнях обогащенных песчанистыми и вулканогенными пачками, принадлежащими к отложениям различных ярусов от синемюра до аалена включительно, которые в разрезе согласно сменяют друг друга.

В Горной Абхазии, где наблюдается стратиграфический контакт юрских отложений с древними образованиями, формация начинается базальными конгломератами синемюра с постепенным уменьшением песчанности вверх по разрезу [19]. Во всех районах Южного склона, в которых производилось литологическое изучение аспидных сланцев, от Чечено-Ингушетии до Азербайджана [257, 137, 166], устанавливается сходный их состав: гидрослюда политипа 2 M_1 , магнезиально-железистый хлорит, кварц и альбит. Песчаники и алевролиты имеют в основном полевошпат-кварцевый состав, а цемент их полностью отвечает составу аспидных сланцев. Мощность формации непостоянна в различных структурно-формационных зонах, но в общем случае увеличивается от 4 км на западной периферии Центрального Кавказа [19] до 11 км — на Восточном Кавказе [151].

Что касается эффузивного магматизма, то его проявления известны на различных стратиграфических уровнях. Так, в Горной Абхазии М. А. Беридзе и В. А. Буадзе [20] описывают синемюр-плинсбахский кварц-кератофировый вулканизм, приуроченный к приподнятым участкам, и тоарский базальтоидный вулканизм, связанный с синседиментационными депрессиями. Последний представлен шаровыми базальтовыми и спилитовыми лавами, диабазовыми витрофиритами и их гиалокластическими брекчиями. Химический состав вулканитов приведен в табл. 3.

По данным Р. Н. Абдуллаева и других [1], к проявлениям нижнеюрского базальтоидного вулканизма в Белоканском районе Азербайджана относятся потоки и покровы спилитов и спилитизированных диабазов натриевой серии, калий-аргоновый возраст ко-

торых составляет 178 млн. лет. А. Г. Долгих и В. Б. Чернициным [93] в зонах Ахтычайского и Хновского разломов описаны эффузивные диабазовые порфириды, андезиты, андезито-базальты, спилиты и вариолиты позднеоарского и позднеааленского возраста. Спилиты и пирокласты андезито-базальтового состава синемюрского и плинсбахтоарского возраста известны во многих пунктах Зааалазанской Кахетии (табл. 4).

В целом южноюрский базальтоидный вулканизм недифференцированной формации развит на Южном склоне Большого Кавказа довольно широко и отмечается во всех рудных районах. Он относится к типичному проявлению натриевого раннегеосинклинального вулканизма. Ограниченным развитием пользуются аален-байосские эффузивы — спилитовые потоки и базальтовые пирокластиты.

Среди интрузивных пород наибольшим распространением пользуются дайковые и силловые тела диабазового комплекса. Вслед за Л. Н. Варданянцем [39, 40] эти образования изучались многими геологами. Г. С. Дзоцендзе [72] выделяет два типа диабазов: спилитовый и авгит-лабрадорный, связанные соответственно со спилитовым и порфириновым вулканизмом байоса. О. З. Дудаури и М. Г. Тогоидзе [97], кроме даек байоса, описывают диабазовые тела позднего тоара и аалена. Диабазовые тела, повсеместно развитые на Южном склоне Большого Кавказа, слагают диабазовый пояс Л. Н. Варданянца. С этими породами, которые, скорее всего, разновозрастны и формировались начиная от позднего тоара до байоса включительно, на Восточном Кавказе тесно ассоциируют тела базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, а кроме того, по данным Н. К. Курбанова и других [151], и тела липаритовых порфиров и липарито-дацитовых порфиритов. Р. Н. Абдуллаев с соавторами [1] относят их к субвулканическим фациям последовательно дифференцированного базальт-андезит-дацит-липаритового комплекса; аргонный возраст пород соответствует 168 млн. лет.

Наиболее поздним проявлением основного магматизма, согласно Р. Н. Абдуллаеву и другим [1], следует считать гипабиссальные интрузивы габброидного ряда габбро, микрогаббро, габбро-диориты и диориты, возраст которых по аргонному методу соответствует 162 млн. лет. Породы этого ряда развиты на Восточном Кавказе и слагают серию тесно сближенных даек и штоков, прорывающих крылья и ядра антиклинальных складок. Из более поздних интрузивных пород И. Т. Романовым [223] в Дагестане описаны массивы гранит-порфиров, радиологический возраст которых соответствует 145 млн. лет.

Многочисленные исследования привели к выводу, что аспидная формация претерпела региональный метаморфизм начальных ступеней фации зеленых сланцев, который можно параллелизовать с пренит-пумпеллиитовой, а возможно, с пумпеллиит-стильпномелановой субфациями.

Колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые оруденения, развитые в юрских сланцах Большого Кавказа, принято объединять под названием медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа [261]. Он протягивается более чем на 1000 км в общекавказском направлении от р. Мзымта на западе до р. Агричай — на востоке. Многочисленными исследователями этого пояса [151, 261, 257, 258, 4, 34] было установлено, что медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления приурочены к зоне инверсионных поднятий (обращенных антиклинорий), расположенных непосредственно к югу от антиклинория Главного хребта Большого Кавказа. Поскольку во время седиментации обращенные антиклинории представляли собой наиболее погруженные части геосинклинального бассейна [16, 280], оруденение медно-пирротинового пояса занимает обычное для всех колчеданных залежей тектоническое положение [253]. Инверсионные поднятия северной периферии Южного склона разобщены друг от друга крупными поперечными разломами [151, 174, 55]. Поэтому медно-пирротиновый пояс Южного склона распадается на ряд самостоятельных поясов или рудных кулис. Так, Т. Н. Габашвили выделяет с запада на восток Бзыбско-Чхалтинскую, Свано-Рачинскую и Артано-Белоканскую рудные кулисы. В настоящее время наиболее изученной следует считать Артано-Белоканскую рудную кулису, в пределах которой сосредоточены наиболее крупные месторождения колчеданного типа.

Большинство из представленных на Южном склоне оруденений полигенно и полихронно. В условиях пространственного совмещения разновозрастных рудных формаций образуются комбинированные месторождения, которые В. И. Буадзе [32], предлагает описывать под названием рудных комплексов. Среди них выделяются следующие.

1. Серноколчеданно-пирротиново-полиметаллический рудный комплекс, образованный в результате наложения на ранние серноколчеданные руды пирротин-полиметаллической минерализации унаследованно-стратиформного типа (Кац-Даг).

2. Серноколчеданно-(кварц-кальцит)-полиметаллический рудный комплекс, который

Таблица 3

Химический состав (в вес. % продуктов базальтоидного вулканизма Горной Абхазии (по М. А. Беридзе, В. И. Буадзе) [20])

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	53,80	2,40	16,10	0,56	4,60	0,07	3,72	6,70	5,96	0,10	0,42	0,36	0,22	4,42	99,43
2	53,36	1,50	18,27	2,80	4,32	0,45	6,59	1,10	6,80	—	0,18	Сл.	0,42	3,98	99,77
3	48,64	1,97	18,09	4,28	5,40	0,50	7,30	1,21	6,60	0,20	0,31	»	0,75	4,79	100,04
4	54,31	1,37	14,96	3,17	6,12	0,50	7,86	1,21	4,00	—	0,18	»	0,43	5,55	99,66
5	47,69	1,72	16,83	3,65	7,92	0,14	8,48	2,11	4,00	—	0,26	»	0,61	6,36	99,76
6	51,67	1,60	14,26	2,72	8,82	0,21	5,16	7,73	4,60	—	—	—	0,27	2,59	99,88
7	48,17	1,32	13,92	2,36	10,44	0,17	7,62	4,75	4,30	—	0,18	»	0,61	5,89	99,73
8	50,80	1,65	13,00	2,58	8,46	0,14	7,12	7,17	5,60	—	0,13	»	0,48	2,96	100,09
9	50,00	2,12	12,72	5,20	7,28	0,14	6,27	7,76	5,20	—	0,19	»	0,19	3,13	100,20
10	55,60	1,71	12,52	2,85	6,66	0,27	4,89	3,07	4,22	0,07	0,41	0,27	0,22	2,06	99,82
11	48,05	2,07	19,14	2,72	8,19	0,17	4,88	1,78	6,60	—	0,20	Сл.	1,28	4,89	99,97
12	55,19	1,07	13,60	6,63	5,12	0,10	3,33	0,97	5,70	—	0,14	»	0,43	6,89	100,17
13	54,65	1,12	17,00	3,25	6,12	0,10	4,41	3,45	4,80	—	0,23	»	0,20	4,48	99,81
14	51,52	1,80	15,13	2,35	7,38	0,28	8,65	2,54	4,40	0,20	0,27	»	0,40	4,68	99,60

Примечание. 1, 5 — микролитовые диабазовые порфириты; 2, 3, 4, 10 — обломки диабазовых диабазовых порфиритов; 8, 9 — альбит-пироксеновые гиалофитовые диабазы; 11, 13, 14 — микролитовые

витрофиритов из гиалокластических брекчий; 6 — диабазовые витрофириты; 7 — хлоритизированные диабазовые витрофириты; 12 — альбит-хлоритовые гиалофитовые диабазы.

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) эффузивных пород Заалазанской Кахетии

Номер п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	50,0	1,70	15,2	1,45	9,50	0,27	6,1	10,7	2,6	0,08	0,26	0,22	0,07	1,7	99,85
2	50,5	1,60	13,5	1,30	10,30	0,24	7,2	9,2	2,6	0,08	0,25	0,27	0,07	2,4	99,55
3	48,0	1,70	14,9	3,20	10,30	0,27	6,6	8,2	3,5	—	0,25	—	0,15	2,5	99,63
4	49,0	1,70	15,4	2,60	10,66	0,28	6,5	7,4	3,5	—	0,24	0,11	0,26	2,5	100,15

Примечание. 1 — обр. № 1250, спилитовый диабаз; 2 — обр. № 1253, то же; 3 — обр. № 1256,

варнолит; 4 — обр. № 1257, то же.

образовался в результате наложения на стратиформные серноколчеданные руды минерализации кварц-кальцит-полиметаллической формации (Катех).

3. Колчеданно-полиметаллическо-пирротиновый комплекс, сформированный благодаря вовлечению стратиформной залежи колчеданно-полиметаллических руд в фронт развития пирротиновой минерализации (Филизчай).

4. Медно-пирротиново- (кварц—кальцит)-полиметаллический рудный комплекс, становление которого обусловлено наложением на медно-пирротиновые жилы кварц-кальцит-полиметаллической минерализации (Кизил-Дере).

Несколько иное структурно-формационное и металлогеническое районирование предлагает Н. К. Курбанов [151].

Согласно [151], колчеданосные ниже-средне-юрские терригенные комплексы альпийской металлогенической провинции Большого Кавказа накапливались в трогообразном геосинклинальном рве, заложенном на утоненной континентальной коре и относимом к энсиалической линейной зоне растяжения. Характерными особенностями этой зоны, охватывающей ядро и южный склон мегантиклинория Большого Кавказа, являются: 1) господство отложений аспидной (плинсбах—тоар) и терригенно-флишовой (тоар—аален—байос) формаций; 2) редуцированная роль продуктов инициального магматизма, представленного полициклическими элементарными формациями подушечных лав и силлов океанических толентов базальтов плинсбах-ааленского возраста; 3) накопление продуктов указанных формаций знаменовало раннегеосинклинальный этап развития региона, который сменился островодужным режимом, сопровождавшимся внедрением субинтрузивных фаций и локальным вулканизмом двух последовательно сменивших друг друга во времени формаций: непрерывной базальт-андезит-липарит-дацитовой, выраженной эффузивно-субвулканическими фациями, и габбро-диоритовой, гипабиссальной; 4) с указанными магматическими формациями, отражающими различный геодинамический режим формирования альпийской терригенной эвгеосинклинали Большого Кавказа, связывается формирование полигенно-полихронных колчеданно-медно-полиметаллических месторождений региона: с элементарными

формациями толентов базальтов связано формирование стратиформных серно- и медноколчеданных залежей, с непрерывной — накопление полиметаллических руд, а с габбро-диоритовой — медно-пирротиновых; 5) современное размещение полигенно-полихронных колчеданно-медно-полиметаллических месторождений альпийской провинции Большого Кавказа отражает латеральную металлогеническую зональность в размещении определенных типов этих месторождений; на месте центрального трога геосинклинали сосредоточены преимущественно серно- и медноколчеданные месторождения, характеризующиеся широким развитием поздних медно-пирротиновых руд; на южном крыле трога, характеризующемся наиболее устойчивым островодужным режимом развития, размещены колчеданно-полиметаллические месторождения; 6) выделенные металлогенические зоны отчетливо выделяются и по степени метаморфизма и регенерации стратиформных рудных залежей, которая нарастает от южной островодужной зоны к северной, троговой; 7) размещение стратиформных колчеданных месторождений в зонах носит узловой характер, обусловленный их приуроченностью к локальным инверсионным поднятиям, возникшим на месте компенсированных глинистыми осадками палеовпадин.

Приводимые ниже примеры месторождений — Филизчай, Кацаг, Катех и Кизил-Дере — являются типовыми моделями для указанных зон, отражая различия как в позиции, условиях локализации и морфологии, так и в вещественном составе и метаморфизме руд.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение **Филизчай** находится в Белоканском районе Азербайджанской ССР в среднем течении р. Карабах.

Рудное поле охватывает локальное Белоканчайское поперечное инверсионное поднятие и расположено на северном борту южной металлогенической зоны в лежащем боку Кехнамеданской взбросо-надвиговой зоны смятия общекавказского простираия [151]. Участок месторождения сложен отложениями филизчайской (верхний плинсбах) и губахской (тоар) трансгрессивных серий. Филизчайская серия представлена глинистыми сланцами с пачками песчано-аргиллитовых флишидов, имеет мощность 500 м. Губах-

ская серия представлена толщей чередования пакетов глинистых сланцев с пластами тонкослонистых алевропесчаников и мелко-среднезернистых песчаников мощностью от 0,5 до 5 м и более. Мощность толщи 900 м.

В породах указанных серий нередко присутствуют вкрапленность пирита и конкреции пиритового, пирит-сидеритового и песчано-сидеритового состава. Конкреции, прослойки, линзовидные и лентовидные горизонты густовкрапленных пиритовых образований концентрируются преимущественно в пакете черных глинистых сланцев, залегающих в верхней части разреза филизчайской серии и обогащенных $C_{орг}$ (до 5,6%). Они образуют рудоносный горизонт мощностью до 100 м, в котором залегают Филизчайская рудная залежь. Рудовмещающие глинистые сланцы фациально изменчивы по латерали и замещаются на расстоянии нескольких сотен метров более мелководными существенно песчаными флишсоидными фациями, а пиритовые конкреции — песчано-сидеритовыми.

Палеофациальная реконструкция [151] свидетельствует о том, что накопление глинистых сланцев, обогащенных скоплениями пирита, происходило в локальной впадине палеоморского дна, ограниченной на западе, юге и востоке песчаными «фациальными» барьерами, а на севере смыкавшейся с субширотной узкой глубоководной впадиной. На месте последней в дальнейшем развилось продольное инверсионное поднятие, осложненное Кехнамеданской взбросо-надвиговой зоны смятия.

Отложения филизчайской и гухабской серий смяты в крупную Карабчайскую антиклиналь субширотного простирания с относительно пологим (угол 45°) северным крылом, опрокинутым на юг (угол 80°) южным крылом и обширным сводом. Южное крыло имеет моноклиналиное строение, ядро и северное крыло антиклинали осложнены продольными складками волочения высоких порядков. Осевые плоскости складок падают на север под углами $40-80^\circ$ и осложнены субширотными взбросо-надвигами (рис. 13). Вмещающие породы охвачены кливажом течения, ориентированным согласно осевой поверхности главной антиклинали.

Единая рудная залежь расположена на северном крыле Карабчайской антиклинали. Она представляет собой пластообразное тело, падающее на север согласно со складчатостью вмещающих пород (рис. 14). По восстанию в области перегиба северного крыла и свода антиклинали единая залежь распадается на несколько сближенных крутопадающих (до $85-90^\circ$) линз. По падению залежь испытывает ступенчатые перегибы с изменением в углах падения от 20 до 60° . Вдоль кровли залежи прослеживается согласная с ее конфигурацией зона рассланцевания мощностью до 5 м (Филизчайский надвиг); лежащий ее бок осложнен языковидными апофизами, сменяющимися на глубине секущими зонами прожилковых руд (см. рис. 14). В участках пережимов залежи по мощности массивные руды будинированы и рассташены по ограничивающему надвигу. Особенно интенсивному будинированию массивные руды подвергнуты в центральной части и на восточном фланге месторождения (рис. 15).

Вещественный состав руд Филизчайского месторождения отличается широким развитием пирита, составляющим основной объем руд, в значительно меньшей степени распространены сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин; в еще меньшем количестве встречаются марказит, арсенипирит, кобальтин, магнетит, гетит, блеклые руды, бурнонит, буланжерит, джемсонит и др. Из нерудных минералов широко распространены различные карбонаты, кварц, хлорит, в меньшей степени — биотит, актинолит, барит.

Главными минералого-текстурными типами руд являются: 1) слоисто-полосчатые и массивные (пиритовые и пирит-сфалерит-галенитовые); 2) пятнистые (пиритовые, пирит-сфалерит-галенитовые); 3) слоистые глинисто-пиритовые («рудный флиш»); 4) прожилковые (пиритовые, пирит-сфалерит-галенитовые и пирротиновые); 5) медно-пирротиновые массивного сложения.

Слоисто-полосчатые руды занимают основной объем залежи, локализуясь преимущественно в ее висячем боку, где рисунок полосчатости вплоть до деталей повторяет ступенчатые изгибы рудоограничивающего надвига. Слоисто-полосчатая текстура в рудах обусловлена чередованием субпараллельных полос (или слоев) различного минерального состава, мощность которых колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров, составляя в среднем около $1,5-3$ мм. Среди полосок распространены: 1) существенно пиритовые с примесью карбоната; 2) галенит-сфалеритовые с примесью пирита и карбоната; 3) карбонатные с примесью пирита, сфалерита и галенита; 4) халькопирит-пиритовые; 5) карбонат-пиритовые. Для пиритовых слоисто-полосчатых руд характерно развитие косякой слоистости, редко встречаются подводно-оползневые текстуры, имеющие форму микроскладок.

Массивные пиритовые руды с примесью халькопирита, сфалерита и галенита встре-

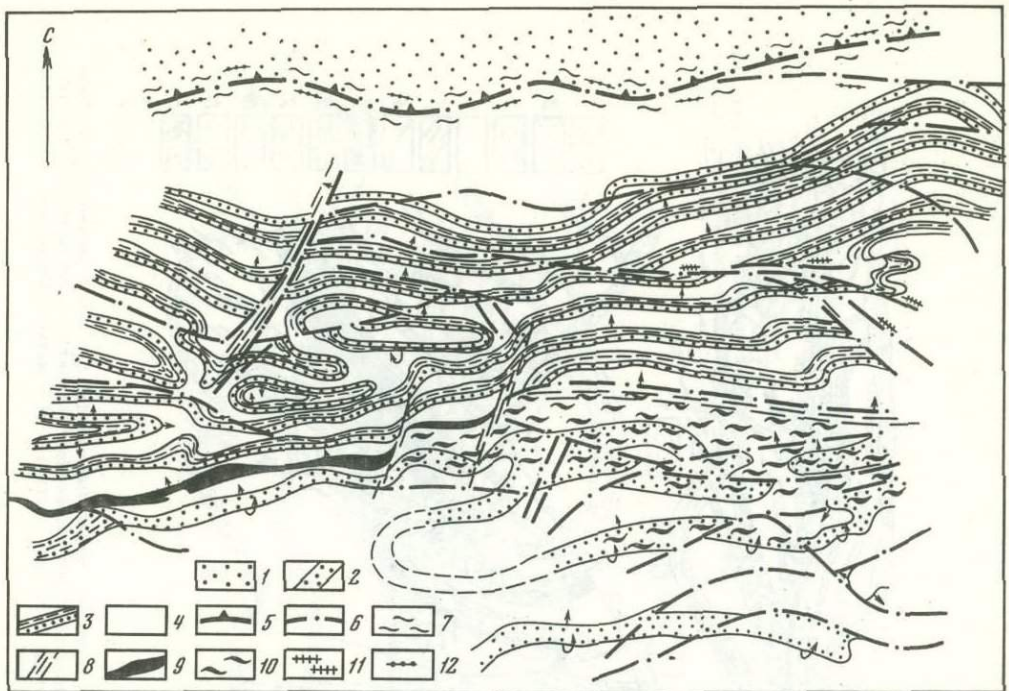


Рис. 13. Схематическая литолого-структурная карта месторождения Филизчай (по Н. К. Курбанову)

1 — песчаники с прослоями глинистых сланцев; 2 — толща глинистых сланцев с пачками флишоидов; 3 — толща чередования песчаников, песчано-глинистых и глинистых сланцев; 4 — монотонная толща глинистых сланцев; 5 — Кехна-Меданская надвиговая зона; 6 — разрывные нарушения; 7 — зоны дробления и развальцевания сланцев; 8 — зоны развития приразломного кливажа и развальцевания; 9 — рудное тело (положение под наносами); 10 — зоны развития прожилковых руд; 11 — жилы и прожилки хлорит-карбонат-кварцевого состава; 12 — жилы и прожилки халькопирит-пирротинового состава

чаются совместно со слоисто-полосчатыми и образуют в них линзообразные тела, приуроченные к кровле либо к подошве последних. Текстурные особенности их однообразны. Это однородные тонкозернистые и почковидные образования с линзовидными и гнездовидными включениями, прожилками галенит-сфалеритового, халькопирит-сфалеритового и кварц-пирит-карбонатного состава.

Пятнистые руды отличаются крупной зернистостью и текстурным рисунком, основу которого составляет перекристаллизованная пятнистая вкрапленность крупного (до 2,5 см), часто сферического пирита и реже сфалерита и галенита на фоне карбонатной массы. Этот тип руд встречается в восточной части месторождения, где слагает тела сложной формы, верхней границей которых служат полосчатые руды, а нижняя связана постепенным переходом к колоннам прожилковых руд того же состава.

Слоистые глинисто-пиритовые руды («рудный флиш») образованы ритмичным чередованием глинистых и сульфидных слоев мощностью 0,1—10 см. Сульфидные слои сложены пиритом, карбонатом, реже сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Пирит представлен конкреционными стяжениями, фрамбоидами и мелкими кристаллами. Сфалерит, галенит и халькопирит часто образуют полосчатые агрегаты в «тенях давления» конкреционных стяжений пирита. Эти руды развиты в лежащем боку рудной залежи и фациально замещают слоисто-полосчатые руды в участках ее выклинивания, являясь, по-существу, постепенным переходом от сплошных руд к глинистым сланцам, обогащенным линзовидными горизонтами, прослоями и конкрециями пирита.

Медно-пирротиновые руды развиты в восточной части месторождения. Они образуют секущее жилообразное тело, расположенное в висячем боку пятнистых руд (см. рис. 14). Для них характерны порфировая и брекчиевая текстуры, образованные порфиробластами пирита или обломками карбонат-пиритовых руд в тонкозернистой пирротиновой массе с редкой вкрапленностью халькопирита и сфалерита.

Гидротермально-метасоматические изменения пород интенсивно развиты в подрудной толще, несравненно слабее — в надрудной, и представлены хлоритизацией, карбонатацией и слабым пятнистым окварцеванием.

В истории формирования Филизчайской залежи выделяются три главных этапа рудообразования. В первый этап отлагались слоисто-полосчатые и массивные гидро-

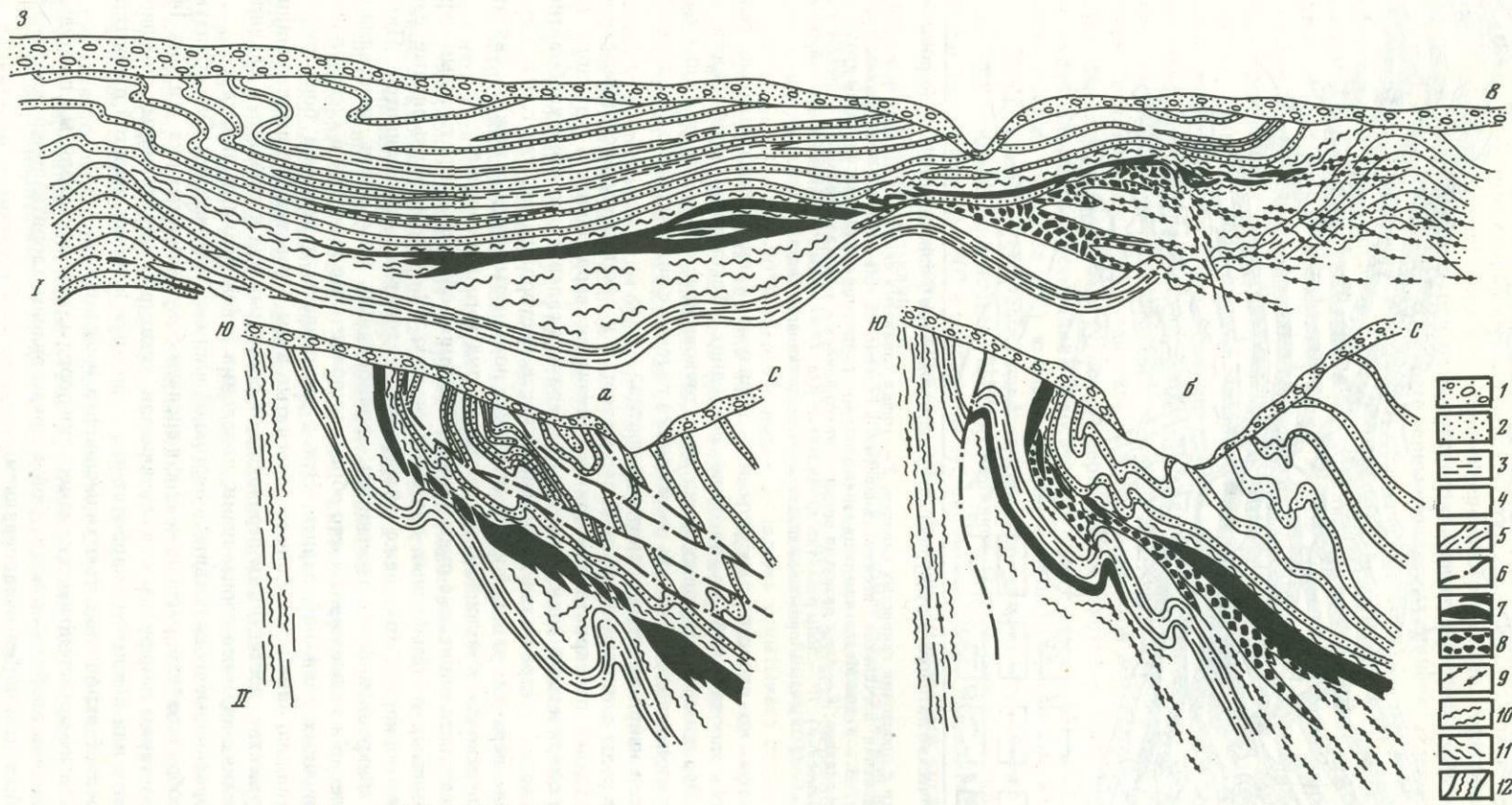


Рис. 14. Разрезы месторождения Фелизчай (по Н. К. Курбанов,):

I — продольный; II — поперечные (а — через центральную часть; б — через восточный фланг)
 1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — мелко- и среднезернистые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — пачка песчаного флюидона среди глинистых сланцев подрудной толщи; 6 — разрывные нарушения с глиной трения; 7 — слоисто-полосчатые пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые руды; 8 — пятнистобрекчиевидные руды того же состава; 9 — прожилковые руды того же состава; 9 — прожилковые руды того же состава; 10 — метаморфизованные пиритовые прожилки; 11 — зона приразрывной сланцеватости; 12 — вязкий сброс

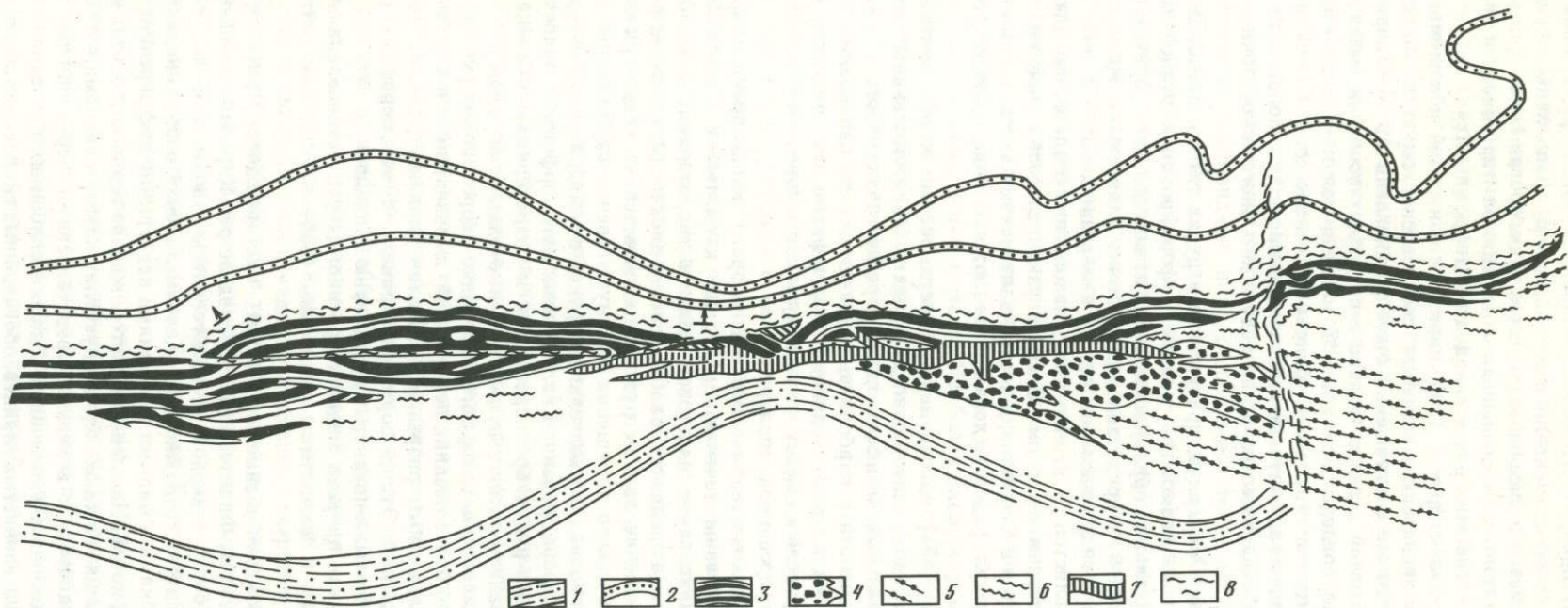


Рис. 15. Погоризонтный план штолен 14 и 7 месторождения Филизчай (по Н. К. Курбанову)

1 — пачка песчаного флишоида в глинистых сланцах подрудной толщи; 2 — надрудная песчано-сланцевая толща; 3 — слоисто-полосчатые пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые руды; 4 — пятнисто-брекчиевидные руды того же состава; 5 — прожилковые руды того же состава; 6 — метаморфизированные пиритовые прожилки; 7 — медно-пирротиновые жилы; 8 — зоны приразрывной сланцеватости

термально-осадочные существенно пиритовые руды. О сингенетичном происхождении этих руд свидетельствуют: а) приуроченность к стратифицированному рудоносному горизонту, накапливавшемуся в конседиментационной впадине; б) фациальные переходы по латерали от сплошных слоистых и массивных руд через руды, обогащенные прослоями вмещающих сланцев, к горизонтам, насыщенным конкрециями пиритового и пирит-сидеритового состава; г) участие этих руд в складчатых деформациях.

По данным Л. Н. Гриненко и других [70], пирит из конкреций и маломощных горизонтов имеет широкую дисперсию изотопных соотношений серы со значением $\delta^{34}\text{S}$ от $-22,3$ до $30,4\%$. Эти же соотношения были установлены Н. М. Заири для пиритовых слоистых руд основной залежи. Однако в последних основная масса серы пиритов имеет незначительные пределы вариаций $\delta^{34}\text{S}$, меняющиеся от $+1,0$ до $+5,0\%$. Узкие пределы вариации свидетельствуют о глубинном источнике серы. Самой значительной дисперсией $\delta^{34}\text{S}$ обладают афанитовые тонкозернистые пириты слоистых руд, что может рассматриваться как свидетельство их последующего биогенно-осадочного перерождения.

По данным А. Г. Злотника-Хоткевича, присутствие в рудах гетита, преобразованного в магнетит, указывает на возможное участие в формировании рудной массы продуктов палагонизации базальтов, образующихся при взаимодействии горячих потоков базальтов с морской водой и представленных обычно глинистыми минералами из группы монтмориллонита и гидроокислами железа и марганца.

Доказательством этого является то, что к периоду накопления осадков, вмещающих рудоносный горизонт, в соседнем северном блоке (в узкой трогообразной впадине) происходило излияние спилитов и базальтов, с поствулканическими эксгальциями которых можно связать привнос сульфидов железа в более южную подводную котловину с застойными водами.

Согласно Н. К. Курбанову [151], одновременно с дисульфидами железа выделялась и определенная часть сульфидов цинка, свинца и меди. Об этом свидетельствует присутствие реликтовых зональных метаколлоидных агрегатов, состоящих из пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и карбоната, указывающих на одновременную их кристаллизацию. Впоследствии в процессе динамометаморфизма эти сростания были перекристаллизованы, что привело к выносу части попутных компонентов из сульфидов и образованию сульфосолей, арсенидов, теллуридов.

Отложению пирит-медно-полиметаллических руд второго этапа предшествовали складчатые деформации и кливаж течения, приведшие к смятию в Карабчайскую складку, будинаж и рассланцевание пластовой залежи гидротермально-осадочных руд. Развитию руд второго этапа предшествовало внедрение даек непрерывно-дифференцированной формации. Отложение данных руд осуществлялось из гидротермальных растворов путем метасоматического замещения преимущественно карбонатных пород в ранее отложенных и рассланцованных колчеданных рудах в температурном интервале $250-100$ °С. Одновременно с формированием наложенных метаморфогенно-полосчатых колчеданно-полиметаллических руд в брекчированных и гидротермально-измененных подрудных породах образовались пятнистые пирит-полиметаллические руды.

Формированию гидротермально-метаморфогенных медно-пирротиновых руд третьего этапа предшествовал процесс более поздних деформаций, выразившийся в возобновлении подвижек по ранее заложенным разрывам, развитии кливажа разлома, мелких пльчатых и угловатых складок. Эти деформации привели к метаморфизму ранее отложившихся слисто-полосчатых и пятнистых руд, смятию прожилков пирита в угловатые складки. Метаморфогенная природа медно-пирротиновых руд установлена по замещению пирита пирротином и магнетитом и высоким ($350-400$ °С) температурам образования.

Кацагское колчеданно-медно-полиметаллическое месторождение расположено в $2,5$ км на запад-северо-запад от Филизчая на водоразделе рек Карабчай и Мзымчай. Оно находится на южном борту северной металлогенической зоны в пределах продольного инверсионного поднятия, осложненного Кехнамеданской взбросо-надвиговой структурой, насыщенной дайками и малыми интрузиями непрерывно дифференцированной и габбро-диоритовой формаций. На площади месторождения терригенные отложения тоара расчленены на две толщи: нижнюю, сложенную глинистыми сланцами с силлами и потоками спилитов и диабазов, и верхнюю, представленную чередованием пачек тонко- и груборитмичных песчаных флишоидов. Залежи сплошных колчеданных руд локализованы в нижней толще глинистых сланцев, обогащенных скоплениями конкреций и вкрапленности пиритового и пирротинового состава, в едином рудоносном горизонте.

Продольное поднятие осложнено опрокинутыми на юг линейными складками различных порядков, деформированными кливажом течения и многочисленными сопряженными ступенчатыми взбросо-надвигами, сбросами и вязкими разрывами. Вдоль чешуйчатых взбросо-надвигов крылья антиклиналей надвинуты на замки синклиналей с амплитудой перемещения до нескольких сотен метров. В зонах вязких разрывов глинистые сланцы превращены в филлиты и пронизаны многочисленными кварцевыми и кварц-альбит-хлоритовыми прожилками. Характерными элементами являются также крутой кливаж разлома и сопутствующая ему плейчатость. Они наложены на ранее сформированные складки и поверхности кливажа течения; параллельно последним кварцевые жилы смяты в тигматитовые складки.

В современном эрозийном срезе участка месторождения рудоносный горизонт и приуроченные к нему рудные залежи обнажаются на дневной поверхности в нескольких наиболее приподнятых продольных блоках чешуйчатого строения.

Промышленные залежи сплошных сульфидных руд представляют собой кулисно расположенные линзовидные и пластообразные тела, падающие к северу под углами 35—65°. Слагающие их руды испытали интенсивный будинаж и ступенчатые изгибы в связи с развитием кливажа течения и взбросо-надвигов, смяты в плейчатые складки и разорваны многочисленными поперечными сбросо-сдвиговыми нарушениями. Мощные ореолы прожилково-вкрапленных руд продуктивных этапов, сопровождающие стратиформные колчеданные залежи и как бы наращивающие объем промышленных тел, контролируются разрывными нарушениями.

Минералого-текстурные типы руд близки к филизчайским, однако существенно отличаются от них широким развитием пирротиновой минерализации за счет замещения более ранних пиритов, что сопровождалось интенсивной регенерацией и переотложением сульфидов свинца, цинка и меди. Наиболее распространенные слоисто-полосчатые и массивные руды подразделяются на колчеданно-полиметаллический и медно-пирротиновый минеральные подтипы, слагающие единые залежи и связанные постепенными переходами. Для интенсивно метаморфизованных колчеданно-полиметаллических руд характерны плейчатая и гнейсовидная текстуры, гипидиоморфнозернистая, гранобластическая, катакластическая структуры. В унаследованных линейно-полосчатых и плейчатых медно-пирротиновых рудах тонкозернистые агрегаты пирротина, образующие субграфические сростания с халькопиритом, реже со сфалеритом и галенитом, часто содержат мелкие линзы, сплоенные полоски более ранних руд.

Ореолы прожилковых руд представлены кварц-пирит-сфалерит-галенитовыми и кварц-пирротин-халькопиритовыми минеральными подтипами. Первые играют незначительную роль и прослеживаются вдоль взбросо-надвигов, используя трещины кливажа течения, а последние развиты широко и используют также крупные системы трещин кливажа разлома.

Интенсивно деформированные рудные залежи пересекаются липарито-дацитовыми субвулканическими телами непрерывной формации, которые серицитизированы и окварцованы, содержат прожилки кварц-пирит-сфалерит-галенитового состава. Породы кислого состава и наложенные на них руды, в свою очередь, пересечены дайками габбро-диоритов. Последние рассечены прожилками кварц-халькопирит-пирротиновых руд, сопровождаемых ореолами кварц-хлорит-эпидот-актинолитовой ассоциации (рис. 16).

Анализ условий локализации Кацдагского месторождения свидетельствует о длительном его формировании, охватывающем период времени от этапа осадконакопления до становления интрузий габбро-диоритовой формации. Формирование интенсивно развитых складчатых и разрывных дислокаций привело к метаморфизму ранее отложенных колчеданно-полиметаллических руд, регенерации и переотложению кварца, пирита, сульфидов свинца, цинка и меди. Этот процесс завершился широким развитием медно-пирротиновой минерализации третьего этапа при замещении пирита пирротинном.

Катехское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в нижнем течении р. Кабиздара, правого притока Катехчая. Оно размещено на южном борту южной металлогенической зоны, в пределах Катех-Гюмбурчайского поперечного инверсионного поднятия [151].

Участок месторождения сложен породами катехской серии верхнего аалена, которые представлены глинистыми сланцами с пачками тонко-среднеритмичных флишоидов песчано-алевролитового состава с единичными пластами мелко-среднезернистых песчаников и с многочисленными конкрециями сидерита и пирита. Последние сконцентрированы в верхней части разреза катехской серии в двух сближенных рудоносных горизонтах. По данным О. Д. Кадымова, нижний горизонт приурочен к пакету гли-

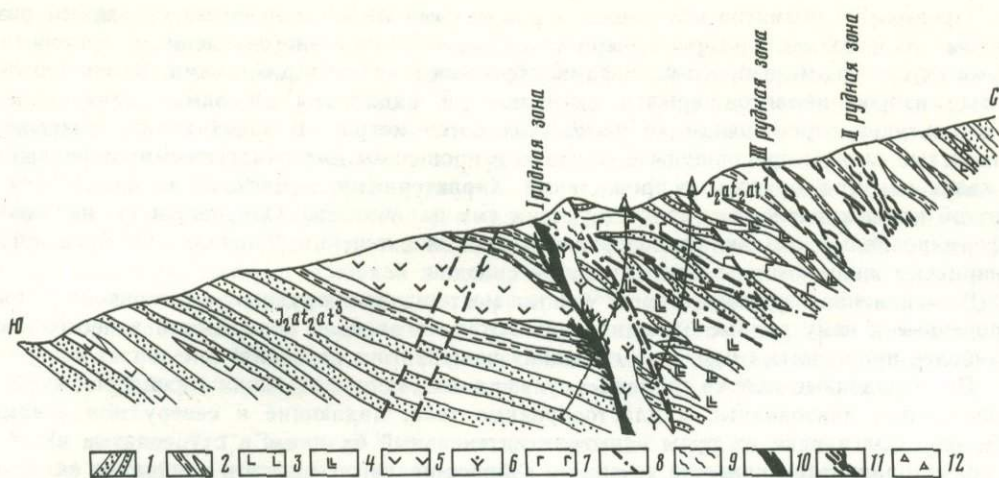


Рис. 16. Поперечный разрез через центральную часть месторождения Капдаг (по Н. К. Курбанову)

1 — тонкослоистые песчаники с подчиненными прослоями глинистых сланцев; 2 — глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников; 3 — дайки и силлы диабазов недифференцированной формации; 4 — диабазовые порфириды; 5 — андезитовые порфириды; 6 — дациты и липариты с перлитовой текстурой; 7 — субвулканические и гипабиссальные интрузии габбро-диоритовой формации; 8 — разрывные нарушения; 9 — зоны дробления и расщепления; 10 — массивные рудные тела; 11 — прожилково-вкрапленная минерализация; 12 — вкрапленная минерализация

нистых сланцев, заключенному между второй (снизу) и третьей пачками флишоидов. Верхний рудоносный горизонт залегает выше третьей флишоидной пачки. Видимая мощность серии составляет 450—500 м.

Катех-Гюмбурчакское поперечное поднятие осложнено складками более высоких порядков, среди которых наиболее крупной является рудовмещающая Катехская антиклиналь. Последняя представляет собой асимметричную складку, опрокинутую на юг. Северное крыло ее падает на северо-восток под углами 35—45°, южное опрокинутое крыло также падает на северо-восток под углами 65—70° (рис. 17).

Ядро Катехской антиклинали, сложенное пластичными глинистыми сланцами, по продольным надвигам выдвинуто относительно крыльев и в поперечном сечении представляет собой пологий тектонический клин, образующий локальную складку нагнетания (рис. 18). Отложения ядра разбиты сериями оперяющих продольных взбросо-надвигов и поперечных сбросо-сдвигов. От вершины тектонического клина, осложняющего ядро Катехской антиклинали, продольные надвиги расходятся по падению, образуя веер.

Все известные промышленные залежи месторождения локализованы в пределах ядра Катехской антиклинали и представлены пластовыми телами массивных пирит-полиметаллических руд. Совместно с вмещающими породами эти тела смяты в складки высоких порядков, расчленены и будинированы по продольным зонам расщепления (см. рис. 17; рис. 18), рассечены и цементированы прожилками кварц-карбонат-полиметаллического состава.

Руды Катехского месторождения имеют существенно сульфидный состав. Главным рудным минералом является пирит, в значительно меньшей степени распространены галенит, сфалерит и халькопирит. Второстепенными и редкими минералами являются арсенопирит, блеклые руды, пирротин, аргентит. Нерудные минералы представлены кварцем и карбонатами, реже встречаются хлорит и серицит.

Выделяются следующие главные минералого-текстурные типы руд: 1) линзовидно-конкреционные, пятнисто-вкрапленные, сгустково-вкрапленные руды существенно пиритового состава; 2) массивные руды, в которых более 90% составляют сульфиды железа, свинца, цинка и меди и около 10% — нерудные минералы; 3) прожилковые руды, где соотношения сульфидов и нерудных гидротермальных минералов изменяются в весьма широких пределах.

Линзовидно-конкреционные, пятнисто-вкрапленные и сгустково-вкрапленные скопления пирита образуют стратифицированные горизонты протяженностью до нескольких сотен метров. Они концентрируются в подошве залежей массивных руд и в участках выклинивания последних по латерали.

Массивные руды сложены скрытозернистыми почковидными агрегатами пирита, в которых часто располагаются скопления фрамбоидального пирита. Реже встречаются

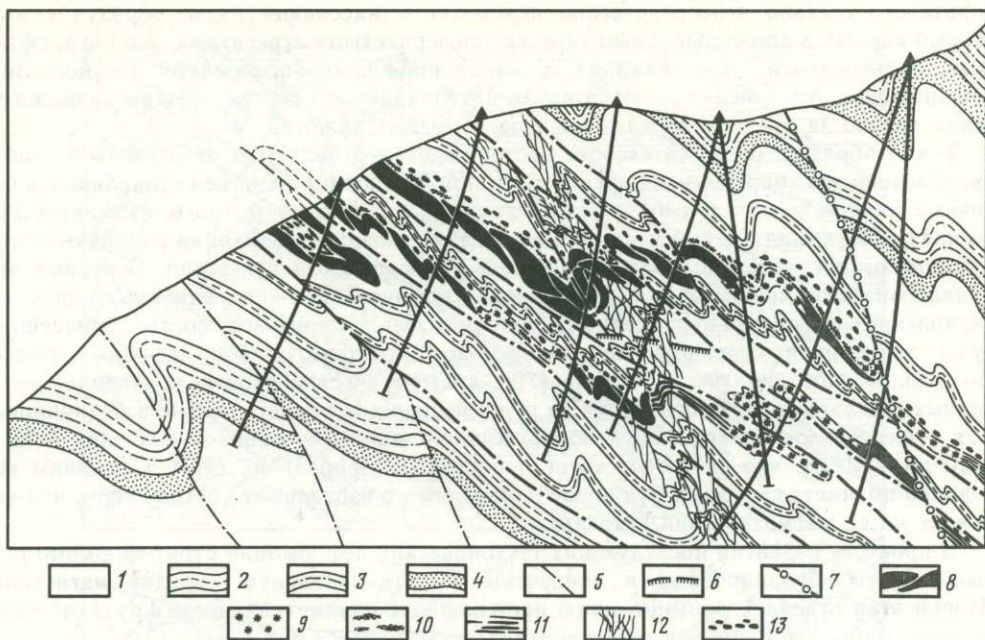


Рис. 17. Поперечный разрез Катешского месторождения

1—4 — пакеты терригенно-осадочных пород; 1 — глинистых сланцев, 2 — флишoidов, 3 — алевропесчаников, 4 — песчаников; 5—6 — продольные разрывные нарушения: 5 — взбросо-надвиги, 6 — надвиги; 7 — диагональные сбросы; 8 — бунды массивных колчеданно-полиметаллических руд; 9 — обломковидные и пятнисто-вкрапленные колчеданно-полиметаллические руды; 10 — линзовидно-струйчатые сгустково-вкрапленные колчеданно-полиметаллические руды; 11 — «рудный флиш» (ритмиты) колчеданно-полиметаллического состава; 12 — штокверковые полиметаллические руды; 13 — конкреции пирита, пиритсидерита



Рис. 18. Продольный разрез Катешского месторождения.

Условные обозначения те же, что на рис. 17

концентрически-зональные агрегаты криптозернистого пирита, сфалерита и галенита. Необходимо особо подчеркнуть, что в рудах Катешского месторождения присутствуют своеобразные минеральные образования — тонкодисперсные полиминеральные смеси сульфидов: пирита, сфалерита, галенита и иногда халькопирита. Эти образования, представляющие собой самостоятельную фазу, широко распространены в массивных и пятнисто-вкрапленных рудах и нередко слагают значительную часть рудной массы.

Прожилковые руды сложной штокверковой текстуры широко развиты между отдельными линзами массивных руд. При этом прожилки кварц-карбонат-галенит-сфалерит-

пиритового состава непосредственно переходят в массивные руды, образуя с ними единый каркас, а прожилки, сложенные крупнозернистыми агрегатами галенита, сфалерита, халькопирита, пересекают их создавая прожилково-полосчатый рисунок. Зоны прожилковых руд прослеживаются вдоль крутопадающих систем трещин кливажа течения далеко за пределы подошвы и кровли рудных залежей.

Таким образом, руды Катехского месторождения отличаются относительно слабым проявлением метаморфических преобразований. В основном их объеме сохранились первичные колломорфная и глобулярная структуры и широко развиты субмикроскопические полисульфидные смеси. При этом анализ условий локализации различных типов руд показывает, что рудообразование здесь происходило в два этапа. В первый этап в палеовпадине морского дна формировались линзовидно-конкреционные, пятнисто-вкрапленные, ступенно-вкрапленные руды существенно пиритового состава и массивные руды халькопирит-сфалерит-галенит-пиритового состава (полисульфидные смеси). По данным изотопных исследований [70], диагенетические пириты конкреций, линзовидных и вкрапленных обособлений из рудовмещающих пород, а также и будинированных существенно пиритовых руд обнаруживают широкий диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ от +20 до -30‰ , что свидетельствует о биогенной природе их серы. Сульфиды колчеданно-полиметаллических руд более однородны по изотопному составу серы, что указывает на ее магматический источник.

В процессе развития последующих тектонических деформаций стратиформные руды были смяты, будинированы и вовлечены в антиклинальную складку нагнетания. Второй этап отвечает формированию прожилковых полиметаллических руд, отчетливо пересекающих все типы руд раннего этапа.

Медно-пирротиновое месторождение **Кизил-Дере**, открытое в 1964 г. сотрудниками Северо-Кавказского территориального геологического управления, расположено в Ахтынском районе Дагестанской АССР, в бассейне р. Ахтычай. Подземными выработками и скважинами оруденение прослежено на глубину 600 м. Месторождение довольно детально изучено в отношении геологоструктурной позиции оруденения [78, 208, 32], взаимоотношения оруденения и регионального метаморфизма [99], минералогии [92, 75] и геохимических особенностей руд [33, 231].

Тектонический облик рудного поля определен тремя крупными разломами, параллельными главному надвигу Большого Кавказа: Хновским, Ахтычайским и Даличайским. Первые два отделяют антиклинорий Главного хребта от зоны южного склона. Морфологически они представляют собой взбросо-надвиги с крутым падением сместителя на северо-восток. Полоса, заключенная между ними, представляет собой узкую субширотную зону, по которой в период седиментации осуществлялся ступенчатый переход приподнятого продольного сегмента юрской геосинклинали (южная периферия антиклинория Главного хребта) в направлении ее осевого погружения (зона Южного склона).

Месторождение расположено в 800 м к югу от указанной полосы, ограничиваясь с юга Даличайским нарушением, и, следовательно, приурочено к участку глубокого прогиба. Участок месторождения Кизил-Дере (рис. 19) сложен породами верхнеялахкамской подсвиты верхнего аалена, которая делится на две толщи — нижнюю глинисто-сланцевую и верхнюю песчанистую. Аргиллиты и сланцы глинисто-сланцевой толщи, как и все пелитовые геосинклинальные осадки Южного склона, состоят на 70—95% из хлорита и гидрослюды. Песчаники имеют косослоистую текстуру и сложены обломками кварца, полевого шпата и слюды, сцементированными глинисто-гидрослюдистой массой. Рудовмещающим является нижний глинисто-алевролитовый горизонт глинисто-сланцевой толщи.

В пределах месторождения выделяются синклинали и примыкающая к ней с юга антиклинальная складка. К северному крылу синклинали приурочены рудные залежи месторождения, залегающие согласно с вмещающими породами. Отмеченные складки осложнены крутопадающими нарушениями северо-западного и субширотного простирания, локализованными преимущественно в узкой (до 200 м) рудоносной зоне. В современной структуре разломы являются послерудными. Их приуроченность к зоне развития залежей массивных руд можно объяснить разрядкой тектонических нарушений, вызванной анизотропностью рудных тел на фоне пластичности рудовмещающих аргиллитов [32].

В зонах Ахтычайского и Хновского разломов сосредоточены разновозрастные магматические образования. А. Г. Долгих и В. В. Черницин [93] установили здесь эффузивные диабазовые порфириды, андезиты, андезито-базальты, спилиты и вариолиты позднеар-

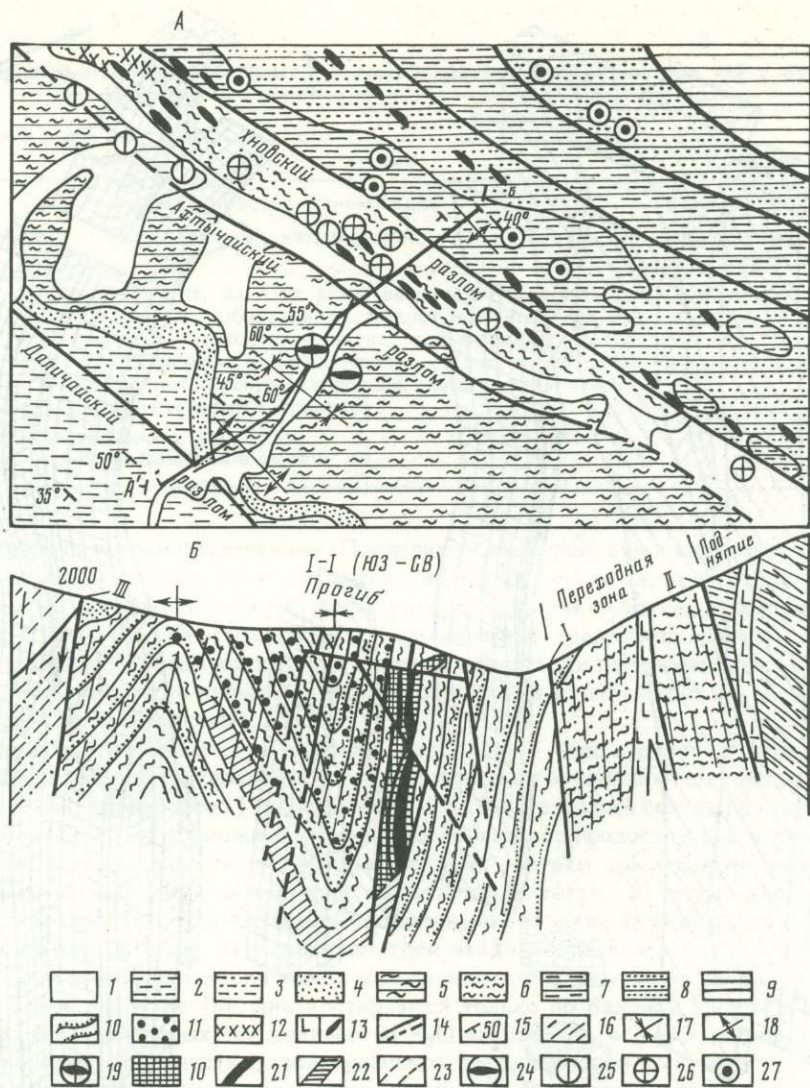


Рис. 19. Схема строения месторождения Кизил-Дере (по В. И. Буадзе)

А — схематическая геологическая карта района месторождения; Б — геологический разрез вдоль рек Кизил-Дере и Катухчай

1 — четвертичные отложения; 2—7 — отложения ааленского возраста: 2 — килихурская свита: аргиллиты, алевролиты, песчаники, 3 — гепчайская свита: аргиллиты, песчаники, глинистые известняки, 4 — верхняя толща верхнеялахканской подсвиты: песчаники с аргиллитами и алевролитами, 5 — нижняя толща верхнеялахканской подсвиты: аргиллиты с алевролитами и песчаниками, 6 — нижняя толща нижнеялахканской подсвиты: аргиллиты с песчаниками и алевролитами, 7 — михрекская свита: аргиллиты и алевролиты; 8—9 — отложения тоарского возраста: 8 — ногабская свита: песчаники, аргиллиты, алевролиты, 9 — цейлаханская свита: песчаники с аргиллитами и алевролитами; 10 — прослои песчаников (элементы слоистости); 11 — конкреции пирита; 12 — дайки кварц-порфиров; 13 — дайки диабазов и габбро-диабазов; 14 — разломы (на разрезе: I — Ахтычайский; II — Хновский; III — Даличайский); 15 — элементы залегаия; 16 — кливаж; 17—18 — оси складок: 17 — синклинальных, 18 — антиклинальных; 19—23 — Левобережная залежь: 19 — массивные руды, 20 — сплошные серноколчеданные руды, 21 — пирротиновые и полиметаллические руды, 22 — прожилково-сетчатые руды, 23 — предполагаемое продолжение залежи; 24 — Правобережная залежь; 25—27 — жильные рудопоявления района: 25 — пирротин-полиметаллические, 26 — полиметаллические, 27 — кварцево-полиметаллические

ского и позднеааленского возраста. Кроме того, здесь широко развиты дайки диабазов, диабазовых порфиров, долеритов и гранит-порфиров.

Месторождение Кизил-Дере представлено двумя пластообразными залежами сплошных сульфидных руд, окруженных ореолом прожилково-сетчатых руд. Они пространственно разобщены и залегают на левом (Левобережная залежь) и правом (Правобережная залежь) берегах р. Кизил-Дере. Левобережная залежь представляет собой сочетание двух кулисообразно расположенных тел (рис. 20). Основное тело имеет линзообразную форму в вертикальном и горизонтальном сечениях. Оно обладает сложным строением и крутыми углами падения на юг. Средняя мощность, протяженность и глубина распространения залежи выражаются соотношением 0,6 : 4 : 10. Отмечается тесное со-

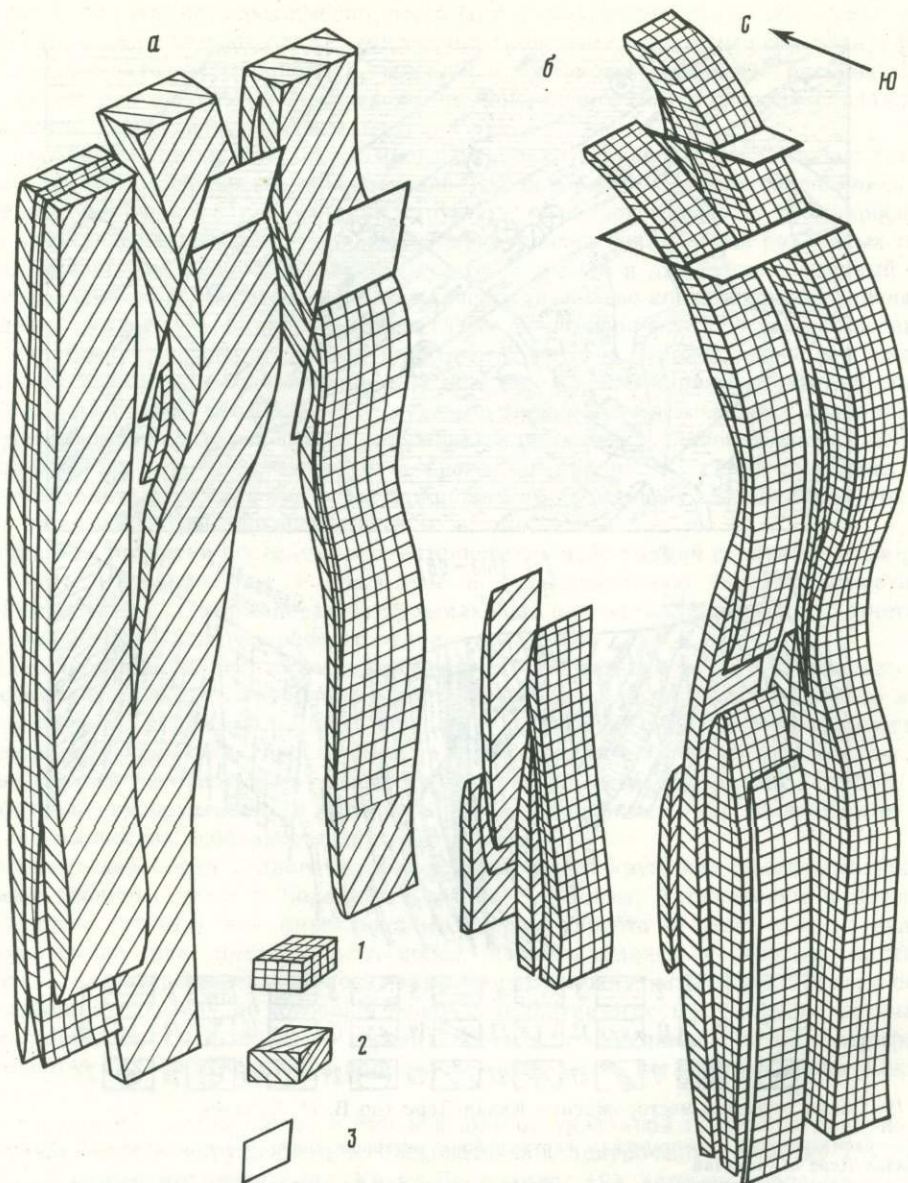


Рис. 20. Морфология сплошных руд месторождения Кизил-Дере (схематическая аксинометрическая блок-диаграмма):

a — Правобережная залежь, *б* — Левобережная залежь и Слепое рудное тело
 1 — серноколчеданные руды; 2 — медно-пирротиновые руды; 3 — пострудные нарушения

четание руд различного вещественного состава и текстурно-структурных особенностей. Морфология залежи определяется анхимономинеральным рудным телом, имеет резкий контакт с надрудными аргиллитами и сопровождается в лежачем боку прожилково-сетчатой минерализацией.

В строении массивных руд намечается определенная зональность: висячем залежь развиты преимущественно массивные серноколчеданные руды, сменяющиеся в сторону лежачего контакта пирит-пирротиновыми, а затем медно-пирротиновыми. На флангах отмечается наложение полиметаллической минерализации на серноколчеданную. Прожилково-сетчатые руды, развитые преимущественно в лежачем боку сплошной рудной залежи, но встречающиеся и во внутренних ее частях, имеют четкие контакты с серноколчеданным телом, тогда как пирротиновые руды образуют с ними постепенные переходы.

Правобережная залежь (см. рис. 20) представляет собой крутопадающее на юго-запад пластовое тело сплошных, преимущественно медно-пирротиновых руд. Здесь отмечается тесное сочетание массивных руд, слагающих основную часть рудного тела

Таблица 5

Минеральный состав гипогенных руд месторождения Кизил-Дере (по [8] с изменениями)

Распространенность	Минералы	
	рудные	жильные
Главные	Пирит, пирротин, халькопирит	Кварц, сидерит
Второстепенные	Сфалерит, галенит, марказит	Доломит, анкерит, кальцит, хлорит, серицит
Редкие	Гематит, блеклая руда, висмутин, теллуrowисмутит (?), кобальтин, касситерит, магнетит, лёллингит, глаукоdot, линнеит, вольфрамит, шеелит, герсдорфит, никелин, вюрцит, станин, золото самородное, серебро самородное, сильвинит, калаверит, арсенопирит *, киноварь *	Гранат, полевые шпаты, амфиболы *, пироксены *, датолит **, флюорит **, мусковит **, биотит **

* Обнаружен в протолочках руд.
** Определены В. А. Андрушукoм и другими [9].

с прожилково-сетчатым оруденением. Последнее приурочено как к висячему, так и к лежащему зальбанду залежи, но встречаются и во внутренней ее части. Соотношение средней мощности, протяженности и глубины распространения оруденения выражается отношением 0,4 : 6 : 6,5. Переходы между сплошными и прожилково-сетчатыми рудами здесь постепенные. Вблизи контактов с массивными рудами распространены в основном пирротиновые и пирротин-халькопиритовые прожилки, а в удалении от них — пиритовые, кварц-пиритовые и кварцевые.

Минералогия первичных руд месторождения Кизил-Дере в разное время изучалась рядом исследователей. Детальное изучение гипергенных минералов, широко развитых на месторождении, произведено Г. С. Фесенко [275]. Минеральный состав руд иллюстрируется табл. 5. Не имея возможности детально описать морфологические и структурные особенности главных минералов, отметим, что они слагают три одновременные парагенетические минеральные ассоциации: 1) кварц-пиритовую; 2) медно-пирротиновую; 3) полиметаллическую. Эти ассоциации оторваны во времени друг от друга и, как показал В. И. Буадзе [32, 33, 34], отвечают трем этапам рудогенеза.

Гидротермальные изменения на месторождении проявлены слабо. Они, как отмечают Ю. П. Андреев и другие [8], диагностируются только по балансу щелочей, поскольку вблизи зальбандов рудных тел количество K_2O возрастает, а Na_2O падает.

Генетические особенности Кизилдерейского месторождения до самых последних лет представляли собой предмет оживленных дискуссий. В последнее время, однако, гипотеза о полигенности руд получила новые подтверждения и стала господствующей.

На первом синседиментационном этапе рудогенеза, согласно новейшим представлениям, формировались серноколчеданные руды гидротермально-осадочного генезиса. Возраст этого этапа по вмещающим породам определяется как поздний аален. В пользу синседиментационности оруденения свидетельствуют следующие факты: 1) приуроченность рудных тел к конкреционному горизонту юры; 2) согласное залегание руд со слоистостью; 3) пластовая форма рудных тел и переслаивание руд с вмещающими аргиллитами в висячем зальбанде и возле выклинок рудных тел; 4) наличие терригенной примеси в составе руд; 5) наличие оруденелых бактерий [236].

На медно-пирротиновом этапе происходило замещение ранних серноколчеданных руд минералами медно-пирротинового парагенезиса с образованием эпигенетических тел унаследованно стратиформного типа. Одновременно формировался ореол прожилково-сетчатых руд. В пользу этого свидетельствуют детальные минераграфические и текстурно-структурные наблюдения [32], изотопный состав серы рудослагающих сульфидов [34] и наблюдения за перераспределением кобальта и никеля между ранними пиритом и пирротинoм [182]. На позднем этапе рудогенеза сформировались полиметаллические руды [32], а также кварц-пиритовые, пиритовые и безрудные прожилки, лишенные пирротина [182].

Месторождение Аданге расположено в Горной Абхазии, в северном борту р. Бзыбь. Здесь издавна были известны проявления прожилково-вкрапленных кварц-полиметаллических руд, но массивные стратиформные медно-пирротиновые залежи обнаружены недавно (1972—1974 гг.) сотрудниками Грузгеологии. Месторождение предварительно разведано скважинами и горными выработками на незначительную глубину. Вопросы ге-

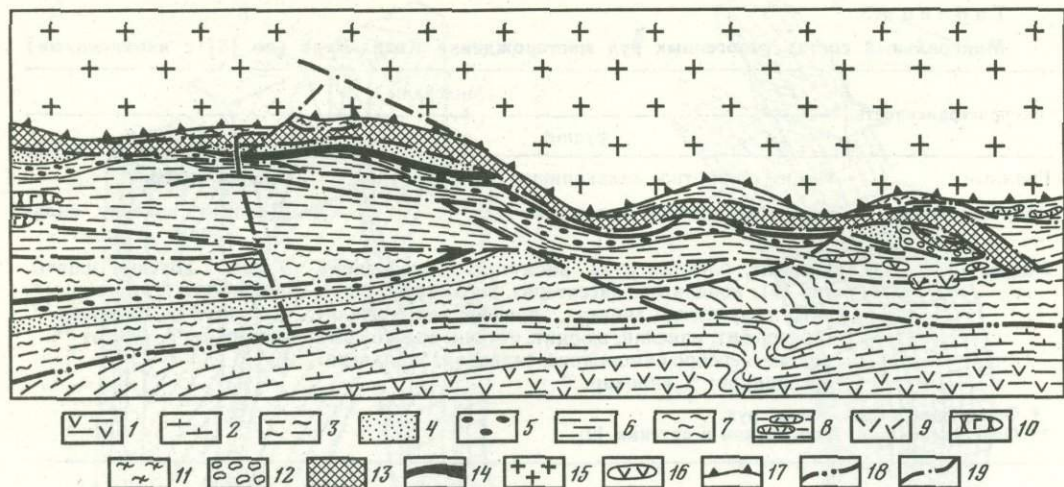


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Адангейского рудного поля (по А. Г. Твалчрелидзе и др. с изменениями)

1 — порфирировая свита байоса; 2 — кутикухская свита (верхний аален—нижний байос): глинистые сланцы, андезитовые порфириды, их туфы и туффиты; 3 — анчхойская свита (аален): аспидно-глинистые сланцы; 4—5 — ахейская свита (тоар): 4 — верхнеахейская подсвита: чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов, 5 — нижнеахейская подсвита (конкреционный горизонт лейаса): аспидно-глинистые сланцы с конкрециями пирита и редкими прослоями песчаников; 6—7 — ацгарская свита (плинсбах—тоар): 6 — верхнеацгарская подсвита: аспидно-глинистые сланцы, 7 — нижнеацгарская подсвита: аспидные сланцы с пластовыми дайками уралит-лабрадоровых диабазов; 8—9 — аваджарская и лашипсинская свиты (синемюр—плинсбах): 8 — верхний горизонт: аспидные сланцы с линзами кварцевых кератофиров, 9 — нижний горизонт: лавы кварцевых кератофиров и спилитов; 10 — линзы диабазовых витрофиритов и их гиалокластических брекчий тоара; 11 — контактовые роговики; 12 — крупномозаичные брекчии мономиктового состава; 13—14 — зоны сульфидного оруденения: 13 — зона прожилково-вкрапленных руд кварц-пирит-полиметаллического состава, 14 — уровень стратиформных серноколчеданных и унаследованно-стратиформных медно-пирротиновых руд; 15 — гранитоиды Бзыбского (Наурского) массива; 16 — дайки альбитовых диабазовых порфиридов; 17—19 — тектонические нарушения: 17 — зона Главного надвига, 18 — глубинные разломы, 19 — прочие нарушения

незиса, освещенные разными исследователями на основе геологоструктурной позиции руд и их текстурно-минералогических особенностей [257, 259, 260, 20], решены здесь с достаточной убедительностью.

Геотектонически месторождение тяготеет к Чхалтинско-Лайлинской структурно-фациальной зоне Южного склона Большого Кавказа. Рудное поле приурочено к синседиментационной нижнеюрской депрессии, а месторождение расположено на ее восточном борту. Здесь развиты нижнеюрские осадки аспидной формации, которые расчленяются на ряд свит (рис. 21). Рудоносный комплекс пород состоит из отложений верхнеацгарской, ниже- и верхнеахейской подсвит. Верхнеацгарская подсвита (плинсбах—тоар) мощностью в несколько сотен метров сложена монотонными аспидно-глинистыми сланцами серицит-хлоритового состава, вмещающими линзы диабазовых витрофиритов, их гиалокластические брекчии и субвулканические аналоги. Проявления базальтоидного вулканизма сосредоточены западнее месторождения, имеют суммарную мощность 300 м и относятся к контрастно-дифференцированной формации [20]. Стратиграфически выше залегают отложения нижнеахейской подсвиты (тоар) мощностью в несколько сотен метров, состоящие из аспидно-глинистых сланцев, аргиллитов, редко алевролитов с отдельными маломощными прослоями песчаников. Характерным для этой подсвиты является наличие многочисленных конкреций пирита, вследствие чего ее часто называют конкреционным горизонтом лейаса. Вверх по разрезу эти осадки сменяются песчано-сланцевыми отложениями верхнеахейской подсвиты, состоящей из переслаивающихся пачек песчаников, алевролитов, аргиллитов и аспидно-глинистых сланцев.

Сланцы и аргиллиты представлены серицит-гидрослюда-хлоритовыми разностями с преобладанием политипа 2M₁. Кластическая часть алевролитов представлена слабоокатанными зернами кварца, в песчаниках появляется и полевой шпат. Их гидрослюдисто-хлоритовый цемент имеет в основном тот же состав.

На месторождении известны две рудные зоны, резко отличные по своей морфологии, причем Северная зона содержит прожилково-вкрапленное оруденение кварц-пирит-полиметаллического состава. Оно приурочено к песчаникам верхнеахейской подсвиты. Южная зона представлена стратиформными медно-пирротиновыми рудами (рис. 21, 22).

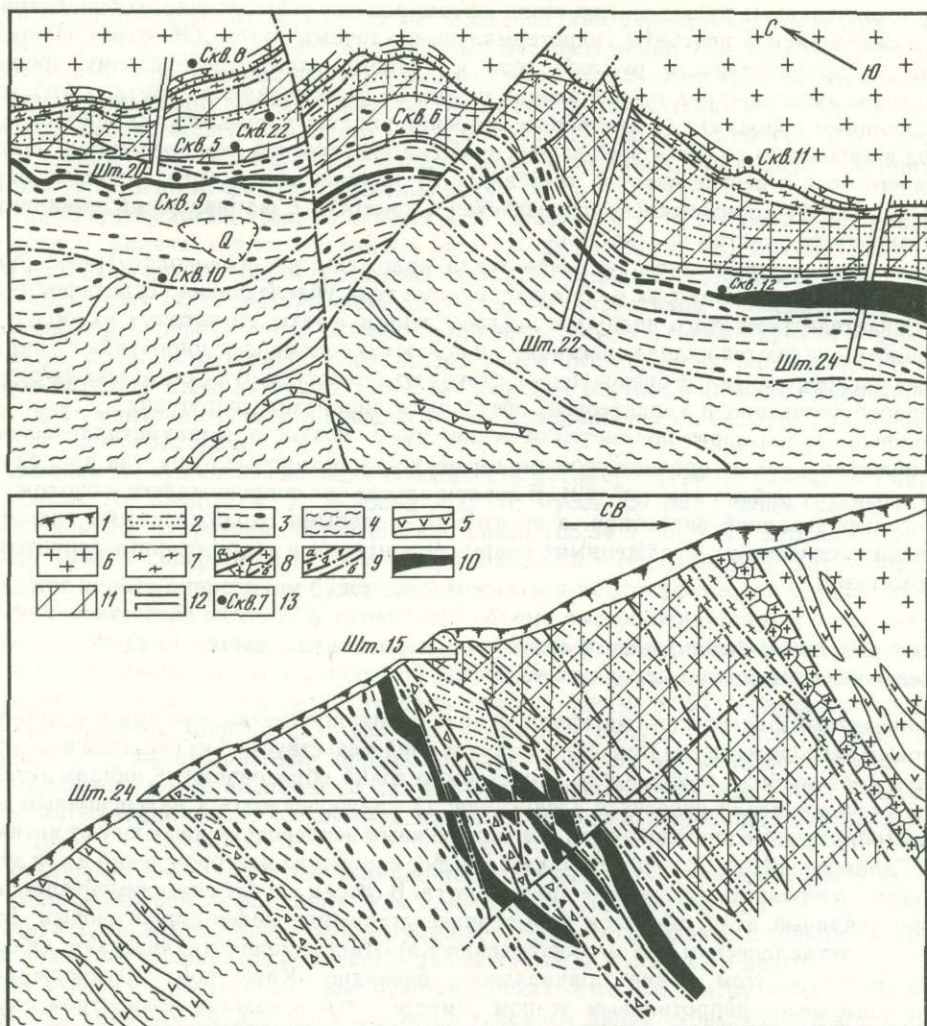


Рис. 22. Схематическая литологическая карта и разрез по профилю штольни 24 месторождения Аданге (составили А. Г. Твалчрелидзе, Т. Э. Кордзая, Г. С. Хомерики и др.)

1 — почвенный слой и делювий; 2 — верхнеахейская подсвита: чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов; нижнеахейская подсвита: аспидно-глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов и конкрециями пиритов; 3 — верхнеахейская подсвита: аспидно-глинистые сланцы; 4 — диабазовые витрофриты жерловой фации; 5 — альбитовые диабазовые порфиры субвулканической фации; 6 — гранитоиды Бзыбского массива; 7 — контактовые роговики; 8 — Главный надвиг (а — на карте, б — на разрезе); 9 — прочие тектонические нарушения: а — надвиги, выполненные глиной трения, б — мелкие взбросы и сбросы; 10 — массивные стратиформные медно-пирротиновые руды; 11 — зона прожилково-вкрапленных руд кварц-пирит-полиметаллического состава; 12 — штольни; 13 — скважины

Последние залегают в пределах нижнеахейской подсвиты в 30 м ниже ее контакта с вышележащими песчаниками (см. рис. 21) и занимают строго фиксированное стратиграфическое положение.

Таким образом, стратиформные руды в стратиграфической колонке расположены всегда выше проявлений базальтоидного вулканизма контрастно-дифференцированной формации. Было высказано предположение, что на уровне стратиформных руд происходит смена типа литогенеза от вулканогенно-осадочного на осадочный [260]. Стратиформные медно-пирротиновые руды резко увеличиваются по мощности на восточном фланге месторождения, а на западном постепенно выклиниваются с образованием многочисленных линз (см. рис. 22). Они полностью подчиняются складчатой структуре участка, вследствие чего на глубине вовлекаются в зону прожилково-вкрапленных руд (см. рис. 20).

С помощью детальных текстурно-структурных и минералогических исследований стратиформных руд [257, 259, 280, 20] установлено, что они сформированы в три этапа рудообразования: серноколчеданный, медно-пирротиновый и полиметаллический.

Серноколчеданные руды раннего этапа сформированы сингенетично с образованием пород нижеахейской подсыты гидротермально-осадочным путем. Об этом свидетельствуют: 1) приуроченность рудного тела к единому стратиграфическому уровню; 2) согласное залегание руд и вмещающих пород; 3) переслаивание пиритных прослоев с вмещающими породами; 4) внутреннее строение пиритных прослоев; их постепенный переход в аргиллиты со все более разреженной сингенетической вкрапленностью пирита с лежащего бока и резкие висячие зальбанды; 5) наличие синседиментационных нарушений в руде; 6) горизонтально-прерывистая слоистость с фаціальными выклиниваниями пиритных пластов по латерали.

Медно-пирротиновые руды среднего этапа наложены на серноколчеданные руды, метасоматически замещают их и образуют рудные тела унаследованно-стратиформного типа. Свидетельством этого являются многочисленные факты, из которых наиболее существенными являются наличие частичных и полных псевдоморфоз пирротина по пириту и весьма распространенные брекчиевидно-струйчатые текстуры руд с сохранением реликтов серного колчедана и характерным обтеканием пирротина вокруг них.

Наконец, кварц-пирит-полиметаллические руды позднего (полиметаллического) этапа наложены как на предшествующие им медно-пирротиновые руды, так и на складчатую структуру района (см. рис. 22). В первом случае они сопровождаются околожильной дисульфидизацией пирротина, а во втором — слабыми околожильными гидротермальными изменениями, выраженными кварц-серицитовым и кварц-серицит-хлоритовым метасоматозом.

Закономерности формирования колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений

Приведенный фактический материал по колчеданно-полиметаллическим и медно-пирротиновым месторождениям Большого Кавказа свидетельствует об их сходстве между собой, что должно быть обусловлено сходством условий образования. К общим особенностям месторождений относятся следующие: 1) приуроченность к инверсионным поднятиям (обращенные антиклинории), расположенным непосредственно к югу от антиклинория Главного хребта Большого Кавказа; 2) формирование месторождений в три этапа рудогенеза, оторванных во времени друг от друга. В общем случае синседиментационный серноколчеданный этап сменялся двумя эпигенетичными: медно-пирротиновым (пирротин-полиметаллическим для месторождения Кац-Дар) и полиметаллическим. Обособленное место в этом плане принадлежит, очевидно, Катехскому месторождению с выпавшим медно-пирротиновым этапом. Вместе с тем в каждом конкретном случае наблюдаются довольно значительные отклонения от типовой схемы рудообразования. Поэтому приведенные ниже соображения о генезисе колчеданных месторождений Южного склона Большого Кавказа должны рассматриваться в качестве одной из возможных моделей.

Ранний этап рудообразования проявился на раннегеосинклинальной стадии киммерийского тектонического цикла. В этот период, охватывающий раннеюрское время, возникли гидротермально-осадочные месторождения преимущественно серноколчеданного состава. Принято выделять по крайней мере два уровня формирования серноколчеданных руд: тоарский и ааленский.

К настоящему времени накоплен материал, свидетельствующий о наличии тесной связи серноколчеданного рудообразования с магматизмом. Так, в частности, в Горной Абхазии на Адангейском рудном поле серноколчеданные руды залегают стратиграфически выше проявления базальтоидного вулканизма контрастно-дифференцированной формации. Согласно исследованиям М. А. Беридзе и В. А. Буадзе [20], изотопный состав серы пиритов из вулканических пород вверх по разрезу к стратиформным серноколчеданным рудам закономерно изменяется. Кроме того, рудовмещающие сланцы некоторыми геологами трактуются как вуланогенно-осадочные породы, сменяющиеся в надрудной толще типично осадочными [260]. Проявления раннеюрского базальтоидного вулканизма известны к западу от месторождения Кизил-Дере [93] и в Заааланской Кахетии. К проявлениям раннеюрского вулканизма контрастно-дифференцированной формации в Белоканском районе Азербайджана, согласно исследованиям М. Б. Бородаевской и других [27], относятся дайки диабазов и габбро-диабазов раннего этапа.

Таким образом, по-видимому, генетическая связь оруденения раннего этапа с контрастно-дифференцированным базальтоидным вулканизмом предполагается с большей степенью достоверности.

Согласно проведенным комплексным исследованиям серноколчеданных руд Горной Абхазии [260] и других медно-пирротиновых месторождений (Кизил-Дере, Кац-Даг), рудоотложение происходило при температурах ниже 150 °С. При этом гидротермальные растворы, содержащие как ионы железа, так и серы, возможность совместного переноса которых доказана экспериментально [171], в зоне рудоотложения, по-видимому, претерпевают адиабатическое расширение и растекание по латерали, что и следует принять за наиболее действенный фактор рудоотложения.

Медно-пирротиновый этап, по данным А. Г. Жабина и Т. В. Рябовой [99], проявлен замещением ранних серноколчеданных руд. В дальнейшем это мнение было подтверждено изотопными [32] и геохимическими [259, 182] исследованиями. Как следует из предпринятых исследований, замещение пирита пирротином происходило с сопутствующим перераспределением элементов-примесей между ранним пиритом и пирротином. Этот процесс происходил под воздействием бессернистых растворов, несущих цветные металлы. Было доказано, что металлоносные растворы на медно-пирротиновом этапе слабо минерализованы, а следовательно, приближаются к бесконечно разбавленным или идеальным [259].

Внимания заслуживает еще одна особенность метаморфогенного замещения пирита пирротином. По данным А. Г. Жабина и В. Л. Русинова [98], объем элементарной ячейки пирита и пирротина соответственно равен 158,34 и 53,29 Å³. Это означает, что в объеме 1000 Å³ содержится 26,1 ячеек пирита или 34,5 ячеек пирротина. Таким образом, замещение пирита пирротином будет сопровождаться метаморфической усадкой рудных тел, ибо теоретически около 27% первичного объема высвобождается под поры, оккупируемые сульфидами цветных металлов. Простейшие расчеты показывают, что только 75% высвобожденной после термической диссоциации пирита серы может связываться сульфидами цветных металлов при условии, что они занимают 27% первичного объема (при соотношении халькопирит: галенит: сфалерит, равном 5:1:1), а 25% серы диффундирует во вмещающие породы, создавая ореол прожилково-сетчатых руд. Подтверждением этого является тесная пространственная связь массивных и прожилково-сетчатых медно-пирротиновых руд, наиболее ярко выраженная для месторождения Кизил-Дере.

В отношении связи оруденения медно-пирротинового этапа с магматизмом не имеется столь надежной информации, как для серноколчеданных руд. Г. С. Дзоценидзе [74] считает, что медно-пирротиновые руды парагенетически связаны с дайками альбитовых диабазовых порфиритов байоса. По данным Р. Н. Абдуллаева и других [1], в Белоканском районе медно-пирротиновый рудогенез связан с малыми интрузиями габброидов, однако под «малыми интрузиями» они подразумевают дайки субвулканической и гипабиссальной фаций. Наиболее четко связь медно-пирротиновых жильных проявлений с дайками альбитовых диабазовых порфиритов проявлена в Горной Абхазии и на Кац-Дагском месторождении, где оруденение развито практически в связи с диабазовыми телами. Такая же связь подчеркивается Г. А. Твалчрелидзе [261] для всего медно-пирротинового пояса Южного склона Большого Кавказа. Связь оруденения и магматизма скорее всего парагенетическая, вследствие чего пластовые дайки альбитовых диабазовых порфиритов являются дериватами тех периферических очагов, постмагматическая деятельность которых обусловила рудогенез на медно-пирротиновом этапе (Бодаевская [28, 251, 32, 257, 258]).

Неоднозначно решается вопрос о возрасте медно-пирротинового оруденения. Медно-пирротиновые руды моложе байоса, поскольку наложены на дайки этого возраста, но относительно верхней возрастной границы нет единого мнения. Г. С. Дзоценидзе [74] и В. И. Буадзе [33] считают их позднебайосскими. Было высказано также мнение [257, 260] о приуроченности медно-пирротинового рудогенеза к батской тектонической фазе.

Таким образом, на полигенных медно-пирротиновых месторождениях при взаимодействии бессернистых слабоминерализованных металлоносных растворов с серноколчеданными стратиформными рудами формируются медно-пирротиновые тела унаследованно-стратиформного типа, имеющие гидротермально-метаморфическое происхождение.

Температуры медно-пирротинового рудогенеза составляют 330—295° [259, 182].

Полиметаллический этап наложен на оруденение первых двух этапов, но часто проявляется и в виде самостоятельных рудных зон, приуроченных главным образом к субширотным глубинным разломам и опережающим их взбросо-надвигам (Горная Абхазия, Заалазанская Кахетия, Южный Дагестан, Белоканский район АзССР). Последние пред-

ставляют собой типичные соскладчатые разломы, возникшие при надвигании призмковых частей антиклиналей на опрокинутые южные крылья [2].

Рудные прожилки позднего этапа наложены на складчатую структуру рудовмещающих пород. Они сопровождаются незначительными околожильными гидротермальными изменениями: кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами. При наложении кварц-пирит-полиметаллических прожилков на медно-пирротиновые рудные тела наблюдается околожильная дисульфидизация пирротина, выраженная типичными псевдоморфозами с переотложением (по терминологии А. Г. Жабина и М. С. Самсоновой [100]) колломорфных пирита и марказита по пирротину.

Видимой связи с магматизмом полиметаллические руды позднего этапа не обнаруживают. По данным В. И. Буадзе [32] и Г. М. Заридзе [103], они во многих местах наложены на тела гранит-порфиров, калий-аргоновый возраст которых соответствует 145 млн. лет [223]. Таким образом, послелатский возраст полиметаллического оруденения вполне вероятен. Температура рудоотложения составляет 200—155 °С [257].

Согласно изложенному выше материалу, для медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа намечается ряд закономерностей.

1. Наблюдается последовательность в чередовании магматических пород и оруденения. Так, нижнеюрский базальтоидный вулканизм контрастно-дифференцированной формации сопровождается серноколчеданными стратиформными рудами, байосские дайки альбитовых диабазовых порфиров — медно-пирротиновым оруденением гидротермально-метаморфогенного генезиса, а формирование массивов гранит-порфиров по времени предшествует полиметаллическому оруденению.

2. Наиболее общей тенденцией полигенных месторождений следует также считать увеличение «полиметалличности» от этапа к этапу в последовательном дискретном процессе рудогенеза. Эта закономерность, по-видимому, объясняется последовательным наращиванием континентальной коры в процессе металлогенической эволюции Южного склона и ее вовлечением в категорию источников рудного вещества. Отмеченная закономерность наблюдается и для колчеданных месторождений Урала [279].

3. Все этапы рудообразования характеризуются индивидуальными температурными условиями рудообразования, близкими во всех месторождениях.

4. Термодинамический анализ [260] устанавливает, что все этапы рудогенеза происходили — или могли происходить при сходных условиях парциального давления кислорода, в то время как фугитивность серы от этапа к этапу подвержена сильным изменениям и является одним из наиболее существенных факторов, регулирующих тип рудогенеза. Этим медно-пирротиновые и колчеданно-полиметаллические стратиформные месторождения коренным образом отличаются от вертикально-зональных колчеданных оруденений (тип Куроко), в которых существенное значение имеет фугитивность кислорода [131].

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Складчато-глыбовое сооружение Малого Кавказа представляет собой широкую дугу, изогнутую к югу по линии Транскавказской поперечной структуры [174]. Оно характеризуется относительно простой складчатостью, кратковременностью геосинклинального развития отдельных прогибов, заложенных в ранней юре либо позднем мелу на древнем кристаллическом фундаменте Закавказского срединного массива. На Малом Кавказе выделяется ряд структурно-формационных зон (см. рис. 4), две из которых — Сомхето-Кафанская и Севано-Курдистанская — содержат месторождения колчеданной формации.

Сомхето-Кафанская металлогеническая зона

Эта зона охватывает сопредельные районы на территории Грузинской ССР, Армянской ССР и Азербайджанской ССР. Определяющей особенностью всех отмеченных составных частей Сомхето-Кафанской зоны является заложение ее на жестком древнем гранитно-метаморфическом фундаменте Закавказского срединного массива, с чем связана относительно небольшая мощность вулканогенно-осадочных и осадочных отложений мезозойского и отчасти палеогенового возраста, пологая складчатость и широкое распространение кислых дериватов базальтоидной магмы, выраженных в эффузивных и интрузивных формациях. Зона занимает северо-восточную часть

Малого Кавказа, протягиваясь на 350 км. Фундамент зоны сложен нижнепалеозойскими (докембрийскими?) кристаллическими сланцами, герцинскими гранитоидами и верхнепалеозойскими наземными вулканитами. Выше несогласно залегают слюдястые сланцы лейаса мощностью не более 300 м, сменяющиеся мощными вулканогенно-осадочными отложениями байоса и туфогенными осадками бата. Далее на отдельных участках находят распространение верхнеюрские вулканиты и карбонатные отложения нижнего мела. Отмеченный раннеальпийский комплекс прорван верхнеюрскими-нижнемеловыми гранитоидами.

Средний альпийский структурный этаж сложен вулканогенными и отчасти карбонатными толщами верхнего мела мощностью до 3 км. Они преимущественно развиты в северной части зоны.

В Сомхето-Кафанской зоне выделен ряд рудных районов, в некоторых из них размещены наиболее крупные на Малом Кавказе колчеданные месторождения типа Куроко. Ниже приведено их последовательное описание в направлении от наиболее приподнятой северо-западной части зоны через центральную к крайней юго-восточной, погруженной ее части.

Болнисский рудный район

Этот район, являющийся древним металлургическим центром Грузии, занимает северо-западную часть Сомхето-Кафанской тектонической зоны Малого Кавказа [261].

В настоящее время в Болнисском районе известно более 100 проявлений медно-сульфидных, свинцово-цинковых, барит-свинцово-цинковых, баритовых, гематитовых, марганцевых, ртутных и молибденовых руд, многие из которых иногда представлены в пределах одного месторождения. Практическое значение имеют медно-сульфидные и свинцово-цинковые руды колчеданных месторождений.

Рудная минерализация встречается во всех толщах разреза, за исключением плиоцено-антропогенных, однако повышенной продуктивностью отличается верхнемеловая вулканогенная толща (рис. 23). В ней сосредоточены около 87% запасов медных, свинцово-цинковых и баритовых руд. Около 10% запасов содержат юрские и палеогеновые толщи, всего около 3% — домезозойские образования. Из изложенного следует, что особенности строения верхнемеловой толщи и позднемеловая история развития заслуживают особого рассмотрения. Меловая вулканогенная толща делится на три части (рис. 24): вулканогенно-карбонатную, вулканогенную и карбонатную. Нижняя часть соответствует начальному периоду развития, когда на фоне терригенно-карбонатного осадконакопления проявился активный андезит-базальтовый вулканизм. В верхах отложений нижнего сеномана устанавливается мощная вспышка кислого игнимбритового вулканизма. В смежных блоках синхронные пирокластиты представлены преимущественно фациями морского мелководья в переслаивании с андезит-базальтовыми образованиями.

Чередование морских и континентальных фаций со сложными замещениями одних другими в вертикальном и латеральном направлениях указывает на осадконакопление в условиях островного, преимущественно мелководного бассейна. В периоды затишья вокруг островов, в основном вулканического происхождения, развивались прибрежные рифовые известняки [288] и органогенные известковистые туффиты и туфоизвестняки. В целом условия осадконакопления при редуцированности транзитного переноса материала и особенности вулканизма характеризуют район как часть обширной внутренней островной дуги на средней стадии ее развития. С верхнего кампана наступает стабилизация района, и вулканизм уступает место карбонатному осадконакоплению.

Петрохимические пересчеты более ста химических анализов показывают, что верхнемеловая вулканогенная свита относится к нормальному известково-щелочному ряду базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Однако крайние члены этой последовательно дифференцированной формации разобщены по отдельным блокам. По содержанию щелочей породы относятся к калий-натриевой серии с преимущественно натриевыми и существенно калиевыми разностями.

В верхнемеловой толще широко развиты дайки, силлы, штокообразные и локолитоподобные тела, состав которых варьирует от липаритового до базальтового.

Верхнемеловая вулканогенная толща не подвергалась региональному преобразованию. На это указывает наличие свежих (рентгеноаморфных и изотропных) стекол и жидких битумов. Широкое распространение в гидротермально-измененных породах опала, клиноптилолита, монтмориллонита, гидробазальюминита и других абиссофобных

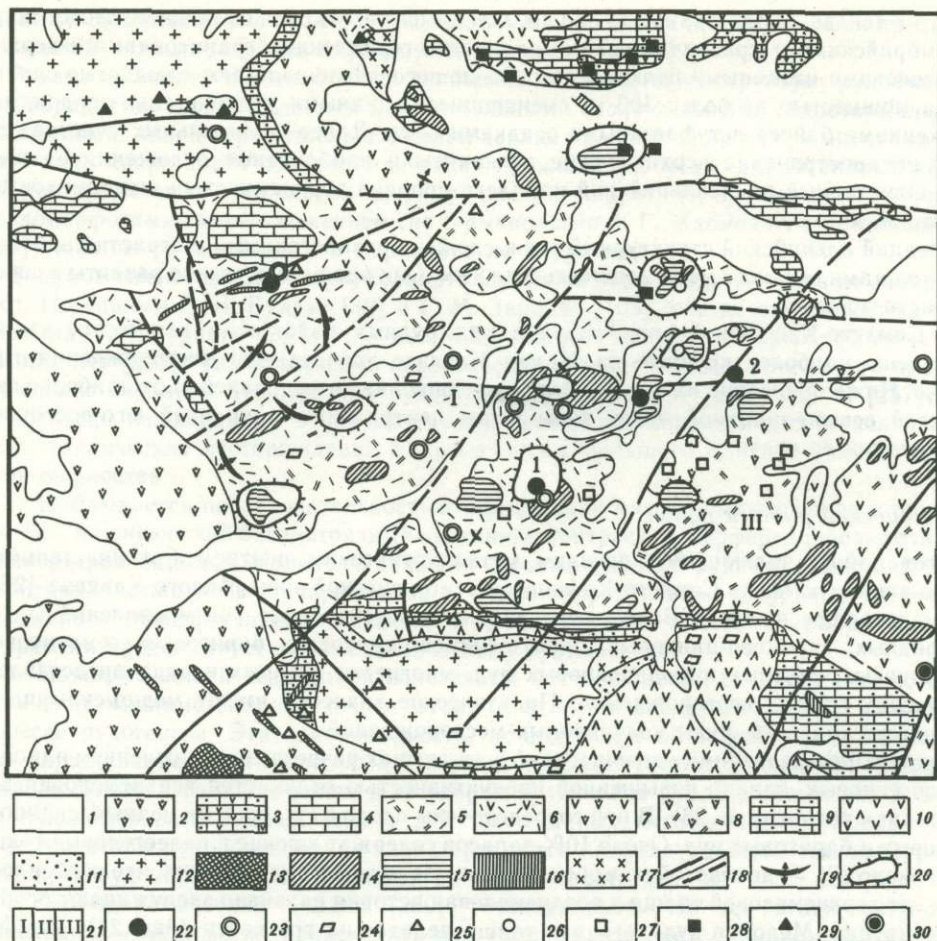


Рис. 23. Схематическая структурно-формационная карта Болнисского рудного района

1—17 — формации: 1 — верхнеплиоцен-четвертичная вулканогенно-обломочная, 2 — среднеэоценовая базальт-андезитовая, 3 — палеоцен-нижнеэоценовая флишoidная с дацитовой и терригенной субформациями, 4 — верхнекампан-датская карбонатная, 5—8 — верхнесеноман-нижекампанская вулканогенная осадочная базальт-андезит-дацит-липаритовая с субформациями (5 — дацит-липарито-дацит-липаритовой; 6 — базальт-липаритовой; 7 — базальт-андезитовой; 8 — андезит-диацитовой); 9 — нижнесеноманская терригенно-карбонатная; 10 — среднеюрская спилит-кератофировая, 11 — нижнеюрская песчано-глинистая, 12 — докембрий-нижнепалеозойская гранитная и кристаллические сланцы, 13—16 — вулканоплутоническая субвулканических и гипабиссальных интрузий (13 — среднеэоценовые дайки, штоки андезитов и базальтов; 14 — верхнемеловые дайки, штоки, лаколиты и экструзии липаритов, липарито-дацитов; 15 — верхнемеловые дайки и штоки гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и плагногранитов; 16 — верхнемеловые дайки габбро-диабаз-порфиров), 17 — среднеюрская гранит-плагногранитная; 18 — тектонические нарушения по данным геофизики и аэрофотодешифрирования: а — установленные, б — предполагаемые; 19 — оси брахиантиклиналей; 20 — палеовулканические постройки; 21 — блоки первого порядка (I — Меднеульский; II — Дарбазский; III — Поладаурский); 22—30 — месторождения и рудопроявления: 22 — медноколчеданные (цифры на карте): 1 — Меднеульское, 2 — Цителсепельское, 23 — барит-свинцово-цинковые, 24 — баритовые, 25 — свинцово-цинковые, 26 — ртутные, 27 — железорудные, 28 — марганцевые, 29 — молибденовые, 30 — медно-цеолитовые)

минералов позволяет заключить, что верхнемеловая толща не подвергалась значительному погружению и после формирования метасоматитов.

Продукты гидротермального процесса — руды и метасоматиты — находятся в закономерном соотношении: медноколчеданная руда сопровождается кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами, барит-свинцово-цинковая — вторичными кварцитами, свинцово-цинковая и ртутная — гидротермальными аргиллитами, гематитовая — эпидот-хлоритовыми образованиями и скарноидами, самородная медь — пренит-цеолитовыми породами, марганцевая — кремнистыми породами и высококремнистыми цеолитами, а молибденитовая — кварц-мусковитовыми грейзенами. Многие из этих руд и метасоматиты образуют единую рудно-метасоматическую колонку, как это показано в табл. 6. По отношению к сульфидным рудным залежам выделяются метасоматиты подрудного, рудного, надрудного и отдаленно-надрудного уровней.

Меднеульское месторождение было открыто Ю. И. Назаровым в 1949—1952 гг.

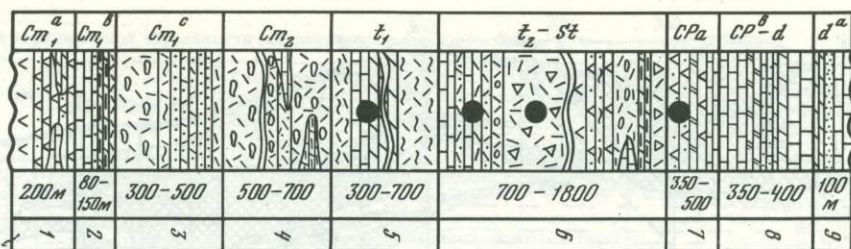


Рис. 24. Медноколчеданная минерализация в нормальной литостратиграфической колонке верхне-меловых отложений Болнисского рудного района

1 — покровы и туфы базальтов, андезито-базальтов с линзами известняков и мергелей; 2 — органические известняки, известковистые туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты, чередующиеся с туфами липаритов и дацитов; 3 — спекшиеся туфы липарито-дацитов, туфопесчаники, туфоизвестняки и туфы; 4 — спекшиеся туфы, туфолавы и туфопесчаники с линзами известняков и известковистых туффитов; 5 — пепловые туфы липаритов с прослоями известняков и мергелей; 6 — сахаровидные известняки с прослоями туфопесчаников и туфоконгломератов, спекшиеся грубообломочные туфы дацитов и липаритов, оливин-пироксеновые базальты и их туфы с прослоями пепловых туфов кислого состава, дацитовые туфы и туфолавы с прослоями туфоизвестняков, грубообломочные туфы липаритов; 7 — покровы базальтов и андезитов и их туфы с прослоями туфомергелей и известняков; 8 — пелитоморфные известняки, туфомергели, песчаные известняки; 9 — пестроцветные мергели, глины и известняки

До этого здесь были известны выходы небольших баритовых жил, выявленных А. Ф. Бахтадзе, которые оказались верхушками колчеданно-полиметаллического месторождения.

Месторождение залегает в толще нижнего турона (см. рис. 22), сложенной покровами, разнообломочными туфами и туффитами преимущественно липарито-дацитового и дацитового состава. В пределах месторождения основной пликативной структурой является короткая антиклинальная складка субмеридионального простирания. Она осложнена складками низшего порядка, продольными и поперечными разрывами, а также межпластовыми срывами (рис. 25). Последние в южной части месторождения преобразуются в кососекающие разрывы и как бы объединяются в единую, падающую на юг близширотную систему. Субвулканические дайки и силы липарито-дацитов фиксируют преимущественно близширотные разломы и межпластовые срывы. Липарито-дацитовые и дацитовые тела представлены также в виде штоков, некков и экструзивных нагромождений.

Вулканогенно-осадочные породы рудоносного горизонта нацело преобразованы в кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые метасоматиты и вторичные кварциты. В них залегают пластообразные, линзообразные и жилообразные рудные тела, сложенные массивными или прожилково-вкрапленными рудами. По форме рудное тело в первом приближении можно сравнить с чечевицей, вытянутой в широтном направлении, размером 1400×700×300 м. Кровлей рудного горизонта служат силы липаритов, в лежащем боку которых почти повсеместно фиксируются тектонические срывы.

Т а б л и ц а 6

Свободная рудно-метасоматическая колонка Болнисского района

Уровень метасоматитов	В толщах андезито-базальтового состава	Вертикальный ряд металлов	В толщах липарито-дацитового состава
Отдаленно-надрудный	Са-На цеолиты и кальцит типа заполнения; $T = 200^{\circ}\text{C}$?	Кальцитизация с халцедоном и кварцем типа заполнения; $T = 200^{\circ}\text{C}$
		Mn	Высококремнистые цеолиты с монтмориллонитом и селадонитом; $pH = 7$, $T = 150-250^{\circ}\text{C}$
Надрудный	Пренит-цеолитовые, иногда с медью, метасоматиты; $pH = 7$; $T = 200-300^{\circ}$	Hg	Гидротермальные аргиллиты; $pH = 7$, $T = 200-300^{\circ}\text{C}$
Рудный	Кварц-хлорит-карбонатные метасоматиты; $pH = 7$, $T = 350^{\circ}\text{C}$	Ba, Fe, Cu, Zn, Pb, Fe, Cu	Вторичные кварциты; $pH = 7$, $T = 300-350^{\circ}\text{C}$ Кварц-серицитовые (гидрослюдистые) Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, $pH = 7$, $T = 350^{\circ}\text{C}$
Подрудный	Пропилиты	Fe, Mo, Co	Пропилиты

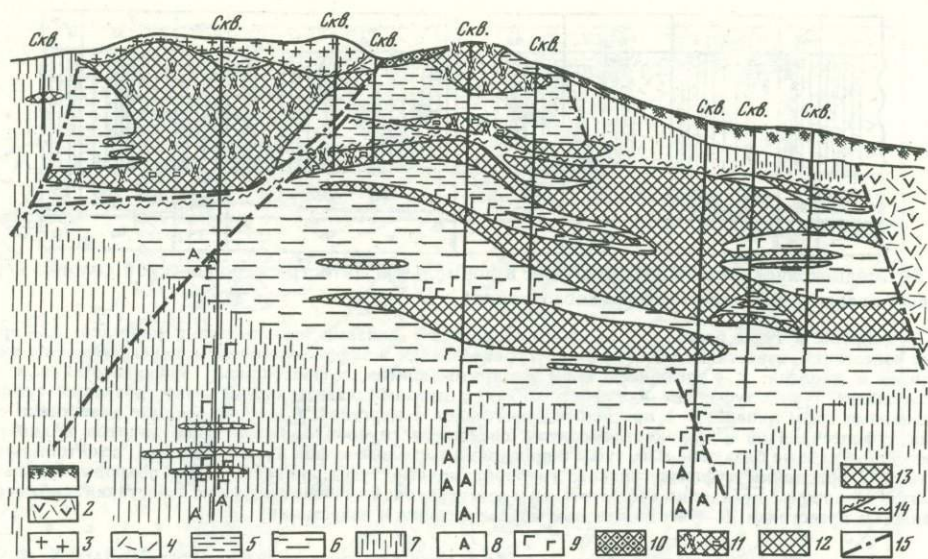


Рис. 25. Схематический разрез Маднеульского месторождения

1 — делювиальные отложения; 2 — свежие вулканиты среднего и кислого состава; 3 — субвулканические альбитофиры; 4 — туфы альбитофиров; 5 — вторичные кварциты; 6 — кварц-серицит-хлоритовые породы; 7 — пропилитизированные вулканиты; 8—13 — минерализация: 8 — ангидритовая, 9 — гипсовая, 10 — барит-свинцовая, 11 — барит-свинцово-цинковая, 12 — барит-медно-свинцово-цинковая, 13 — медно-сульфидная; 14—15 — нарушения: 14 — межпластовые, 15 — разрывные

По текстурному признаку выделяется сплошная, полосчато-колломорфная, вкрапленная, зернистая, брекчиевая, пористая, сыпучая и землистая руды. Три последних представляют собой окисленные разности. По составу все руды делятся на баритовые, барит-свинцово-цинковые, медно-цинковые (часто с баритом) и медно-сульфидные, которые в общем случае сменяют друг друга сверху вниз (табл. 7). На южном и юго-восточном флангах месторождения, т. е. в сторону склонения рудного уровня, на всех разведенных глубинах встречаются прожилки гематита.

В отличие от медно-сульфидных, барит-свинцово-цинковые руды отличаются более простым минеральным составом (табл. 8), широким развитием колломорфных структур, многостадийностью формирования, интенсивной внутрирудной тектоникой и противоречивыми взаимоотношениями между главными рудообразующими минералами. Медно-сульфидные и барит-свинцово-цинковые руды характеризуются разными элементами-примесями. Комплекс элементов-примесей медно-цинковых руд промежуточный по составу. Форма контуров первичных ореолов рассеяния для всех элементов одинакова. На рис. 24 показано изменение состава серы в вертикальном разрезе месторождения.

Подрудный уровень месторождения представлен пропилитами. Последние сложены кварцем, альбитом, хлоритом и одним из кальциевых минералов — ангидритом, кальцитом или эпидотом. Кальцитовые пропилиты сравнительно редки, а эпидотовые встречаются преимущественно с гематитовой минерализацией. Наиболее характерны ангидритовые пропилиты, которые спорадически встречаются до глубин 800 м.

Вторичные минералы развиты в виде псевдоморфоз. Вкрапленники плагиоклаза альбитизированы, железомagneзиальные минералы замещены изотропным магнетиально-железистым хлоритом и ангидритом. С ними часто ассоциируют рутил, титаномагнетит и апатит. Основная масса породы представлена мелкими кристаллами альбита, ангидрита и чешуйками хлорита. Методами гомогенизации и декрепитации было установлено, что пропилиты подрудного уровня формировались при температуре около 350°. Процессы деанортитизации и хлоритизации на флангах месторождения протекали при более низких температурах.

На рудном уровне наряду с кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами и вторичными кварцитами встречаются залежи ангидрита (гипса как продукта гидратации). Они наблюдаются преимущественно в лежачем боку медно-сульфидных руд и в зонах межпластовых срывов. В последних тектониты полностью замещены гидрослюдой, серицитом и кварцем. С ними часто ассоциируют алунит, хлорит, сульфиды металлов и иногда пирофиллит.

В кварц-серицит-хлоритовых метасоматитах встречаются участки, сложенные почти одним хлоритом. Иногда наблюдаются прожилки кварца, а также алунит-ярозита

Таблица 7

Схема вертикальной зональности Маднеульского месторождения

Жильный минерал	Рудная зона	Т гомогенизации включений, °С	Околорудно-измененная порода	Кислотность	Термо-ЭДС	Изотопы серы сульфидов	Мощность, м	
	Баритовая с редкими гнездами галенита и сфалерита	60–100	Слабое изменение (кварц+халцедон+кальцит)		Положительная	Разброс в обе стороны от стандарта	150–200	
	Галенит-сфалерит-халькопирит-баритовая с вуртцитом	180–270	Вторичные кварциты	"Монокварциты" с баритом, иногда ярозитом, опалом и халцедоном Кварц-гидрослюдистые с алунитом, иногда алунит-ярозитом и ярозитом				7
	Халькопирит-сфалерит-галенитовая	250–280		Кварц-серицит-гидрослюдистые с алунитом, пиррофиллитом и хлоритом				7
	Медноколчеданная	260–300	Кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые	7	Отрицательная	Близко к стандарту	200–300	
	Серноколчеданная	280–370	Хлорит-альбитовые (с ангидритом) пропилиты	7				

и бирюзы [63]. Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты подстилают вторичные кварциты. Переход между ними в одних разрезах постепенный, в других при наличии межпластовых нарушений — резкий. Среди вторичных кварцитов наиболее распространены кварц-гидрослюдистые и кварц-серицитовые разновидности. Они прослеживаются до глубин 120 м, а в отдельных скважинах — до 200 м.

Кварциты с алунитом, диаспором и пиррофиллитом пользуются ограниченным распространением. Выделяются «монокварциты» метасоматического происхождения и возникшие в результате раскристаллизации кремнеземистого геля, выпавшего в полостях межпластовых срывов. В последних присутствует опал. В опалсодержащих «монокварцитах» часто встречаются псевдоморфозы ярозита по пириту. Превращение сульфида железа в его сульфат, по всей вероятности, имело место в процессе дигидратации кремнистого геля. В метасоматических «монокварцитах» встречаются прожилки гидротермального ярозита и алунит-ярозита.

Слюдистые минералы (серицит и гидрослюда) вторичных кварцитов представлены исключительно 2 М поли типами. Среди гидрослюдов выделяются зеленоватые и бесцветные, соответствующие селадонитовому и мусковитовому типам. Серицит тяготеет к нижним частям вторичных кварцитов, бесцветная гидрослюда чаще развивается за счет вулканитов кислого состава, а зеленоватая — в межпластовых срывах и в породах с вкрапленной рудной минерализацией.

Как показано в табл. 6, на месторождении надрудный уровень метасоматитов резко редуцирован. В экранирующих липаритах наблюдаются лишь прожилки и гнезда халцедона и кварца, тогда как сама порода остается свежей.

Смена барит-свинцово-цинковых руд медно-сульфидными, метасоматитов кислотного выщелачивания метасоматитами щелочной среды, сульфата бария сульфатом кальция, изменение изотопного состава серы и знака термоэлектродвижущей силы сульфидов устанавливаются на уровне широкого развития межпластовой тектоники, подчеркивающей двухярусное строение рудного уровня. Методами гомогенизации было установлено [64], что на этом уровне в некоторых разрезах температурный перепад достигал 100° в интервале около 100 м.

На уровне температурных перепадов резко меняется степень тектонической переработки. В верхних горизонтах в отличие от нижних наряду с двумя системами «омоложенных» разрывов развиты внутрирудные нарушения, ориентация которых не увязывается с общим тектоническим планом трещин. Различия подчеркиваются «галечным столбом» верхних горизонтов, который сложен сферическими и эллипсоидальными валунами и глыбами кварцитов, «плавающими» в баритовой массе или в мелкозернистой свинцово-цинковой руде, преимущественно колломорфного строения.

Т а б л и ц а 8

Минеральный состав руд Маднеульского месторождения

Распространение	Барит-полиметаллические руды		Медно-сульфидные руды	
	рудные	нерудные	рудные	нерудные
Главные	Сфалерит Пирит Галенит Барит	Барит Кварц Серицит Гидрослюда Ярозит Алунит Каолинит Опал	Халькопирит Пирит	Кварц Серицит Хлорит Зеленоватая гидро- слюда Гипс
Второстепен- ные	Халькопирит Марказит	Халцедон Хлорит Анатаз	Сфалерит Блеклая руда Марказит Гематит	Яшмовидный кварц Горный хрусталь Алунит Алунит-ярозит Пирофиллит Гидрослюда
Редкие	Блеклая руда Золото Серебро Гематит Броньардит Вюртцит Кобальтин Фаматинит	Кальцит Гипс Витерит Яшмовидный кварц Рutil	Галенит Аляскаит Бурнонит Висмутин Кубанит Эмплектит Тетрадимит Калаверит Дискразит Сульванит	Кальцит Ангидрит Рutil Анатаз Барит Бирюза Гидробазалюминит

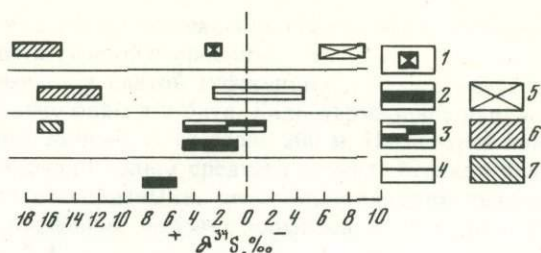
Резкое охлаждение гидротерм на уровне межпластовой тектоники должно было произойти в результате не только смешивания с подземными водами, обильный приток которых в таких структурах является вполне реальным допущением, но и в результате необратимого адиабатического расширения при резком снижении давления. Формирование вкрапленных и прожилково-вкрапленных медно-сульфидных руд в нижней части рудного уровня, по всей вероятности, происходило в условиях постепенного спада температуры. В отличие от них массивные медно-цинковые и барит-свинцово-цинковые руды, в которых широко распространены колломорфные структуры и метастабильные минералы (опал, вюртцит и другие), формировались в связи с параксимальным нарушением внутреннего равновесия раствора, сопровождаемого выпадением кремнистого и рудного геля и отделением растворителя в виде паров. В таких условиях можно допустить, что выпавшие гели закупоривают пути разгрузки растворителя. В результате раскристаллизация гелей замедлится и, главное, она будет протекать с понижением температуры и с увеличением объема летучих, в связи с возникновением кристаллических фаз давления в системе будет увеличиваться. Превышение литостатического давления приведет к взрыву. Гидротермально-взрывной деятельностью, сопровождающейся вскипанием, можно объяснить происхождение «галечных тел», повышенную тектоническую переработку верхних горизонтов, редуцированность метасоматитов надрудного уровня и другие особенности месторождения.

Медно-сульфидные и барит-свинцово-цинковые руды, представленные в пределах одного вертикально-зонального месторождения, ряд исследователей разобщают во времени и связывают с разными стадиями, даже с разными этапами рудогенеза. Однако в настоящее время имеются достаточно веские доказательства моноасценденности. Прежде всего привлекает внимание выдержанность вертикально-зонального мотива на всех колчеданно-полиметаллических месторождениях Малого Кавказа. Если образование медноколчеданных руд связать с «обособленной фазой», то непонятно, почему гидротермальные растворы этой фазы отлагали «полезный груз» исключительно под барит-полиметаллическими залежами.

Геохимическое изучение первичных ореолов рассеяния на колчеданно-полиметаллических месторождениях Малого Кавказа, в том числе и на Маднеульском месторождении, не дает четкого указания о полиасценденности их формирования. Геохимическая вертикальная зональность коррелируется с рудно-метасоматической зональностью и практически совпадает с так называемой нормальной последовательностью или последо-

Рис. 26. Изменение изотопного состава серы в вертикальном разрезе Маднеульского месторождения

1 — сера; 2 — пирит; 3 — халькопирит;
4 — сульфиды Cu, Zn, Pb; 5 — галенит; 6 — барит; 7 — ангидрит



вательностью металлов, расположенных по увеличению устойчивости их серных комплексов [14]. Поведение изотопного состава серы в вертикальном разрезе — близстандартное значение в нижних частях и разброс в обе стороны от стандарта в верхах месторождения (рис. 26) (в связи с повышением окислительного потенциала среды рудототложения) [259, 64] также указывают на моноасцендентную природу зональности.

Факты, которые лежат в основе представлений о возрасте колчеданных месторождений Болнисского района, как это часто бывает, не интерпретируются однозначно, допуская альтернативные трактовки. В результате этого дискутируются две версии: о позднемерловом и более позднем возрасте колчеданных месторождений района. Достаточно уверенно можно допустить, что Маднеульское месторождение образовалось в близповерхностных условиях. На это указывает широкое распространение в рудах и измененных породах минералов, характерных для поверхностного и близповерхностного минералогенеза, например опала, который в районах современной терминальной деятельности не возникает глубже 100—150 м [271, 3, 180]. На малую глубину формирования указывает также широкое развитие баритовых залежей, которые, как считают большинство исследователей, формируются на глубинах 200—300, реже — 400—500 м [13].

Близповерхностное Маднеульское месторождение в толще нижнего турона могло образоваться или в самом туроне до накопления вышележащих толщ сантона—дания (см. рис. 24), или значительно позже, после складчатости и денудации по крайней мере верхней половины толщи, что могло иметь место после эоцена. Первая версия — туронский возраст Маднеульского месторождения — обязывает допустить многократность колчеданно-полиметаллической минерализации в позднем мелу, поскольку она проявлена практически на всех уровнях вулканогенного верхнего мела. Она же диктует необходимость наличия наряду с дорудными пострудных и внутрирудных субвулканических пород.

В настоящее время геологи не располагают какими-либо убедительными сведениями для обсуждения вопроса о возрасте колчеданных месторождений района.

Алавердский рудный район

В пределах района широко развита юра-неокомская вулканоплутоническая ассоциация, характеризующаяся длительностью становления и многофазностью развития. Четко выраженный натриевый щелочноземельный петрохимический тип магматитов определяет и тип рудоносности — проявление месторождений колчеданной формации. К промышленным месторождениям района относятся Шамлугское, Алавердское и Ахталское. Менее значительные — Карнутское, Алвардское и Агвинское.

Шамлугское месторождение медноколчеданных руд расположено у селения Шамлуг Алавердского района Армянской ССР. Месторождение открыто местными жителями в 1741 г. и с перерывами эксплуатируется с 1770 г. по настоящее время. Рудная минерализация на месторождении развита на площади 60 км² при вертикальном размахе около 500 м.

В геологическом строении месторождения принимают участие главным образом вулканогенные отложения среднеюрского возраста. В основании разреза залегают андезитовые и базальтовые порфириты с прослоями соответствующих пирокластических пород и лавовых брекчий (дебедская свита). Эта толща обнажается в восточной части Шамлугского месторождения и вдоль русла р. Уч-Килиса. Мощность толщи 500—600 м.

На дебедской свите согласно залегают пирокластические породы кошабердской свиты. Они представлены туфами и туфовыми брекчиями андезитового, андезито-дацитового состава. Мощность толщи 100—200 м. Выше залегает толща кератофиров и их брекчий, состоящих из крупных угловатых или округленных обломков (1—10 м в поперечнике). Верхние горизонты этой толщи представлены довольно выдержанным слоем

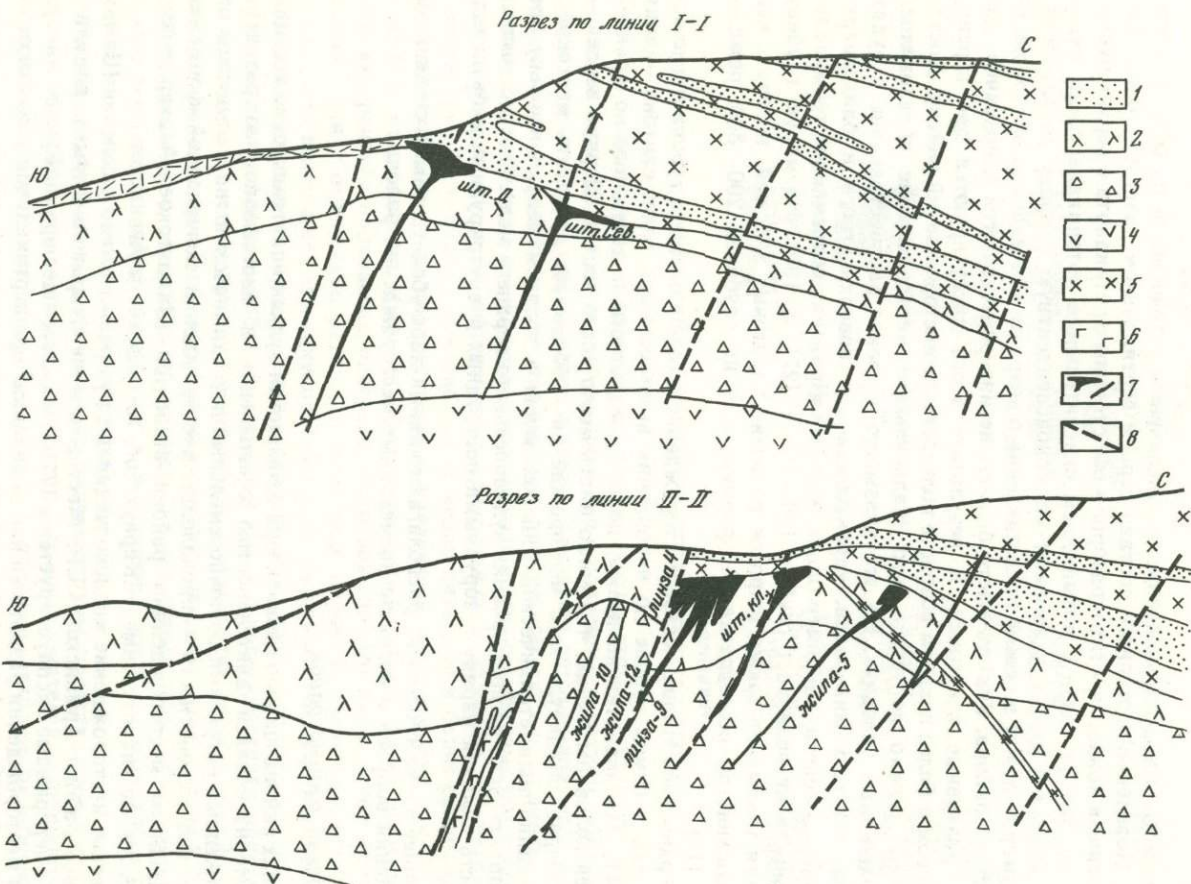


Рис. 27. Геологические разрезы Шамлуговского месторождения (составил А. Исахян)

1 — туфопесчаники; 2 — диорито-дацитовые порфиры; 3 — туфобрекчии порфиритов; 4 — андезитовые порфиры; 5 — микроплагиопорфиры; 6 — диабазовые порфиры; 7 — рудные тела; 8 — разрывные нарушения; I-I — разрез западной, II-II — восточной части месторождения

фиолетовых рассланцованных туфов. На участке месторождения породы эти интенсивно гидротермально изменены — окварцованы и серицитизированы.

Толща кератофиров согласно перекрывается свитой туфогенных и известковистых песчаников, содержащих руководящую фауну байоса и бата. Гидротермальное изменение пород в этой свите почти не проявлено. Мощность ее около 200 м. На верхней юре непосредственно лежит вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена. Юрская вулканогенно-осадочная толща прорвана пластообразными, пологозалегающими телами кварцевых альбитофиров, плагиогранит-порфиров, фельзит-порфиров и гранодиорит-порфиров после позднеюрского возраста.

В структурном отношении Шамлугское месторождение расположено на северо-западном крыле Алавердского антиклинория и приурочено к северному крылу Дебедской брахиантиклинали, характеризующейся полого выраженной складчатостью с преимущественным падением в северных румбах под углами 5—30°. Крылья брахиантиклинали и ее сводная часть осложнены куполовидными поднятиями, представляющими вулканотектонические купола, к которым приурочены субвулканические тела альбитофиров и плагиогранит-порфиров позднеюрского возраста.

Наряду с пликативными дислокациями на месторождении развита серия различно ориентированных разрывных нарушений. Основные рудоконтролирующие структуры представлены крупными нарушениями взбросового характера с меридиональным (Западное нарушение) и субмеридиональным северо-западным простираем (Восточное нарушение). Указанными взбросами ограничивается площадь развития богатых залежей (штоков и линз) как в западном, так и в восточном направлениях. Рудовмещающие структуры на месторождении представлены нормальными ступенчатыми сбросами и взбросами широтного простираения с крутыми углами падения на юг.

Основными промышленными типами руд на месторождении являются медноколчеданные и частично полиметаллические руды, характеризующиеся определенным пространственным расположением. Из 70 промышленных рудных тел Шамлугского месторождения 60 сложено медноколчеданными рудами. Они концентрированы преимущественно в центральной части месторождения на площади 1,5 км².

Морфология рудных тел весьма разнообразна (штоки, линзы, жилы, зоны прожилково-вкрапленной минерализации). На месторождении выделяются три рудовмещающих горизонта: верхний, средний и нижний. На верхнем горизонте оруденение представлено штоками, штокообразными залежами и линзами, приуроченными к толще кератофиров. Последняя долгое время считалась единственной продуктивной толщей. Оруденение штокового типа развито до глубины 160 м от поверхности.

Форма рудных штоков довольно сложная. Висячем боку штоки ограничены вышележащими плотными альбитофирами, плагиогранит-порфирами и туфовыми песчаниками, а в лежащем боку они приобретают довольно сложную ветвистую форму и, уменьшаясь в мощности, переходят в жилеобразные тела. Характерной особенностью всех рудных залежей, приуроченных к верхним горизонтам месторождения, является их грибообразная форма (рис. 27). В центральной части штоков руды обладают массивной текстурой и промышленным содержанием металлов. Характерной особенностью медноколчеданных рудных тел является их приуроченность к местам пересечения широтных трещин с северо-восточными, выполненными дайками плагиогранит-порфиров. Последние, являясь на месторождении экранами медноколчеданного оруденения, подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению.

Полиметаллическое оруденение пользуется преимущественным развитием на северо-западном фланге месторождения. Здесь в толще кератофировых брекчий непосредственно под «альбитофировым» силлом расположена пластообразная рудная залежь (Базмаметэг), вскрытая рядом скважин. Это рудное тело является наиболее глубоко залегающим. На 100 м к югу от штока Базмаметэг скважинами подсечена другая полиметаллическая рудоносная зона, которая залегаёт в туфобрекчиях порфиритов.

В медноколчеданных рудах Шамлугского месторождения представлена биминеральная ассоциация пирит + халькопирит. При этом для пирита преобладающей является пентагон-додекаэдрическая форма кристаллов. В сростаниях с пиритом и халькопиритом местами наблюдаются теннантит, борнит, виттихенит, висмутин, станнин. В рудах широким развитием пользуются вторичный кварц и хлорит, которые нередко ассоциируют с халькопиритом. Характерной особенностью минерального парагенезиса медноколчеданных руд является наличие в них последовательного ряда кристаллизации минералов, чем и обусловлено широкое развитие структур замещения.

Отношение селена к теллуру в пирите составляет 1,3 : 1, в халькопирите — 1,1 : 1.

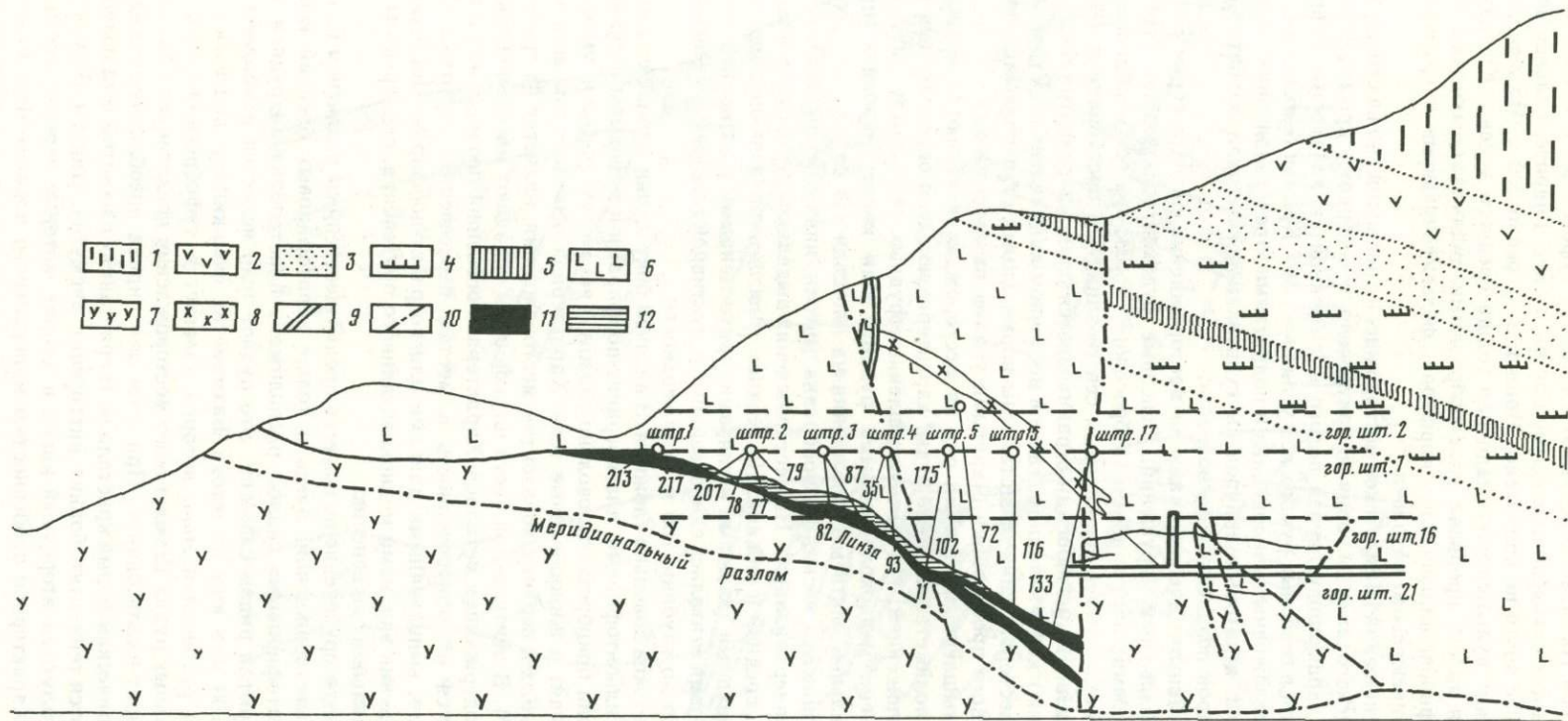


Рис. 28. Разрез по падению линзы 11 Ахталского барито-полиметаллического месторождения (по К. А. Даниеляну)

1 — песчаники; 2 — диабазовые миндалекаменные порфиры; 3 — микротуфоконгломераты; 4 — туфопесчаники; 5 — туфы и туффиты; 6 — кордиериты; 7 — кварцевые плагиопорфиры (дациты); 8 — дайки порфиров; 9 — дайки диабазовых порфиров; 10 — тектонические нарушения; 11 — полиметаллическая руда; 12 — барит

Аналогичное строение на Шамлугском месторождении имеют рудные тела линзообразной формы. От штоков они отличаются большей вытянутостью по простиранию и меньшими размерами. Самая крупная линза на месторождении — «4а» длиной 75 м и мощностью 10 м — залегает в измененных брекчиях кератофигов. Висячем боку она ограничена альбитофирами. От зоны брекчированных пород, к которой приурочена указанная линза, ответвляется ряд взаимопересекающихся трещин, заполненных карбонатами и сульфидами. На нижних горизонтах рудная линза резко уменьшается, а еще ниже разветвляется на две жилы (Южную и Северную), вытянутые в широтном направлении. Подобное явление характерно для многих штоков и линз, которые, погружаясь, приобретают форму жил. Мощность последних составляет 0,5—3,0 м и иногда доходит до 5 м. Таким образом, рудные тела принимают все переходные формы от согласных метасоматических залежей до секущих рудных жил. Рудные штоки, залегающие на верхнем горизонте месторождения, непосредственно связаны с жилами, развитыми в среднем горизонте.

Последний сложен туфобрекчиями андезитовых порфиритов кошабердской свиты. Рудная минерализация здесь представлена жилами и линзами широтного или субширотного простирания протяженностью от 25 до 600 м. Они имеют крутое падение на северо-восток под углами 45—55° и обнажаются на нескольких горизонтах. Во всех жилах наблюдается уменьшение мощности по падению.

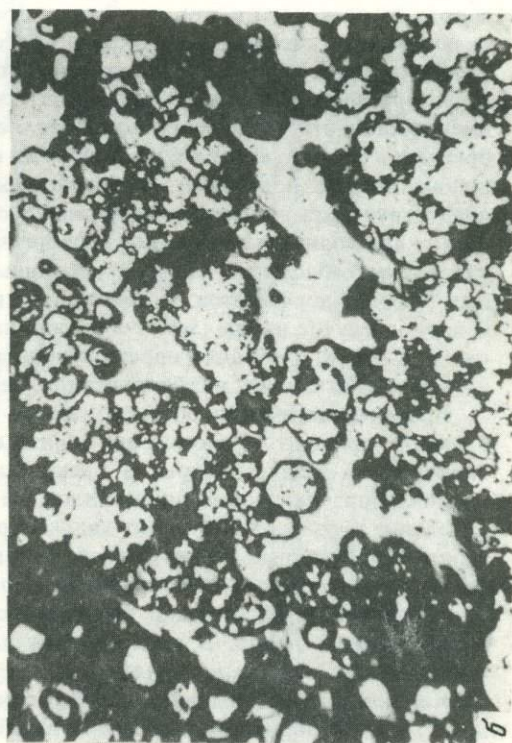
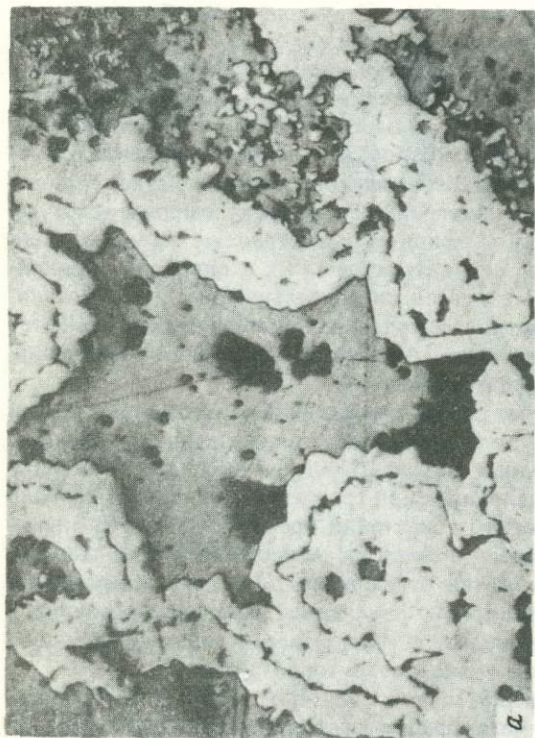
Наряду с указанными жилами, выявляющими непосредственную связь со штоковыми рудными телами, на месторождении выделяется и вторая группа жильных рудных тел. В отличие от первых они характеризуются увеличением мощности по падению. Для них характерно расщепление на серии самостоятельных прожилков, отходящих в местах резких перегибов от главных жил. По восстанию жилы второй группы выклиниваются постепенно либо заканчиваются тупо, ограничиваясь поверхностями непроницаемых экранов, представляющих границу раздела двух сред с различными физико-механическими свойствами. Эти экранирующие поверхности представлены пологопадающими тектоническими нарушениями с перетертыми плоскостями.

Нижний горизонт месторождения приурочен к так называемым нижним порфиритам. Рудная минерализация, обнаруженная в них за последние годы, представлена прожилково-вкрапленным типом. В рудах широко развиты брекчиевидная, прожилково-вкрапленная, агломератовая, полосчатая, неяснополосчатая и другие текстуры. Первые пользуются наибольшим развитием, и ими сложена большая часть промышленных руд.

Макроскопически брекчиевидные руды, развитые в толще кератофигов и их брекчий, представляют собой сильно окварцованную, серицитизированную, хлоритизированную породу темно-серого цвета, переполненную округлыми или угловатыми обособленными включениями халькопирита и пирита размером от 0,3 до 15 см и более. Густота расположения и размеры включений крайне непостоянны. При малых размерах включений структура напоминает порфиroidную. Хлоритизированная или окварцованная порода, вмещающая эти включения, представляет собой сильно измененную кератофировую брекчию, состоящую преимущественно из кварца, карбоната, хлорита и серицита. Замещению обычно подвергаются именно обломки кератофигов, между тем как цемент подвергнут лишь аналогичному интенсивному изменению. Те же брекчиевидные текстуры на нижних горизонтах в толще туфобрекчий порфиритов представлены округлыми или угловатыми обломками хлоритизированных, серицитизированных и карбонатизированных брекчий порфиритов, сцементированных массой пирит-халькопиритового состава. В данном случае наблюдается обратная картина: интенсивно замещена рудой цементирующая масса, а обломки порфиритов подвергнуты лишь гидротермальному изменению в виде хлоритизации, карбонатизации, серицитизации.

Брекчиевидные руды, образованные за счет толщи туфобрекчий кератофигов и толщи брекчий порфиритов, состоят из пирита и халькопирита, а также серицита, хлорита, карбоната и кварца. Пирит в брекчиевидных рудах Шамлуга наблюдается в виде хорошо образованных метакристаллов, выявляющих при травлении хорошо выраженное зональное строение. Для пирит-халькопиритовых сростаний брекчиевидных руд характерны коррозионные структуры, образующиеся вследствие замещения пирита халькопиритом. Полосчатые текстуры характеризуются отдельными полосами халькопиритового состава в общей массе гидротермально-измененной, хлоритизированной и окварцованной пород. В ряде случаев наблюдается избирательное замещение одной части породы серным колчеданом, а другой — халькопиритовой рудой.

Как показали исследования П. Ф. Сопко [251], Э. А. Сагателян [232], Э. М. Налбан-дян [181], околорудный гидротермальный метаморфизм сопровождается широким раз-



витием процессов окварцевания, серицитизации, карбонатизации и хлоритизации, формирующих фации различного состава: кварц-хлоритовую, кварц-серицитовую, хлорит-серицит-кварцевую, хлорит-карбонат-кварцевую. В зависимости от густоты расположения рудных тел и интенсивности развития оперяющих рудовмещающих структуры трещин зачастую наблюдается наложение указанных фаций друг на друга. При этом на разных горизонтах месторождения в зависимости от состава исходной породы обычно преобладает тот или иной тип изменений: в толще кератофигов, их туфов и туфобрекчий — кварц-серицитовые; в толще туфобрекчий андезитовых порфиритов — процессы хлоритизации. В целом по месторождению строго выдержанной закономерности в различиях метасоматитов всяческого и лежащего боков рудных тел не устанавливается.

Ахталское месторождение барит-полиметаллических руд расположено в Алавердском районе Армянской ССР в 14 км от г. Алаверди. Месторождение известно с XII в. В широком масштабе эксплуатационные и разведочные работы здесь проводятся с 1950 г. по настоящее время. Основными объектами добычи являются свинец, цинк, барит.

Участок месторождения сложен вулканогенно-осадочными толщами средней-верхней юры. В основании разреза залегают породы дебедской свиты, в которой выделяются кварцевые плагиопорфиры и их пирокласты общей мощностью 600—700 м и плагиоклазовые андезитовые порфириты и их пирокласты («покровные» порфириты) мощностью до 500 м. На них налегают породы кошабердской свиты, представленные лавобрекчиями андезитовых порфиритов и туфоосадочными отложениями (рис. 28). Разрез завершается туфопесчаниками алаверди-шамлугской свиты (байос). В подавляющем большинстве рудовмещающими являются окварцованные и серицитизированные кварцевые плагиопорфиры и их пирокласты; наиболее молодые — четвертичные андезитобазальты.

Породы жильной фации, развитые на участке Ахталского месторождения, пересекают все слагающие его толщи, за исключением базальтов. Они представлены дайками кварцевых плагиопорфиров, диабазовых порфиритов и фельзитовых порфиритов, характеризуются субмеридиональным и широтным простиранием и довольно крутыми углами падения (70—90°).

В структурном отношении Ахталское месторождение, как и Шамлугское, расположено на север-северо-восточном крыле Алавердского мегантиклинория. Оно приурочено к Ахталской вулканической постройке, представляющей собой остатки островного вулкана центрального типа и являющейся одним из главных элементов Дебедской брахиантиклинальной складки.

Участвуя в строении складчатых структур, Ахталская вулканотектоническая постройка сыграла важную роль в локализации рудной минерализации. Большинство рудных тел месторождения приурочено к контакту кварцевых плагиопорфиров, слагающих вулканический купол, с перекрывающей их толщей «покровных» порфиритов. Зона контакта представлена интенсивно перемьятыми, рассланцованными породами с глиной приирания. Рудные тела залегают в кварцевых плагиопорфирах и их пирокластах, а перекрывающие их покровные порфириты выполняют роль экрана.

Существенную роль в локализации оруденения играли также разломы близмеридионального и близширотного простирания. Близмеридиональные нарушения разделяют участок Ахталского месторождения на ряд параллельных блоков. К тектоническим нарушениям приурочены многочисленные дайки габбро-диабазов и фельзитовых порфиритов. По данным С. С. Зограбяна [109], они являются дорудными, контролирующими.

Рудная минерализация Ахталского месторождения представлена плоскими линзами, гнездами и зоной прожилково-вкрапленного оруденения. Рудные линзы приурочены к контакту толщи кварцевых плагиопорфиров с покровными порфиритами. На месторождении известно 13 линз, которые прослежены по падению на 350—500 м и по простиранию на 80—100 м при средней мощности 8—12 м. Промышленную ценность представляют крупные линзы № 10 и 11. Все линзы имеют приплюснутую форму с резко выраженной верхней границей, соответствующей линии контакта кварцевых плагиопорфиров и порфиритов. Нижняя граница выражена неотчетливо.

Интервал промышленного оруденения в кварцевых плагиопорфирах 5—10 м, иногда

Рис. 29. Текстуры и структуры колчеданного месторождения Ахтала в Армении

а — реликты колломорфных выделений (почек) пирита, частично замещенных халькопиритом. Увел. 120; б — раскристаллизованная почка пирита (округлые выделения) в борнит-галенитовой массе. Борнит — темно-серое; галенит — белое. Увел. 90; в — массивная текстура крупнозернистой сфалерит-халькопиритовой руды. Полир. штуф. натур. вел.; г — текстура замещения серноколчеданной руды с красным баритом. Полир. штуф, натур. вел.

15 м и более. В строении рудных линз № 10 и 11 установлена следующая закономерность (сверху вниз):

- 1) барит красный или серый мощностью 1—3 м, плотный, мелкокристаллический, залегает в лежачем боку порфириновой толщи;
- 2) массивная полиметаллическая руда мощностью 1—3 м тонкозернистого, местами колломорфного строения с богатым содержанием цинка, свинца и меди;
- 3) прожилково-вкрапленное оруденение мощностью 1—3 м — окварцованная порода с прожилками и вкрапленностью сфалерита, халькопирита и галенита;
- 4) вкрапленные полиметаллические руды в промышленной части мощностью 3—4 м, ниже следует непромышленное вкрапленное оруденение мощностью 10—15 м.

В верхних частях рудных тел непосредственно под красным баритом обычно залегают руды, богатые борнитом и блеклой рудой; в центральных частях преобладает галенит, а в нижних — халькопирит и сфалерит. На месторождении представлены серноколчеданные, баритовые и полиметаллические руды, наложенные друг на друга либо обособленные в пространстве. Из них промышленное значение имеют последние два типа. Полиметаллические руды по содержанию основных металлов относятся к медно-свинцово-цинковому типу с преобладанием цинка над свинцом, а последнего — над медью.

Полиметаллические руды характеризуются как текстурами выполнения открытых полостей и трещин, так и текстурами замещения и пересечения. Наибольшее распространение среди текстур выполнения имеют метаколлоидные (рис. 29), хотя наряду с ними встречаются и массивные текстуры сфалерит-халькопиритовых руд крупнозернистой структуры. Для руд метаколлоидных текстур характерно широкое развитие колломорфных образований сложного строения.

По вопросу об условиях их формирования существуют две точки зрения. По мнению И. Г. Магакьяна [165] и Э. А. Хачатуряна [284], руды являются результатом раскристаллизации гелей сложного состава. По мнению Н. И. Монахова, А. Г. Қазаряна [132] и Э. А. Сагателян [242], они представляют собой результат замещения колломорфных руд серного колчедана более поздними молекулярными растворами, содержащими медь, свинец и цинк. Для колломорфных почек сложного состава, как это следует из приведенных выше рис. 27, а и 27, б, характерны следующие особенности их строения.

1. Отсутствует закономерность в распределении замещенных и замещающих колец.
2. Наблюдаются многочисленные метакристаллы в зонах замещения пирита более поздними минералами, что свидетельствует о явлениях перекристаллизации колломорфных образований под воздействием последующих рудоносных растворов.
3. Наблюдается унаследованность формы замещения. При этом халькопирит, непосредственно заместивший пирит и унаследовавший его форму, может заместиться в дальнейшем сфалеритом или галенитом или каким-либо другим более поздним минералом, а форма пирита сохраняется.

По последовательности кристаллизации выделяется ряд минеральных парагенезисов, включающих несколько генераций халькопирита и сфалерита. Наиболее ранним является бинарный парагенезис халькопирита и сфалерита, характерный для крупнозернистых руд (см. рис. 27, в). В нем установлено близкоеодновременное выделение халькопирита I и сфалерита I.

Второй парагенезис — халькопирит II — сфалерит II — галенит I — развит в сплошных тонкозернистых метаколлоидных полиметаллических рудах. Для него характерен последовательный ряд кристаллизации минералов. Третий парагенезис — борнит II — халькопирит III — галенит II с участием тетраэдрита и реньерита — также встречается в мелкозернистых полиметаллических рудах, где он образует небольшие обособленные скопления. Наиболее поздняя парагенетическая ассоциация штромейерит—аргиродит с другими сульфосолями серебра наблюдается в тонких жилках, секущих сплошные полиметаллические руды, и нередко образует мелкие обособленные скопления.

Барит представлен красной, серой и белой разновидностями. В отличие от белого барита, широко развитого в различных участках рудных тел в форме жил и прожилков, красный барит имеет локальное развитие (см. рис. 29). Э. А. Сагателян [242] определила калий-аргоновый возраст кварц-сернистых пород в зоне экзоконтакта полиметаллических руд, соответствующий 155 м, — 137 млн. лет. Указанный ряд определений в первом приближении подразделяется на две группы: первая характеризует возраст первичных кварцитов и генетически тесно связанной с ним серноколчеданной минерализации (среднее значение по 11 определениям 153,5 млн. лет); вторая характеризует непосредственно зоны контакта полиметаллической и баритовой минерализации с вторичными кварцитами и дает по 16 определениям цифру 145,5 млн. лет.

Кедабекский рудный район

Этот район объединяет ряд медно-цинковых, серноколчеданных, полиметаллических и медно-порфировых месторождений и проявлений. Он совпадает с одноименным административным районом Азербайджанской ССР. Геологически район расположен в пределах поперечного поднятого блока фундамента [297] с редуцированным чехлом, сложенным в основном породами натриевой дацит-липаритовой, комагматичной ей плагиогранитной и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций.

Наиболее крупные месторождения района и большинство рудопроявлений сосредоточены в его восточной части. Здесь они и сопровождающие их поля гидротермально-измененных пород, так же как и продукты эффузивного и интрузивного магматизма, контролируются сквозным поперечным, Шамхор-Кедабекским разломом глубокого заложения [219], отнесенным к категории рудоконцентрирующих структур. Минерализация размещается преимущественно в узлах сочленения этого разлома с синскладчатыми и синвулканическими разрывами северо-западного простирания.

Медноколчеданное месторождение **Кедабек**, интенсивно разрабатываемое с 50-х годов прошлого столетия вплоть до революции, расположено в 1 км к северо-западу от районного центра Кедабек.

Месторождение было вскрыто густой сетью подземных выработок, а в последующие годы разведывалось скважинами. Детальные, преимущественно минерально-петрографические исследования на месторождении были начаты еще до революции Е. С. Федоровым (1903), Н. С. Успенский (1910) и затем продолжены К. Н. Паффенгольцем (1932), Г. Х. Эфендиевым (1957), Р. Н. Абдуллаевым (1963), Г. И. Керимовым (1961, 1963) и другими.

Кедабекское месторождение размещается в экзоконтактной зоне гранитоидного интрузива в ядре вулканической брахискладки, представленной экструзивной постройкой центрального типа. В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные образования нижнего байоса, верхнебайоская толща липарит-дацитового состава (120 м), вулканогенно-осадочные образования бата (300—350 м), туфогенно-осадочные отложения келловея—оксфорда (200 м) и известняки лузитана (15—20 м) [139]. На восточном фланге месторождения в экзоконтакте Кедабекского гранитоидного интрузива развиты пироксен-плагиоклазовые, биотит-гранатовые, эпидот-гранатовые роговики и везувиановые, гранатовые, волластонитовые скарны. Значительным распространением пользуются дайки аплитов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, диабазовых и андезито-базальтовых порфиров. Ядро вулканической брахискладки, вытянутой в близмеридиональном направлении, сложено кристалло- и литокластическими туфами липарито-дацитов, прорванными эксплозивными брекчиями и субвулканическими телами липарито-дацитов, крылья — туфогенно-осадочной толщей. Восточное крыло складки интродуцировано кварцевыми диоритами, а ядро — дайками диоритов и диабазовых порфиров. Складка осложнена разломами северо-западного и северо-восточного простирания, расчленяющими ее на ряд поднятых и опущенных блоков. Среди разрывов северо-западного простирания, характеризующихся юго-юго-западным падением под углами 40—70°, наиболее важным длительно развивающимся магмо- и рудоконтролирующим является Главный Кедабекский разлом со сбросовым перемещением пород верхней юры на 400—500 м [140]. В пределах месторождения разлом проявлен системой тесно сближенных взбросов, контролирующих размещение субвулканических тел, даек, зон гидротермальных метасоматитов и рудных тел. Другой важный элемент структуры месторождения — система поперечных крутопадающих разломов субмеридионального простирания, являющаяся отражением в поверхностных структурах рудоконцентрирующего Шамхор-Кедабекского разлома. Наиболее мощными среди них являются Центральный и Западный сбросы, ограничивающие основной рудовмещающий поднятый блок. Кроме крутопадающих трещин, распространены и пологопадающие, приуроченные к кровле липарит-дацитовой толщи: ими образованы зоны межформационного отслаивания и рассланцевания.

Среди магматических образований наибольшим распространением на месторождении пользуются породы дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой группы формаций с гомодромной направленностью развития. Образования нижнего байоса рассматриваются в составе базальт-андезитовой формации. Особенность нижнебайосского вулканизма — относительно слабое развитие недифференцированного базальтового вулканизма, преобладающее развитие средних составляющих — андезитов и андезито-базальтов. Породы базальт-андезитовой формации проявлены преимущественно в лаво-

вой фации. Породы натриевой дацит-липаритовой формации, датируемые верхним байосом, по составу соответствуют в основном липарито-дацитам и дацитам. Они представлены лавовой, субвулканической и пирокластической фациями.

Отложения бата и верхней юры, относящиеся к слабо дифференцированной базальт-андезитовой формации, представлены преимущественно пирокластическими вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями.

Гранитоиды многофазного и полифациального гипабиссального Кедабекского интрузива, рассматриваемого в составе габбро-диорит-гранодиоритовой формации, представлены в пределах рудного поля биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, микродиоритами эндоконтактовой фации и многочисленными дайками аплитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Известные в северной и центральной частях Кедабекского месторождения дайки диабазовых и андезит-базальтовых порфиров, пересекающие всю стратиграфическую колонку и гранитоиды неокома, рассматриваются в составе самостоятельного комплекса малых интрузий.

Особенности структуры обусловили развитие на месторождении серноколчеданных и медно-цинковых руд трех морфологических типов: массивных, слагающих штоко-линзообразные тела, прожилково-вкрапленных и вкрапленных, связанных между собой постепенными переходами.

Ныне в основном выработанные штоко- и линзообразные тела существенно пиритового и пирит-халькопиритового состава, приуроченные преимущественно к зоне Кедабекского разлома, размещаются в верхних горизонтах толщи липарит-дацитового состава, иногда частично захватывая покровные образования бата (Карл-шток) и порфиры нижнего байоса (верхний и нижний Цернер-штоки). Формы и размеры отдельных штоков весьма различны: наблюдаются частые раздувы и сужения их мощности, длина меняется от десятков до нескольких сотен метров.

Жилообразные и прожилково-вкрапленные руды кварц-пирит-халькопиритового и кварц-пирит-халькопирит-сфалеритового состава слагают довольно мощные зоны в лежачем и висячем боках массивных колчеданных тел. Мощность отдельных жилообразных тел и прожилков варьирует от нескольких миллиметров до 5—7 см. Вкрапленные руды в верхах месторождения представлены пирит-халькопирит-сфалеритовыми (иногда с галенитом) разностями, а в его низах — существенно пиритовыми, постепенно переходящими в безрудные вторичные кварциты.

По данным Г. Х. Эфендиева [306], главные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом; второстепенные — галенитом, магнетитом, пирротинном, арсенопиритом. В качестве редких примесей встречаются золото, серебро, молибденит, кобальтин, тетраэдрит, блеклая руда. Среди нерудных чаще всего наблюдается кварц, барит, серицит; более редко — каолинит, андалузит, турмалин, адуляр, карбонаты.

По наиболее широко развитому парагенезису пирит ($\approx 80\%$) + кварц + серицит (с халькопиритом, арсенопиритом и пирротинном), слагающему вкрапленные руды и массивные залежи в нижних горизонтах месторождения, развиваются последовательно парагенезисы кварц + пирит + халькопирит и кварц + пирит + халькопирит + сфалерит (с галенитом, золотом, баритом и др.), приуроченные преимущественно к верхним частям массивных залежей.

Кроме перечисленных парагенезисов, среди кварц-ортоклаз-андалузитовых метасоматитов развита кварц-магнетитовая (иногда с турмалином, молибденитом, пирритом и пирротинном) ассоциация, представленная последовательными кварц-магнетитовым, кварц-молибденитовым и кварц-пирит-пирротинным парагенезисами. Магнетитовая минерализация развита также в эндоконтактах даек диоритовых и диабазовых порфиров, где развивается совместно с кварцем и флогопитом и, в свою очередь, замещается кварц-хлорит-пиритовым парагенезисом.

Размещение гидротермальных метасоматитов на месторождении, представленных преимущественно вторичными кварцитами, грейзеноподобными андалузитсодержащими метасоматитами, пропилитами актинолит-эпидотовой и эпидот-хлоритовой степеней, биотит-флогопит-альбит-кварцевыми образованиями и скарнами, коррелируется составом и структурой исходных пород.

Ранние парагенезисы, образованные, судя по петрологическим данным и результатам гомогенизации, в высокотемпературных условиях, могут быть рассмотрены как производные ранней щелочной и последующей кислотной стадий эволюции минералообразующего раствора, различно проявленных в породах разной основности. Кварц-серицит-пиритовый и кварц-хлорит-пиритовый парагенезисы, формирующиеся при более низких

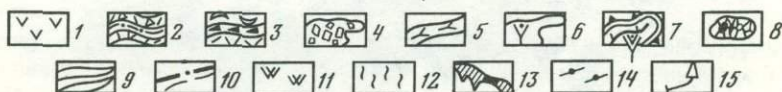
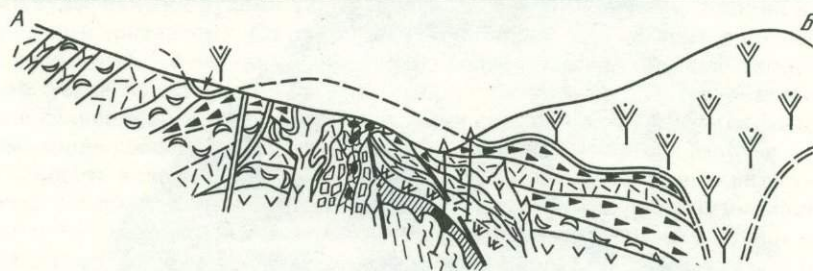
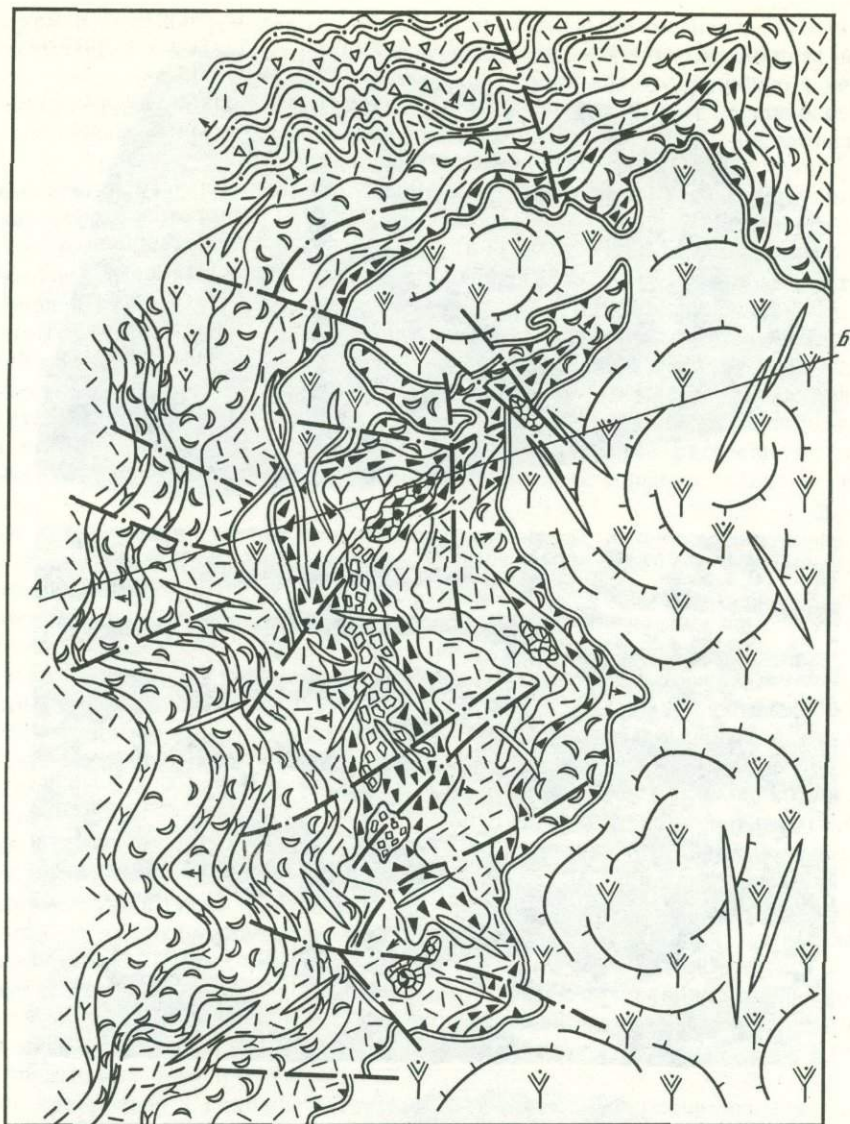
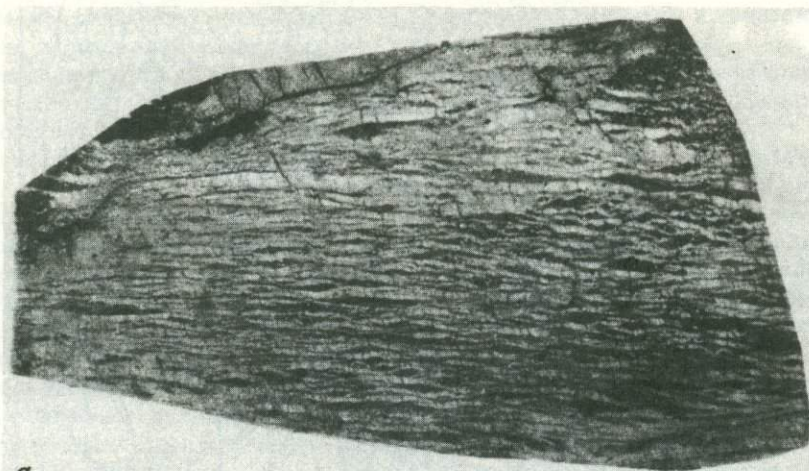
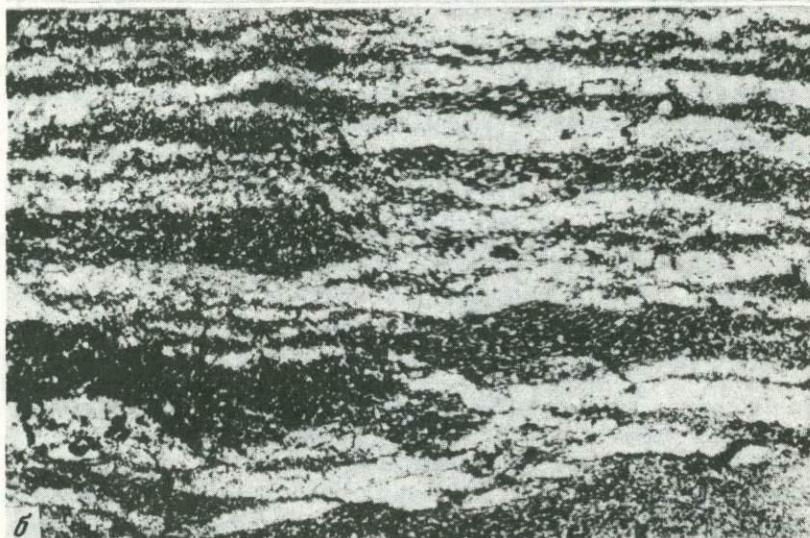


Рис. 30. Литолого-структурная карта и разрез Асрикчайского месторождения

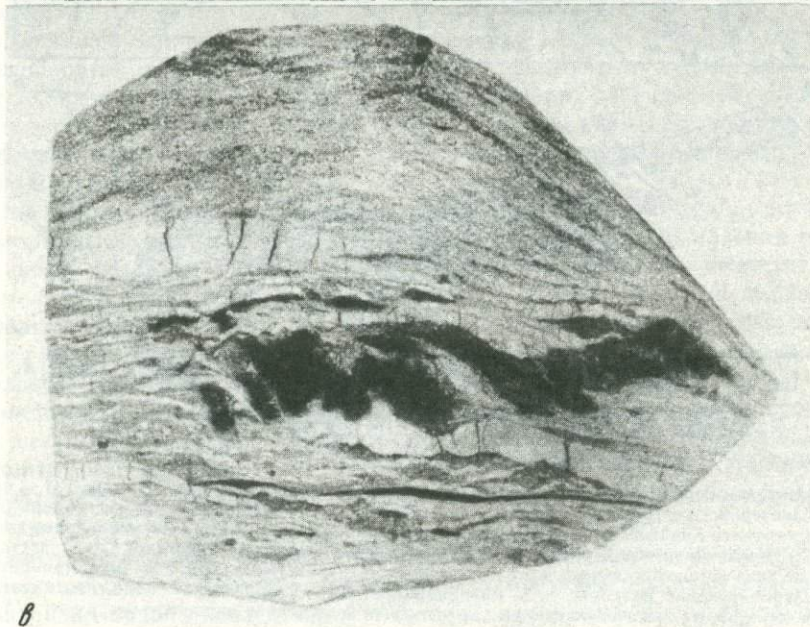
1 — андезитовые порфириды; 2 — туфогенно-осадочная толща кислого состава; 3 — чередование грубо- и мелкозернистых туфов и игнимбриков липаритов; 4 — жерловые фации агломератовых туфов липаритов и липарито-дацитов; 5 — субластовые тела липарито-дацитов; 6 — неправильные секущие тела липаритов; 7 — вулканокупол липаритов; 8 — эруптивные тела липаритов с обломками рудокластов; 9 — субвулканические тела самостоятельного комплекса малых интрузий (базальты, андезиты, липарито-дациты); 10 — рудоконтролирующие разломы; 11 — монокварциты; 12 — кварц-хлорит-серицитовые матасоматиты; 13 — залежь массивных медноколчеданных руд; 14 — прожилково-вкрапленные руды; 15 — буровые скважины



a



b



b

температурах (ниже 300°), являются, очевидно, производными поздней щелочной стадии. С ней связывается и отложение пирит-халькопиритовых и пирит-халькопирит-сфалеритовых руд. Частая смена в зонах разрывных нарушений кварц-серицитовых метасоматитов кварц-серицит-каолинитовыми и широкое развитие барита в поздние стадии минералообразования связаны, очевидно, с новым возрастанием кислотности растворов.

Асрикчайское медноколчеданное месторождение приурочено к подошве асимметричной вулcano-купольной липаритовой постройки размером 4×2,5 км (рис. 30). Колчеданная залежь массивного сложения локализована в наиболее мобильной северной части постройки, осложненной серией сбросов, сбросо-сдвигов и взбросов, круто секущих подковообразную экстрезию, обнажающуюся в основании вулcano-купола.

Разломы относятся к син- и поствулканическим нарушениям, вмещающим несколько поколений субвулканических тел основного и кислого состава. Внедрение кислых субвулканических тел охватывает длительный этап становления экстрезивной и перекрывающей ее вулcano-купольной построек. Дайки дацитов и липарито-дацитов секут жерловые и прижерловые фации экстрезии и одновременно сами рассекаются подводными каналами и отщеплениями кварцевых липаритовых порфиров вулcanoкупольной постройки.

Дайки андезито-базальтовых и диабазовых порфиритов, фиксирующих кольцевые и радиальные системы разрывных структур, осложняют экстрезивную и вулcano-купольную постройки, пересекая все их фациальные разновидности и залежи колчеданных руд. По петрохимическим особенностям и возрастным соотношениям они относятся к самостоятельному комплексу малых интрузий.

В центральной части рудовмещающей экстрезивной постройки обнажается жерло, выполненное взрывными брекчиями смешанного состава. Вокруг жерлового канала экстрезии, перекрывая его, обнажаются горизонты прижерловых фаций, состоящих из чередующихся горизонтов литокристаллокластических, кристаллокластических туфов дацитов и липарито-дацитов, а также игнимбритов и игнимбритоподобных туфов того же состава. На обширных пологих (25—30°) крыльях экстрезивной постройки обнажаются кварцевые липаритовые порфиры с карандашной отдельностью, слагающие подковообразную в плане крупную вулcano-купольную постройку.

В пределах рудного поля как экстрезивная брахискладка, так и вулcano-купол осложнены многочисленными, часто кулисно расположенными малоамплитудными разломами радиальных, полукольцевых и поперечных систем (рис. 31).

Рудные тела массивного сложения морфогенетически подразделяются на два типа: 1) пластообразно-линзовидное тело с изменчивой мощностью; 2) обломковидные обособления массивных колчеданных руд (рудокласты), участвующие в строении секущих поздних эруптивных брекчий.

Первое приурочено к подошве экстрезии к ее северному окончанию. Оно сложено сплошными сульфидными рудами халькопирит-сфалерит-пиритового состава и характеризуется резкими контактами. Со стороны лежащего бока рудное тело подстилается вторичными кварцитами. По падению залежь расщепляется на две самостоятельные линзы, разделенные узкой зоной (до 0,8—1,5 м) вторичных кварцитов. По простираанию они сливаются в единое тело, сопровождаемое узкими зонами расщепления, залеченными прожилково-вкрапленным оруденением того же состава.

Протяженность залежи как по простираанию, так и по падению еще не установлена. Анализ геофизических данных указывает на ее вытянутость с пологим падением на северо-запад. Это подтверждается также положением рудных обломков в северном и северо-западном флангах северного обрамления жерла.

Рудокласты приурочены к эруптивным брекчиям, секущим жерло экстрезивной постройки. В современном срезе они, сосредоточиваясь в северном обрамлении жерла, образуют горизонт видимой мощностью от 2,5 до 4—5 м и протяженностью 150—180 м (см. рис. 31).

Обломки руды с резкими и четкими границами имеют округлую, слабоудлиненную, эллиптическую форму и размеры 5—25 см в поперечнике. Они, как и обломки кислых

Рис. 31. Полосчатые руды Тандзутского месторождения

а — серноколчеданная руда с четко выраженной тонкой линзовидной полосчатостью с многочисленными трещинами разрыва. Штуф, натур. вел; б — тонкополосчатая микротекстура серноколчеданной руды. Увел 17; в — пльчато-брекчиевидная текстура серноколчеданной руды. Штуф, натур. вел.

вулканитов, сцементированы неизменным пелитовым материалом и ожелезненными литокристаллокластическими туфами кислого состава. Среди них встречаются массивные колчеданные руды, кварц-серицитовые породы с сульфидным оруденением и гидротермально-измененные кварцевые липариты и игнимбриты с рассеянными вкрапленниками халькопирита и пирита. Головки кристаллов пирита во внешней зоне обломков интенсивно перемяты и катаклазированы, а сами обломки слабо деформированы.

Таким образом, по составу все разновидности рудокластов идентичны колчеданной залежи. Анализ строения обломковидных руд Асрикчайского месторождения и окружающих пирокластолитов указывает на эруптивную природу этих руд. В этой связи становится очевидным, что медноколчеданная залежь Асрикчайского рудопроявления была сформирована в результате сольфатарно-фумарольной деятельности.

Чирагидзорский рудный район

Металлогенический облик Чирагидзорского рудного района определяется широким развитием в его пределах серноколчеданной формации, слагающей Чирагидзор-Тоганалинское рудное поле. Незначительным распространением в районе пользуются также баритовая, марганцевая и бентонитовая минерализации. По административному делению Чирагидзорский рудный район совпадает с Ханларским районом Азербайджанской ССР.

Серноколчеданные руды собственно **Чирагидзорского** месторождения разрабатывались с перерывами начиная с 1905 г. вплоть до последних лет. Район покрыт съемкой масштаба 1 : 25 000, а Чирагидзорское месторождение и ряд проявлений засняты в масштабе 1 : 10 000. Месторождения рудного района изучались Л. К. Конюшевским, К. Н. Паффенгольцем, Ш. А. Азизбековым, Э. Ш. Шихалибеги, В. И. Алиевым, Г. Х. Эффендиевым и др.

В геологическом отношении Чирагидзорский рудный район размещается в пределах Гекгельского антиклинория [297] в зоне сквозной поперечной Верхнетерско-Чирагидзорской системы дислокаций. Эта система нарушений фундамента, выделенная по геофизическим данным, четко проявлена в современном эрозионном срезе и прослеживается через Присеванскую, Сомхито-Карабахскую и Предмалокавказскую зоны.

В строении района участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования верхнего байоса и бата, перекрываемые на флангах несогласно залегающими толщами верхней юры и верхнего мела. Довольно широко распространены жильные образования, реже — гипабиссальные тела.

Среди магматических образований в районе Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля наибольшим распространением пользуются породы натриевой дацит-липаритовой формации — составной части непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой группы формаций. Видимая мощность верхнебайосской толщи 300—500 м. Наиболее характерный состав пород — дацитовый, реже — дацит-липаритовый. Они проявлены в лавовой, субвулканической (дацитовые порфириты, дацит-липаритовые порфиры) и пирокластической (туфы разной размерности, игнимбриты, лавобрекчии) фациях.

Породы дацит-липаритового состава перекрываются толщей бата, сложенной породами недифференцированной базальт-андезитовой формации, представленной лавами, субвулканическими образованиями и пирокластами андезитового и андезит-базальтового состава. В ее основании К. Н. Паффенгольцем [199], а затем и другими исследователями был описан маломощный, невыдержанный горизонт базальных конгломератов, брекчия которых состоит из обломков иногда свежих, чаще измененных пиритизированных дацитовых порфиритов. Выходы этого так называемого базального конгломерата послужили основанием для проведения стратиграфической границы между толщами верхнего байоса и бата. Изучение прослоя базального конгломерата в пределах рудного поля привело к выводу о тектоническом контакте его с дацитовыми порфиритами и о липарит-дацитовом составе туфитового цемента конгломерата. Эти данные однозначно свидетельствуют о наличии прослоя не базальных конгломератов, а туфоконгломерата, соответствующего по составу верхнебайосской толще липарито-дацитов.

Порфиридные кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфириты (Бахшидзорский массив), прорывающие толщи верхнего байоса и бата, предположительно отнесены к породам габбро-диорит-гранодиоритовой формации (верхняя юра — нижний мел?). Жильная серия пород, пересекающая весь разрез юрских отложений и представленная дайками габбро-диабазов, диорит-порфиритов и редко липарито-дацитов, рассматривается в составе самостоятельного комплекса малых интрузий.

В пределах района по простиранию Верхнетерско-Чирагидзорской зоны в направлении с юго-запада на северо-восток наблюдается последовательная смена серноколчеданной формации баритовой, марганцевой и бентонитовой формациями. Эта смена формаций является отражением региональной зональности, характерной для Малого Кавказа [263]. Месторождения и проявления размещаются в узлах сочленения северо-западных (близширотных и близмеридиональных) структур с северо-восточными. Таково положение и Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля, расположенного на западном фланге разломной зоны и состоящего из Чирагидзорского и Тоганалинского месторождений и промежуточного Чирагидзор-Тоганалинского участка.

Руды в пределах поля повсеместно размещаются вблизи контакта толщи липарит-дацитов с перекрывающими их андезит-базальтовыми образованиями бата. Устанавливается отсутствие рудных тел ниже глубин в 120—150 м от кровли толщи верхнего байоса.

Руды представлены тремя морфологическими разновидностями: массивными, слагающими штокообразные, уплощенные тела длиной до 120 м (Чирагидзор), вкрапленными (Тоганалы) и прожилково-вкрапленными (Чирагидзор-Тоганалинский участок). Отмечаемые Ш. А. Азизбековым и другими исследователями [4] резкие контакты массивных руд с вмещающими породами вызваны, по-видимому, длительно развивающимися тектоническими нарушениями. Одной из важных рудоконтролирующих структур является пологопадающая, близширотная брекчированная зона, расположенная в кровле верхнебайосской толщи на контакте дацитовых порфиритов и перекрывающих их пелитовых туфов. В ней обломки монокварцитов и кварц-серицитовых пород с вкрапленным пиритом цементированы массивными рудами.

Другая система разрывов, контролирующая положение рудных штоков и сопровождаемая рудной брекчией, зонами дробления, дайками, гнездовидными обособлениями халькопирит-сфалеритовых руд, северо-восточная. Эта система нарушений отчетливо проявляется и над Чирагидзорским месторождением в порфиритах бата, где контролирует кварц-карбонат-пиритовую минерализацию.

Кроме пирита, слагающего вместе с кварцем 98% всей рудной массы, по данным К. Н. Паффенгольца [199] и Г. Х. Эфендиева [306], в рудах присутствуют халькопирит, борнит, теннантит, сфалерит и галенит, из нерудных — барит, карбонаты, каолинит, алунит, редко флюорит. Характерные текстуры руд — вкрапленная, массивная, брекчиевидная.

Наиболее ранняя генерация руд на месторождении представлена вкрапленной пиритовой рудой во вторичных кварцитах, где пирит парагенетически ассоциирует с кварцем, серицитом и пирофиллитом. Последующие процессы сегрегации и перекристаллизации, сопровождающие активную внутрирудную тектоническую деятельность, привели к формированию многочисленных гнезд, жилообразных скоплений и залежей массивных руд. Брекчиевидные текстуры руд являются результатом дробления и катаклаза массивных и вкрапленных руд и цементации их последующими генерациями пирита (часто колломорфными). К поздним генерациям руд относятся и прожилково-вкрапленные кварц-халькопирит-сфалеритовые руды, развивающиеся в контактах даек габбро-диабазов [199] и вдоль зон разломов в массивных залежах. Приведенные данные свидетельствуют о многочисленных ритмах минералообразования, обусловленных интенсивной внутрирудной тектонической деятельностью.

В порфиритах бата непосредственно над рудными штоками развито вкрапленное магнетитовое оруденение, а в зонах разрывов встречаются прожилково-вкрапленные пиритовые руды.

Степень гидротермального изменения пород в пределах рудного поля максимальная вблизи кровли верхнебайосской толщи. Ниже глубин 150—200 м скважинами были вскрыты практически свежие дацитовые порфириты. По рудовмещающим породам липарит-дацитового состава развиваются кварц-диаспоровые, кварц-зуниитовые, зуниит-флюорит-кварцевые, серицит-кварцевые и существенно кварцевые породы, в приведенной последовательности сменяющие друг друга в направлении от серноколчеданных руд.

Исходя из анализа парагенетических ассоциаций эпигенетический ряд фаций для Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля представляется следующим:

Монокварцевая (с зуниитом)	}	—	Кварц-пирофиллитовая	}	
Кварц-диаспоровая	}		Кварц-серицитовая (с пиритом)	}	—
— Кварц-диккитовая	}		Кварц-полевошпатовая	}	
(с пиритом)	}		(с гидрослюдой и диккитом)	}	

В породах бата средне-основного состава вдоль разрывных нарушений и в зоне контакта с верхнебайосской толщей кварц-карбонат-пиритовая и магнетитовая минерализации сопровождаются кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми либо кварц-гидрослюда-каолинитовыми метасоматитами, сменяющимися на флангах пропилитами эпидот-хлоритовой и хлорит-карбонатной ступеней.

Из приведенных данных следует, что метасоматиты, развивающиеся по породам бата, относятся к образованиям тех же температурных ступеней, что и рудовмещающие вторичные кварциты, и в строении их наблюдается зональность относительно разрывных нарушений и контакта байосских отложений с батскими.

По дайкам габбро-диабазов и диорит-порфириров, к зальбандам которых иногда приурочены полиметаллическая минерализация и самородная медь [199], развиваются хлорит-карбонатные либо хлорит-серицит-карбонатные (с магнетитом или пиритом) метасоматиты.

Особый интерес представляют гидротермальные изменения в прослое туфоконгломератов (базальных конгломератов), размещающихся в кровле верхнебайосской толщи.

Петрографическим изучением установлено следующее: 1) липарит-дацитовый по составу лелловый цемент туфоконгломерата превращен в гидротермальные аргиллиты — полевошпатово-гидрослюдисто-кварцевые (с карбонатом) образования; 2) некоторые кластические обломки характеризуются симметрично-зональным строением относительно краев — центральные части их представлены монокварцитами (с зунитом), внешние — серицит-кварцевыми образованиями, пелитовая масса со скорлуповатой отдельностью, облекающая обломки, сложена адуляр-альбит-кварцевыми (с каолинитом и гидрослюдой) образованиями. Высокое по сравнению с аргиллизированным цементом содержание щелочей в облекающей массе коррелируется с их низким содержанием в центре обломков. Образование подобной симметричной зональности с формированием зоны сопряженного отложения в экзоконтакте обломков не может быть объяснено исходя из гальковой природы обломков.

Образование вторичных кварцитов за счет галек произошло, очевидно, после формирования туфоконгломерата под воздействием раствора, который туфовый материал цемента и часть обломков превратил в гидротермальные аргиллиты.

Приведенные данные о приуроченности серноколчеданного оруденения к разрывным нарушениям, секущим весь разрез юрских отложений, контроле гидротермальных изменений в кислых и основных породах зоной контакта между верхнебайосской и батской толщами, метасоматических преобразованиях в прослое конгломератов и наличии рудной минерализации в батской толще не позволяют однозначно судить о генетической связи оруденения с верхнебайосским вулканизмом.

Кафанский рудный район

Район в геологическом отношении сходен с другими в Сомхето-Карабахском антиклинории. В отличие от них в его пределах устанавливаются полные разрезы верхнеюрских и нижнемеловых отложений, обязанные его глубокому погружению в мезозое. Район представляет собой тектонический клин, зажатый в виде треугольника между офиолитовой Севано-Курдистанской и Зангезурской геоантиклинальными зонами.

Кафанский рудный район Армянской ССР и одноименное месторождение находятся в бассейне среднего течения р. Вохчи. Месторождение известно давно и эксплуатируется с перерывами с 1846 г. по настоящее время. Рудная минерализация развита на площади 60 км². Рудные тела не вскрыты эрозией. Вертикальный размах промышленного оруденения около 500 м. Самый верхний горизонт месторождения имеет отметку 1009 м, нижний — 890 м.

Район детально изучался рядом исследователей как в дореволюционное время, так и после установления Советской власти. Основные вопросы геологического строения и металлогении рудного поля в последние годы обобщены в работах А. Т. Асланяна, С. С. Ванюшина, Б. С. Вартапетяна, Г. О. Григоряна, Т. Ш. Татевосяна, Э. А. Хачатуряна, Э. Г. Малхасяна, А. Г. Казаряна и В. Т. Акопяна.

В геологическом строении рудного поля принимают участие среднеюрские вулканогенно-осадочные образования, трангрессивно перекрытые вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры. Указанные толщи слагают северо-восточное крыло Кафанской антиклинали, ось которой проходит в северо-западном направлении от р. Вохчи через вершину горы Саяджар. В среднеюрской толще в пределах рудного поля выделяются следующие свиты:

- а) авгитовые брекчиевидные порфириды, их туфы и туфобрекчии;
- б) плагиоклазовые порфириды, их туфы и туфобрекчии, широко развитые по правобережью р. Вохчи и являющиеся рудовмещающими породами в рудниках 1—2 и 7—10;
- в) туффиты, туфопесчаники, известняки, сланцы, возраст которых, по А. Т. Асланяну, определен как верхнебайосский;
- г) андезито-дацитовые кварцевые порфириды, их туфы и туфобрекчии, наиболее распространенные на участках Барабатум и Халадж; толща эта под названием барабатумской свиты впервые выделена В. Н. Котляром и А. Д. Додиним.

Верхнеюрские отложения пользуются широким развитием и слагают крылья Кафанской антиклинали. На подстилающих породах средней юры верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща залегает трансгрессивно с незначительным угловым несогласием. В основании толщи лежит мощная свита туфоконгломератов, состоящих из различной величины хорошо окатанных галек подстилающих пород: кварцевых порфиритов, туфопесчаников, сцементированных грубозернистым туфовым материалом. Мощность верхнеюрской вулканогенной толщи 1500 м.

Вулканогенные образования юры в пределах Кафанского рудного района прорваны дайковым комплексом послеврхнеюрского возраста. Наряду с мезозойскими образованиями здесь развиты также дайки, образование которых относится к третичному возрасту. По петрографическому составу и петрохимическим особенностям среди дайковых образований выделены габбро-диабазы и диабазовые порфириды, габбро-диориты и диориты, диоритовые порфириды, дацитовые кварцевые порфиры и липарито-дацитовые порфириды.

Габбро-диориты и диориты в форме небольших штокообразных и дайкообразных тел установлены на различных участках Кафанского месторождения. Основной минеральный парагенезис в них представлен плагиоклазом (лабрадор или андезин), пироксеном и полевым шпатом. Пироксен интенсивно хлоритизирован. Из рудных минералов встречен магнетит. Габбро-диабазы и диабазовые порфириды представлены дайками северо-восточного и меридионального простирания, пользуются широким развитием. Мощность их колеблется от 0,5 до 6 м, по простиранию прослеживаются на сотни метров. Минеральный состав в основном представлен плагиоклазом (лабрадор) и авгитом.

Диоритовые порфириды наиболее широко развиты в юго-восточной части рудного района. Порфиридные выделения в них представлены андезином и реже роговой обманкой, четко выделяющимися на фоне основной мелкозернистой массы. Наиболее широким развитием пользуются дацитовые кварцевые порфиры. Наблюдаются они в виде удлиненных дайкообразных тел часто с извилистыми контактами, мощность их колеблется от 1—2 до 15 м при протяженности до 100 м. Альбитизированные липарито-дацитовые порфириды представлены телами неправильной формы и отдельными дайками. В основном развиты в центральной и северных частях рудного поля.

Рудное поле локализовано в пределах Кафанской антиклинали, представляющей собой асимметричное куполообразное поднятие, которое погружается в юго-восточном направлении, а по данным региональных работ — и в северо-западном направлении. Антиклиналь в центральной части сложена нижне- и верхнебайосскими вулканогенными породами, перекрывающимися на крыльях с угловым несогласием отложениями верхней юры. Существенную роль в строении Кафанского рудного поля играют крупные тектонические нарушения, которыми рудное поле разбито на отдельные блоки. Большинство крупных разломов имеют близмеридиональное простирание, приурочены преимущественно к северо-западному крылу Кафанской антиклинали. По ряду разломов отмечаются вертикальные смещения с амплитудами до 300 м, вследствие чего верхнеюрская толща вдоль плоскости разломов совмещена на поверхности со среднеюрскими породами. Среди многочисленных нарушений выделяются дорудные, контролирующие рудную минерализацию. В пределах Кафанского рудного поля известны три штокверковые зоны, из которых одна отработана, а две — штокверковая зона рудника 7—10 и рудника им. Комсомола — имеют промышленное значение и характеризуются переходом на нижних горизонтах в жильные зоны, сменяющиеся на более низких горизонтах изолированными рудными жилами.

За весь период эксплуатации на месторождении выявлено более 300 жил и жильных зон, большая часть которых уже отработана. В настоящее время число известных жил на месторождении около 70. Они прослежены по простиранию и падению на 120—175 м при мощности 0,2—0,4 м. Простирание жил и жильных зон преимущественно широтное и субширотное, преобладающее падение на юг под углами 60—80°. Содержание меди

в жильной массе колеблется от 1—2 до 20—26%. Широким развитием пользуются серноколчеданные, медноколчеданные, медно-мышьяковые и полиметаллические руды, характеризующиеся определенной последовательностью формирования. В пространственном распределении разновременных минеральных ассоциаций наблюдается закономерность, выражающаяся в определенном зональном расположении, в отношении оси антиклинали трех типов рудной минерализации. Самая западная зона характеризуется развитием серноколчеданной минерализации в основном тонкозернистого колломорфного строения, выявляющим тесную пространственную приуроченность к субвулканическим телам кварцевых порфиров. Эта зона включает четыре рудных участка, протягивающихся полосой с юга на север шириной 400—600 м и длиной более 2,0 км. Вторая зона медной минерализации с рудами халькопирит-пиритового состава включает 19 рудных участков, группирующихся в виде полосы шириной от 300—700 до 1000—1700 м и длиной 5,5—6,0 км, вытянутой на север от г. Кафана вверх по долине р. Каварт до ее истоков. Третья зона полиметаллической минерализации охватывает полосу, включающую семь рудных участков: Шаумян, Халадж, Чинар и другие, расположенные на юго-восточном фланге рудного поля; ее суммарная протяженность 1,8—2,0 км и ширина 300—500 м.

Взаимоотношения медной и полиметаллической минерализации не ясны. Все полиметаллические жилы Кафанского рудного поля при выклинивании сохраняют халькопирит-сфалеритовый состав. Другой особенностью полиметаллического оруденения являются мвсвивные и симметрично-полосчатые текстуры грубозернистого строения без признаков участия коллоидальных растворов в их образовании. Локальная пространственная связь полиметаллической минерализации с дорудными субвулканическими телами кварцевых порфиров в Кафанском рудном поле установлена на Хин-Барабатумском и Чинарском участках.

Севано-Курдистанская зона

Севано-Курдистанская зона представляет собой северную ветвь одноименного пояса Анатолии. Она унаследованно развилась из верхнепалеозойского океанического бассейна и прошла геосинклинальный этап в течение позднего мела и палеогена. В орогенный этап альпийского тектонического цикла в ней проявилась линейная складчатость и консолидация без инверсии, вследствие чего в современной структуре Малого Кавказа зона выступает в качестве крупного, сложно построенного синклиория.

В раннегеосинклинальную стадию развития Севано-Курдистанской зоны, охватывающую период времени поздний мел — средний эоцен, сформировались мощные толщи вулканогенных пород — андезит-базальтов, андезитов, спилитов и диабазов. Эти толщи служат вмещающими для массивов ультраосновных пород и габброидов, сопровождаемых характерной минерализацией. В этих отложениях сконцентрированы и месторождения колчеданной формации.

К позднегеосинклинальным образованиям относятся вулканогенные отложения верхнего эоцена и заключенные в них (и в нижележащих толщах) интрузивы плагиигранитов и нефелиновых сиенитов. Продукты орогенной стадии развития зоны представлены песчано-глинистыми угленосными сланцами олигоцен-миоцена, выполняющими локальные наложенные прогибы, а также экструзиями дацитов, липаритов и гранодиорит-порфиров.

Среди проявлений колчеданного оруденения заслуживает упоминания Тандзутское месторождение, расположенное в раннегеосинклинальных вулканитах Лорийского синклиория.

Тандзутское месторождение серноколчеданных руд расположено в Базумском рудном районе на расстоянии 20 км от г. Кировокана. Месторождение известно с XII в., а в XIX в. довольно интенсивно разрабатывалось французскими концессионерами. Вертикальный интервал оруденения незначительный. Рудные тела обнажаются на дневной поверхности и полностью вскрыты эрозией.

В геологическом строении месторождения принимают участие главным образом вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена. Наиболее древними среди них являются вулканические и вулканогенно-обломочные породы базумской свиты, слагающие крылья Агстевской антиклинали. Они представлены андезито-базальтами, пироксеновыми и плагииоклазовыми андезитами, их лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками; прорываются и перекрываются экструзивно-вулканогенным комплексом кварцевых порфиров. На южном крыле Агстевской антиклинали непосредственно в пределах Тандзутского месторождения обнажается группа тандзутских некков, опи-

санная К. Мурадяном [178]. Она представлена субвулканической и жерловой фациями различных пирокластических образований — от лавобрекчий до порфирокластовых туфов кварцевых порфиров.

В тектоническом отношении участок Тандзутского месторождения представляет горстообразный блок, зажаты между двумя крупными нарушениями, осложняющими шарнирную часть Агстевской антиклинали. Одно из этих нарушений — Лермонтовский сброс — падает на юго-запад под углами $75-80^\circ$. Вдоль нарушения наблюдается гидротермальное изменение со слабой пиритизацией и прожилково-вкрапленной медноколчеданной минерализацией. С Лермонтовским сбросом сопряжены оперяющие трещины, затухающие на расстоянии 150—200 м от разлома.

Второе нарушение — Памбакский сброс — фиксируется к югу от Тандзутского месторождения. Вдоль него рудовмещающая кварц-порфировая толща контактирует с породами вышележащей порфиритовой толщи. Простирание Памбакского сброса-сдвига близширотное, падение южное под углами $50-60^\circ$. Нарушение это по отношению к серноколчеданной минерализации является пострудным.

Преобладающее число рудных тел на Тандзутском месторождении имеет линзовидную форму. Промышленная минерализация сконцентрирована в трех серноколчеданных линзах, имеющих максимальную мощность 20 м и длину 200 м. Рудные тела имеют резкий контакт со стороны висячего бока с туфоосадочной толщей порфиритов среднего эоцена, тогда как лежащий контакт постепенный. На поверхности отчетливо выражена железная шляпа, состоящая из гидроокислов железа и каолина. Ее мощность местами достигает 10 м.

Наряду с линзами на месторождении значительным развитием пользуются и зоны прожилково-вкрапленного оруденения, приуроченные к структурным элементам северо-западного простирания. Характер рудной минерализации здесь как по морфологии, так и по минеральному составу резко отличен от серноколчеданных линз. Если в последних основным рудным минералом является пирит, то во вкрапленных зонах широким развитием пользуются полиметаллические руды, сложенные сфалеритом с подчиненной ролью пирита, халькопирита и галенита. Рудная минерализация наблюдается в форме маломощных жилков, гнезд и густой вкрапленности в интенсивно окварцованных породах.

Пирит в серноколчеданных линзах находится в постоянной ассоциации с кварцем, хлоритом и нередко пирофиллитом. Характерно, что последний, представляющий собой минерал фации вторичных кварцитов, по времени образования является или близко-одновременным с пиритом, или несколько более поздним. В последнем случае он нередко нарастает на кристаллы пирита. В подчиненном количестве наблюдается сфалерит, халькопирит, в виде единичных выделений. Э. А. Хачатуряном [284] установлены также станин, виттихенит, ковеллин. По данным Э. А. Сагателян [232], они проявляются в ассоциации с поздним кварцем, пересекающим тонкозернистые агрегаты пирита, подвергнутые катаклазу.

Отношение Se/Te претерпевает значительные колебания в различных текстурных разновидностях серноколчеданных руд, принимая все значения от 1 : 1 (прожилково-вкрапленные руды) до 6 : 1 (тонкополосчатые метаколлоидные руды).

Для Тандзутского месторождения характерны полосчатые текстуры руд.

В одних случаях полосчатые текстуры руд характеризуются чередованием полосок сплошных сульфидных руд и зон вкрапленности в рассланцованных породах (см. рис. 31, а), в других — чередованием полосок сплошных руд, отличающихся по величине зерен и количественному соотношению рудных и жильных минералов (см. рис. 31, б). Характерно, что обычно полосчатость совпадает с общей сланцеватостью вмещающей рудоносной толщи. В случае резко выраженной локальной плейчатости рудовмещающей толщи происходит унаследование рудой таких текстур, как плейчатая и брекчиевидно-плейчатая (см. рис. 31, в).

В зависимости от степени рассланцованности вмещающих пород и интенсивности метасоматического замещения разных по составу прослоев эффузивных и пирокластических пород на Тандзутском месторождении встречаются тонкополосчатые (почти массивные), грубополосчатые и вкрапленно-полосчатые текстуры руд. Первые развиты в центральных участках серноколчеданных линз. К периферии они переходят в руды грубополосчатой текстуры, близкие к прожилково-вкрапленным текстурам.

Характерными особенностями полосчатых руд являются их необычная тонкозернистость, почти полное отсутствие зонального строения в пиритах и закономерные их взаимоотношения с минералами фаций вторичных кварцитов. Пиритовые руды в подав-

ляющем большинстве случаев выявляют приуроченность к кварц-пиррофиллитовой фации вторичных кварцитов, являющихся одной из наиболее поздних, наложенных на остальные фации вторичных кварцитов.

Взаимоотношения пирита различных текстурных типов серноколчеданных руд с пиррофиллитом как в прозрачных, так и в полированных шлифах показывает близкоодновременное их образование.

Метасоматические фации, развитые на Тандзутском месторождении, детально изучены С. О. Ачикезяном [12], по данным которого они представлены фациями регионально выраженных пропилитов, на которые наложены фации рудоносных пропилитов и вторичных кварцитов кислотной стадии выщелачивания. В отличие от региональных пропилитов, формирующих зеленокаменное изменение, локально развитые околорудные пропилиты представлены определенным комплексом закономерно сменяющих друг друга фаций метасоматитов: амфибол-эпидотовой, эпидот-хлоритовой, хлорит-карбонатной, хлорит-гидромусковитовой и кварц-гидромусковитовой.

Среди рудоносных фаций вторичных кварцитов по их главным минералам выделены следующие: 1) монокварцевая (кварц); 2) кварц-диаспоровая (кварц + диаспор); 3) кварц-алунитовая (кварц + алунит); 4) кварц-баритовая (кварц + барит); 5) кварц-пиррофиллитовая (кварц + пиррофиллит + пирит).

На участке Тандзутского месторождения кварц-пиррофиллитовые породы в вертикальном и горизонтальном направлениях сменяются на восточном фланге кварц-баритовыми, а на западном — кварц-алунитовыми разностями. Кварц-диаспоровые породы с пиррофиллитом, иногда алунитом слагают ядро вторичных кварцитов.

В развитии минеральных фаций рудоносных вторичных кварцитов и околорудных пропилитов наблюдается четко выраженная горизонтальная зональность. В ореоле гидротермально-измененных пород вторичные кварциты занимают центральное положение, закономерно сменяясь по периферии фациями околорудных пропилитов. Наряду с горизонтальной зональностью в развитии метасоматитов также установлена вертикальная зональность, выражающаяся сменой с глубиной вторичных кварцитов околорудными пропилитами.

Приуроченность сплошных серноколчеданных руд к вторичным кварцитам и тесная ассоциация пирита с пиррофиллитом свидетельствуют о едином источнике их формирования, пространственно и генетически тесно связанном с субвулканической фацией кварцевых порфиров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В описании колчеданных месторождений Кавказа принимал участие большой коллектив авторов, не связанных между собой ни административно, ни идейно. Однако, несмотря на значительный разноречивый в генетических построениях различных авторов, три типа колчеданных месторождений, выделенных во введении данного раздела, нашли здесь достаточно полную и объективную характеристику.

Если колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения, расположенные среди сланцевых геосинклинальных толщ, во многих предыдущих работах выделялись из колчеданной формации в качестве самостоятельного типа, то проведение грани между собственно колчеданными месторождениями первичных и вторичных вулкано-генных эвгеосинклинальных зон относится к самому последнему времени [264]. Поэтому данный вопрос заслуживает специального обсуждения, в том числе и на кавказском материале.

Классические медно-цинковоколчеданные месторождения, для которых предложено название «уральский тип», как это видно из помещенных здесь описаний, размещаются в первичных эвгеосинклиналиях. Примерами этих последних на Кавказе служат герцинская зона Передового хребта Большого Кавказа и альпийская Севано-Курдистанская зона Малого Кавказа. Обе они заложены на океанической коре первичной либо возникшей вдоль серии глубинных разломов в результате раздвигания массивов сиалической коры. Процесс развития этих зон сопровождался трансформацией коры океанической в кору континентальную, вследствие чего в настоящее время геофизическими методами в обоих случаях устанавливается наличие гранитно-метаморфического слоя.

Колчеданные месторождения, развитые в обоих отмеченных тектонических зонах, отличаются друг от друга составом. В зоне Передового хребта мы имеем дело с типичными медно-цинковоколчеданными месторождениями, ассоциирующими с контрастно-дифференцированными магматическими формациями и занимающими закономерное по-

ложение на склонах синсидементационных поднятий. В Севано-Курдистанской зоне типичные медноколчеданные месторождения отсутствуют, и вместо них здесь имеют развитие месторождения (Тандзут, Чибухлы) сплошных серноколчеданных руд, не обогащенных медью и цинком, но морфологически весьма сходных с рудными залежами Северного Кавказа.

Аналогия между колчеданной минерализацией отмеченных двух зон не ограничивается морфологическими особенностями месторождений, но сопровождается и последующее их развитие в рамках позднегеосинклинальной стадии. В обоих случаях старение тектонических зон, сопровождающее возникновение гранитно-метаморфического слоя, отражается на характере магматизма и металлогении. Появляются производные интрузивного магматизма в виде массивов габбро-плагиогранитной формации. На Передовом хребте эта стадия соответствует раннему карбону (карачаевская серия), а в Севанском синклинии — позднему эоцену. Эффузивные комагматы представлены субаэральными либо мелководными вулканитами, отличающимися от более ранних повышенным содержанием калия.

Металлогения этой стадии представлена скарновыми и жильными гидротермальными месторождениями (чаще рудопоявлениями) меди, железа, свинца и цинка. Крайним членом этого последовательного процесса является молибден, в некоторых зонах принимающий участие в составе медно-порофировых месторождений. Однако таковые вообще не характерны для первичных эвгеосинклиналией и полностью отсутствуют в двух названных тектонических зонах Кавказа.

Генетические особенности собственно колчеданных месторождений уральского типа в настоящее время расшифровываются достаточно уверенно. Приведенный здесь фактический материал также свидетельствует о возможности отнесения их к сложным вулканогенным рудообразованиям гидротермально-осадочного типа.

Особого рассмотрения заслуживает другой тип колчеданных месторождений, распространенный в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа. Во многих сводных работах по колчеданным месторождениям Советского Союза и зарубежных стран эти месторождения рассматриваются совместно с развитыми в первичных эвгеосинклиналиях. Не удивительно поэтому часто возникающие недоразумения при выяснении вопроса их генезиса. Действительно, в генетическом отношении их нельзя считать аналогами месторождений уральского типа, нельзя считать их сходными и по геологическим условиям размещения.

Прежде всего месторождения, для которых мы сохраняем ранее предложенное название «тип Куроко», размещаются во вторичных эвгеосинклиналиях, заложенных не на океанической, а на континентальной коре, сформированной в результате предыдущих завершенных циклов геосинклинального развития. Они отличаются от первичных эвгеосинклиналией локальным характером шовных прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными толщами умеренной мощности, пологой складчатостью, а главное, обилием кислых дериватов базальтоидной магмы, выраженных как в эффузивной, так и интрузивной фации. В общем случае вулканогенные накопления могут быть отнесены к непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации.

Важным отличием первичных и вторичных эвгеосинклиналией является время геосинклинального этапа, обычно длительного в первых и кратковременного — во вторых. Так, в зоне Передового хребта геосинклинальный этап охватывал весь девон и ранний карбон, тогда как в Сомхето-Кафанской зоне — байос и поздний мел. Еще более разительно это отличие в геосинклинали Японских островов: здесь режим первичной эвгеосинклинали длился весь поздний палеозой и мезозой, тогда как вторичный — только миоцен.

Обращает внимание часто наблюдающаяся в колчеданоносных зонах спаренность геосинклинальных этапов двух и более тектонических циклов: на Урале и в Аппалачах — каледонский и герцинский, в Японии — герцинский, киммерийский и альпийский, на Малом Кавказе — киммерийский и альпийский. В этих случаях орогенных этап более раннего цикла обычно приглушен либо редуцирован вовсе. Этой особенностью колчеданных провинций объясняется характерная для многих из них разновозрастность однотипных месторождений.

Колчеданные месторождения в структурах вторичных эвгеосинклиналией также занимают вполне определенное положение, тяготея к зонам вулканогенных прогибов, где они находятся в ассоциации с более поздними скарново-магнетитовыми и скарновомедными месторождениями. Вместе с тем медно-порофировые (и медно-молибденовые) месторождения, отсутствующие в первичных эвгеосинклиналиях, здесь находят широкое разви-

тие, размещаясь в зонах поднятия, разобщающих прогибы. Они являются наиболее поздними рудообразованиями и генетически связываются с проявлениями орогенного, богатого калием гранитондного магматизма.

Особенностью месторождений типа Куроко в первую очередь является приуроченность к вулканическим толщам и принадлежность к вулканогенному генетическому типу. Правда, такая позиция оруденения разделяется не всеми авторами и многие из них, в том числе входящие в авторский коллектив данного раздела, считают оруденение значительно более молодым, чем вмещающие вулканогенные породы. Между тем геологические материалы по рудным районам этого типа, отобранные в глобальном масштабе [264], ни в одном случае не позволяют безоговорочно принять такую точку зрения. Поствулканогенные, чаще всего представленные карбонатным флишем осадки вторичных эвгеосинклиналей одновременно являются и пострудными.

Вместе с тем месторождения типа Куроко отличаются от колчеданных месторождений уральского типа по составу, морфологии и генезису. В них, помимо меди и цинка, широкое участие принимают свинец, барит, железо и марганец. Часто в рудных районах (например, Болнисском) наблюдается зональное размещение месторождений и рудопроявлений собственно медноколчеданных, сменяющихся полиметаллическими, барит-полиметаллическими, гематитовыми, марганцево-рудными. Иногда в этом ряду принимают участие залежи пирролизита и алунита. Все рудные тела заключены в чехол околорудных гидротермальных метасоматитов, находящихся в сложных и пока в деталях не изученных соотношениях с региональной пропилитизацией рудовмещающих вулканогенных толщ.

Морфология рудных тел, как это следует из описания месторождений Малого Кавказа и других рудных провинций этого типа, сложная. Здесь наравне с линзами и субсогласными с вмещающими породами пластообразными залежами широко распространены жилы (Алаверды, Кафан), штоки (Шамлуг, Кедабек), тела прожилково-вкрапленных руд. В своем подавляющем большинстве эти тела эпигенетичны по отношению к вмещающим вулканитам при отсутствии либо относительно небольшой роли сингенетичной минерализации.

Таким образом, результаты изучения колчеданных месторождений Кавказа, дополненные данными по другим рудным провинциям мира, приводят к заключению о необходимости выделения двух их главных типов: собственно колчеданных уральского типа и в общем сходного типа Куроко, имеющего ряд отличительных особенностей. Сходство и различие месторождений этих двух типов прежде всего определяется общей геотектонической позицией рудоносных зон — историей развития их геологических структур, магматизма и металлогении.

Третий тип колчеданных месторождений Кавказа — колчеданно-полиметаллический и медно-пирротинный — также имеет широкое распространение во многих рудных провинциях мира [265, 266, 267]. К нему относятся уникальные по запасам и богатству рудные залежи Брокен-Хилл, Маунт-Айза и Мак-Артур в Австралии, Салливан, Энвил и Кер-д-Аллен в Северной Америке, Раммельсберг и Мегген в ФРГ, Озерного и Холодненского в Бурятии и ряд других. Суммарная добыча из них металлов, преимущественно свинца и цинка, 100 млн. т. Поэтому среди обширной колчеданной группы формаций данный тип месторождений является наиболее продуктивным.

Месторождения приурочены к категории геологических структур, которые были названы «эвгеосинклиналями сланцевого типа» [269]. Их современными аналогами можно считать бассейны окраинных морей, прилегающих к активным контактам континента и океана. Продукты геосинклинального вулканизма в этих структурах представлены в различных количествах. В одних случаях они довольно обильны (Большой Кавказ), в других — почти полностью отсутствуют либо пока не обнаружены в метаморфизованных сланцах (Салливан). Вместе с тем во всех рудных районах не отмечается четкой дифференциации вулканитов, переслаивающихся с рудовмещающими аргиллитогенными осадками. Они относятся к недифференцированным толеитовым базальтам, сменяющимся к концу геосинклинального этапа контрастно-дифференцированной формацией. Данное обстоятельство пока не нашло использования в практике поисков новых колчеданно-полиметаллических месторождений.

Второй особенностью этого типа колчеданных месторождений является приуроченность их к локальным депрессиям палеорельефа геосинклинальных бассейнов. На сопредельных относительных поднятиях фиксируются проявления базальтового магматизма, тогда как породы, непосредственно вмещающие рудные залежи, часто их полностью лишены.

Морфология и генетические особенности колчеданно-полиметаллических месторож-

дений охарактеризованы при описании рудных районов Южного склона Большого Кавказа. Сейчас не вызывает сомнения, что здесь мы имеем дело со сложными осадочно-гидротермальными полигенными рудообразованиями, формирование которых охватывало весьма длительное время. Вместе с тем это время, по-видимому, не выходит за границы геосинклинальных этапов соответствующих тектонических циклов (в данном случае киммерийского), а орогенный этап накладывается на месторождения, в ряде случаев вызывая их регенерацию (месторождения Северной Америки).

Формация колчеданно-полиметаллических месторождений, естественно, расчленяется на ряд субформаций и минеральных типов. К ним прежде всего по составу должны быть отнесены собственно колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые рудные залежи. По генетическому признаку здесь могут быть выделены осадочные серноколчеданные пластообразные залежи (месторождения Аданге), иногда существенно обогащенные цветными металлами (Филизчай); гидротермальные пирротиновые линзы и жилы, часто контролируемые постсерноколчеданными, но допирротиновыми дайками диабазов (Генцвиши); гидротермальные кварц-полиметаллические жилы и зоны прожилково-вкрапленных руд (Борч и другие в Горном Дагестане). Крупные продуктивные месторождения обычно формируются при наложении друг на друга отдельных этапов общего длительного процесса рудообразования [268]. Выявление критериев для поисков такого рода рудных ловушек представляет задачу дальнейших исследований; Кавказ в качестве обширной колчеданной провинции стал выделяться относительно недавно. Ранее здесь изучались и обрабатывались лишь месторождения типа Куроко на Малом Кавказе. Открытия последних двух-трех десятков лет выявили на Большом Кавказе промышленные месторождения собственно колчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций. Несмотря на это, современная степень изученности колчеданных месторождений здесь довольно высокая, а разнообразие их геотектонических и генетических типов делает Кавказ удобным полигоном для опытов в области разномасштабного металлогенического анализа.

Систематика колчеданной группы формаций на геотектонической основе, предложенная здесь на фактическом материале по месторождениям Кавказа, по-видимому, может иметь применение и далеко за его пределами. Не столь давно сделана попытка [264] ее использования в глобальном масштабе. В этой попытке не охвачены анализом колчеданно-полиметаллические месторождения, что делает ее неполной. Между тем можно думать, что дальнейшие более детальные металлогенические исследования в данной области должны привести к выявлению новых закономерностей важного прикладного значения. В этом свете предпринятую здесь характеристику колчеданных месторождений Кавказа следует считать предварительной.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая имеют давнюю историю исследований, начиная с первой половины XVIII столетия, когда руды начали разрабатываться вторично (после первых древних разработок эпохи бронзы), и изучаются непрерывно по настоящее время, особенно в советский период. Самые полные сводные описания месторождений опубликованы за последние 20 лет в монографиях Г. П. Болгова и др. [25], Г. Н. Щербы [301], Б. И. Вейц [41], П. Ф. Иванкина и др. [111], Ю. Ю. Воробьева [51], В. М. Волкова [50] и сборниках: «Геология СССР», т. 41 [57], «Рудные месторождения СССР», т. 2 [266]. Кроме того, ряд важных данных содержится во многих статьях, помещенных в тематических сборниках, периодических геологических журналах.

Казалось бы, в этих условиях нет необходимости в дополнительном обобщении. Однако, как показывает обзор этих работ, в большинстве случаев истолкование материалов до последних лет было подчинено идее образования месторождений в орогенную или даже позднеорогенную стадию герцинид, после складчатости и внедрения саурских или более молодых гранитоидных интрузий змеиногорского комплекса (C_2 — C_3) либо даже вслед за самыми поздними калбинскими гранитами пермского возраста и секущими их дайками пестрого состава миролюбовского комплекса (пермь или начало мезозоя).

Противоречащие этим выводам факты либо не замечались и недооценивались, либо замалчивались. Спорность ряда фундаментальных положений, неоднозначность данных, конвергентность признаков усиливались благодаря сложности геолого-тектонической позиции месторождений, многостадийности их образования, явлений наложения контактового динамометаморфизма, магматизации, повлекшими за собой изменение структур, преобразование и даже регенерацию руд. В этих условиях распознавание истинных взаимоотношений и природы руд оказалось весьма затруднительными. Этим можно объяснить длительность дискуссии (уже более 40 лет) и то обстоятельство, что более правильная, как мы давно считаем, концепция о до складчатом возрасте оруденения и связи его с девонским вулканизмом (вулканогенная гипотеза) пока не получила полного признания.

Острота положения на Алтае усугубляется еще и крайней потребностью в количественной оценке рудоносности территории, особенно промышленных узлов, выделения перспективных блоков для проверки их продуктивности на глубину; оптимальное решение возможно лишь на правильной генетической основе. Вследствие большого объема проводимых работ и поступления новых материалов не было возможности использовать все данные.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Алтайский линейный геотектоноген (Юго-Западный Алтай) герцинского возраста является составным элементом северо-западных структур Алтае-Чингизского региона [305], примкнувшим в герцинский тектоно-магматический цикл к древнему Холзунскому геоблоку с юго-запада. Общие размеры его таковы: наибольшая ширина на северо-западе 200 км; к юго-востоку, постепенно сужаясь, она уменьшается до 120 км; общая длина составляет более 800 км, а в пределах нашей страны — около 500 км. С северо-востока и юго-запада он очерчивается продольными глубинными разломами, а на северо-западе обрезается поперечным разломом. Эта структура развивалась на месте одного из трогов (раздвигов) Зайсанской геосинклинали под влиянием глубинной подвижной зоны полициклического характера, зародившейся в каледонское время.

В пределах Алтайского геотектоногена выделяются две зоны: Рудноалтайская с тремя подзонами — Холзунско-Сарымсактинской, Рудноалтайской, Иртышской — и Калба-Нарымская зона с двумя подзонами — собственно Калба-Нарымской и Западно-Калбинской. Ниже приводится краткая характеристика только Рудноалтайской зоны протяженностью порядка 500 км и шириной 60—100 км, где локализованы колчеданно-полиметаллические месторождения. Геология ее детально описана в монографиях В. П. Нехорошева [185], Б. Н. Красильникова [197], А. Л. Матвеевской [175] и в книгах «Геология СССР», т. 41 [57]; «Геотектоногены Казахстана» [58], «Принципы и методы прогнозирования...» [217].

Рудноалтайская зона развивалась на коре каледонского орогена, разбитой на отдельные блоки и уже в достаточной степени денудированной. Неоднородность и мобильность фрагментарного основания сказывались и в дальнейшем на составе и мощности геологических формаций герцинского структурного этажа. Главенствовали два направления граничных разломов разной глубинности: продольное северо-западное и диагонально-поперечное субширотное или северо-восточное. Энергетика формирования геотектоногена была весьма значительной, на что указывают большое количество в его архитектуре магматитов, солидная мощность накоплений, напряженность складчатости с наложением в последующем продольных полос динамометаморфизма — Иртышской и Северо-Восточной зон смятия, надвигов.

Каледонское основание сложено дислоцированными и метаморфизованными (зеленосланцевая, реже амфиболитовая фации) вулканогенными и осадочными породами нижнего палеозоя и более поздними интрузиями, обнаженными в Горно-Алтайском борту, в Алейском, Синюшинском, Курчумском и некоторых других приподнятых блоках. В других местах основание погружено на глубину от 1—5 до 8—10 км и более. Высокая степень деформированности и метаморфизма пород свидетельствует о мощности процессов и последовавшей значительной денудации.

Герцинская структура. Последовательность образования формаций Рудноалтайской зоны и ее подзон, средние их мощности накопления приведены в табл. 9. Формации эвгеосинклинального типа накапливались в раннюю стадию с конца нижнего девона до визе включительно. Для этого периода характерны и наибольшие мощности, которые сокращаются к Иртышской подзоне; отмечаются различия в составе каждой из подзон, раз-

Т а б л и ц а 9

Последовательные геологические формации Рудноалтайской зоны Алтайского геотектоногена

Подзона		
Иртышская	Рудноалтайская	Холзунско-Сарымсактинская
Формация, площадь распространения (в км ²) и средняя мощность (в км)		
1	2	3
Ранняя стадия		
		Морская карбонатно-терригенная Д ₁ —Д ₂ е ₂ (верхи черневинской и холзунская свиты) 12 000; 4,5
	Базальт-липаритовая Д ₂ —Д ₃ fг (березовская, каменевская, шипулинская и др. свиты), 18 100; 3,5	Базальт-липаритовая Д ₁ —Д ₂ е ₂ (нижнекултабарская подсвита, хайдунская, успенская свиты), 7000; 3,1
		Гранодиорит-гранитовая Д ₂ (?) (тальбесский комплекс) 500; 2,0
	Плагиигранит-порфировая Д ₂ gv, 200; 0,5	Плагиигранит-порфировая Д ₂ gv, 250; 1
Морская карбонатно-терригенная Д ₂ е—gv (пугачевская орловская и кыставкурчумская свиты), 11 000; 3,5	Известково-песчано-сланцевая флишоидная Д ₂ gv—Д ₃ (больше-реченская свита), 8500; более 1	Известково-песчано-сланцевая Д ₂ gv (маслянская свита) 1900; 0,9
	Морская песчано-сланцевая флишоидная (алейская, белоубинская, зыряновская свиты), 13 700; 1,6	Морская терригенная аспидная Д ₂ gv—Д ₃ (хамирская свита), 2750; 2,7
Морская карбонатно-терригенная Д ₃ (белоусовская свита), 600; 1,5	Морская андезит-дацитовая Д ₃ fгп (пихтовская свита), 8000; 1,3	
Морская терригенная аспидная Д ₃ (такырская свита), 5000; 1,6	Плагиигранит-порфировая Д ₃ —С ₁ , 150; 1,0	
	Морская флишоидная терригенная С ₁ t ₁ —v ₁ (джайдакская, балгынская, тургусунская свиты), 9200; 2,0	
	Морская карбонатно-терригенная С ₁ t ₁ —v ₁ (тарханская, бухтарминская, ульбинская свиты), 10 200; 2,4	Известково-андезито-дацитовая С ₁ t ₂ (аналог бухтарминской свиты), 550; 2,5
	Морская базальт-андезитовая (ларихинская, джалтырская свиты), 2600; 1,4	
Дунит-габбро-диабазовая С ₁ , 900; 2,0	Габбро-диабазовая С ₁ , 400; 1,5	Габбро-диабазовая С ₁ , 1200; 2,0
Средняя стадия		
Габбро-плагиигранитовая С ₁ (прииртышский комплекс)		
Мигматит-гнейсогранитовая С ₁ , 400; 2,0		
Наземная молассовая С ₁ п ₂ —С ₂ (катойская свита), 200; 0,2	Наземная молассовая С ₁ п ₂ —С ₂ (малоубинская свита) 3000; 0,4	
	Наземная молассовая С ₂₋₃ (аналог голубовской свиты); 600; 0,3	Наземная молассовая С ₂₋₃ (голубовская свита), 1600; 0,8
Сероцветная континентальная С ₂₋₃ ? (гремячинская свита), 200; 0,8	Габбро-диорит-гранодиоритовая С ₂₋₃ (змеиногорский комплекс), 6500; 6,0	Габбро-диорит-гранодиоритовая С ₂₋₃ (змеиногорский комплекс), 100; 0,5
Малых интрузий порфири-тов — порфири-тов С ₃ , 25; 0,1	Вулкано-плутоническая порфирит-порфировая С ₃ (сержихинский комплекс, постзмеиногорские дайки), 500; 1,0	Малых интрузий, порфирит-порфировая С ₃ (?) (постзмеиногорские дайки), 60; 0,3

Таблица 9 (окончание)

1	2	3
Поздняя стадия		
Гранитоидная «батолитового типа» P_1 (калбинский комплекс), 1200; 1,0	Гранитоидная «батолитового типа» P_1 (аналог калбинского, ленинбургского комплекса), 4500; 5,0	Гранитоидная «батолитового типа» P_1 (калбинский комплекс), 2000; 3,0
«Малых интрузий» P_2 (миролюбский комплекс), 30; 0,2	«Малых интрузий» P_2 (аналог миролюбского комплекса), 35; 0,25	«Малых интрузий» P_2 (аналог миролюбского комплекса), 20; 0,2

ное время «вступления», т. е. отложения начальных формаций после каледонской денудации.

Уже для ранней стадии видно влияние неоднородности фундамента (различие мощностей одних и тех же формаций на продолжении зон, изменение состава и фациального характера отложений, перерывы в осадконакоплении на соседних площадях) даже в пределах одной подзоны. В локальных грабенообразных структурах с большим темпом прогибания (Быструшинский и Маймырский прогибы, до 7 км) накапливались карбонатно-тонкокластические осадки, чередующиеся с эффузивами; там же, где прогибание было меньшим (Ленинбургско-Зырянский блок, до 3 км в среднем), накапливались осадочно-вулканогенные (особенно пирокластические) образования. В мобильных краевых подзонах — Иртышской и Холзунско-Сарымсактинской — первоначально шло быстрое накопление карбонатно-терригенных осадков. Особенно важен мощный, непрекращавшийся вулканизм.

Вся система зон и подзон развивалась в виде ассиметричного ступенчатого трога с опущенными краями. Прогибание его частей первоначально в нижнем девоне началось на северо-востоке и здесь было наибольшим, а затем, в среднем девоне, распространилось к юго-западу к Иртышской подзоне. Встречное прогибание такого же характера отмечается со стороны Западно-Калбинской подзоны.

Средняя инверсионная стадия ($C_1—C_2$) отличалась совершенно иным набором формаций, среди которых преобладали серые молассы и плутониты габбро-плагиогранитного, габбро-диорит-гранодиоритового состава, разместившиеся на всем протяжении зоны, по преимуществу в ее осевой части (Рудноалтайская подзона).

Поздняя орогенная стадия ($C_3—P$) лишь кое-где представлена вулканитами (Сержинский массив), а в основном это гранитоидные интрузии нескольких комплексов и послегранитные дайки пестрого состава (миролюбский комплекс), образующие протяженные пояса и секущие полиметаллические рудные тела и самые поздние грейзеновые и кварцевожильные оловоносные рудные тела перми. Самые крупные гранитоидные массивы, обычно многофазные, многослойные, имеют уплощенную форму и сложную корневую систему, уходящую в каледонское основание. В их апикальных выступах и провесах кровли отмечаются явления ассимиляции песчано-сланцевых пород, контаминации, обрушения. Только небольшая часть карбоневых гранитоидных массивов в зонах смятия ленточной формы является реоморфической [286, 158, 304], сопровождается ореолами мигматов и метаморфизма глубинных фаций (Иртышская зона смятия, Нарымский хребет).

Для эволюции магматизма Рудного Алтая характерен в общем невыдержанный профиль, и только со средней стадии намечается обычная гомодромная схема. На ранней стадии начало магматизма знаменуется появлением вулканитов натриево-липаритового состава производных базальтовой магмы. Затем во всех трех подзонах появляется серия полициклических контрастно-дифференцированных вулканитов базальт-липаритов, а в верхнем девоне — базальт-андезит-дацитов, завершающаяся интрузиями габбро-диабазовой формации. Магматиты средней стадии представлены главным образом плутогенными образованиями, им резко подчинены субвулканические фации и наземные вулканиты. Ряды дифференциации начинаются габбро-плагиогранитными или габбро-гранодиоритовыми сериями и заканчиваются плагиогранит-гранодиоритами, гранит-порфирами, мигматит-гнейсо-гранитами. Сжатие привело к формированию линейной складчатости, зон смятия, чешуйчатых надвигов с северо-востока, сопровождавшихся протрузиями серпентинизированных ультрамафитов (цепочки массивов вдоль Иртышской и Северо-Восточной зон смятия). В позднюю стадию господствовали мощные гранитоидные интрузии, образовавшие крупные массивы, протянувшиеся в виде

цепочек и даже сплошных поясов (Тигирекско-Черневинский, Калба-Нарымский). Закончился магматизм секущими поясами даек габбро-диабазов, микродиоритов, лампрофиров и затем гранит-порфиров, сиенит-порфиров, возраст которых условно принят верхнепермским, возможно, они и триасовые. Общий объем герцинских магматитов составляет 211 000 км³.

Своеобразие структурного плана Рудноалтайской зоны заключается в том, что ее боковыми границами являются две мощные и протяженные сдвиго-надвиговые зоны смятия — Иртышская и Северо-Восточная (с ее ветвями), между которыми, по данным В. Н. Нехорошева [185], Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского [67] и других, заключены крупные сложные продольные пликативные чельноквидные структуры: Белоубинский (Убинско-Маймырский) синклиниорий, Синоюшинский антиклиниорий, Быструшинский синклиниорий, Алейский антиклиниорий. Им подчинены блоково-пликативные структуры второго и третьего порядков, отражающие влияние конседиментационных деформаций, дифференцированности вертикальных перемещений блоков основания и морфологии вулканических сооружений.

Структуры мелкого порядка чаще всего вулкано-тектонические (вулкано-купола, синклиналь-кальдеры, вулканические выступы, кольца и валы и др.). На размещение вулканических центров, накопление отложений оказывали влияние продольные и поперечные разломы, в узлах сопряжения которых резко усиливалась роль магматитов, увеличивались мощности вулканитов. В итоге между двумя полосами разломов при раздвиге и прогибании сформировалась продольная герцинская структура мощностью от 2—3 до 10—12 км, вложенная в грабен каледонид вместе с примыкающими с юго-запада Калба-Нарымской и Жарма-Саурской зонами [305]. Благодаря сильному сжатию произошла трансформация вулкано-тектонических структур (более напряженная линейность, запрокидывание), сплющивание, дифференцированное динамометаморфическое течение, будинаж, переросшие в чешуйчатые надвиги по зонам смятия с северо-востока [35, 305] и юго-запада (рис. 32, вкл.).

Рудноалтайская зона, кроме того, характеризуется интенсивным развитием тектонических нарушений разного масштаба, глубины заложения, времени проявления и продолжительности функционирования. Наряду с обнаженными разломами обнаружены скрытые глубинные разломы основания. В результате возникла сложная решетка, сочетающая две ортогональные системы: широтно-долготную и северо-западную — северо-восточную с расстояниями 30—60 км. Герцинская структура оказалась разбитой на полигональные блоки.

В течение киммерийского и альпийского циклов соседние блоки оказались вскрытыми и срезанными на разную глубину — от многих сотен метров (наиболее молодая сержинская свита) до 5—6 км и более (выступающие блоки древних и каледонских структурных ярусов). Места наложения герцинид оказались полностью удаленными (Алейский, Синоюшинский, Курчумский блоки). По данным геофизических исследований [164, 272], современная мощность земной коры Алтайского геотектоногена меняется от 40 (на северо-западе) до 52 км (на юго-востоке). Мощность «базальтового слоя» заметно возрастает в Холзунско-Сарымсактинской подзоне до 24—28 км и уменьшается в Иртышской до 20—24 км; соответственно мощность «диоритового» слоя уменьшается от 10—12 до 8—9 км.

В геофизических полях четко отражается блоковость строения, хорошо трасируются глубинные разломы северо-западного, субширотного и субмеридионального направлений. Основная северо-западная система разломов имеет крутое северо-восточное погружение, осложняет поверхность М и сохраняет аномальные следы в верхних слоях мантии до глубины 120—160 км. Все неглубокозалегающие интрузивные тела хорошо картируются геофизическими аномалиями. По их расшифровке устанавливаются размеры массивов, форма, мощность и даже принадлежность к определенным комплексам.

ВУЛКАНИЗМ

Вулканизм Рудного Алтая особенно мощно и на всей его площади проявился в раннюю стадию герцинского цикла начиная с эмса-эйфеля, когда возник субмаринный вулканический пояс с непрерывно-цепочечным и островным размещением вулканических центров, функционировавших либо синхронно, либо с разновременным вступлением и даже последовательным латеральным распространением. Развитие вулканизма изучено многими исследователями, сводные работы принадлежат В. А. Комар [149], Г. Ф. Яков-

леву [309], В. И. Чернову [207], М. Г. Хисамутдинову [285]. По данным упомянутых авторов и некоторым собственным наблюдениям, приведен краткий обзор вулканизма на этой территории.

Начало вулканизма (первый этап) характеризовалось появлением трех вулканических поясов: Лениногорско-Бухтарминского (цепь островных вулканов с пирокластами натриево-липаритового состава), Быструшинского (вулканы кислого и основного состава) и Змеиногорско-Шемонаихинского (туфы и лавы кислого, среднего и основного состава). Последний отделен от двух предыдущих неглубоким прогибом с морскими осадками (рис. 33). Позднее вулканизм охватил всю территорию; вулканы со смешанным составом продуктов обособились на северо-востоке в Холзунско-Сарымсактинской подзоне и кое-где в Рудноалтайской. Средние мощности осадочно-вулканогенных отложений 2—3,5 км.

Начиная с живета, области распространения вулканизма начали сокращаться за счет поднятий Рубцовско-Шемонаихинского и Змеиногорско-Быструшинского блоков. Активный вулканизм продолжался в узких полосах теперешних междуречий Бухтарма—Нарым и Ульба—Уба—Белая; преобладали продукты среднего и основного состава. Во фране бурная вулканическая деятельность проявилась и на всем протяжении Иртышской подзоны; состав вулканитов достаточно контрастный, мощности отложений 1—2,5 км. В. А. Комар и В. И. Чернов [148] отмечают, что для эйфель-франского периода характерно сочетание базальт-липаритового вулканизма с карбонатно-терригенной (возможно, вулканогенной) формацией, тогда как позднее, в фамене, андезитовый вулканизм сочетался с осадками грауваккового типа (серая моласса). Мощности отложений находились в зависимости от положения главных зон разломов двух направлений: северо-западного и субширотного. Субвулканические тела кислого состава формировались на заключительных стадиях вулканического процесса. По данным Т. Г. Колдаевой [135], кислые вулканы принадлежат двум разновидностям: липаритам и липарито-дацитам эффузивной, субвулканической и жерловой фаций и флюидпорфировой магме, давшей расслоенные экструзии и субвулканические тела.

В фамене (второй этап) отмечается затухание вулканизма на северо-востоке и усиление его в Иртышской подзоне. В турне и визе среднекислый вулканизм сохранился лишь в юго-восточных частях Иртышской и Холзунско-Сарымсактинской подзон. Это лавы и пирокласты среднего и основного состава. На этом заканчивается второй этап вулканизма [285].

Третий этап (визе-намюрский) вулканизма средней стадии проявился лишь вдоль узких полос, примыкающих к зонам Иртышского и Березовского разломов. Состав лав андезито-базальтовый, извержения подводные. Четвертый этап вулканизма развит лишь в юго-восточной части зоны (джалтырская свита) и в Лениногорском районе на небольшой площади, где известны дацит-липариты. С некоторым перерывом во времени стали накапливаться намюр-среднекарбонные лавы и пирокласты андезит-дацитового состава.

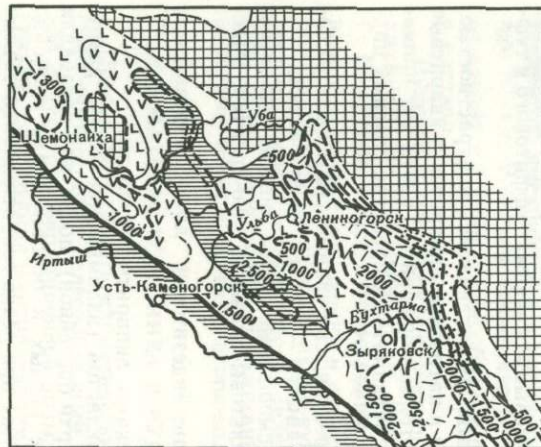
Наконец, пятый этап, относящийся к поздней стадии (верхний карбон—пермь), имел место лишь в отдельных очагах. Один из них известен в Лениногорском районе (сержихинская свита). Здесь в грабен-синклинали накопились наземные лавы и пирокласты андезит-липаритового состава мощностью до 1600 м.

В последующем отмечается вначале расширение областей субмаринного вулканизма в раннюю стадию, а затем некоторая локализация его вдоль основных разломов. Вулканическая деятельность протекала в условиях весьма активных дифференцированных движений блоков, была бурной (высокий эксплозивный индекс) и сопровождалась интенсивными сольфатарно-гидротермальными процессами. Для средней стадии характерно резкое затухание вулканизма, концентрация его в отдельных участках, главным образом на юго-восточном продолжении подзон; в позднюю стадию наземный реликтовый вулканизм сохранился кое-где лишь в виде единичных очагов.

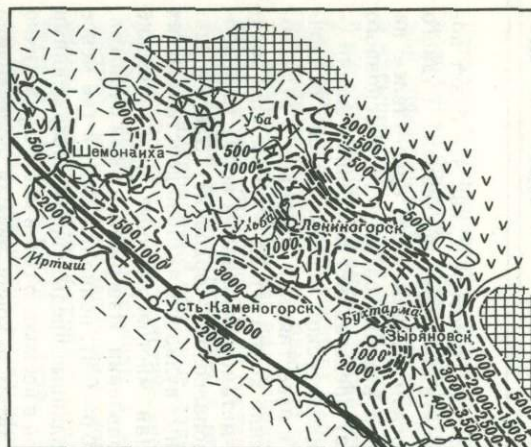
Эволюция состава вулканитов Рудного Алтая не является обычной. В самом начале инцидальный вулканизм эмса-эйфеля оказался не основным, как обычно, а кислым — липаритовым, и только позже появились диабазы, что позволило отнести всю серию к базальт-липаритовой формации [303, 309, 207].

Возникло предположение о том, что обилие в разрезе кислых лав связано с частичным расплавлением континентальной коры.

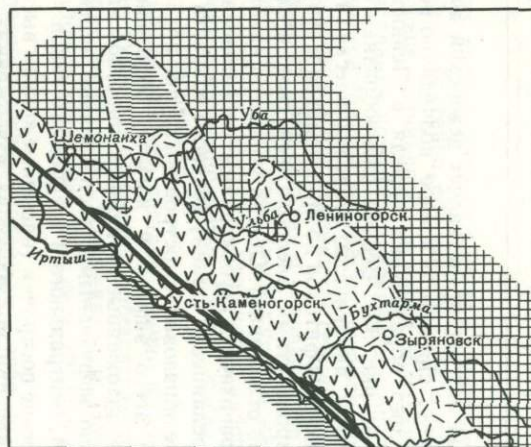
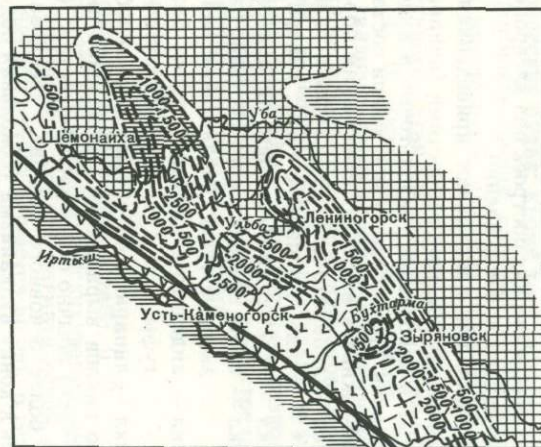
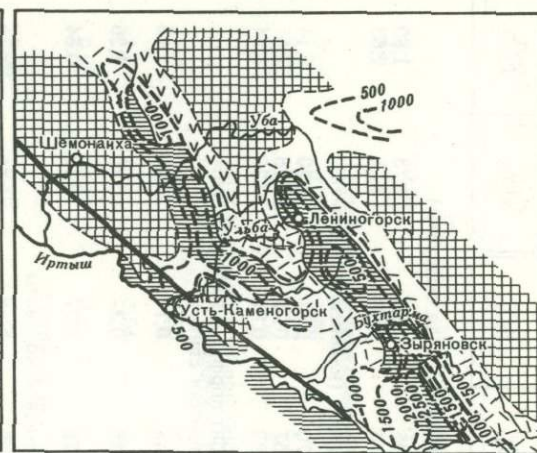
В дальнейшем преобладающее значение приобрели лавы андезитового и базальтового состава, уменьшилась контрастность, заключительные вспышки вулканизма имели наземный характер, состав лав стал кислым, отдельные серии приобрели субщелочной тип.



Фран



Фамен



1



5



2



6



3



4



7

Рис. 33. Схемы распределения фаций девона Рудного Алтая (Геология СССР, 1957. 41, В. А. Комар, упрощено)

1 — области размыва; 2 — песчаники с прослоями аргиллитов; 3 — лавы и туфы кислого состава; 4 — туфы, брекчи и лавы кислого и основного состава с прослоями аргиллитов, реже известняков, песчаников, слюдистов; 5 — аргиллиты, алевролиты с прослоями и линзами туфов и лав кислого состава; 6 — лавы и туфы кислого среднего и основного состава, чередующиеся с аргиллитами, алевролитами; 7 — северо-восточная граница Иртышской зоны смятия

Таблица 10

Химический состав (в вес. %) вулканитов среднего девона Лениногорского района

Район	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Липариты эйфеля (лениногорская и кряковская подсвиты)					
Лениногорское рудное поле	18	71,05	0,20	12,73	1,89
Успенско-Карелинская зона	5	71,70	0,35	12,51	2,63
Диабазы и диабазовые порфириты эйфеля (ильинская подсвита)					
Лениногорское рудное поле	19	46,70	0,57	18,20	5,14
Успенско-Карелинская зона	8	52,57	0,72	15,18	7,61
Бутачихинско-Кедровская зона	10	52,90	0,84	17,35	4,84
Липаритовые порфиры, кварцевые альбит-порфиры эйфеля-живета (сокольная подсвита, успенская свита)					
Лениногорское рудное поле (сокольная подсвита)	18	75,48	0,17	11,90	1,48
Успенско-Карелинская зона (успенская свита)	3	75,28	0,34	10,76	1,26
Бутачихинско-Кедровская зона	10	74,78	0,27	13,15	0,84
Диабазовые порфириты сокольной подсвиты					
Лениногорское рудное поле	3	48,65	0,52	18,59	5,10

Главный интерес представляет девонский вулканизм, с которым, как это будет показано ниже, связано основное колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая. Разрез образований эйфеля в Лениногорском рудном поле представлен на колонке (см. рис. 33). Весьма разнообразная серия вулканитов кислого и основного состава (лавы, пирокласты, субвулканические тела) представляет различные фации — от удаленной туффовитовой до прижерловой и субвулканической, чередующиеся с осадочными алевропелитами, алевролитами, силицитами и известняками (рифовые и вулканохимические отложения). Общая мощность накоплений достигает 1,5—2,0 км. Они залегают на поверхности глубокоразмытых интенсивно-метаморфизованных пород (амфиболит-зеленосланцевая фация) неясного возраста (допалеозой — ордовик?). Здесь в раннем эйфеле образовалась островная группа подводных вулканов, активно действовавших в течение всего эйфеля и живета, образовавшая многовершинные вулканические конусы, расположенные группами в широтном направлении. Извержения были бурными, эксплозивно-эффузивными (эксплозивный индекс 0,6—0,8), полициклическими (не менее 13 стадий), центрального и трещинного типов. Созданные предыдущими извержениями вулканические постройки (насыпные конусы высотой в несколько сотен метров) частично разрушались при последующих извержениях, а затем в конце эйфеля происходило погребение вулканических построек под алевропелитовыми осадками туффовитового и туффо-терригенного происхождения.

Составы лав, как показывают приведенная табл. 10, отличались контрастностью. Фактически между кислыми разностями (липариты и натриевые липариты — кварцевые кератофиры) и основными (базальтовые и андезитовые порфириты) почти нет промежуточных типов. Последовательная смена состава вулканитов в пределах главных циклов эйфеля—живета выглядит следующим образом:

- 1-й цикл — липарито-дациты — туфы и лавобрекчии, смешанные туфы кислого состава, смешанные туфы, липарито-дациты — туфы и лавобрекчии;
- 2-й цикл — агломератовые туфы липаритов, смешанные туфы липарито-дацитов;
- 3-й цикл — туфы среднекислого состава, базальтовые лавы и туфо-брекчии, андезитовые туфы, базальтовые лавы;
- 4-й цикл — андезито-дацитовые туфы, базальт-андезитовые лавы, андезитовые туфы;
- 5-й цикл — липариты натриевые и их лавобрекчии, липариты, базальты.

Начало циклов выражается в появлении пирокластов (взламывание корок, разрушение каналов) обычно более кислого состава (верхи бассейнов), после чего следовали продукты более основного состава. Чередование кислых и основных лав особенно участилось к концу вулканизма (сокольная подсвита) при резко сократившемся объеме вулканитов, но при той же контрастности состава. Возможно, подобный характер вул-

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
Липариты эйфеля (лениногорская и кряковская подсвиты)							
1,15	0,05	2,39	1,66	1,12	3,30	Не опр.	—
1,01	0,02	1,81	0,95	3,41	2,39	2,42	99,20
Диабазы и диабазовые порфириты эйфеля (ильинская подсвита)							
7,09	0,09	5,86	5,27	3,70	1,04	5,45	99,11
3,59	0,11	6,02	5,22	3,07	0,97	3,95	99,01
2,84	0,12	3,54	4,63	2,56	1,23	Не опр.	—
Липаритовые порфиры, кварцевые альбит-порфиры эйфеля-живета (сокольная подсвита, успенская свита)							
1,87	0,07	1,56	0,93	2,71	2,30	1,17	99,54
1,93	—	1,54	0,86	2,82	3,14	1,42	99,35
0,88	0,03	0,87	0,77	2,91	3,11	1,44	99,05
Диабазовые порфириты сокольной подсвиты							
8,06	0,16	4,79	4,79	2,37	1,62	3,77	99,46

канизма в Лениногорске, помимо других причин, зависел еще от высокого уровня расположения промежуточного магматического бассейна, обусловившего контрастность самой дифференциации. Разгрузка бассейнов начиналась с верхней облегченной кислой и насыщенной газами лавы, после исчерпания которой следовала основная. Позднее, в живете, фране и фамене, также отмечается наличие контрастно-дифференцированных базальтоидов, но постепенно их роль ослабевает и они заменяются серийно-дифференцированными вулканитами, заметно возрастает роль средних и основных лав.

Изменение механизма разделения неустойчивых магматических систем, как будет показано ниже, отразилось и на составе самих руд. Замечено, что кислые дифференциаты развиваются предпочтительнее в относительно приподнятых блоках, тогда как менее дифференцированные основные лавы — в опущенных.

Эффузивные и пирокластические породы разного состава обычно интенсивно альбитизированы; основные лавы и даже туфы представлены миндалекаменными разностями; миндалины заполнены хлоритом, карбонатом, реже — кварцем. Позднее проявилось окварцевание и серицитизация, локализованные вдоль разного рода разломов и трещин в нижней части разреза.

Все фации девонских вулканитов разного состава содержат в себе полный набор элементов, имеющихся и в полиметаллических рудах; кроме того, повышено содержание Ni, Cr, V. Установлено, что большая часть свинца, содержащегося в вулканитах, не входит в состав породообразующих минералов и, следовательно, легко выделяется в раствор.

Вулкано-тектонические структуры Рудного Алтая описывались многими исследователями (И. В. Дербинов, В. А. Комар, Е. Б. Яковлева, Г. Ф. Яковлев, Б. И. Вейц, Г. Н. Щерба и др.). Это островные и грядовые сооружения с контрастным рельефом, каньоны, другие понижения и структурные формы отдельных вулканов первого и второго порядков: конусы, вулкано-купола, кальдеры, жерла, кольцевые и радиальные системы трещин, вулканические тела. В последующем они подверглись разного рода деформациям (эруптивные, пликативные, дизъюнктивные), поэтому мы встречаем обычно корневые части и реликты первичных вулканических сооружений.

МАГМАТИЗМ, ТЕКТНИКА И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Последовательность магматических формаций приведена в табл. 9. В. С. Кузубный [160] считает даже целесообразным выделять ряды магматических формаций для каждой структурно-формационной зоны. В принципе с каждой магматической формацией связана своя рудная минерализация. В данном случае решается вопрос о генетической связи основных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, обла-

дающих своими формационными особенностями, близкими морфоструктурами, определенным составом руд, внутренним строением залежей и их соотношением с вмещающими породами.

По мере накопления данных, повышения уровня наших знаний менялись представления о связи оруденения с магматизмом. Если в 30—40-е годы преобладала так называемая интрузивная гипотеза связи колчеданно-полиметаллического оруденения с поздними гранитоидами или дайками пестрого состава, то с 50-х годов все большее пространство начинает приобретать вулканогенная гипотеза, связывающая оруденение с девонским вулканизмом. Целесообразно рассмотреть аргументацию в пользу той и другой гипотезы в том виде, как она была сформулирована на последнем Алтайском совещании 1975 г.

Позиции «интрузивной» гипотезы и посткладчатого образования руд на совещании продолжали отстаивать Д. Г. Ажгирей, Н. Н. Биндеман, А. К. Каюпов, В. С. Кузубный, А. Н. Литвинович, А. М. Марьин, В. В. Попов, С. А. Солтан, Н. И. Стучевский и др. Приводимые ими доказательства такого генезиса сводились в основном к следующему.

1. Колчеданно-полиметаллические руды гидротермально-метасоматические, образовались при высоких температурах (200—350 °С) и давлениях (сотни бар); оруденение накладывается на вмещающие породы девона, карбона, включая дайки и гранитоидные интрузии.

2. Рудные тела занимают секущее положение относительно напластования пород, контролируются разломами, зонами смятия, замками складок.

3. Наблюдаемое субсогласное залегание — результат литологического контроля и межслоевых нарушений.

4. Наблюдаемый динамометаморфизм руд связан с позднегерцинскими движениями.

5. Возраст оруденения послекладчатый, постинтрузивный (карбон, пермь, мезозой).

Имеющиеся единичные определения радиологического возраста датируются как карбон—пермь.

Многочисленными сторонниками вулканогенной гипотезы (Д. П. Авров, Н. Л. Бубличенко, Э. Г. Дистанов, Ю. И. Демин, О. А. Ковриго, Б. В. Маньков, В. А. Наумов, И. В. Покровская, В. И. Старостин, М. Г. Хисамутдинов, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев и др.) приводились другие факты и объяснялись кажущиеся противоречия. Главные аргументы следующие.

1. Колчеданно-полиметаллические руды размещаются только среди осадочно-вулканогенных пород девона в областях развития базальт-липаритовой и базальт-андезит-дацитовой формаций и за их пределы нигде не выходят. Вместе с вмещающими их породами, они создают парагенетические ассоциации.

2. Среди руд заметную роль играют седиментные пластовые залежи синхронных колчеданных и свинцово-цинковых руд. Обломки седиментных и метасоматических руд найдены в перекрывающих туффитах, песчаниках девона и нижнего карбона, фиксируя верхнюю границу рудоотложения. К трем главным уровням рудоотложения относятся эйфель, эйфель—живет, фран.

3. Руды вместе с породами подверглись складчатым деформациям, динамометаморфизму и частичной регенерации под влиянием поздних интрузий; известны секущие руды дайки; на границе с массивами гранитоидов породы и руды подверглись контактовому метаморфизму.

4. Секущими являются корневые части месторождений, а также метасоматические руды, однако они нигде не выходят за пределы определенных стратиграфических уровней. Гидротермально-метасоматические изменения пород развиты со стороны лежащего бока залежей. Появляются секущие жилки под воздействием динамометаморфизма (нижний—средний карбон и позднее) и регенераций. В зонах смятия руды расланцованы и будинированы.

5. Получаемые экспериментально высокие температуры и давления, поздний радиологический возраст отражают условия и время преобразований руд, а не их первоначальное отложение.

Обе концепции, естественно, предлагают различные прогнозно-поисковые критерии и разные подходы для оценки конкретного оруденения и его пространственного размещения.

На совещании и в печати возникли идеи объединения имеющихся принципиальных противоречий явлениями полигенности, полихронности. За этим кроется опасность ухода от познания истинных причин сложности соотношений, признаков конвергентности и самой природы многообразных преобразований, которым подверглись руды за длительное время после их накопления в условиях активной тектономагматической обстановки.

После осмотра главных месторождений и дискуссий на совещании принято решение, в котором, в частности, сказано: «... ранние этапы оруденения связаны с девонским вулканизмом и представлены как вулканогенно-осадочными образованиями, так и в основном гидротермально-метасоматическими рудами серноколчеданного и полиметаллического состава. На поздних этапах оруденения чаще всего формировались полиметаллические и *барит-полиметаллические руды*» [218].

Таким образом, вулканогенная гипотеза получила полное признание. Теперь это и не удивительно, поскольку к выводу о связи колчеданного оруденения с вулканизмом пришла мировая геология.

Из приводимого ниже краткого описания некоторых месторождений можно судить о справедливости тех или иных положений.

Для того чтобы более ясными стали причины неодинаковой трактовки отдельных наблюдений, необходимо указать на некоторые особенности.

Размещение и формы рудных тел традиционно считались первичными, что далеко не всегда справедливо, особенно в сильно нарушенных участках. Именно вторичный характер крутого залегания и формы первоначально горизонтальных пластовых и линзообразных рудных тел многих месторождений Рудного Алтая и Центрального Казахстана показаны в одной из наших работ [302].

Пересечение рудными телами вмещающих пород служит одним из главных доводов их позднего генезиса. Оно имеет место в таких случаях: 1) *корневые жильные тела* пересекают нижележащие породы; 2) поздние генерации гидротермального оруденения в виде прожилков и метасоматитов проникают в ранние руды и далее выше в породы кровли, иногда пересекают синвулканические складки. *Метасоматические руды* имеют агрессивные границы с вмещающими породами; 3) в зонах динамометаморфизма повышенной способностью к течению обладали породы, насыщенные хлоритом и серицитом, а из руд — халькопиритовые и галенитовые. Подобные вторичные минеральные агрегаты под влиянием стресса образовывали *протрузии* и *нагнетались* в боковые более жесткие породы по трещинам. *Кварц-сульфидные руды*, например, облекались или пересекались хлорит-серицитовыми агрегатами; 4) регенерированные руды возникали в результате ассимиляции и переработки первичных залежей более поздними интрузиями и термами, в итоге появлялась рудная *вкрапленность* и даже жильные тела в более молодых интрузивных массивах и дайках, боковые породы превращались в *роговики* и *скарны*. Кроме того, поздние магматиты, несомненно, и сами сопровождалась *сульфидным жильно-вкременным оруденением близкого состава (Парыгинское месторождение)*.

В рудных телах Лениногорска и Зыряновки встречаются секущие руду *дайки порфиритов*, однако вследствие регенерации часть *сульфидного оруденения* в виде *вкрапленности* накладывается на уже затвердевшие и охлажденные интрузивные массы *даек*.

Рудные поля вследствие их нахождения на сопряжении глубинных разломов представляли обычно участки активной (и многократной) магматической деятельности, включающей разные формы полициклического вулканизма (*субвулканические, наземные фации*) и более поздних *интрузий габбро-плаггиогранитной и гранодиорит-гранитной формаций*. В условиях интенсивной телескопированной магматизации признаки первичной генетической принадлежности оруденения стирались. Задача их обнаружения осложняется еще наложением складчатости и динамометаморфизма. Первичные генетические связи оруденения приходится тщательно искать в первую очередь в малонарушенных и повторно немагматизированных блоках. Таковыми являются грабен Лениногорского рудного поля, Николаевское месторождение и некоторые другие.

Несмотря на то, что вопрос об источнике колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая теперь как будто однозначно решается, есть необходимость в конкретизации этого вывода, поскольку сами связи оруденения с вулканизмом достаточно многообразны. Стратиформное синхронное оруденение вначале появляется в разрезе *эйфельских отложений* всего лишь в десятках метров выше каледонского цоколя, а затем все более удаляется вверх по разрезу. В породах этого же древнего цоколя в Лениногорском рудном поле и других участках под стратифицированными рудами *установлены жильные тела с полиметаллическим и медным оруденением — следами рудо-подводящих каналов*. Таким образом, источники оруденения располагались глубже поверхности девонского основания, контролировались теми же подводящими трещинными структурами, что и девонские вулканы. Отсюда следует, что источники и вулканизма, и оруденения могли быть одни и те же, т. е. ими могли быть промежуточные магматические бассейны, где происходила дифференциация и откуда поступали все ее продукты — лавы, газы и растворы, сильно разбавлявшиеся на пути своего движения

Т а б л и ц а 11

Характер распределения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая

Геологическая структура (глубинные линейные зоны)	Распределение рудных месторождений	Рудный район
Иртышская	Цепочечное	Прииртышский, Орловский, Вавилонский
Северо-Восточная	»	Белоубинский, Кедровско-Бутачихинский,
	Одиночное	Успено-Карелинский
Сопряжения глубинных зон	Островное	Лениногорский, Зырянский, Бухтарминский, Шемонаихинский, Змеиногорский
	Одиночное	Карчигинский, Джалтырский

за счет вадозовых вод, особенно в высокопористых и трещиноватых вулканических постройках. Интенсивное площадное изменение подрудных толщ, превращение их в серицит-кварцевые породы на глубину в десятки и даже сотни метров — свидетельство мощности и выщелачивающего действия восходящих гидротермальных потоков, приносивших с собой рудогенные компоненты. Некоторые из струй сопровождали поздние субвулканические тела, создавая видимость связи с ними вкрапленного оруденения (Зырянский район, Южный Алтай).

Состав базальтоидных магм и механизм дифференциации в периферических бассейнах вулканизма оказали решающее влияние на состав оруденения. При контрастной дифференциации образовывались полиметаллические руды (с барием, теллуrom, висмутом и др.), а при серийной — медноколчеданные и медно-цинковые. Меньший уровень дифференцированности (до андезитов и дацитов) обеспечивал появление, кроме железного, лишь медного и медно-цинкового оруденения.

Распределение колчеданных рудных месторождений во многом определяется макроструктурами Рудного Алтая и геологическим строением рудных районов. К первым отно-

Т а б л и ц а 12

Последовательные герцинские магматические и рудные формации Рудного Алтая

Стадия развития	Время	Магматическая формация	Рудная формация	Основные элементы
Ранняя	D _{2e}	Базальт-липаритовая	Колчеданная и колчеданно-полиметаллическая Барит-полиметаллическая, кремнистая, карбонатная железорудная (гематит-магнетитовая)	Fe, Zn, Cu, Pb Ba, Pb, Zn, Cu, Fe (Mn, P)
	d _{2qv}	Плагногранит-порфиоровая	Полиметаллическая прожилково-вкрапленная	
	d _{3fm}	Базальт-андезит-дацитовая	Медноколчеданная, колчеданная медно-цинковая	Fe, Cu, Zn
	C _{1п} C ₁	Базальт-андезитовая Пироксенит-габбро-диабазовая	Медная прожилково-вкрапленная Хромитовая, никель-кобальтовая, ртутная	Cu Cr, Ni, Co, Hg
Средняя	C ₁	Габбро-плагногранитовая	Скарновая медно-магнетитовая, полиметаллическая	Fe, Cu, Zn, Pb
	C ₂₋₃	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Скарновая магнетитовая полиметаллическая	Fe, Cu, Zn, Pb
	C ₃	Мигматит-гнейсогранитовая		
	C ₃	Гранодиорит-гранитовая	Жильно-вкрапленная полиметаллическая	Pb, Zn, Cu
	C ₃	Порфирит-порфиоровая (дацит-плагногранитовая)		
Поздняя	C ₃ —P ₁	Гранитовая	Пегматитовая редкометаллическая Грейзеново-кварцевожильная оловянно-вольфрамовая и вольфрам-молибденовая	Sn, Ta, Nb и др. Sn, W, Mo и др.
	P ₂ —T?	Диабаз-порфиоровая	Не известна	

сятся основные глубинные разломы — Иртышский и система Северо-Восточного, вдоль которых закладывались первичные узкие ранние трюги герцинид, а также пересечения второстепенных разломов во внутренних частях всего трога; ко вторым — архитектура центров вулканизма, рельеф, размещение вулканических аппаратов (два типа — цепочечное и островное), их внутреннее строение, расположение и тип растворовыводящих трещинных систем. Все это многообразие привело к такому распределению рудных месторождений (табл. 11).

Все сказанное выше не означает, что в Рудном Алтае нет оруденения другого происхождения. Наоборот, полицикличность и мощность магматизма, проявленного на ранней, средней и поздней стадиях герцинского цикла, обусловили проявление медного, полиметаллического (габбро-плагиигранит-гранодиоритовые формации) и редкометаллического (гранитные формации) оруденений. Это преимущественно жильное, вкрапленное, и метасоматическое, контактово-метасоматическое и иное оруденение (табл. 12). Генетические связи здесь достаточно разнообразны и всегда сложные. С карбовыми базальт-андезитовыми вулканитами связано слабое оруденение. При этом надо учесть, что поздние, особенно гранитоидные, интрузии вторгались в занятые вулканогенным оруденением области, разрушали продуктивные горизонты, ассимилировали руды, а оставшуюся часть метаморфизовали. Есть основания думать, что только незначительная часть вулканогенных руд была при этом регенерирована и выделена в виде более позднего жильно-вкрапленного оруденения, поскольку сами эмеиногорские гранитоиды, судя по исследованиям их контактов, почти лишены полиметаллической минерализации.

ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На территории Рудного Алтая к настоящему времени известно более 1000 рудопроявлений и месторождений меди, свинца, цинка, неравномерно распределенных на площади. Изучены они неодинаково: одни только описаны по поверхностным выходам, другие — немного разведаны, третьи — детально разведаны, четвертые — разведаны и эксплуатируются, пятые — уже отработаны. Значимость рудных проявлений также неодинакова, группы их отличаются друг от друга по количеству металлов на порядок.

Рудное районирование строится на нескольких принципиальных основах: территориальной (Северо-Западный Алтай, Прииртышье, Лениногорский район, Зырянковский район, Южный Алтай); структурной (зоны смятия, антиклинории, синклинории, рудные зоны, узлы, поля); формационной (Холзунско-Сарымсактинская, Рудноалтайская, Иртышская зоны с подзонами); возрастной (эйфельские, живетские, живет-франские, фаменские). В целом строго зонального размещения месторождений нет, скорее мы имеем зонально-узловое, обусловленное влиянием сопряжений северо-западных и субширотных глубинных разломов [301]. Во всех по-разному выделенных районах имеются рудопроявления и серноколчеданные, и медно-цинковые, и полиметаллические, что объясняется неизменно базальтоидным составом рудогенерирующего вулканизма и в общих чертах одинаковым механизмом и последовательностью рудообразования. Состав месторождений определяется лишь количественным соотношением и экономической значимостью пяти основных компонентов — железа, меди, свинца, цинка, серы, не считая бария, кремния, золота, серебра и других многочисленных элементов-спутников. Деление месторождений по составу руд сейчас общепринято, хотя в каждом из них нередко бывает несколько типов руд и все зависит от доли их участия в общем балансе. Обычно в составе медных и медно-цинковых руд серного колчедана больше, чем в полиметаллических.

По общим соотношениям металлов медь: свинец: цинк для ряда месторождений приводятся такие данные.

Медные	Медно-цинковые	Полиметаллические
Карчига 88 : 0,3 : 11,7	Николаевское 65 : 4 : 31	Лениногорское 4 : 32 : 64
Вавилонское 74 : 3 : 23	Белоусовское 30 : 7 : 63	Зырянское 7 : 38 : 55
Орловское 87 : 4 : 9	Иртышское 25 : 9 : 66	Березовское 10 : 20 : 70
(отдельные рудные тела)	Новоберезовское 34 : 2 : 64	Тишинское 6 : 16 : 78
	Шубинское 17 : 15 : 68	

Надо сказать, что в отдельных рудных телах и даже их частях эти соотношения существенно меняются. Принимается такое условное деление на основные по составу группы: полиметаллические, медно-цинковые и медные. Каждая из них включает ряд промежуточных подгрупп. Ниже приводится краткая характеристика некоторых месторождений, представляющих интерес по своим особенностям.

Полиметаллические месторождения

Лениногорский рудный район

Описываемый район расположен в центральной части Рудноалтайской подзоны, занимая Синюшинский антиклинорий и прилегающие к нему с обеих сторон две северо-западные узкие линейные синклиновые подзоны, по которым позже развились ветви Северо-Восточной зоны смятия: Бутачихинско-Кедровская (с юго-запада) и Успено-Карелинская (с северо-востока). В середине расположено Лениногорское рудное поле, широтно вытянутая площадь его составляет около 110 км², а вдоль северо-западных синклиналиев — две узкие одноименные структурно-металлогенические зоны. В пределах указанных единиц размещаются все известные здесь рудные месторождения и проявления (более 100).

Лениногорское рудное поле

Рудное поле ограничено с юго-запада Бутачихинско-Кедровской, с северо-востока — Успено-Карелинской зонами, с севера — Северным надвигом, а с юга — Обручевским разломом. Этими нарушениями в породах девона и более древнего основания Синюшинского антиклинория был вырезан вытянутый широтно грабен размером 25×4—6 км, опущенный относительно окружающих структур на 1—1,5 км. С трех сторон — севера, востока и юга — отмечаются разновозрастные надвиги на блок рудного поля.

На размытой поверхности каледонского мозаичного основания залегают вулканогенно-осадочные породы эйфеля общей мощностью около 1,5 км, перекрытые четвертичными отложениями. Характер разреза показан на рис. 6. Породы залегают относительно полого (от 5—10 до 15—30°) с наклонами в разных направлениях. По данным многих исследователей [301, 211, 310], это девонская вулкано-тектоническая структура островного типа с положительными формами (вулкано-куполами), сложенными жесткими эффузивно-пирокластическими ядрами и субвулканическими телами, перекрытыми более пластическими алевролитами и возвышающимися над понижениями первичного вулканического рельефа на десятки и сотни метров. Эти понижения в последующем заполнялись тонким кластическим материалом и лахаровыми брекчиями, сползавшими с конических возвышенностей, происходило выравнивание вулканического рельефа. Островные многовершинные вулканические сооружения расположены широтно вдоль вытянутости самого блока. Слабая синвулканическая складчатость и последующая сарурская фаза мало изменили первичные структуры, но в общем придали им брахиформный вид. Широко развиты более поздние крутопадающие разломы, образовавшие довольно густую сеть северо-восточного и северо-западного простираний, сместившие блоки относительно друг друга. При субмеридиональном сжатии произошло надвигание пластин с севера и юга с амплитудой 1,5 км и более.

Состав вулканитов контрастный базальтоидный (табл. 12, рис. 34), преобладают липаритовые порфиры различных фаций.

Островное строение рудного поля определило и соответствующее распределение в нем рудных тел и месторождений. Здесь выделяются Риддер-Сокольное (Лениногорское), Филипповское, Крюковское, Ильинское месторождения и отдельные рудные тела на флангах. Группы месторождений и рудных тел прослеживаются в широтном направлении даже за пределами рудного поля (Тишинское — на западе, Успенское, Шубинское — на востоке), как и сами вулканические сооружения. Очевидно, они контролировались субширотным разломом. В главном Риддер-Сокольном месторождении рудные тела расположены также в виде островков, связанных с основным Риддер-Сокольным сложным вулканическим сооружением (рис. 35).

Риддер-Сокольное месторождение было выявлено в 1784 г. по древним разработкам и с этого времени изучается и эксплуатируется. Еще в 1939 г. П. П. Буров [36] отмечал площадный характер распределения оруденения и его локализацию в «критическом горизонте». Как оказалось позднее, многочисленные рудные тела (см. рис. 35) здесь действительно приурочены к контакту пород лениногорской и крюковской подсвет эйфеля в вертикальном интервале 100—200 м, в то же время имеются отдельные рудные тела и горизонты, расположенные выше по разрезу в породах крюковской, ильинской и сокольной подсвет (см. рис. 34), а жильные тела уходят вглубь в породы древнего основания. Основной рудный горизонт насыщен неодинаково. В верхней части на контакте микрокварцитов (силицитов) с алевропелитами расположены полиметаллические руды, а в нижней — медно-цинковые.

Формы рудных тел весьма разнообразны: пластообразные, линзовидные, жилеобраз-

ные и неправильные, особенно у прожилково-вкрапленных руд, для которых характерны экономические границы. Все линзопластовые тела залегают согласно с вмещающими породами среди туффитов, туфов, алевропелитов и перекрываются алевролитами, алевропелитами, туфами и другими вулканогенно-осадочными породами и книзу сменяются жильными. Жильные тела являются секущими, они либо самостоятельны, либо это корневые части пластовых и линзовых тел. Прожилково-вкрапленные руды локализируются чаще всего в каких-то однородных слоях (силицитов, превращенных в кварциты, туфов, лавобрекчий) и в общем также имеют пласто-линзобразную форму, выше нередко залегают сплошные сульфидные тела. В плане залежи часто изометричны, их поперечные размеры измеряются десятками и сотнями метров, мощность обычно изменчивая — от нескольких метров до десятков метров, хотя встречаются и выдержанные тела.

Зонтичные барит-полиметаллические тела обычно приурочены к вершинам небольших паразитических вулканических конусов. Верхняя их часть имеет форму шляпки гриба, а нижняя представлена свисающими корневыми жильными, каплевидными и иной формы телами (влияние структурного контроля). Примеры подобных форм показаны на рис. 36. Центральные части этих и других линзовидных тел обычно наиболее мощные, здесь руды богаче, а к периферии они переходят во все более редкие вкрапленники. Наиболее крупной с ярковыраженной линзобразной формой была Риддерская залежь на склоне Риддерского вулканокупола, напоминающая по форме Центральную линзу Николаевского месторождения (мешкообразная с поднятой горловиной); она полностью отработана.

Всего на месторождении 13 основных залежей: Риддерские 1-я и 2-я, Центральная, Победа, Перспективная, Заводская, Быструшинская, Северо-Восточная, Юго-Западные 1, 2, 3-я, Белкина, Крюковская. Хотя в целом руды колчеданно-полиметаллические, в них выделяются также свои последовательно образованные разновидности: серноколчеданные, слоистые полиметаллические (седиментные), массивные и прожилково-вкрапленные полиметаллические, серноколчеданно-медно-цинковые, барит-полиметаллические, серицит-полиметаллические (метасоматические).

По нашим данным и исследованиям И. В. Покровской, О. А. Ковриго [205] и других, руды месторождения образовались в три стадии: раннюю вулканогенно-осадочную, сопровождаемую гидротермальными процессами; основную гидротермальную с тремя подстадиями (серноколчеданной, цинково-медной и барит-полиметаллической) и позднюю гидротермально-регенерационную, также не выходящую за рамки девона.

Слоистые ленточные полиметаллические руды развиты на северо-западном фланге месторождения в опущенном блоке среди алевролитов крюковской подсветы и образуют несколько промышленных пластов. Каждый из них состоит из многочисленных параллельных прослоев и слоев (от долей до десятков сантиметров), представляющих настоящие ритмы из сплошных сульфидов (сфалерит, пирит, галенит, халькопирит), чередующихся с прослоями известковистых, доломитовых и углистых алевролитов (рис. 37).

В рудах и вмещающих алевропелитах встречаются проявления гравитационных текстур, оползней, рудные и породные конкреции, глобулы, угловатые или окатанные обломки вулканических выбросов и даже остатки раковин брахиопод и остатки кораллов. Нижние, реже верхние части рудных слоев более раскристаллизованы: нижняя поверхность бугристая, верхняя — более ровная, направление кливажа совпадает с осями микроскладок в породах и рудах. В составе руд много карбонатов, и они пересекаются карбонатными прожилками альпийского типа. Ленточные руды, залегающие в основании баритовых куполов, расчленяются и разъедаются массой барит-полиметаллических руд.

В одной из камер высотой около 8 м мы насчитали около 15 рудных микроритмов мощностью 10 см и более. От основания к кровле каждого ритма наблюдается постепенное сокращение мощности отдельных рудных слоев. Суммарная мощность рудоносного горизонта составляет десятки метров, а протяженность — сотни метров. Руды не сопровождаются гидротермальными изменениями и обнаруживают все признаки синхронного седиментогенеза (усадка, дегидратация, оползание, ритмичность, переменный состав, переходные зоны к осадкам, гравитационные текстуры, перемены и т. д.). Особенно интересны гравитационные мешки сплошных сульфидов среди алевропелитов, оползневые брекчиевого вида скопления сульфидов в деструктурированной массе алевропелитов. Рудные полоски сопровождаются рассеянной вкрапленностью и даже стяжениями сульфидов в боковых алевропелитах (рис. 38, а, б). Рудные слои и ритмы

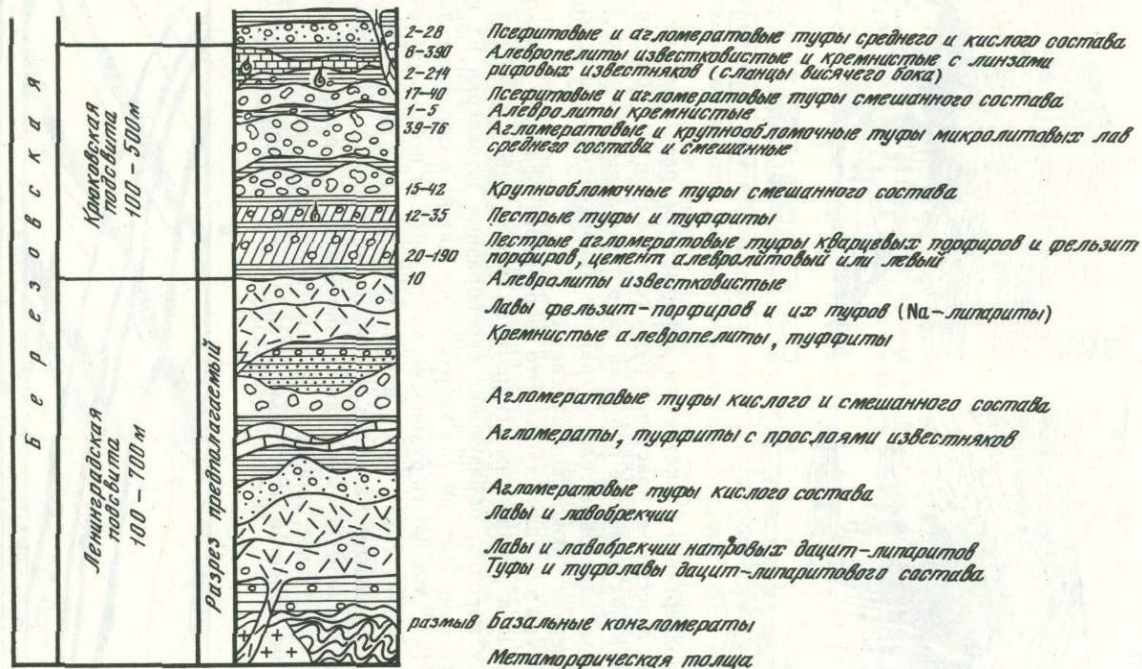
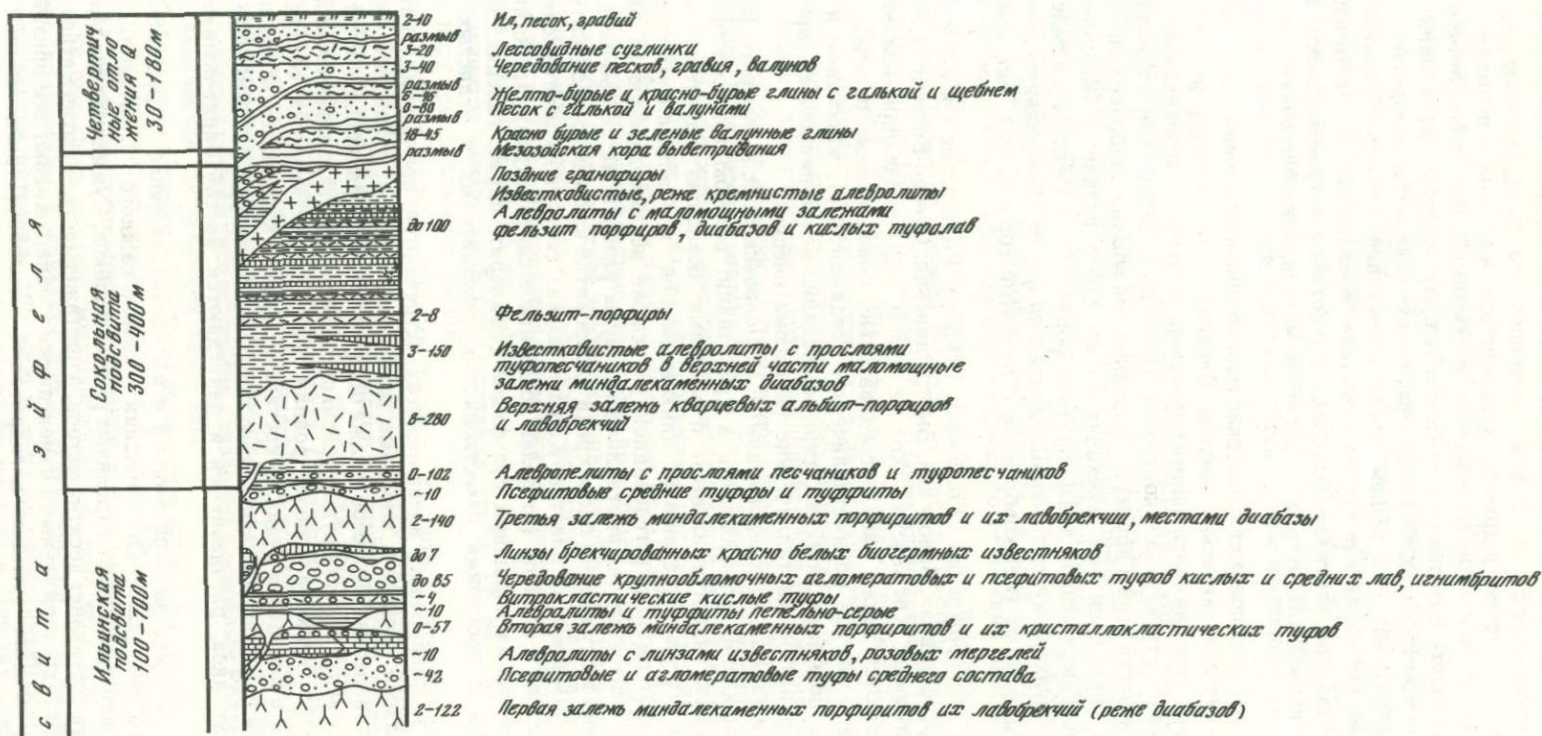


Рис. 34. Сводная стратиграфическая колонка Лениногорского рудного поля

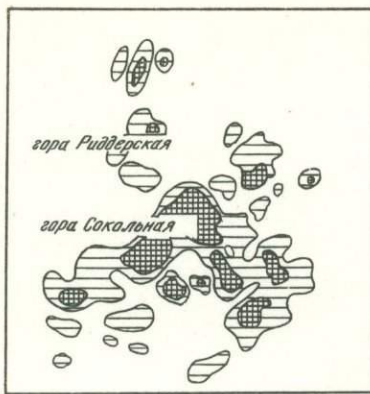
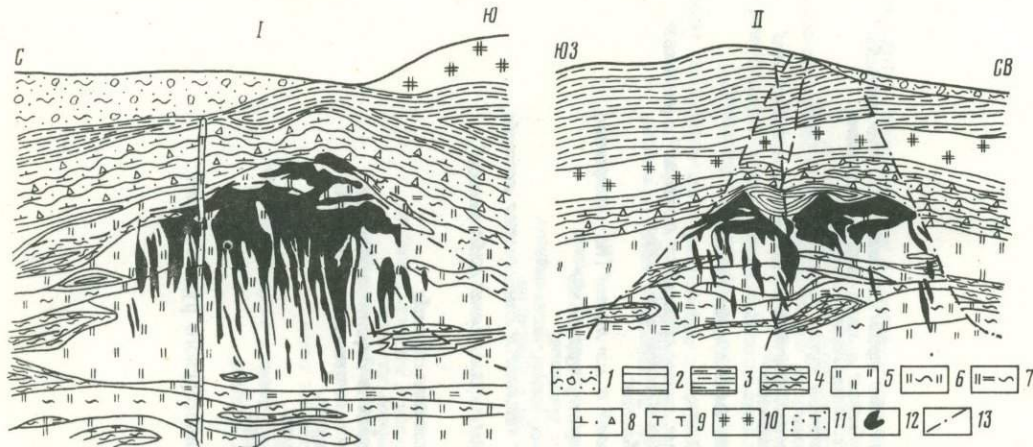


Рис. 35. Островное размещение рудных тел Риддер-Соколовского месторождения (заштрихованы богатые руды)

Рис. 36. Разрезы через рудные залежи Риддер-Соколовского месторождения: I — Юго-Западную, II — Победу (по данным Лениногорского рудника)

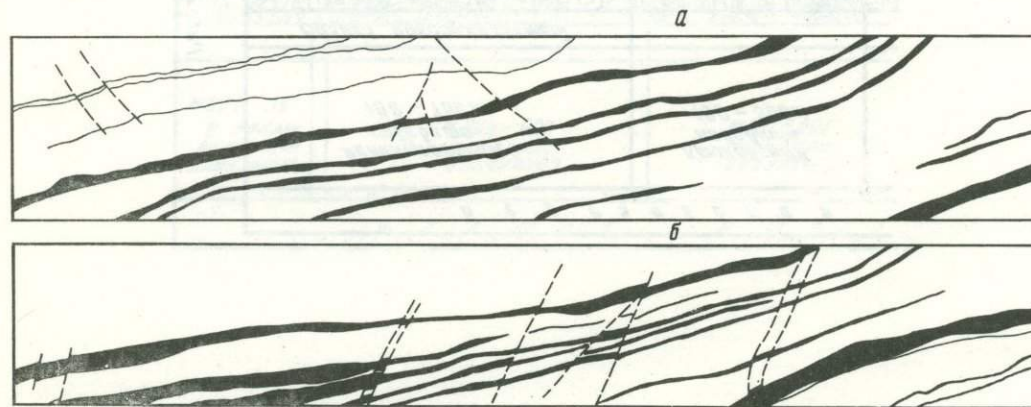
1 — рыхлые отложения; 2 — алевропелиты; 3 — известкостые алевропелиты; 4 — серицитизированные алевропелиты; 5 — микрокварциты; 6 — серицит-хлорит-кварцевые породы; 7 — серицитизированные микрокварциты; 8 — агломератовые туфы смешанного состава; 9 — миндалекаменные плагиоклазовые порфириды; 10 — кварцевые альбит-порфиры; 11 — диабазы и диабазовые порфириды; 12 — полиметаллическая руда; 13 — разломы



вместе с породами подверглись пликативным деформациям, разрывам (см. рис. 38) и даже будинированию. Массивные пластовые руды того же горизонта близки по составу к ленточным, однако в них заметнее проявлен гидротермальный процесс. Кроме того, они образуют согласные пластовые тела на границе микрокварцитов и перекрывающих их алевропелитов в верхах крюковской подсвиты.

Медно-цинковые руды залегают глубже. Это кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовые жильные, агрегативные и вкрапленные гидротермальные руды в кварцитах (бывших силицитах) и других породах, образующие своеобразные штокверки из поперечных к пластам крутопадающих жил, иногда кверху переходящие в сплошные линзы колчеданов (Риддерская I-я). Мощность рудоносного горизонта от нескольких до сотен метров. В протяженных жилах снизу вверх намечается зональность и смена медноколчеданных руд медно-цинковыми, а затем и свинцово-цинковыми. В отличие от предыдущих мелкозернистых описываемые руды крупнозернистые, а распределение оруденения неравномерное — гнездовое, линзовое, прожилковое, вкрапленное.

Еще более поздним является барит-полиметаллическое оруденение, наиболее ярко



Т а б л и ц а 13

Последовательность образования минеральных ассоциаций Лениногорского месторождения (по [205])

Период	Стадия	Главные	Второстепенные	Редкие	Околорудные (подрудные) изменения
Седиментно-гидротермальный	Полиметаллическая	Пирит Сфалерит Доломит Халькопирит Галенит	Блеклая руда	Серебро Золото Электрум	Серицитизация Доломитизация
Гидротермальный	Серноколчеданная (слабо проявлена) Медно-цинковая	Пирит Кварц Сфалерит Халькопирит	Блеклая руда	Молибденит Теллуриды серебра, свинца, висмута и золота	Окварцевание Хлоритизация
Метаморфогенно-гидротермальный	Барит-полиметаллическая Динамометаморфическая (сульфидно-серицитовая)	Кварц Доломит Барит Сфалерит Галенит Те же сульфиды с фенгитом в виде мономинеральных жил и гнезд в карбонатно-кварцевых жилах и рудах	Анкерит Блеклая руда Гематит	Золото	Баритизация Окварцевание Серицитизация Хлоритизация

проявленное в так называемых баритовых куполах. Здесь весьма агрессивно ведет себя барит, энергично заместивший вышележащие породы пирокластических куполов и тела сплошных сульфидов вплоть до образования своеобразных брекчий с баритовым цементом и краевыми зонами гематитизации. В этих рудах повышено содержание цинка, меди, свинца и других элементов-спутников.

Для Лениногорских месторождений весьма характерны взрывчатые брекчии, тела которых неправильной древовидной формы рассекают все типы руд и содержат их обломки, обломки боковых пород и даже гальки более древних роговиков и гранитоидов. Цемент брекчий мелкообломочный, серицитизированный с вкрапленностью и гнездами сульфидов; за пределы продуктивного горизонта брекчии не выходят.

Широким гидротермальным изменениям подверглись породы лежачего бока рудных залежей (лениногорской подсвиты), которые на десятки и даже несколько сотен метров вглубь превращены в серицит-кварцевые и иные метасоматиты с широким межгоризонтным обменом компонентами. Висячем боку залежей изменения менее значительны по интенсивности и охватывают лишь непосредственно прилегающую к рудам область; они представлены серицитизацией, хлоритизацией и сопровождаются рассеянной рудной вкрапленностью. Весьма интересны жильные и пластообразные тела особых метасоматических гидротермалитов-серицитолитов, доломитовых и хлоритовых серицитолитов, развивавшихся по зонам меж- и внутрислоевых брекчий.

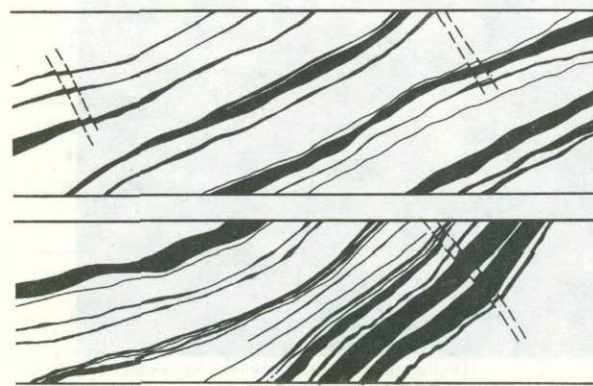
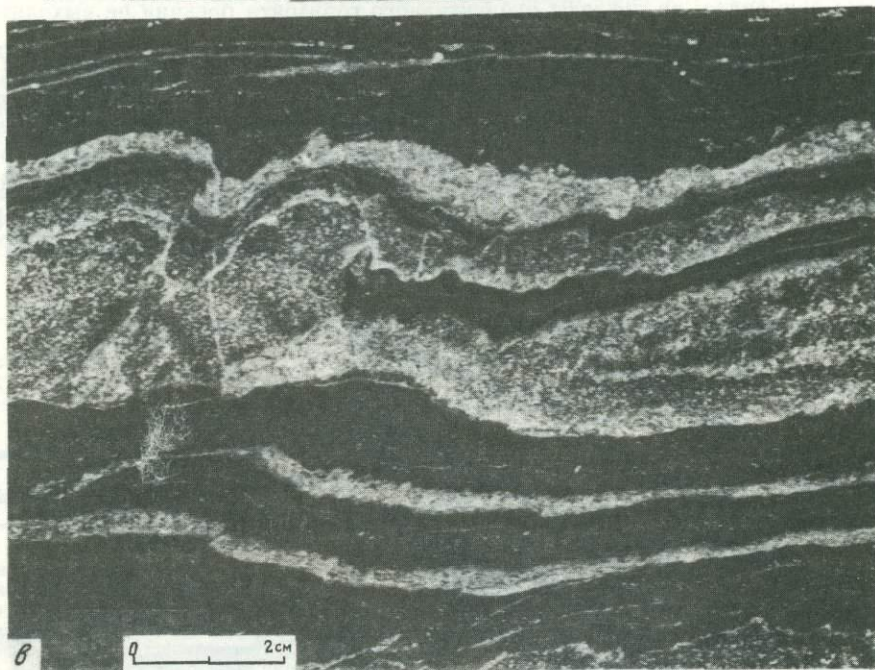
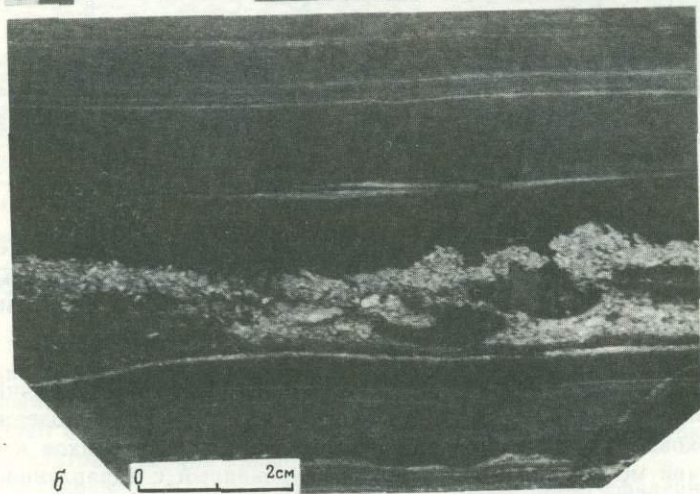
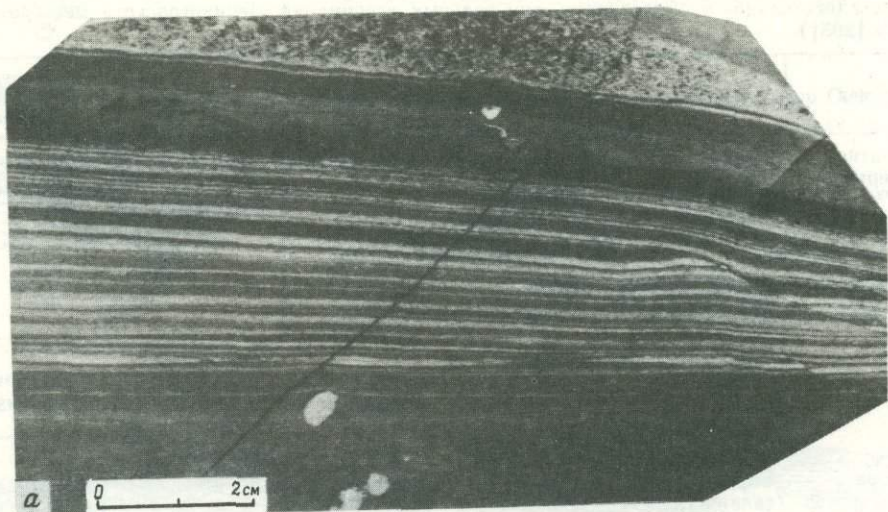


Рис. 37. Ленточные руды Лениногорска, 2-я Риддерская залежь, 14 гор., камера 8

а — северо-восточная стенка, б — юго-западная стенка (зеркальное отображение); черное — сплошная сульфидная полиметаллическая руда, белое — углисто-глинистые алевропелиты; пунктир — разрывы (рис. с фото В. С. Рыльского (1971))



Таким образом, процесс рудообразования протекал многоактно в условиях затухания вулканической деятельности и высокой сейсмичности. Общая последовательность минералообразования только для главных рудных горизонтов показана в табл. 13. Здесь не учтены еще ранние колчеданы, окисные железные руды, известные в районе ключа Вдовинского, а также более позднее стратифицированное оруденение в разрезах вышележащих ильинской и сокольской подсвет. Изотопы свинца и серы на Лениногорском месторождении изучали многие исследователи. По их данным, изотопные составы породных и рудных свинцов практически одинаковы.

$$\text{Руды } \frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = 17,96; \quad \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15,65; \quad \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 38,08.$$

$$\text{Породы } \frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = 17,99; \quad \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15,67; \quad \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 38,04.$$

Сера сульфидов, относительно однородная для всех стадий, приближается к метеоритной. Некоторые тонкости заключаются в небольшом диапазоне рассеяния для разных генераций (~12%), «облегчении» изотопов с развитием гидротермального процесса каждой стадии и в ряду пирит—сфалерит—халькопирит—галенит и «утяжелении» в начале стадий. Все эти данные говорят в пользу предположения о едином источнике рудного и породного свинца и серы.

Общая вертикальная зональность оруденения на месторождении выглядит следующим образом (сверху вниз): барит-полиметаллические руды, полиметаллические руды, медно-цинковые руды, медноколчеданные руды. Сеоноколчеданные руды не образуют крупных скоплений, и размещение их изучено еще недостаточно.

Бутачихинско-Кедровская рудная зона

Включает несколько линейных рудных полей. Приурочена к эйфельскому узкому троговому прогибу северо-западного простирания на краю Синошинского горстового поднятия. Протяженность зоны превышает 80 км, ширина всего 2—8 км благодаря тектоническому сжатию. Здесь имеется полный разрез осадочно-вулканогенных толщ среднего и верхнего девона, начиная от лениногорской подсветы эйфеля и кончая белоубинской свитой франа общей мощностью до 4 км. В пределах ослабленной подвижной зоны шовного типа позднее, при сжатии, сформировались линейные крутые складки (даже с запрокидыванием на юго-запад), а затем и зона смятия — одна из юго-западных ветвей Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая; она ограничивает с юго-запада Лениногорское рудное поле. Здесь известно около десяти цепочечно расположенных колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, главным является Тишинское полиметаллическое (существенно цинковое).

Тишинское месторождение расположено в узкой долине правого притока р. Ульбы, примерно в средней части зоны. Оно было открыто в 1958 г. Его изучали Б. В. Маньков, Ю. Ф. Олейник, И. Я. Польшвинный, В. А. Зубков, И. В. Покровская, В. Е. Кельх и др.

Лениногорская подсвета представлена туфами и туфолавами натриевых липаритов; крюковская — туфами, туфопесчаниками и известковистыми алевролитами. Позднее проявился чисто базальтоидный вулканизм с туфами и лавами (часто миндалекаменными) среднего и основного состава, чередующимися с туффитами, алевролитами (ильинская подсвета). Сокольская подсвета сложена главным образом алевролитами с прослоями углисто-глинистых сланцев, линзами известняков и горизонтами туфов и туфолав натриевых липаритов; отмечены довольно крупные субвулканические тела (Познопаловская интрузия).

Вышележащая успешная свита вулканогенно-осадочная, содержащая многочисленные горизонты кислых лав, туфолав, туфов, прослои алевропелитов с линзами известняков. Наконец, белоубинская свита — осадочная — сложена алевропелитами, аргиллитами. В целом разрез близок к Лениногорскому.

Породы собраны в узкие крутые, почти изоклиальные складки северо-западного простирания с субвертикальным падением крыльев, они интенсивно рассланцованы,

Рис. 38. Лениногорские руды

a — рудные ритмы в ленточных рудах, светлое — слои сульфидов; светлые пятна — стяжения галенита и сфалерита (диагенетические); *b* — седиментные и метасоматические рудные слои сульфидов в темных углстых алевролитах крюковской подсветы; *в* — деформации в ленточных рудах; светлое — сульфиды (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит)

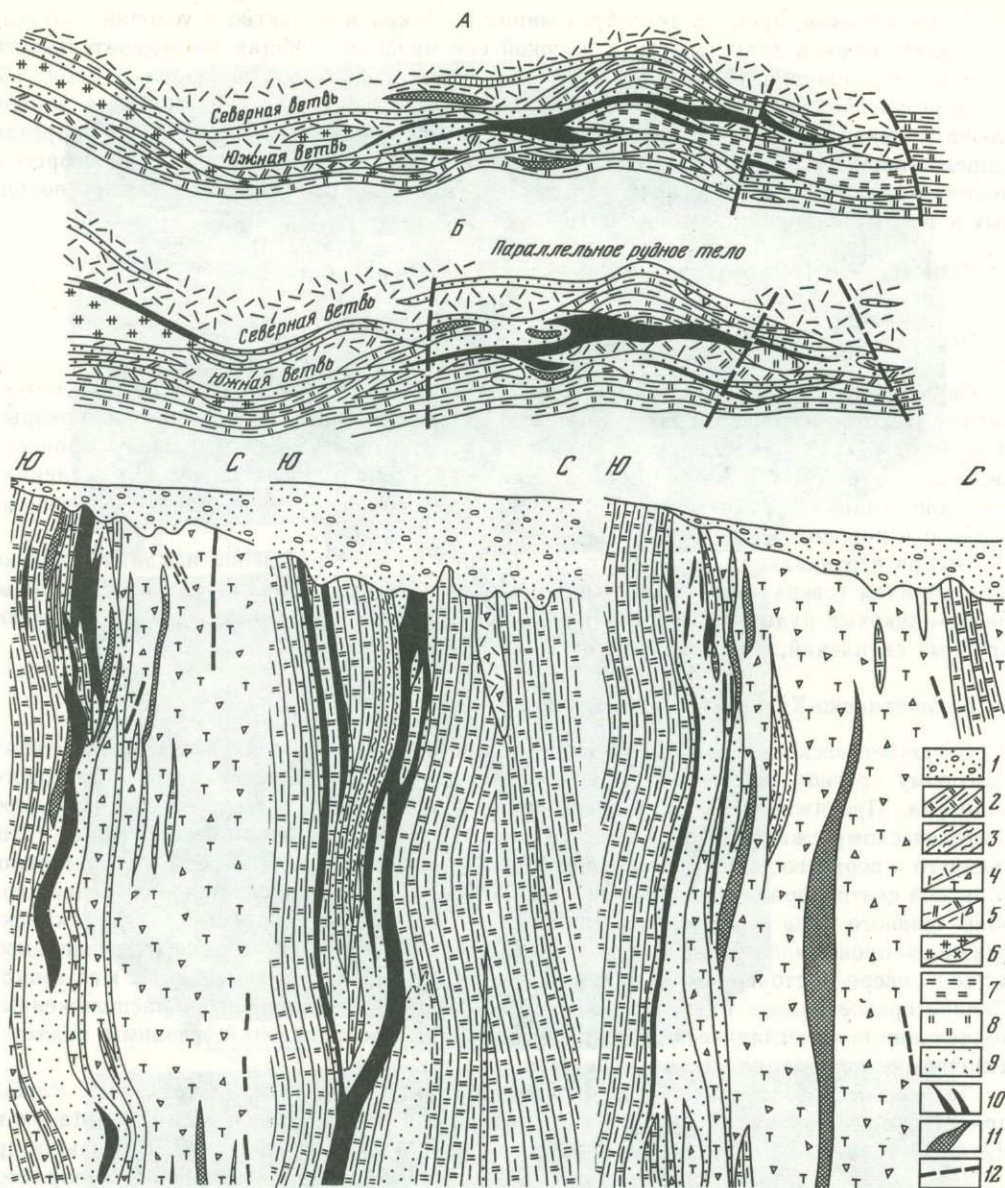


Рис. 39. Схема горизонтов (А — первого, Б — второго) основного рудного тела и последовательные с востока на запад поперечные разрезы через главную рудную зону Тишинского месторождения (по Б. В. Манькову, 1964)

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — кварц-серицитовые, кварц-серицит-карбонатные сланцы; 3 — глинисто-кремнистые и известково-глинистые сланцы; 4 — туфопорфиры; 5 — микрокварциты, серицит-кварцевые породы; 6 — альбитофиры и кварцевые альбитофиры; 7 — кварцевые жилы и зоны дробления, залеченные кварцем; 8 — кварциты; 9 — прожилково-вкрапленная медно-цинковая руда; 10 — сплошная медно-цинковая и полиметаллическая руда; 11 — серные колчеданы; 12 — разрывные нарушения

сгофрированы, отдельные слои будинированы. Стебельчатость субвертикальная, что указывает на общее сплющивание первичной вулканотектонической структуры и выжимание пород вверх. Вследствие интенсивного гидротермального и последующего динамометаморфизма породы превращены в серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, порфиroidы, филлиты. Поперечные разломы разбили рудное поле на ряд неодинаково сдундированных блоков. Месторождение состоит из системы пластинчатых залежей, расположенных в поставленной торшом субширотной рудной зоне шириной 150—150 м, залегающих согласно с вмещающими серицит-кварцевыми сланцами, туфопорфирами, силицитами и углисто-глинистыми сланцами в виде крутопадающих удлиненных залежей и линз (рис. 39). Соотношение длины и мощности главной залежи 63 : 1, она прослеживается на глубину 1 км и более.

С севера на юг (и по разрезу снизу вверх) разведаны следующие залежи.

1. Рудные тела Северо-Западной зоны — относительно небольшие пласто-линзообразные тела сплошных серноколчеданных руд и выше — прожилково-вкрапленных колчеданно-медно-цинковых руд; падение крутое к северу под углами 80—90°. Возможно, это фланговые части Основной рудной зоны.

2. Рудные тела Южной зоны — северная и южная ветви. В лежащем боку линзы сплошных серноколчеданных руд мощностью от 1—2 до 15—20 м и протяженностью по простиранию и на глубину в десятки и сотни метров (до 600 м). Намечаются два-три горизонта таких руд в интервале 30—70 м по вертикали.

Выше по разрезу и южнее серноколчеданные руды сменяются прожилково-вкрапленными медно-цинковыми и полиметаллическими; переход либо непосредственный (западный фланг), либо в промежуток имеются горизонты серицит-кварцевых сланцев шириной 10—50 м (см. рис. 39).

Нижние прожилково-вкрапленные руды образуют также плитообразные залежи, мелкие изолированные эшелонированные по простиранию линзы — части двух более выдержанных горизонтов (1-е и 2-е параллельные тела).

Верхние прожилково-вкрапленные руды Основного полиметаллического рудного тела отделены от нижних горизонтов серицит-кварцевых сланцев и туфопорфиридов шириной от 10' до 30—40 м. Они слагают северную и южную ветви Основного рудного тела, сливающиеся в его центре и расходящиеся на флангах на расстояние до 70 м. На западном фланге намечается разветвление рудных тел, на восточном — рудные тела более компактные и срезаются поздним Тишинским разломом. Мощность пласто-линзообразных тел вкрапленных колчеданно-полиметаллических руд по простиранию и падению варьирует в широких пределах. Они образуют как бы оболочку, внутри которой залегают сплошные колчеданно-полиметаллические руды, которые к западному флангу выклиниваются и сменяются прожилково-вкрапленными. Только в отдельных разрезах верхние части сплошных руд лишены вкрапленных ореолов. Утолщение в центре Основного рудного тела, где сливаются обе его ветви, имеет крутое погружение к западу, напоминающее рудный столб. Висячем боку (южном подвернутом) распространены серицит-кварцевые сланцы по алевропелитам сокольной подсветы с редкими и тонкими прослоями и линзами вкрапленных и сплошных полиметаллических руд.

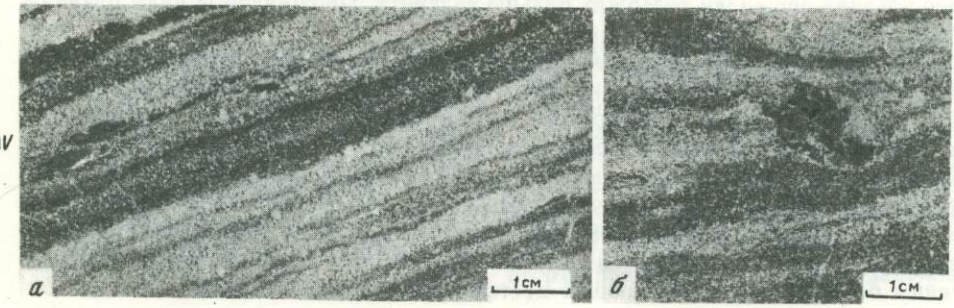
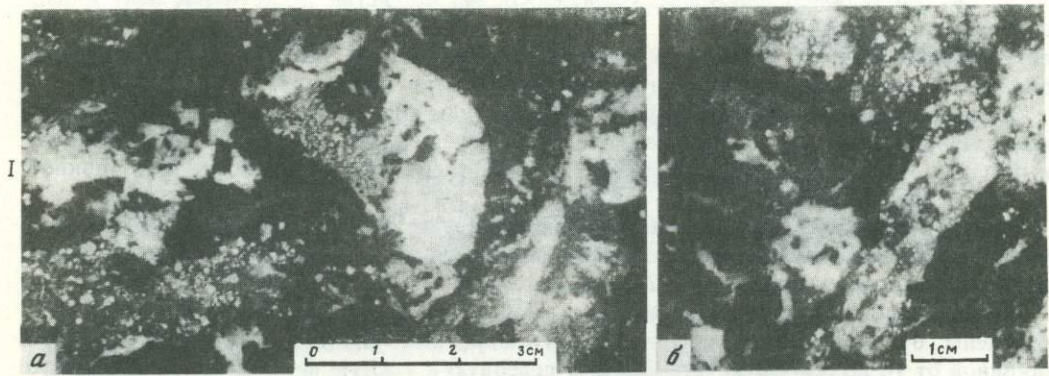
Контакты рудных залежей с вмещающими породами и внутренне между типами руд резко осложнены — разорваны, будинированы, брекчированы, массивные руды блакированы, обтекаются серицит-сланцевыми струями, рассечены кварц-карбонатными жилами. По сплошным рудам и тонким прослоям сформированы микроскладки течения. Местами образован настоящий меланж из пород и руд (рис. 40, I—III).

Состав рудных залежей достаточно сложный. Если массивные руды относятся к богатым цинком колчеданно-полиметаллическим, то прожилково-вкрапленные — медно-цинковые. Элементы-спутники — золото, серебро, кадмий, селен, таллур и др.

Серноколчеданные руды сложены колломорфным пиритом, а также жильными минералами. Они имеют полосчатую текстуру вследствие чередования полосок с разным содержанием и разной зернистостью пирита, наличием слоев халькопирит-сфалеритового состава (см. рис. 40, IV). Полосчатость согласна с реликтовой слоистостью. Отдельные линзы встречаются в качестве реликтовых среди полиметаллических руд. Ореолы пиритизации со стороны первоначального лежащего бока залежей (т. е. с севера) в несколько раз шире, чем с висячего.

Медно-цинковые и полиметаллические прожилково-вкрапленные руды залегают среди кварц-серицитовых, кварц-серицит-карбонатных сланцев, микрокварцитов (силицитов). Кварцевые и кварц-карбонатные маломощные метаморфогенные прожилки с сульфидами располагаются либо по сланцеватости, либо в поперечных направлениях. Главные рудные минералы здесь пирит, халькопирит, сфалерит, реже встречается галенит. Более поздние прожилки содержат больше галенита. Прожилковые руды развивались с наложением на серноколчеданные.

Сплошные полиметаллические руды залегают внутри прожилково-вкрапленных в виде линз и пластообразных залежей (см. рис. 39). Руды массивные с полосчатым внутренним строением, сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, тетраэдритом, кварцем. Полосчатость, согласная с общей конфигурацией тел, обусловлена чередованием полосок разного минерального состава, разной крупности зерен, разным соотношением составляющих минералов и ориентировкой минералов. Она совпадает с реликтовой слоистостью, часто и с рассланцеванием. Текстуры руд полосчатые, пятнистые; структуры тонкозернистые. В рудах встречаются округлые включения минерализованных кварцитов, останцы боковых пород, создающие местами впечатление меланжа.



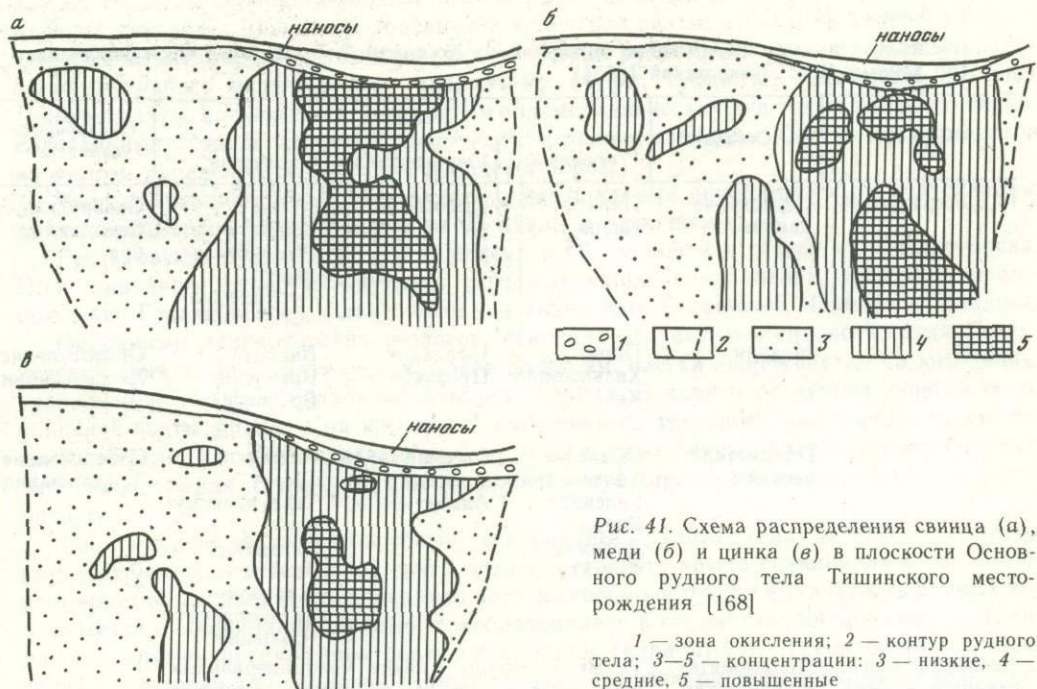


Рис. 41. Схема распределения свинца (а), меди (б) и цинка (в) в плоскости Основного рудного тела Тишинского месторождения [168]

1 — зона окисления; 2 — контур рудного тела; 3—5 — концентрации: 3 — низкие, 4 — средние, 5 — повышенные

Наблюдаются секущие прожилки крупнокристаллических галенита, сфалерита, халькопирита и кварц-карбонатные. Контакты массивных руд с прожилково-вкрапленными достаточно отчетливые.

Распределение оруденения можно проследить на примере Основного рудного тела. Из приведенных графиков (рис. 41) видно, что распределение свинца, цинка, меди подчинено субвертикальной ориентированности, но в то же время здесь нет вертикальной зональности. От лежачего бока залежей к всяческому заметно возрастает содержание свинца. Наиболее мощная центральная часть более всего обогащена всеми металлами. Нами, затем Б. В. Маньковым [168], а позднее другими исследователями было отмечено, что руды Тишинки вместе с вмещающими породами участвовали в складчатости, были даже запрокинуты, а затем подверглись динамометаморфизму (см. рис. 40), который выразился не только в уплотнении, изменении внутреннего строения минеральных агрегатов, катаклазе и измельчении зерен, но и привел к изменению первичных форм первоначально субгоризонтальных рудных тел, которые стали субвертикальными, отдельные единые тела были расчленены и разлинзованы, с других сорваны и смещены зональные оболочки, в третьих возник руднопородный меланж под влиянием неоднородного течения гетерогенной массы пород в зоне смятия [302]. Кроме того, под влиянием стресса и нового температурного поля произошла частичная регенерация и перекристаллизация руд, образование ассоциации метаморфогенных минералов, прожилков альпийского типа, наложившихся на сланцеватость и создавших видимость позднего рудообразования.

Схема последовательности рудообразования с учетом изложенного выглядит следующим образом (табл. 14).

Мы полагаем, что имеется ряд признаков, указывающих на осадочное происхождение залежей серноколчеданных и части полиметаллических руд (пластовое происхождение серно- и медноколчеданного оруденения подтверждается и изотопным составом серы (наличие биогенной)). Наконец, под влиянием альпийских блоковых движений рудные

Рис. 40. Полиметаллическая руда

I — пятнистая во внутрирудной брекчии. Светлое — кварц, зерна пирита; темное — сфалерит, галенит, халькопирит; а — продольное, б — поперечное сечение зерна. Тишинское месторождение, скв. 184, глубина 481 м; II — динамометаморфизованная; светлое — кварц, пирит; остальные сульфиды (более темное) «потекли», пронизывая иногда мозаичный кварц. Пирит катаклизирован, зерна ориентированы. Тишинский рудник, шахта, I-й горизонт; III — гофрированность серицит-кварцевых гидротермалитов; рудные слои (зернистые) будинированы, разлинзованы. Тишинское месторождение, скв. скважины, глубина около 500 м; IV — первичное ленточное строение медноколчеданной руды; темное — серицит: а — продольное, б — поперечное сечения. Тишинское месторождение, скв. 49, глубина 223 м

Т а б л и ц а 14

Последовательность образования минеральных ассоциаций Тишинского месторождения (по данным И. В. Покровской [205])

Период	Стадия	Минерал			Околорудные изменения
		основной	второстепенный	редкий	
Гидротермальный	Серноколчеданная	Пирит Кварц	Доломит	Рутил Пирротин Мельниквит-пирит Корундофиллит	Окварцевание Серицитизация
	Медная	Пирит Халькопирит Кварц Доломит	Сфалерит Прохлорит	Висмит Висмутин Брейнерит	Окварцевание Хлоритизация
	Полиметаллическая	Сфалерит Халькопирит Галенит Кварц Доломит Фенгит	Блеклая руда Кальцит Альбит	Алтаит Гессит Теллуровисмутит Сильванит Золото Марказит Арсенопирит Ильменит	Окварцевание Хлоритизация
Метаморфогенно-гидротермальный	Динамометаморфическая	Те же минералы в виде мономинеральных прожилков и гнезд в карбонатно-кварцевых жилах и рудах			

тела были разорваны, отдельные их части смещены, а особенно поднятые — сдвинуто-разорваны довольно значительно. Тем не менее сохранились крупные тела, глубоко прослеживающиеся по падению, очевидно, соответственно вертикальному размаху сплюснутых сфофрированных складок. Тишинское месторождение разрабатывается с поверхности открытым карьером.

Успено-Карелинская рудная зона

Эта зона почти параллельна Бутачихинско-Кедровской, но примыкает к Лениногорскому рудному полю с востока и одновременно ограничивает с востока в виде дугообразной полосы Синюшинский антиклинорий. Размеры ее 60×3—10 км. Здесь в эйфеле возник трог, в котором отложилась мощная осадочно-вулканогенная толща среднего—верхнего девона, включающая в низах все подсвиты Лениногорска, перекрытые успешной и белоубинской свитами общей мощностью свыше 3,5—4 км. Широко развиты поздние субвулканические интрузии кислого и основного состава, вытянувшиеся цепочками северо-западного простирания.

По данным Г. Ф. Яковлева [308], Г. Н. Щербы [301], Э. Г. Дистанова [85], породы сильно сжаты, собраны в линейные узкие продольные складки, часто запрокинутые. Позднее появилось интенсивное расщепление в виде полос шириной в сотни метров и протяженностью во многие километры, в совокупности создавшие ветвь Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая. Движения имели характер сбросо-сдвиговых, а завершались надвиганием по Успенскому надвику пластин с северо-востока на блок Лениногорского рудного поля.

В рудной зоне расположены колчеданно-полиметаллические, медно-цинковые серноколчеданные и железные месторождения, объединяемые четырьмя рудными полями: Сакмарихинским, Гуслияковским, Стрежным и Успенско-Шубинским. В Белоубинской подзоне выявлено новое перспективное рудное поле Осеннее. Многие месторождения выявлены лишь за последние годы с помощью геофизических работ, оправдавших высказанные ранее прогнозы о перспективах вулканогенного оруденения в зонах глубинных разломов.

Пока мало изученное **Сакмарихинское рудное поле** линейного типа расположено у смыкания на северо-западе трех подзон — Успено-Карелинской, Белоубинской и Черноубинской, переходящих в одну Сакмарихинскую, принимающую субширотное простирание. К нему приурочены Сакмарихинское, Левобережное, Правобережное, Пахотинское, Снегирихинское, Геофизическое и др. колчеданно-полиметаллические место-

рождения. Руды серноколчеданные и полосчатые колчеданно-полиметаллические залегают на контактах ильинской подсвиты и успенской свиты, а также в успенской свите вблизи контакта ее с белоубинской. Общей чертой рудовмещающего разреза является смена активного эксплозивного вулканизма (туфы, туффиты) периодами затишья (алевропелиты, аргиллиты). В основании полиметаллических руд также залегают серноколчеданные. Породы лежачего бока гидротермально изменены. Состав метасоматитов во многом определяется составом исходных пород.

Рудные линзопластовые тела вместе с вмещающими породами собраны в складки, динамометаморфизованы, разрезаны на линзы и растащены.

Гусялковское рудное поле расположено в 40 км почти к северу от Лениногорска. Поле линейного типа, вытянутое в северо-западном направлении, включает месторождение Гусялковское с фланговыми участками Юго-Восточный, Чекмарь и Звездное.

По данным лениногорских геологов, основная структура — сильно сжатая Гусялковская синклиналь с размахом крыльев до 2,5 км, слегка запрокинутая на юго-запад, усложненная мелкими складками второго порядка. В ядре — осадочные породы белоубинской свиты франа, а на крыльях — существенно вулканогенные породы успенской свиты эйфеля. Кислыми вулканидами сложены и ядра антиклиналей второго порядка. Эта полиформная структура еще осложнена субширотными ступенчатыми перемещениями.

Многочисленные линзопластовые, седловидные рудные тела залегают согласно, сконцентрированы в успенской свите северо-восточного крыла синклинали и на ее юго-восточном замыкании. Первоначально восток-северо-восточная вытянутость рудных тел в процессе сплющивания, видимо, преобразовалась в общее столбообразное залегание пачек с крутым погружением согласно крыльям складчатости. Такая общность залегания характерна для сгущения рудных тел всех участков рудного поля, которые отстоят друг от друга на расстояниях 400—500 м.

Линзопластовые крутопадающие тела сплошных и вкрапленных руд всех участков залегают пачками согласно в породах успенской свиты и иногда соединяются с корневыми жильными телами. В лежачем боку распространены гидротермально-измененные кислые вулканиды (туфы липаритов), а в висячем — серицитизированные сланцы и алевропелиты белоубинской свиты. В нижних частях пачек залегают серноколчеданные прослои и линзы, прожилково-вкрапленные медно-цинковые руды, а в верхних — существенно полиметаллические, нередко тонкослоистые небольшой мощности. Всего в рудном поле насчитывается более 60 рудных тел.

Выделяются три главные стадии рудообразования: серноколчеданная медно-цинковая, полиметаллическая свинцово-цинковая и прожилковая полиметаллическая, образующие самостоятельные тела серноколчеданного, колчеданно-медно-цинкового, колчеданно-полиметаллического, барит-свинцово-цинкового, кварцево-жильно-сульфидного полиметаллического состава. Латеральная зональность заключается в обогащении фокальной зоны поздней свинцово-цинковой минерализацией. Основная масса руд гидротермально-метасоматическая, однако встречается и явно седиментные полосчатые серноколчеданные и свинцово-цинковые сплошные и вкрапленные руды. В целом руды относятся к полиметаллическим с преобладанием цинка. На участке Чекмарь рудные тела мощностью 10—50 м локализованы в трех зонах и прослежены в крыльях складки до глубины 600 м при горизонтальной протяженности всего в 100—250 м.

Вмещающие породы и руды рассланцованы, местами будинированы. Поскольку вектор движения масс при рассланцевании был ориентирован с северо-востока косо по отношению к простирацию, то произошло некоторое растекание рудных линз и пластов, будинирование вдоль струйного течения динамосланцев. Месторождение средано денудацией примерно наполовину.

Стрежное рудное поле расположено в 20 км севернее Лениногорска и юго-восточнее Гусялковского рудного поля. Включает основное место — рождение Стрежное (Стрежанское) и ряд рудопроявлений, имеющих близкое строение. Основная структура представляет собой сложную пачку вулканогенно-осадочных пород ильинской, успенской и белоубинской свит, образованную при сплющивании и запрокидывании на юго-запад погребенной цепочечной вулканической структуры эйфеля—живета. В результате возникла сплюснутая опрокинутая антиклиналь, сопряженная с Листвяжной синклиналью, усложненная складками второго порядка, нередко с ядрами из кислых эффузивов эйфеля в антиклиналях. Вдоль обоих крыльев складки вытянулись Северная и Южная и Третья рудные зоны длиной до 1,6 км и шириной в 200—300 м, включающие пачки линзопластовых рудных тел в породах успенской свиты.

Линзопластообразные рудные тела имеют северо-западное простирание и крутое согласное падение на северо-восток. В призмковых частях мелких складок под осадками белоубинской свиты сохранились чашеобразные, челноковидные и седловидные тела с крутопадающими жильными корнями. Вертикальная зональность выражается в том, что в основании продуктивной пачки залегают серноколчеданные руды, выше — вкрапленно-прожилковые колчеданно-полиметаллические, а вверху — сплошные колчеданно-полиметаллические руды.

Сначала формировались седиментные серноколчеданные и колчеданно-медно-цинковые и полиметаллические руды ритмично-слоистого строения, затем метасоматические колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые. Возможно, эти два способа рудоотложения во времени чередовались. Самая поздняя стадия — регенерационно-гидротермальная, давшая слабое прожилково-вкрапленное оруденение. Руды мелкозернистые.

В процессе внедрения субвулканических тел порфириров и габбро-даибазов возникали свои локальные парагенетические ассоциации, появился пирротин, происходила регенерация: в составе руд много висмутосодержащих минералов. Основной процесс рудообразования завершился в верхнем девоне. Всего разведано более 20 линзопластовых тел, в том числе 8 основных протяженностью в сотни метров до глубины свыше 500 м. Вмещающие породы гидротермально изменены (серицит-кварцевые метасоматиты, хлоритизация, альбитизация). При последующей складчатости рудные тела были выведены из субгоризонтального положения в крутонаклонное, формы их усложнились. Последующее динамометаморфическое течение привело к разлинзованию, местному скучиванию рудного вещества (в том числе и протрудированию), раздробленности и частичной перекристаллизации пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовых агрегативных руд. Поздние дайки переменного состава и разломы расщелили и сместили отдельные части рудных тел и зон.

Успенско-Шубинское рудное поле

Примыкает с востока к Лениногорскому и включает Успенское, Шубинское, Вышеивановское месторождения и ряд рудопроявлений.

Успенское месторождение, открытое в 1842 г., размещается в расланцованных осадочно-вулканогенных породах кровяковской свиты эйфеля, превращенных вдоль зоны смятия в порфиroidы, серицит-кварцевые сланцы с линзами кварцитов и диабазов.

Прожилково-вкрапленные полиметаллические руды слагают 11 небольших согласных залежей и одну жилообразную субмеридиональную зону в кварцитах. Последняя интересна тем, что, помимо секущего положения, руды в ней не метаморфизованы и, возможно, представляют собой регенерированный тип. Полные перспективы начинают выявляться только сейчас в связи с возобновлением поисков новых рудных тел (вновь выявлено 9).

Шубинское месторождение расположено северо-восточнее Успенского в породах усепенской свиты на контакте ее с белоубинской на крыле Листвяжной синклинали. Оно известно с 1846 г. Вмещающие породы попали в одну из полос зоны смятия и потому довольно интенсивно расланцованы. В зоне северо-западного простирания выявлено два основных и три второстепенных согласных линзообразных рудных тела. Это крутопоставленные (первично субгоризонтально залегавшие) рудные залежи существенно колчеданно-полиметаллических руд протяженностью в 100—150 м, но прослеженные по падению до 600 м. В отдельных разрезах наблюдается обычная зональность от лежачего бока рудной зоны к висячему: здесь на 60—120 м по вертикали происходит смена залежей: серноколчеданные, затем выше прожилково-вкрапленные, реже массивные медноколчеданные и медно-цинковые, еще выше — сплошные и вкрапленные полиметаллические. В лежачих боках сплошных линз местами видны жильно-прожилковые кварц-сульфидные корневые тела. Минеральный состав руд обычен, лишь изредка встречаются еще арсенипирит и рутил.

Текстуры руд массивные, полосчатые, пятнистые, порфиридные. Различаются первичные полосчато-слоистые и вторичные полосчатые динамометаморфические со следами течения. Поздними разломами рудные линзы рассечены и смещены.

Выше-Ивановское месторождение находится на юго-восточном фланге Успенно-Карелинской зоны на северном склоне Ивановского бейла. Здесь вдоль контакта ильинской и сокольной свит в северо-западном направлении, несколько косо к простиранию пород, проходит зона дробления мощностью в 30—40 м и протяженностью более

2 км, содержащая на большом протяжении фрагменты сплошных и вкрапленных медно-цинковых и полиметаллических руд.

Первичные линзопластовые рудные тела, по-видимому, были деформированы, расчленены и превращены в зону брекчий, насыщенную обломочным рудным материалом. Размеры наиболее крупных рудных обломков превышают 1 м в поперечнике.

Зыряновский рудный район

Представляет собой сочетание рудных полей островного характера — Зыряновского, Малеевско-Путинцевского, Греховского и др. Тектоническое строение выражено наличием крупной брахиформной антиклинорной структуры субмеридиональной ориентировки (Ревнюшинская антиклиналь), сложенной осадочно-вулканогенными породами среднего и верхнего девона, усложненной отдельными выступами. Судя по тому, что ядра структур сложены по преимуществу вулканитами, это явно вулканотектоническая структура. Здесь известно основное Зыряновское месторождение и более 30 средних и мелких месторождений и рудопоявлений полиметаллического состава, реже медных и окисных железных. Все они тяготеют к контактам собственно вулканических пород среднего девона (кислые эффузивы и пирокласты) с перекрывающими вулканогенно-осадочными.

Ревнюшинская вулканотектоническая структура первоначально представляла собой сложное вулcano-купольное сооружение островного типа на метаморфизованном цоколе с главной Ревнюшинской вершиной и многими побочными конусами эффузивно-пирокластического состава ревнюшинской свиты нижнего эйфеля, расположенными либо на склонах, либо через прогибы на удалении (Зыряновский вулcano-купол). В последующем в среднем-верхнем девоне началось некоторое нивелирование рельефа вулканогенно-осадочным чехлом (маслянская и хамирская свиты), произошли субвулканические интрузии кислого и среднего состава. Визе начались складчатые деформации, а позднее, в среднем — верхнем карбоне, гранитоидные интрузии и затем мощное смятие — сжатие, сплющивание структуры с осью наибольшего сжатия северо-восточного и субмеридионального (для Зыряновского вулcano-купола) направлений. Произошло не только смятие, образование брахиформных складок, но и смещение отдельных блоков по разломам. Все это необычайно усложнило структуру данного гетерогенного сооружения. В альпийский цикл добавились еще блоковые движения, выдвинувшие жесткие ядерные части островной структуры на поверхность, в том числе и ядро Зыряновского вулcano-купола («горст-антиклинали»).

Зыряновское полиметаллическое месторождение приурочено к небольшому субширотному, слабо вскрытому вулcano-куполу (горст-антиклинали), расположенному на Западном склоне Ревнюшинской структуры.

Месторождение было открыто в 1791 г., изучение и разработка его продолжают по настоящее время, здесь действует мощный горно-обоганительный комбинат. Изучение и разведка месторождения особенно усилились в советский период. Последние опубликованные его описания с учетом материалов предшественников составлены Н. Н. Биндеманом, А. К. Каюповым, С. А. Солтаном [21, 134], которые связывают оруденение с гранитоидами, считая его постскладчатым. По данным многочисленных авторов и наших наблюдений, все известное оруденение сосредоточено в пределах сплюснутого субширотного вулcano-купола и его склонов — более крутого северного и более пологого южного в породах верхней части ревнюшинской свиты на контакте ее с маслянской. Ядерная часть вулcano-тектонической структуры сложена существенно кислыми лавами, туфами и вулканическими телами порфиров ревнюшинской свиты, реже встречаются порфириды. Вдоль оси прослеживается синклиналь второго порядка, на крыльях и замке которой также размещаются согласные рудные залежи. Выше согласно залегают преимущественно осадочные породы: известковистые алевролиты с прослоями глинистых, кремнистых и углистых сланцев и линзами известняков (маслянская свита). В середине разреза маслянской свиты залегают две субвулканические залежи порфиров — южная и Северная мощностью 20—200 м. Общая мощность свиты 350—500 м. Хамирская свита верхнего девона представлена чередованием глинистых сланцев, алевролитов мощностью 400—700 м. Она согласно перекрывается осадками нижнего карбона — углисто-глинистыми сланцами, алевролитами с горизонтами порфиритов и туфов.

Осадочные породы прорываются мелкими дайкообразными и пластообразными телами диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-порфиритов девона и нижнего карбона, а также многофазными интрузиями габбро-диоритов и гранодиорит-гранитов раннезмейногорского и змейногорского комплексов. Широко распространены в районе дайки

плагиогранит-порфи́ров, диоритовых порфи́ритов, диабазов и лампрофи́ров. Они рассекают все породы, складчатые структуры и даже зоны рассланцевания. Значительные площади заняты молодыми рыхлыми отложениями кайнозоя — красными глинами неогена, песками и галечниками.

Вдоль осевой плоскости проходит мощная зона рассланцевания, пересекающая все породы и руды. Помимо струйчатого рассланцевания, в зоне наблюдаются будинаж, гнейсовидность, разлитообразование, окатывание блоков жестких пород, несущих на поверхностях борозды скольжения.

Проявления метаморфизма рудовмещающих толщ, по А. К. Каюпову [134] и М. Г. Хисамутдинову [285], развивались в такой последовательности: региональный, контактовый и, наконец, самый поздний гидротермальный, рудный. По всей совокупности данных, исследованиям Б. И. Вейц [41], Н. И. Воронцова [52], включая и данные по всем остальным рудным районам, мы считаем, что последовательность была иной, а именно: наиболее ранний гидротермальный метаморфизм был связан с формированием субаквальной вулканической толщи, на отдельных участках он перерастал в рудный; за ним следовали по крайней мере две стадии динамотермального метаморфизма в связи со складчатостью и последующим смятием. Затем метасоматиты прорывались интрузиями, вызывавшими локальный контактовый и гидротермальный метаморфизм, регенерацию метасоматитов и руд. Таково различие в оценке развития событий.

Метаморфизм в связи с оруденением в рудном поле выражен оккарцеванием, серицитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией, сконцентрированными в ядерной части структуры. Сульфиды образовывались метасоматическим путем и путем отложения из растворов, включая, видимо, и вулканогенно-осадочное. Промышленные руды возникли при средних температурах, а в более низкотемпературную стадию образовались барит, карбонаты, кварц, хлорит, мусковит, альбит, пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Послерудная стадия завершилась регенерацией и образованием кварцевых и кварцкарбонатных жил. Количество барита увеличивается в верхних горизонтах месторождения и на его западном фланге.

Основная рудная структура Зырянки в пространстве выглядит в виде опрокинутой ванны с приподнятым гребнем в центре со сдвинутой верхней частью и субвертикальными линзо-жилообразными зонами метасоматитов. Отдельные рудные тела представляют собой блоки вкрапленных полиметаллических руд с участками сплошных руд в сводовой части, вытянуты широтно в зоне длиной более 3 км и шириной от десятков метров на западном фланге до 1 км на восточном (рис. 42).

По вертикали оруденение прослежено вдоль погружения крыльев до глубины 1200 м. По интенсивности оно уменьшается с запада на восток и с глубиной. Наиболее богатые руды залегают под известково-глинистыми сланцами маслянской свиты. Глубже этой поверхности основная рудоконтролирующая роль принадлежит субвертикальным разрывным нарушениям. Наиболее крупные и мощные рудные тела приурочены к сопряжениям разрывов северо-западного и широтного простирания.

Всего на месторождении известно восемь рудных зон (Промзон), включающих, по данным упомянутых авторов, следующие формы рудных тел.

1. Жилообразные тела сплошных сульфидных руд Внутренней зоны, Центральной и других тел Северной зоны, Южной линзы Маслянской зоны; они отличаются большой протяженностью (сотни метров), переменной мощностью и резкими контактами с вмещающими породами.

2. Столбообразные тела на пересечении разрывов северо-западного и широтного направлений, либо на контакте со сланцами (рудные столбы южных линз Заводской залежи Маслянской промзоны и Юго-Восточной залежи, линзы Центральная и Покровская Северной зоны и др.).

3. Пологие седловидные тела в купольных частях структур под покровом экранирующих пород; при этом всякие бока повторяют поверхность перекрывающего горизонта, а лежащие имеют сложную конфигурацию с отходящими вниз ответвлениями — корнями (верхние горизонты Маслянской зоны).

4. Крупные линзовидные тела, залегающие согласно с рудовмещающей толщей (центральная часть Южной промзоны и Юго-Восточной залежи, верхняя часть Заводской залежи и др.).

5. Пластообразные тела с пологим склонением, совпадающим с напластованием (тела северного крыла Маслянской зоны, некоторые тела Южной промзоны и др.).

6. Тела неправильной формы вкрапленно-прожилковых руд (участки Маслянской, Южной и Северо-Восточной зон).

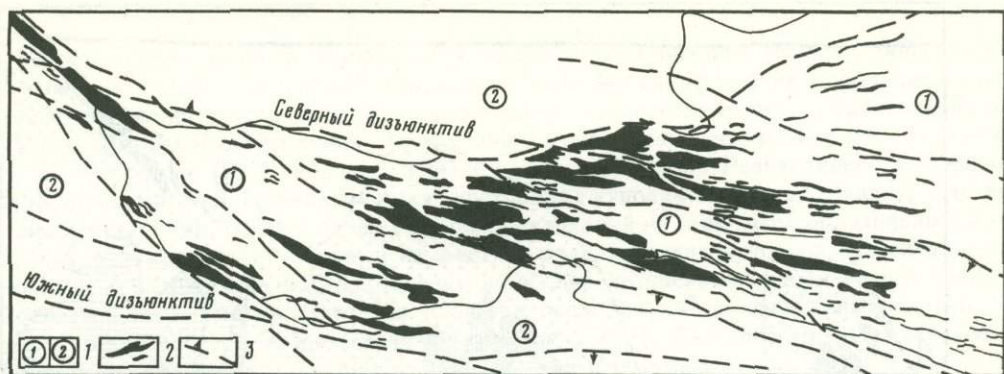


Рис. 42. План одного из горизонтов Зырянского месторождения (по данным Зырянского рудника)

1 — отложения ревньюшинской свиты (1) в ядре структуры, породы маслянской свиты (2); 2 — рудные тела; 3 — разрывы

Авторы указывают, что сплошные руды часто содержат останцы вмещающих пород, а в микрокварцитах богатые руды иногда образуют сложную сеть прожилков. Переходы между богатыми и вкрапленными рудами постепенные. По соотношению главных компонентов выделяются следующие разности: цинковые, свинцово-цинковые, медно-свинцово-цинковые, цинково-свинцовые, свинцовые.

По некоторым данным, пластообразные рудные тела обнаруживают стратиграфическую зональность: внизу располагаются существенно колчеданные руды, а вверху — полиметаллические и свинцовые. Гидротермальные изменения сосредоточены в лежачем боку.

Основную массу оставшихся руд составляют вкрапленные мелко- и среднезернистые, в микрокварцитах преобладают тонкопрожилковые, реже вкрапленные. В зонах расланцевания в них развиваются полосчатые текстуры. Развита структура отложения — интерстициальная, гипидиоморфнозернистая, субграфическая, реже структуры замещения — коррозионная, реликтовая, петельчатая и др.

Сплошные руды образуют крутопадающие жилообразные тела, линзы, рудные столбы, круто склоняющиеся в западном направлении и переходящие в прожилково-вкрапленное оруденение. Сульфиды составляют 80—90% рудной массы; это тесно сросшийся мелкозернистый агрегат сульфидов свинца, цинка, меди, дисульфидов железа; остальная часть сложена кварцем, кальцитом, баритом, хлоритом и серицитом.

Преобладает массивная текстура, менее распространена полосчатая, представляющая чередование слоев сфалерита, халькопирита, галенита и пирита. В крайних частях рудных тел иногда наблюдается линзоватопятнистая и брекчиевидная текстуры. Широко развиты структуры отложения и замещения. Реже встречаются структуры распада, периферических каемок и катаклаза. Здесь заметим, что, по нашим наблюдениям в открытом карьере, сплошные руды среди расланцованных пород катаклазированы, а отдельные тела будинированы, что подтверждает более ранние выводы Б. И. Вейц и Н. И. Воронцова [41, 52] о наложении динамометаморфизма на руды. На это же указывает и мелкозернистость руд. Отсюда вытекает, что мы можем говорить о порядке кристаллизации не первичных руд, а лишь их регенерированных парагенезисов. Крупнокристаллические руды встречаются спорадически в виде жил, прожилков, гнезд в сплошных рудах. Минеральный состав их аналогичен. Порядок отложения парагенезисов следующий: кварц—пирит—сфалерит—кварц—халькопирит—галенит—блеклая руда—пирит—кварц—кальцит. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит; второстепенные — сурьмяные блеклые руды — тетраэдрит и его разновидности (фрей—бергит, зандбергит, ферротетраэдрит). Авторы отмечают слабо проявленную вертикальную зональность, несмотря на значительный диапазон оруденения. Пожалуй, только для барита отмечено резкое обеднение с глубиной.

Б. И. Вейц [41] выделяет три стадии рудообразования. В первую образуется большая часть кварца и пирита, во вторую — сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, блеклая руда, барит, кальцит, доломит, кварц, а в третью — метаморфическую — происходили катаклаз, пластическая деформация, перекристаллизация и регенерация руд. В последнее время рудный процесс многими разделяется на три стадии: серноколчеданную, полиметаллическую и стадию отложения крупнокристаллических сульфидных руд.

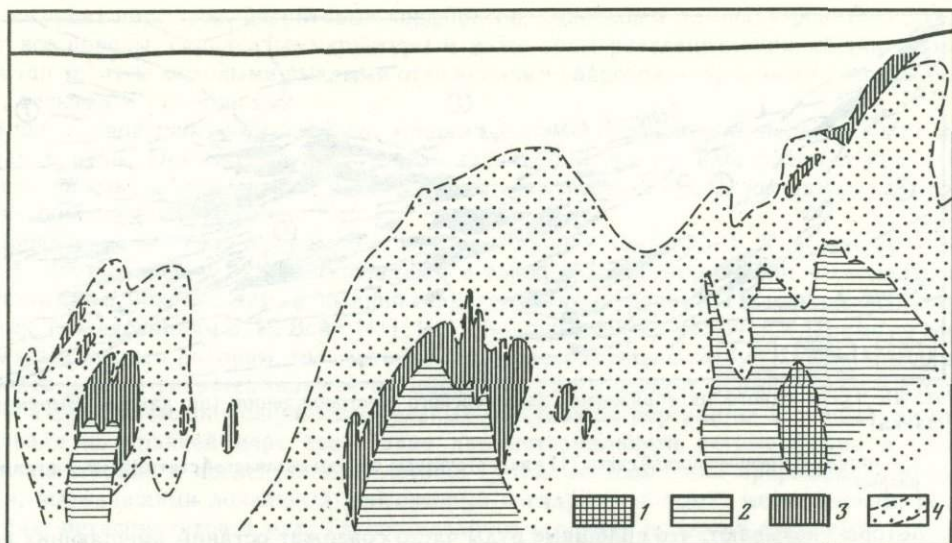


Рис. 43. Схема зональности оруденения Зырянского месторождения (по Е. А. Никитину и др., 1966)

1—4 — руды: 1 — медные, 2 — цинковые, 3 — свинцово-цинковые, 4 — полиметаллические

Распределение главных элементов в современном рудном блоке таково. Наибольшая концентрация меди отмечается на нижних горизонтах, где ее содержание в два раза выше, чем на верхних (рис. 43); подавляющая часть заключена в халькопирите, остальная связана с сурьмянистой блеклой рудой. Свинец распределен неравномерно, содержания его резко колеблются в пределах двух порядков. Средние горизонты богаче (замок синклинали), но с дальнейшим углублением содержание свинца снова падает. Распределение свинца в свинцово-цинковых рудах подчиняется нормальному закону, а в остальных — ближе к логнормальному. Цинк является главным компонентом руд, содержание его во вкрапленных рудах с глубиной сначала возрастает, а затем падает. Распределение в рудах подчиняется логнормальному закону.

Второстепенные компоненты-спутники — кадмий, сера, золото, серебро, селен, теллур, висмут, ртуть, сурьма. Главным минералом-концентратором серебра является блеклая руда, но она встречается и в зонах ослюденения (щелочного метасоматоза). Концентраторами остальных элементов-спутников служат галенит, сфалерит; повышенные концентрации элементов-спутников характерны для сплошных руд. Для других элементов-спутников четких закономерностей в распределении пока не выявлено. Они присутствуют в виде изоморфной примеси, твердых растворов, мельчайших выделений собственных минералов. Расчетами установлена положительная корреляция в системе медь—свинец—цинк, указывающая на их совместное отложение. Изотопы свинца и серы такие же, как и на других месторождениях Рудного Алтая.

Большинство исследователей Зырянского месторождения утверждают, что рудообразование протекало после складчатости, расщепления, интрузий гранитоидов змеиногорского комплекса C_2-C_3 . Если правильно оценены факты и справедливы высказанные ранее выводы, то и Зырянское месторождение не отличается от других алтайских и связано с девонским вулканизмом (Б. И. Вейц [41], Н. И. Воронцов [52], Г. Н. Щерба [304] и др.) Первично слабо наклонные линзо-пластовые и крутые жилообразные формы (корни) рудных тел были нарушены, преобразованы в сводообразные седловидные и крутопадающие (на крыльях складок) тела. При динамометаморфизме часть пластовых тел была разлинзована, в рудах появились витиеватые и полосчатые текстуры, часть сульфидов раздроблена и перекристаллизована, часть регенерирована. Судя по данным термобарометрии, изменения происходили в условиях температур 300—400 °С и среднем давлении (цеолит-зеленосланцевая фация). Первичная зональность руд может быть определена только относительно главной поверхности — контакта двух свит.

Как показали работы последних лет, оруденение развито в продуктивном горизонте до глубины распространения самих структур, кроме того, его следует ожидать и в углублениях первичного вулканического рельефа за пределами Зырянского вулканокупола (вулканогенно-осадочные руды).

Греховское рудное поле

Представляет южную замыкающую часть Ревнюшинской горст-антиклинальной (островной вулканокупольной) структуры. Ядро метаморфических пород последовательно окаймляется осадочно-вулканогенными толщами ревнюшинской, маслянской свит эйфеля, хамирской свиты живета, прорванным и субвулканическими телами. По данным А. А. Шатобина [293], к концу девона на южном склоне Ревнюшинского вулканокупола сформировалась вулканическая постройка с куполами второго порядка, разделенными депрессиями. Под влиянием саурских дислокаций на этом месте образовалось поле брахиформных складок с ядрами из жестких вулканических куполов. На складчатые структуры наложилось расланцевание, наиболее интенсивное вдоль ветвей Северо-Восточной зоны смятия. Здесь на площади около 30 км² расположены колчеданно-полиметаллические месторождения Греховское I и II, Снегиревское, Сажаевское I, Александровское и ряд рудопроявлений; все они неотипны.

До последнего времени Греховское рудное поле считалось главным районом распространения постскладчатого колчеданно-полиметаллического оруденения в секущих складчатых структурах.

Ранние гидротермальные изменения в породах, которые связываются с вулканической деятельностью, выражены в серицитизации, хлоритизации, окварцевании пород ревнюшинской свиты и сопровождались колчеданным оруденением. Близ корневых частей вулканических построек проявлены окварцевание и адуляризация. Позднее образовались кварц-карбонат-сульфидные прожилки.

По составу выделяются обычные четыре типа руд: серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинковые и полиметаллические, расположенные в вертикальном разрезе продуктивной верхней части ревнюшинской свиты в перечисленном порядке снизу вверх.

Рудные тела имеют преимущественно пластообразную форму, относительно мало мощные, залегают согласно с вмещающими породами, повторяя морфологию складок в разных их частях. Вдоль крыльев складок они прослеживаются на глубины более 1 км; секущее положение в низах разреза занимают лишь корневые жилообразные тела. Зональность в рудных телах наиболее отчетлива вкрест простирания; по нашим наблюдениям, кроме гидротермально-метасоматических, здесь проявлены и слоистые седиментные руды (серноколчеданные и полиметаллические). Как установил А. А. Шатобин [293], оруденение накладывается на эйфельские субвулканические тела, но руды пересекаются дайками диабазовых порфиритов верхнего девона. Рудные тела деформированы в процессе складчатости и последующего расланцевания, будинированы. Под влиянием динамометаморфизма в рудах появилась сланцеватость, плейчатость, дробление и частичная перекристаллизация. На контакте с более молодыми интрузиями руды метаморфизованы и частично регенерированы.

Таким образом, колчеданно-полиметаллическое оруденение Греховского рудного поля относится к тому же рудноалтайскому типу и формировалось также в связи с девонским вулканизмом до складчатости.

Змеиногорское рудное поле

Расположено в северо-западной части Рудного Алтая в пределах одноименной синклинали на северо-западном окончании Быструшинского синклинория. Синклираль сложена осадочно-вулканогенными породами среднего девона, относительно слабо метаморфизованными. Здесь известны следующие месторождения: Змеиногорское, Петровское, Зареченское, Преображенское, Карамышевское, Среднее, Восточное, Стрижковское, Матвеевское, Корбалихинское и др. По соседству расположена Лазурская группа месторождений. Характеристика рудного поля дается главным образом по данным В. П. Дмитриева [92].

Змеиногорское полиметаллическое месторождение известно с первой половины XVIII столетия, приурочено к крылу сравнительно пологой второстепенной брахиантклинали северо-западного простирания. Рудная зона имеет многоярусное строение. В низах рудовмещающей пачки среднего девона, залегающей на каледонских породах, среди туфов кварцевых порфиритов, аргиллитов и известняков локализованы мелкие линзовидные тела полиметаллических руд. Над ними в мощной линзе кварцитов обособлен крупный штокверк, в котором кварц-полиметаллические руды кверху постепенно переходят в барит-полиметаллические. Висячем боку минерализованной зоны залегала отработанная ныне пластообразная залежь сплошных полиметаллических руд с широкой баритовой оторочкой.

Зареченское месторождение расположено в южной части рудного поля. Приурочено к небольшой грабен-синклинали, ограниченной двумя близширотными разломами. Залегание вулканогенно-осадочных пород переменено-наклонное, а на крыльях доходит до вертикального и даже запрокинутого. Известно несколько сближенных дайковых тел субвулканических кварцевых альбитофиоров мощностью 5—60 м. Кроме того, на месторождении насчитывается до 40 крутопадающих даек габбро-диабазов и диабазовых порфиритов субширотного простирания мощностью 0,5—5 м. Имеются три крупных разлома, по которым произошли взбросо-сдвиговые перемещения с амплитудой до 0,5 км.

По мнению В. П. Дмитриева [92], на месторождении выделяются два морфологических типа рудных тел: линзы сплошных руд на контактах кремнистых аргиллитов с перекрывающими их известняками и другими породами; линзовидные и столбообразные тела прожилковых и брекчиевидных руд в зонах дробления кремнистых и других пород. Рудная зона имеет субширотное простирание и крутое падение, согласное с залеганием вмещающих пород.

Контакты рудных тел с вмещающими породами четкие; выклинивание в одних случаях постепенное, в других — резкое. Руды плотные, иногда рассеченные тонкими трещинками, выполненными хлоритом и серицитом. В более редких случаях они подверглись дроблению с образованием валунчатых руд, состоящих из рыхлой глиноподобной хлоритизированной оруденелой породы с окатанными обломками сплошных сульфидов размером до 2—3 см. Линзы сплошных руд эшелонированы в пределах одной и той же контактовой зоны и расположены одна за другой примерно с равными промежутками (линзы Нежданная, Удачная, Мартовская, Идеиная).

Руды состоят из пирита, марказита, сфалерита, халькопирита, галенита в ассоциации с кварцем, баритом, кальцитом, доломитом, анкеритом, хлоритом и серицитом и другими минералами обычной алтайской ассоциации. Существенно баритовые руды могут быть мономинеральными или содержать редкую рассеянную вкрапленность сульфидов. Барит-полиметаллические руды состоят из барита с вкрапленностью отдельных кристаллов, гнездовыми скоплениями, прожилками и линзами сульфидов; иногда руда почти нацело состоит из сульфидов, среди которых отмечаются небольшие гнезда барита. Интенсивность сульфидного оруденения уменьшается в направлении от лежащего бока рудного тела к висячему. Лежащий бок сложен барит-полиметаллической рудой, а висячий — обычно чистым баритом.

Линзовидные тела прожилковых и брекчиевых руд локализуются главным образом в пластах силицитов, занимая по отношению к напластованию в целом согласное или почти согласное положение. Границы рудных тел нечеткие. В межпластовых срывах прослеживаются брекчиевидные руды, состоящие из баритового цемента с вкрапленностью сульфидов, в который погружены мелкие обломки вмещающих пород. В участках тонкой терциноватости широким развитием пользуются прожилковые руды.

Происходит такое чередование рудных горизонтов снизу вверх:

- а) горизонт медноколчеданных и полиметаллических жильных руд, уходящих корнями в метаморфическую толщу (рис. 44);
- б) горизонт прожилково-вкрапленного полиметаллического оруденения в кристаллокластических туфах липаритов;
- в) горизонт прожилковых полиметаллических руд;
- г) горизонт прожилковых и сплошных барит-полиметаллических руд;
- д) горизонт баритовых руд.

В. П. Дмитриев отмечает, что аналогичное распределение оруденения имеет место в месторождениях Восточно-Заречное, Петровское, Второе Карамышевское.

Месторождение **Среднее** расположено среди вулканогенно-осадочных пород березовской свиты (эйфель) вблизи контакта ее с метаморфическими сланцами фундамента. Оно включает пластовые, трубообразные и линзовидные тела сложного внутреннего строения, состоящие из сплошных и прожилково-вкрапленных руд и рудных брекчий [92]. Преобладают собственно полиметаллические руды с соотношением медь: свинец: цинк, равным 1 : 5 : 9, залегающие среди туфов. В лежащем боку известны небольшие тела медноколчеданных руд, а в висячем, на контакте кварцитов с известняками, спорадически встречаются прожилковые зоны и межпластовые тела более поздних барит-полиметаллических руд.

Корбалихинское месторождение находится среди моноклинально залегающих пологопадающих вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего девона. Рудные залежи имеют пластообразную и линзовидную формы, расположены на нескольких уровнях разреза, нередко залегают согласно среди туфогенных песчаников и брекчий, аргиллитов и

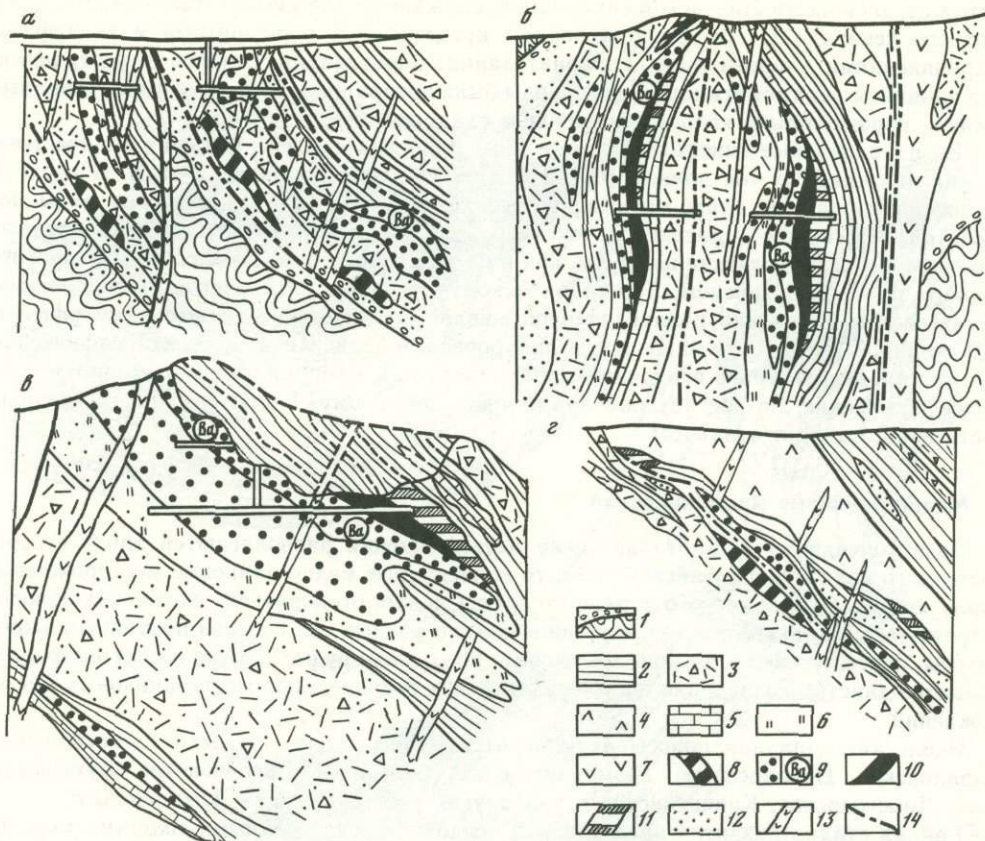


Рис. 44. Схема зональности в месторождениях Зmeinогорского рудного поля: а — Среднего, б — Зареченского, в — Зmeinогорского, г — Корбалихинского (по В. П. Дмитриеву, 1969).

1 — древние метаморфические сланцы, перекрытые базальными конгломератами; 2 — алевропелиты; 3 — туфы кислого состава; 4 — туфы и эффузивы базальтоидов; 5 — известняки, 6 — силициты; 7 — субвулканические кварцевые альбитофиры; 8—12 — руды: 8 — медноколчеданные, 9 — прожилковые барит-полиметаллические, 10 — сплошные полиметаллические руды; 11 — баритовые, 12 — вкрапленные сульфидные; 13 — дайки диабазовые; 14 — разрывы

алевролитов. Вмещающие породы хлоритизированы, оталькованы и карбонатизированы. Наиболее крупные залежи сложены массивными, брекчиевыми и вкрапленными рудами.

В лежачем боку залежей в хлоритизированных аргиллитах прослеживаются, как и в Лениногорском поле, гипсонесные породы и небольшие линзы медноколчеданных (халькопирит-пиритовых руд) гнездово-вкрапленной и полосчатой текстуры. В верхней части рудовмещающей пачки над полиметаллическими залежами встречаются линзы барит-полиметаллических руд.

Комиссаровское полиметаллическое месторождение расположено к востоку от г. Зmeinогорска. По данным Б. И. Вейц [41], месторождение размещается в эффузивно-осадочной толще среднего девона, сложенной серицит-кремнистыми, кремнисто-известковистыми сланцами с прослоями туфов, липаритов и залежами кислых и основных лав. Вмещающие породы окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы и затем рассланцованы.

Рудное тело сложено сплошными и преобладающими вкрапленными полиметаллическими рудами, залегающими среди силицитов. Простираение его северо-западное 320° , падение на северо-восток, длина по простираению 75 м. Текстуры руд рассеянные, пятнистые, полосчато-вкрапленные. Руды и вмещающие породы метаморфизованы, раздроблены.

Лазурская группа полиметаллических месторождений находится в восточной части Зmeinогорского рудного поля в Гольцовско-Комиссаровской зоне разломов северо-западного направления. Богатые окисленные руды разрабатывались с середины XVIII столетия. В советский период геологоразведочные работы возобновлялись неоднократно, были выявлены сульфидные руды на глубинах 40—170 м.

Лазурские месторождения (Нижне- и Верхнелазурские и Васильевские работы) зале-

гают в средней части Лазурской синклинали, сложенной эффузивно-туфогенной толщей верхнего девона (?). Вмещающие породы представлены порфиритами и их туфами с проявлениями хлоритизации, карбонатизации, пиритизации, отчасти эпидотизации. Под влиянием динамометаморфизма породы были превращены в зеленые филлитовидные сланцы, порфириды и кварце-серицитовые сланцы.

Две параллельные минерализованные зоны [92] представлены большим количеством мелких линзовидных тел длиной 100—260 м, мощностью от 0,5 до 2—3 м. В верхней подзоне преобладают тонко-мелкозернистые колчеданно-полиметаллические руды полосчатой, массивной и пятнистой текстуры, а в нижней — прожилково-вкрапленные существенно медноколчеданные руды, как и на других месторождениях Змеиногорского рудного района — Майском, Тушканихинском, Степном, Рязановском, Семеновском, Леонтьевском. Возможно, разлинзованность является следствием динамометаморфизма.

Сплошное оруденение чаще всего приурочено к определенным стратиграфическим горизонтам вулканогенно-осадочных пород, тогда как трещинно-жильное занимает секущее положение, по составу оно аналогично сплошному. Гидротермальная деятельность обнаруживает этапность.

Медно-цинковые месторождения

Если колчеданно-полиметаллические месторождения располагаются вдоль северо-восточного края Рудноалтайской зоны, то колчеданные медно-цинковые месторождения образуют полосу вдоль ее юго-западного края. Следует оговориться, что в обеих полосах встречаются отдельные месторождения и немало рудных тел состава противоположной полосы, повсюду имеются и промежуточные по составу руды, что указывает на формационное единство колчеданно-полиметаллических и колчеданно-медно-цинковых месторождений.

Вдоль юго-западной полосы размещаются рудные поля: Орлоско-Золотушинское, Вавилонское, Николаевское, Шемонаихинское, Березовско-Белюсовское, Бухтарминское, Джалтырское, Карчигинское и ряд других уже в пределах Южного Алтая.

Ранняя стадия развития представлена осадочно-вулканогенными толщами морской базальт-липаритовой формации (березовская свита эйфеля, таловская — живета, каменевская, гериховская, николаевская, снегиревская — франа), морской андезит-дацитовой фамена (пихтовская свита) и морской карбонатно-терригенной нижней турне (тарханская свита), сопоставляемых с одновозрастными свитами Лениногорского и Зырянского районов.

В результате полициклического вулканизма возникли островные группы вулканических сооружений разного размера, преобразованные позднее в брахиформные складки. Все месторождения локализованы вблизи вулканических центров, нередко образуют концентрические цепочки вокруг наиболее крупных из них.

Орловско-Золотушинское рудное поле

Расположено в северо-западной части Рудного Алтая, несколько восточнее Иртышской зоны смятия в юго-западном крыле Алейского антиклинория. Основные месторождения — Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское и ряд других рудопроявлений — залегают среди осадочно-вулканогенных пород эйфеля, входящих в сложную вулканотектоническую структуру, называемую Успенской мульдой и ее частью — Орловско-Раздольнинской грабен-синклиналью. Главными ее элементами являются тектонически усложненные положительные (вулканические эксплозивно-эффузивные насыпные сооружения) и отрицательные (прогибы) формы вулканического рельефа, описываемые обычно как антиклинали и синклинали. Рудное поле по своей структуре относится к островному типу.

Поздние тектонические движения выразились в складкообразовании, развитии крупных разломов, сопровождаемых блоковыми перемещениями вплоть до надвигания блоков древнего основания с юго-запада на северо-восток, на рудовмещающий эйфель вдоль Березовского разлома. Значительная площадь района занята герцинскими гранитоидными интрузиями и их контактными ореолами. Разрез девона осадочно-вулканогенный, близок по характеру северо-восточной подзоне. Он включает березовскую (эйфель), таловскую (живет), каменевскую, гериховскую, николаевскую и снегиревскую (фран), пихтовскую (фамен) свиты. Оруденение размещается на трех стратиграфических уровнях: эйфель (лосишинский горизонт), граница эйфель—живет, фран.

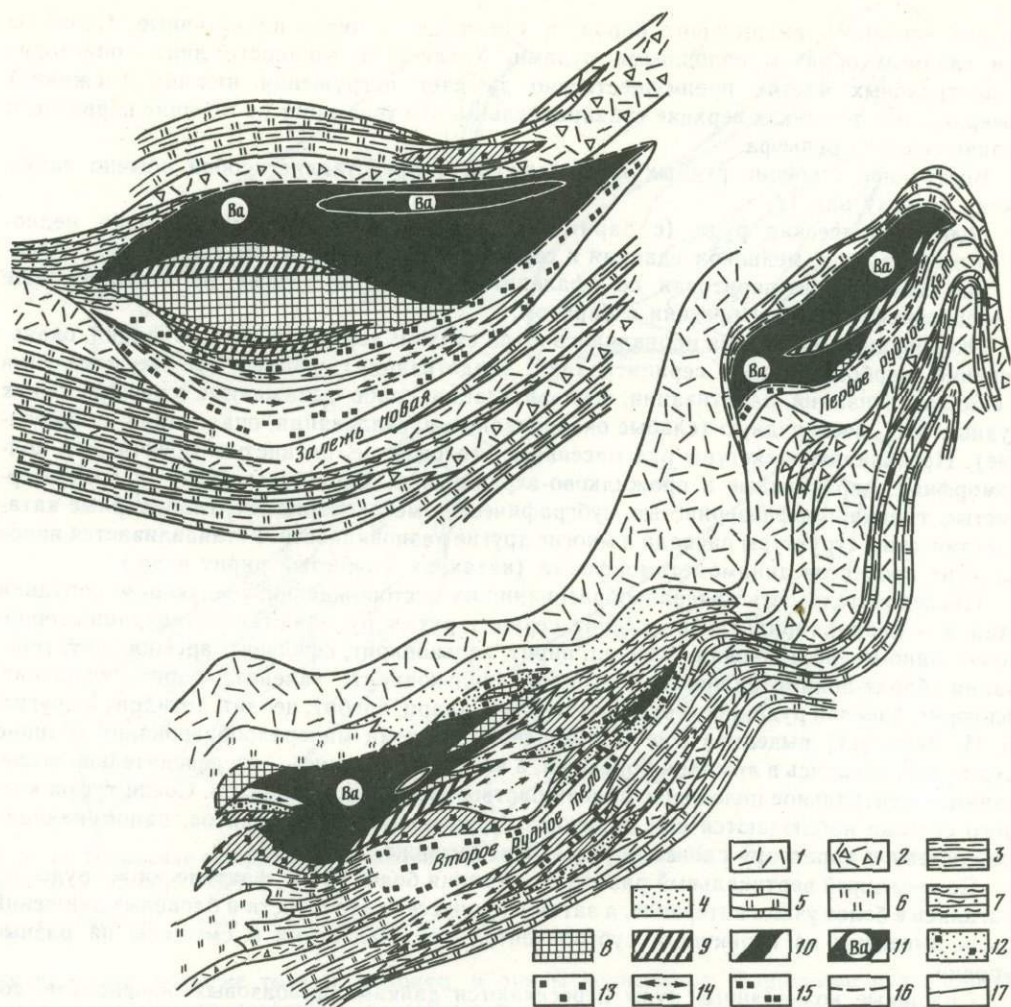


Рис. 45. Сечения рудных линз Орловского месторождения

1 — кварцевые альбит-порфиры; 2 — туфо- и лавобрекчии липаритов; 3 — туффиты кислого состава; 4 — туфопесчаники; 5 — кремнистые алевропелиты; 6 — кварциты; 7 — хлоритизированные породы (основного состава); 8—15 — руда: 8 — медноколчеданная, 9 — серноколчеданноцинковая, 10 — полимедноколчеданная, 14 — прожилково-вкрапленная медноколчеданная, 15 — редковкрапленная пирит-халькопиритовая; 16 — контуры рудных тел; 17 — контуры вкрапленной минерализации

Орловское колчеданное цинково-медное месторождение приурочено к кальдерному понижению и склону вулcano-купола, который описывается как Орловская горст-антиклиналь с пологим северо-восточным и крутым (даже подвернутым) юго-западным крылом.

Месторождение изучалось В. М. Волковым, И. Т. Сахаровым, А. М. Гинатулиным, В. Д. Ининым, К. А. Чекаловой и др. По их данным [50], рудовмещающими являются алевролиты, туффиты, туфы кислого состава лосишинской подсвиты березовской свиты эйфеля. В всячем боку преобладают вулканиты липаритового состава таловской свиты. По нашим наблюдениям, в разрезе имеются и вулканиты основного состава (частью миндалекаменные), превращенные в существенно хлоритовые породы. Структура месторождения скорее напоминает часть кальдеры с островками — вулканическими аппаратами.

Месторождение представлено системной линзообразных тел, залежей, расположенных в виде субмеридиальной цепочки, примерно на одном стратиграфическом уровне на крыле северо-западной складки. Это рудные тела Первое, Второе, Третье, Новое и другие, не выходящие на эрозионную поверхность, перекрытую мощным чехлом рыхлых отложений.

Вследствие сложной деформированности гетерогенной рудовмещающей толщи одно и то же рудное тело в разных своих частях имеет неодинаковое, но всегда согласное со структурой вмещающей толщи залегание (рис. 45). Контуры линз повторяют все

изгибы контактов вмещающих пород, в том числе и чисто пликвативные. Сложены они главным образом сплошными рудами. Увеличение мощности линз происходит в центральных частях преимущественно за счет погружения нижних (лежащих) поверхностей, тогда как верхние субпараллельны, что указывает на влияние первичного вулканического рельефа.

Внутреннее строение рудных линз сложное и представляет собой обычно такую смену (сверху вниз):

полиметаллическая руда (с баритом и даже флюоритом), колчеданная медно-цинковая руда, медноколчеданная и серноколчеданная руда, прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая со сфалеритом руда [50]. Нами наблюдались еще и взрывчатые рудные брекчии с баритом.

Околорудные изменения проявлялись в три стадии: дорудную (хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, серицитизация, эпидотизация), рудную (те же изменения и еще альбитизация, баритизация, флюоритизация, слабо выраженные в висячих боках рудных тел), послерудную (слабые окварцевание, аргиллизация, опализация, огипсование). Преобладают текстуры руд массивные, полосчатые, пятнистые, брекчиевые, колломорфные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Структуры мелко- и среднезернистые, гипидиоморфнозернистые, субграфические метаколлоидные, глобулярные катакlastические, структуры распада и многие другие разновидности. Устанавливается явное влияние процессов динамометаморфизма (катаклаз, сажистый пирит и др.).

Последовательность минералообразования на месторождении, следующая: дорудная стадия — кварц, пирит, альбит, хлорит, серицит, рутил; рудная стадия; генерация серноколчеданно-медно-цинковая — кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, арсенипирит; генерация барит-полиметаллическая — пирит, халькопирит, галенит, барит, сфалерит, флюорит, блеклая руда; послерудная стадия — кварц, альбит, цеолит, ангидрит и другие. Б. И. Вейц [41] выделяла еще метаморфический этап минералообразования. Ранние руды располагались в лежащем боку линз, а все более поздние — последовательно выше, занимая центральное положение вблизи растворовыводящих каналов. Среди туфов кислого состава наблюдаются еще горизонты оруденелых алевропелитов, напоминающих по составу и характеру слоистые руды Лениногорска.

Современный вертикальный размах оруденения более 900 м, фактически же руды отлагались в более узком интервале, а затем в процессе складчатости и блоковых движений были выведены из первичного субгоризонтального залегания и смещены на разные уровни.

Сплошные колчеданные руды пересекаются дайками диабазовых порфиров, содержащими в местах пересечения лишь мелкую вкрапленность, просечки регенерированных пирита, халькопирита и галенита.

Распределение основных рудных компонентов и даже элементов-спутников подтверждает отмеченную зональность. На флангах рудных тел доля полиметаллического оруденения резко падает, и на горизонтальной проекции линз видна отчетливая концентрическая зональность: в центре Pb, Zn, Ba, Cu, Fe, к периферии Z, Cu, Fe—Fe. Нередко к периферии сплошные руды сменяются вкрапленными (рис. 46, см. рис. 45, 51).

Большинство элементов-спутников распределяется соответственно зональности основного оруденения. Отмечено, что нижележащие руды содержат меньше кадмия, чем расположенные выше, что объясняется разной температурой минералообразования. Считается, что основная масса кадмия содержится в сфалерите и блеклой руде и лишь часть — в виде самостоятельных минералов (гринокит и др.). Сделан вывод о связи накопления и состава элементов-спутников с глубиной процесса: большие глубины (Белоусовское месторождение) — в рудах больше кадмия; умеренные глубины (Орловское) — больше селена, теллура, висмута, кобальта; малые глубины (Николаевское) — больше таллия, галлия, индия, германия, молибдена.

В рудах Орловского месторождения присутствуют также мышьяк, сурьма, висмут, кобальт, молибден.

Некоторые авторы указывают на концентрическое расположение месторождений и рудопроявлений вокруг вулканических центров с субвулканическими телами порфиров, лежащих на пересечении разломов.

Золотушинское и Ново-Золотушинское месторождения, как и Орловское, залегают на контакте березовской и таловской свит. В согласных линзопластовых телах отмечается такая зональность (снизу вверх): колчеданные медные и медно-цинковые руды, колчеданно-полиметаллические руды, полиметаллические руды. В лежащем боку встречены крутопадающие кварц-сульфидные корневые жилы, переходящие выше в прожилково-

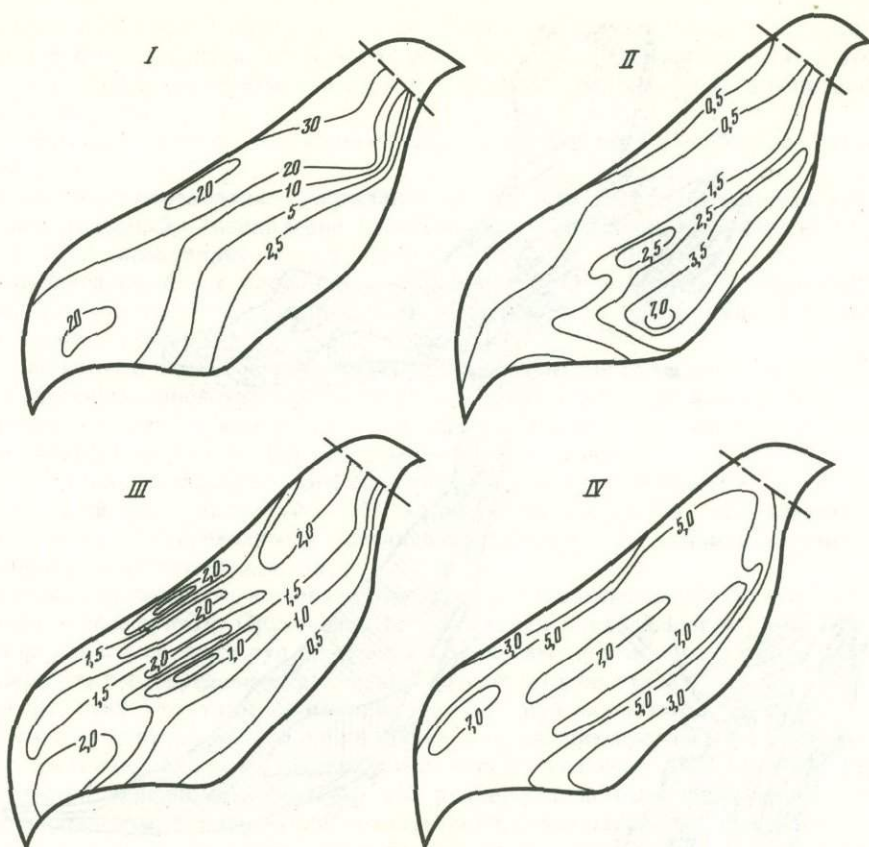


Рис. 46. Изменение содержаний элементов в сечении рудного тела № 1 Орловского месторождения (по В. Д. Инину, 1969)

I — барий; II — медь; III — свинец; IV — цинк

вкрапленные пологие тела и, наконец, в линзы колчеданов. Баритовые руды иногда вместе с полиметаллическими встречаются только в верхних частях месторождений, нередко занимают секущее положение.

Из новых данных, подкрепляющих вулканогенную гипотезу, отметим находки И. Г. Чинаковым обломков полиметаллических руд в перекрывающих франских песчаниках Рубцовского месторождения. Аналогичные рудокласты в перекрывающих девонских породах обнаруживаются и на других месторождениях, четко фиксируя верхнюю границу возраста оруденения.

Шемонаихинское рудное поле

Расположено между Иртышской зоной смятия на западе и Алейским антиклинорием на востоке среди сложнодислоцированных осадочно-вулканогенных толщ среднего—верхнего девона. Относится к островному типу рудных районов (см. рис. 32). На метаморфическом цоколе древних пород залегают осадочно-вулканогенные отложения березовской, таловской, каменевской, снежиревской, пихтовской свит девона. Выше с угловым несогласием они перекрываются осадочными породами малоульбинской свиты карбона.

Сложные вулканогенно-тектонические структуры островного типа, сочетающие сохранившиеся элементы вулканогенных структур (вулканические конуса, валы, впадины кальдерного типа, радиально-кольцевые разрывы), подверглись позднее кладчатым и разрывным деформациям. Первые обусловили развитие дисгармоничной складчатости и брахиформных структур, вторые — полигональных блоков с разной амплитудой сбросо-сдвиговых перемещений (десятки и сотни метров).

Здесь известно более полутора десятков колчеданных медно-цинковых (Николаевское, Таловское, Рулихинское), медноколчеданных (Шемонаихинское, Сугатовское, Верхубинское) и полиметаллических (Сургутановское, Ново-Шемонаихинское) месторождений и рудопроявлений, наиболее крупное из них — Николаевское.

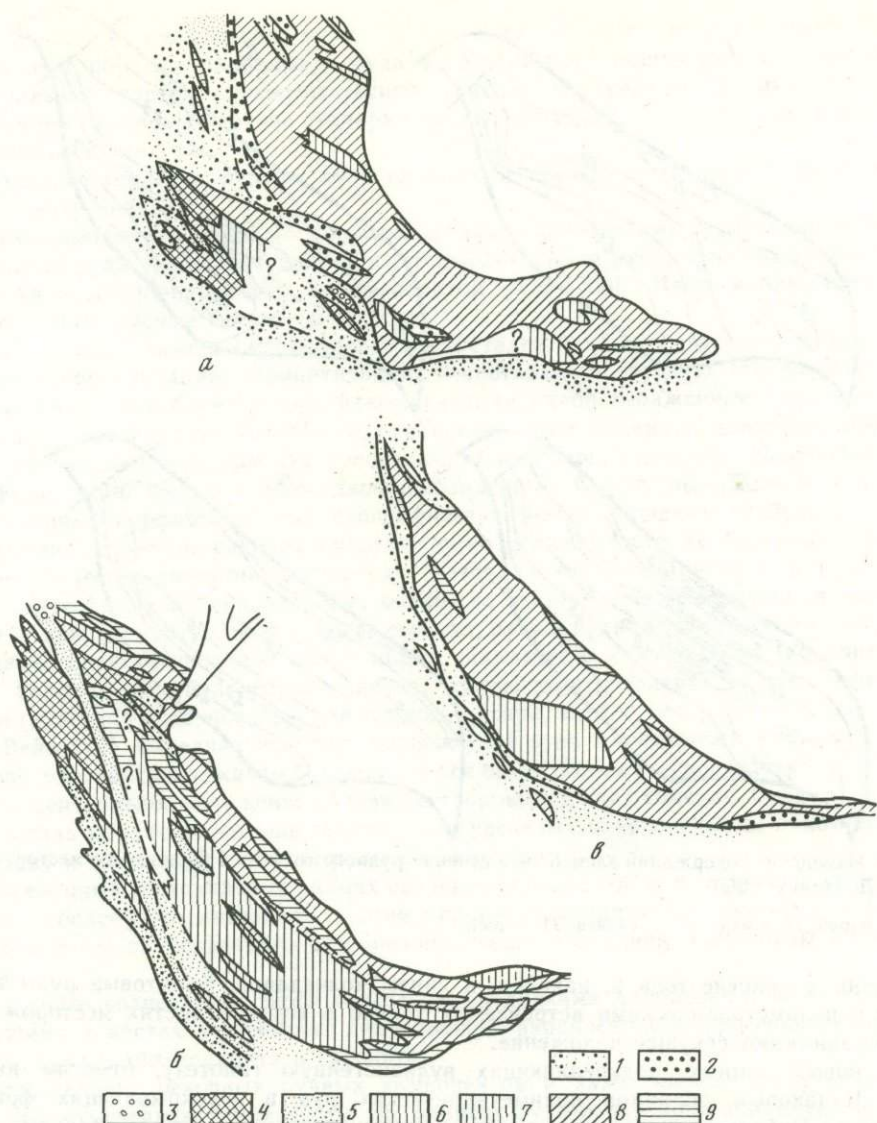


Рис. 47. Структурно-минералогические типы руд в одном из разрезов Центральной линзы Николаевского месторождения (по П. Ф. Иванкину, Н. М. Митряевой, 1957)

1 — вкрапленно-прожилковые руды; 2 — руды зоны вторичного обогащения; 3 — окисленные руды; 4 — раздробленные серные колчеданы; 5 — пиритная «сыпучка»; 6—9 — текстуры массивных руд: 6 — брекчиевые, 7 — полосчатые, 8 — пятнистые и брекчиевидные, 9 — метаколлоидные

Николаевское колчеданное цинково-медное месторождение открыто в 1749 г. по остаткам древних разработок эпохи бронзы. Особенно интенсивно изучалось в советское время. Последние обобщения сделали В. А. Наумов, М. А. Тойбазаров, Т. Я. Гончарова, В. И. Старостин, А. Н. Барышев. На участке месторождения сочетаются вулканокупольная структура сопки Памятник с вуланической депрессией в породах снежневской и пихтовской свит. Широко развиты субвуланические тела порфиоров, дайки диабазового состава, жерловые брекчии. Рудоносная площадь нарушена двумя сходящимися субмеридиональными разломами — Карьерным и Долинным, вырезавшими в центре клиновидный блок (Центральный рудный), поднятый относительно Западного на 70—80 м.

Месторождение с поверхности представлено двумя крупными наклонно залегающими линзами сплошных руд — Центральной и Западной Крещенскими, разделенными Карьерным разломом (надвигом). Существовало еще три линзы, частично или полностью отработанные. На глубине около 90 м обе залежи соединяются, образуя в разрезе крупное чашеобразное тело колчеданной руды, прислоненное к крылу ядерной части вулканокупола (рис. 47). Висячем боку залегают агломератовые туфы, туфобрекчии

липаритов с прослоями туффитов, а в лежащем — согласные прослои алевропелитов, туффитов, туфов липаритов. На флангах резко утоняющихся краев «чаши» и второстепенных линз обнаружены ритмично-слонстые медноколчеданные руды в основании надрудной толщи.

Руды формировались в две основные стадии, а залежи имеют многослойно-зональное строение.

Первая стадия образования кристаллически-зернистых руд распадается на три этапа: серноколчеданный — вкрапленно-прожилковые и массивные зернистые пиритные руды с редким халькопиритом и сфалеритом;

медноколчеданный — вкрапленно-прожилковые метасоматические пирит-халькопиритовые руды с петельчато-прожилковыми и полосчатыми текстурами, коррозионными и цементными структурами;

цинково-колчеданный — существенно метасоматические руды сложного текстурного рисунка (сетчатые, прожилковые, полосчатые), развившиеся по колчеданам.

Обломки этих руд обнаружены в перекрывающих породах нижнего фамена, что датирует возраст первой стадии как фран—нижний фамен.

Вторая стадия метаколлоидного оруденения включает два этапа:

колчеданный медно-цинковый — обычно сплошные покровные тела, залегающие на зернистых рудах с переходными брекчиевыми зонами, где обломки зернистых руд сцементированы метаколлоидными;

колчеданно-цинковый — висячем боку линз колчеданные покровы с колломорфным вуртцитом и сфалеритом. Оруденение второй стадии накладывается на взрывные брекчии фамена, а обломки руд встречены в базальных конгломератах малоульбинской свиты намюра, что определяет фаменский возраст второй стадии.

Судя по тому что тилы слагающих залежи руд образуют согласные с общей формой «чаши» контуры, а также по наличию в основании прослоев углисто-глинистых сланцев (застойные фации понижений вуланического рельефа) и различию в залегании разных частей залежи, мы считаем, что рудная линза была выведена тектоникой из первоначального субгоризонтального залегания, стала наклонной, а ее верхняя горловина была еще более нарушена (вздыблена) Карьерным разломом, отделившим одновременно Центральную залежь от Западной. Эти выводы согласуются и с более ранними данными Н. И. Воронцова [52].

Внутреннее строение рудных залежей показано на рис. 47, 51. В основании параллельно ложу залегают слои серных колчеданов, выше также согласно — пирит-халькопиритовые руды, еще выше — пирит-халькопирит-сфалеритовые, наконец, в верхних частях линз появляются более сложные ассоциации — халькопирит-сфалерит-галенит-пиритовые, иногда с баритом. Руды кристаллически-зернистые, но в Западной залежи и в висячем боку Центральной распространены метаколлоидные дисульфиды железа с небольшим количеством халькопирита, вуртцита и галенита, включающие отдельные блоки руд кристаллически-зернистого строения.

В висячем боку Центральной и Западной линз широко распространены сплошные серноколчеданно-медно-цинковые руды. Они сложены колломорфными пиритом, мельниковит-пиритом, марказитом с тонкими включениями сфалерита и вуртцита, скоплениями несколько более позднего галенита; халькопирит часто образует включения в сфалерите или совместные субграфические сростания.

Наконец, в большем количестве имеются и барит-полиметаллические руды в самых верхах залежей. Главная их часть, по-видимому, была отработана ранее. Переходы между типами руд в целом достаточно постепенные, хотя местами имеются и довольно четкие границы, указывающие на последовательность наслаения первично-коллоидных масс. Занятие рудой пространства по всем данным имело в основном характер свободного заполнения (либо на морском дне, либо при отслоении пород) с последующим прорастанием и метасоматозом; лишь внутри типов руд намечается метасоматическое замещение серных колчеданов более поздними сульфидными меди, цинка, свинца, хотя основная ассоциация минералов выпадала из растворов почти одновременно (различие скорее в последовательной кристаллизации).

Околорудные изменения более развиты в лежащем боку, выражены обычными серицитизацией, хлоритизацией, окварцеванием, карбонатизацией, альбитизацией с размещением соответствующих зон в зависимости от состава исходных пород.

Главными элементами-спутниками в оставшихся от древних и старых разработок рудах являются: золото, серебро, кобальт, кадмий, индий, олово, мышьяк, висмут, теллур, молибден (Западная залежь) и др. В Западной залежи метаколлоидных руд распреде-

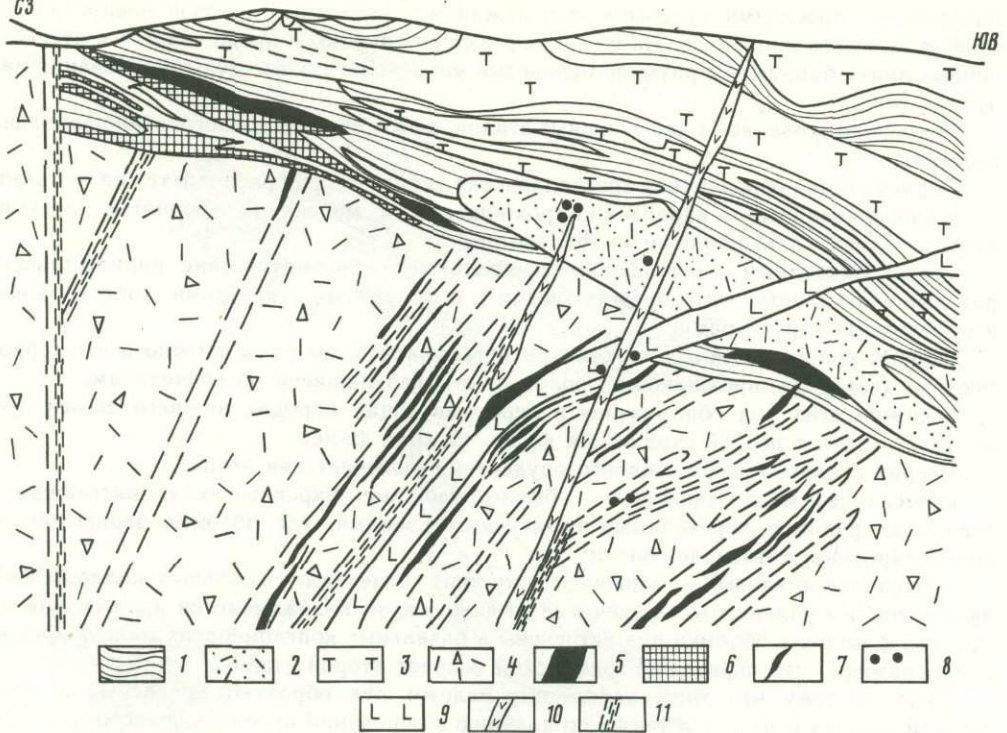


Рис. 48. Геологический разрез Камышинского месторождения (по данным Березовской экспедиции)

1 — алевропелиты; 2 — кислые вулканиты; 3 — диабазовые порфириды; 4 — кварцевые альбитофиры; 5—8 — руды: 5 — сплошные полиметаллические, 6 — медноколчеданные, 7 — жильные, 8 — вкрапленные; 9 — дайки диабазовых порфиритов; 10 — дайки кварцевых порфиритов; 11 — разломы и зоны трещиноватости

ление элементов-спутников равномерное, тогда как в Центральной оно более подчинено размещению соответствующих типов руд.

Б. И. Вейц [41] описывает катаклиз руд и выделяет еще метаморфическую стадию минералообразования.

Определенный интерес в северо-западной части Рудного Алтая представляют месторождения Шемонаихинское, Камышинское и Покровское № 2.

На **Шемонаихинском** месторождении работами последних лет установлено, что оно также относится к рудноалтайскому типу, а не является скарновым, как считалось ранее [111]. Здесь в породах березовской свиты разломами вырезан клиновидный блок частично контактово-метаморфизованных пород (скарнирование), среди которых залегают обычные колчеданно-медно-цинковые и полиметаллические линзообразные согласные рудные тела со стандартной зональностью. В результате метаморфизма произошла частичная регенерация сульфидного оруденения.

Камышинское месторождение интересно тем, что здесь в депрессионной вулканотектонической структуре сочетаются крутопадающие гидротермально-метасоматические секущие тела, залегающие в таловской свите живета, выше переходящие в пластообразные залежи среди гериховской свиты франа. Намечается как бы два рудных уровня с разной морфологией и способом отложения рудного материала. Верхние пластовые залежи медноколчеданных и полиметаллических руд залегают согласно с вмещающими алевропелитами на границе их с кислыми вулканитами (рис. 48). Имеются дорудные и пострудные дайки порфиров и диабазовых порфиритов.

Месторождение **Покровское № 2** было выявлено по чудским разработкам ещё в 1822 г. Оно представлено линзопластообразной залежью зонального состава, согласно залегающей в породах березовской свиты (лосишенской подсвиты) эйфеля. При последующих деформациях рудное тело приобрело подковообразную форму, открытую на юго-запад в месте флексурного изгиба крыла Лунинской антиклинали. Углы падения пород и залежи меняются в широких пределах от пологих до крутых.

В нижней части залежи залегают богатые медноколчеданные и медно-цинковые руды, на которые довольно четко без перерыва как бы наслаиваются сплошные колчеданно-полиметаллические, обогащенные галенитом, количество которого воз-

растает к висячему боку, с ясной полосчатостью. Ограничивающие поверхности лежащего и висячего боков, как это хорошо видно в карьере, ровные, но местами наблюдаются взаимные вклинивания пород и сплошных руд в местах большей нарушенности. Текстуры руд массивные, полосчатые, местами брекчиевидные и пятнистые. В слоистых туфитах висячего бока нами обнаружены обломки этих же руд размером 0,5—4 см и сульфидные желваки. В лежащем боку проявлены околорудные гидротермальные изменения пород.

Установлено наложение еще более позднего метаморфизма на метасоматиты и руды с образованием тальк-актинолит-антофиллитового парагенезиса на контакте рудной зоны с массивом габбро-диабазов верхнего девона. По мере удаления от него эти явления резко затухают. Ранее месторождение также относилось к скарновому типу [111].

Березовско-Белоусовское рудное поле

Описываемое рудное поле линейного типа расположено далее на юго-восток по направлению к г. Усть-Каменогорску. На площади около 100 км² имеется 10 месторождений, расположенных в виде цепочки северо-западного простираения; главные из них — Березовское, Новоберезовское, Иртышское и Белоусовское. Структурно рудное поле входит в Иртышскую зону смятия в виде узкой полосы, ограниченной линейными региональными разломами того же северо-западного направления. Внутреннее строение поля выражено наличием напряженных линейных крутопадающих складок (часто запрокинутых на юго-запад) в породах девона, зон продольного динамометаморфического течения (смятия) и трещиноватости. Реже проявлены диагональные разломы. По геофизическим данным выявляется система пластинчатых надвигов, по которым блоки надвигались ступенчато с юго-запада (со стороны Калбы) на северо-восток, благодаря чему весь массив рудного поля разбит на крутонаклоненные плиты и линзы разных размеров. Главные деформации происходили в саурскую фазу складчатости нижнего карбона, а надвиги и динамометаморфизм — еще позже, в среднем и верхнем карбоне. Рудовмещающими являются сложно деформированные осадочно-вулканогенные толщи эйфеля—франа (глубочанская, шипулинская и иртышская свиты).

Характеристика месторождений приводится по данным В. М. Волкова, Ю. Ю. Воробьева, П. Ф. Иванкина, Б. И. Вейц, М. И. Дробышевского и других, а также нашим наблюдениям.

Березовское месторождение с преобладанием меди и цинка в рудах выявлено по древним разработкам в 1930 г. Оно представлено системой параллельных лентообразных рудных тел северо-западного простираения, залегающих среди кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых, углисто-глинистых и карбонатных пород в низах шипулинской свиты.

На месторождении отмечены четыре главные залежи: Основная, Юго-Восточная, Юго-Западная и Параллельная, которые размещаются в двух параллельных зонах — юго-западной и северо-восточной, залегают согласно с вмещающими породами. Залежи сложены сплошными и богато вкрапленными рудами, обнаруживают линзовидность, кулисность, несут следы микроплойчатости и рассланцовки. Характерно склонение рудных тел к северо-западу.

Основная рудная залежь линзопластовая, неправильной формы, имеет простираение 290—330°, падение к северо-востоку под углами 40—90°, на нижних горизонтах переходящее в обратное юго-западное, согласное со структурой вмещающей толщи; склоняется к северо-западу под углами 35—40°. Залежь состоит из нескольких рудных прослоев, разделенных пустыми породами или вкрапленными рудами. Преобладает полосчатое строение руд, редко брекчиевидное. Иногда отмечается несогласие в залегании руд и боковых пород. Мощность рудного тела непостоянная, меняется по простираению и падению.

По составу на месторождении преобладают три типа вкрапленных и сплошных руд: серноколчеданные, медные (существенно пирит-халькопиритовые со сфалеритом, блеклыми рудами и пирротинном) и полиметаллические.

Процесс формирования руд включает по крайней мере четыре стадии: серноколчеданную, медноколчеданную и медно-цинковую, полиметаллическую и динамометаморфическую. Последовательно образовались пиритизированные сланцы и сплошные серные колчеданы, халькопирит-пиритовые руды, вкрапленно-прожилковые и сплошные полосчатые полиметаллические руды и регенерированные руды и прожилки.

Размещение руд разного состава носит сложный характер, полосчатые полиметаллические руды составляют около 20%, представлены линзами мощностью 2—6 м и длиной до 200 м, залегают согласно. Полосчатость в рудах имеет грубополосчатый и тонкополосчатый ритмичный характер, обусловлена чередованием полосок разного состава (породы и руды, минералы), разных соотношений минералов и разной крупностью зерен. Полосчатость, сланцеватость и плейчатость вмещающих пород обычно совпадают.

Массивные полиметаллические руды встречаются вместе с полосчатыми, располагаясь вокруг них. Прослой тонкозернистого сложения (рудные милониты), характерные для флангов рудных тел, имеют мощность около 0,2 м и тянутся по сланцеватости на несколько десятков метров. В лежачем и всiachем боках рудных линз трещины разрыва и скола выполнены более крупнозернистой разностью массивных свинцово-цинковых руд, вероятно регенерированных. Для них характерны формы линз, клиньев и языков размерами до 0,2—0,3 м в ширину и 1—2 м в длину; контакты руд резкие.

Ново-Березовское месторождение расположено в 3 км к северо-востоку от Березовского на крыле складки в полосе повышенного рассланцевания пород одной из ветвей Иртышской зоны смятия, в верхней части продуктивного разреза. Ветвь зоны рассланцевания длиной более 5 км и шириной 30—100 м круто падает к юго-западу под интрузивный шток микродиоритов. Рудная залежь мощностью до 20—60 м состоит из серии сближенных пластинчатых тел среди серицит-кварцевых сланцев, тяготеет к всiachему боку полосы и по простирацию разветвляется; одна ветвь проходит среди брекчированных контактовых роговиков, вторая в интенсивно измененных породах, повторяя изгибы складок второго порядка. Среди сланцев залегают линзы микрокварцита, жилы метаморфического кварца, дайки измененных пород и руды. Все породы содержат вкрапленность пирита. Реликты исходных вмещающих пород сохраняются редко. Различаются обычные разновидности вкрапленно-прожилковых и сплошных руд: серноколчеданные, пиритовые и пирротиновые, медно-цинковые. В направлении с юго-востока на северо-запад наблюдается такая последовательность перехода руд: пиритные руды (лежащий бок); пирит-халькопирит-сфалеритовые (участками полиметаллические); пирротин-халькопирит-сфалеритовые (участками пирротин-халькопиритовые, пирротиновые и сфалеритовые). Смена пиритных руд пирротиновыми отмечается в контактовой зоне микродиоритовой интрузии. Кроме того, выделяются еще «поздние» серноколчеданные руды (заместившие пирротиновые массы) и своеобразные гипсмагнетитовые скопления по ранним сплошным пиритам.

Процесс рудообразования подразделяется на четыре стадии: серноколчеданную, медно-цинковую, свинцово-баритовую и метаморфогенную. По нашим наблюдениям, рудные горизонты во всех случаях занимают совершенно согласное положение относительно слоистости вмещающих пород. Сланцеватость и вообще структуры течения обычно накладываются согласно, но иногда отмечается и косое соотношение, что как раз и приводит к возникновению видимых несогласий между гетерогенными слоями, в том числе породами и рудами. Достоверных случаев пересечения пластовыми рудами слоев вмещающих пород на Березовском, Новоберезовском, Красноярском и Иртышском месторождениях не установлено. Склонение рудных лент совпадает с вектором течения динамосланцев.

Иртышское месторождение открыто в 1953 г., расположено в центральной части рудного поля.

Полоса гидротермально- и динамометаморфизованных пород Иртышской свиты шириной около 200 м прослеживается по простирацию свыше 7,5 км. Внутреннее ее строение очень сложное, определяется разным составом, интенсивностью гидротермального метаморфизма и динамометаморфизма.

Основная рудная залежь, по данным Ю. Ю. Воробьева [51], располагается в всiachем боку зоны, имеет пластообразную форму и резкие границы. Ряд таковых же по характеру, но более мелких залежей — Юго-Восточная, Параллельная и рудные тела 1, 2, 3 — расположен восточнее.

В всiachем боку Основной залежи залегают графитизированные кварц-серицитовые и углисто-глинистые сланцы, в лежачем — серицит-хлорит-кварцевые и иные сланцы. Руды существенно медно-цинковые. Главными рудообразующими минералами являются сфалерит, халькопирит, галенит, блеклая руда. В зависимости от соотношения минералов в рудной залежи выделяются руды собственно медноколчеданные, медно-цинковые, полиметаллические и свинцово-цинковые. Главная масса металлов сосредоточена в сплошных рудах центральной части залежи. По восстанию и падению в периферических частях залежей сплошные руды переходят во вкрапленные и прожилково-вкрап-

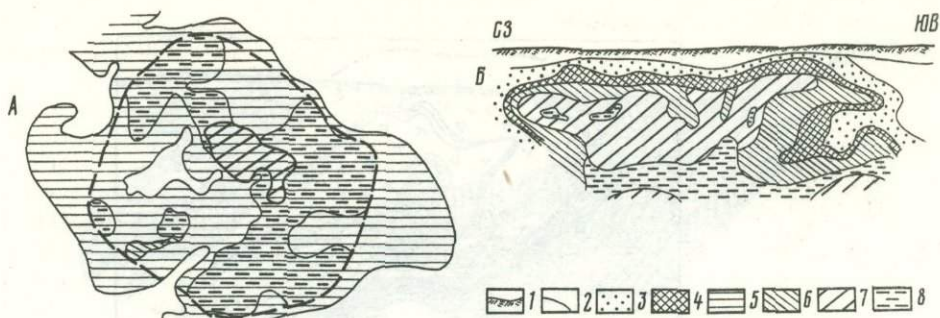


Рис. 49. Концентрическая зональность в рудных телах месторождений Прииртышья: А — Рулихинского (горизонтальная проекция), Б — Иртышского (вертикальная проекция) (по Ю. Ю. Воробьеву, П. Ф. Иванкину, 1961)

1 — поверхность, 2 — поверхность коренных пород; 3—8 — руды: 3 — вкрапленные серноколчеданные; 4 — вкрапленные медноколчеданные, 5 — цинковые, 6 — медно-цинковые, 7 — полиметаллические, 8 — свинцовоцинковые

ленные. Интересно и то, что в современной верхней части залежи размещаются бедные медноколчеданные руды, переходящие по восстанию в ореолы сульфидной минерализации. По падению они сменяются медными и медно-цинковыми, а еще ниже — полиметаллическими рудами. На флангах залежи по простиранию преобладают медно-цинковые и медноколчеданные руды, сменяющиеся далее ореолами пиритовой вкрапленности (рис. 49).

Обратная зональность объясняется опрокинутостью всей структуры и рудной залежи. На планах и разрезах видно, что залежи располагаются согласно с вмещающими породами, повторяют изгибы складок, иногда несколько косо относительно рассланцовки. При крутом падении к северо-востоку отмечается пологое северо-западное склонение. Аналогичное склонение имеет и Юго-Восточная залежь соседнего Карьерного месторождения.

Сплошные руды характеризуются большим однообразием состава; текстура массивная, полосчатая и брекчиевидная. Рудный агрегат отличается исключительной тонкозернистостью, плотностью и однородностью. Наблюдаемая под микроскопом однородная тонкая смесь взаимопрорастающих минералов, по-видимому, связана с измельчением рудной массы при милонитизации и последующей перекристаллизацией в такой последовательности: альбит, доломит, пирит, кварц, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит.

Контакты сплошных руд с вмещающими серицит-кварцевыми сланцами всегда очень резкие, выклинивание руды происходит без переходных зон путем разветвления или клиновидного окончания, что, по нашим представлениям, вызвано относительным перемещением руды и вмещающих пород при динамометаморфическом течении.

Белоусовское месторождение расположено на юго-восточном фланге рудного поля; оно открыто в 1797 г. и разрабатывается до настоящего времени. По данным П. Ф. Иванкина [109] и других, месторождение размещается в опрокинутой на юго-запад антиклинальной складке северо-западного простирания, крылья которой падают на северо-восток (углы 25—70°). Ядро сложено вулканитами кислого состава, содержащими прослойки углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев (глубочанская свита Эйфеля), а крылья — известково-хлоритовыми сланцами, туффитами, известняками (шипулинская и белоусовская свиты живета и франа). Породы интенсивно рассланцованы (рис. 50), с юго-запада на них надвинуты более древние отложения.

В рудном горизонте выявлено шесть лентовидных рудных залежей (по три в обоих крыльях складки), расположенных параллельно, согласно с вмещающими породами, на контакте пород глубочанской свиты с белоусовской и шипулинской. Протяженность залежей 2—6 км, простирание и склонение северо-западное, падение крайне изменчивое, согласно со складчатой структурой. Ширина лент по падению 50—200 м, мощность 0,5—14 м. Характерны утолщения в замках складочек второго порядка, пережимы, ветвления. Обычно утолщения характерны для средних частей залежей, поперечное сечение их линзовидное (см. рис. 50).

В Подвернутом юго-западном лежачем крыле складки находятся залежи 4, 5, 6. Конфигурация залежей повторяет структуру основной складки и складочек второго и третьего порядков. Равные расстояния между залежами, геометричность в их размеще-

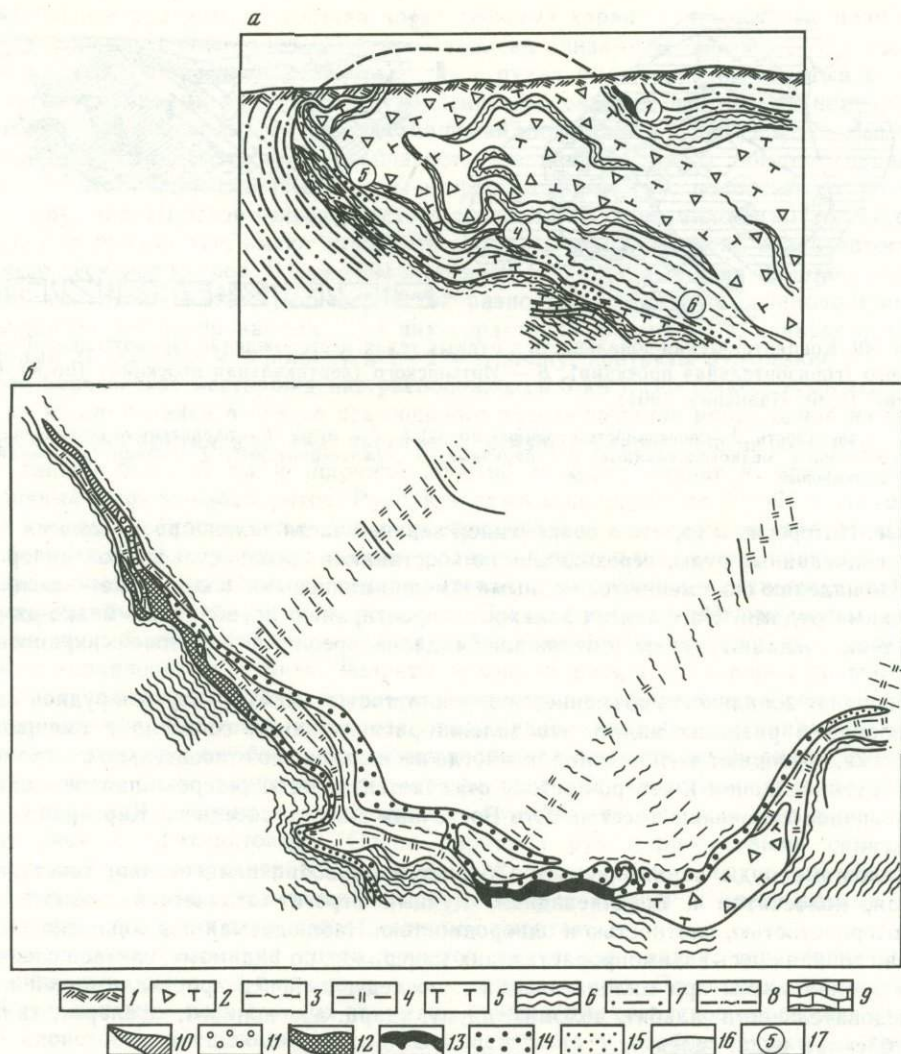


Рис. 50. Схематические разрезы через Белоусовское месторождение: а — общий (цифры на схеме — номера рудных залежей), б — деталь строения рудной залежи (по М. И. Дробышевскому, 1962)

1 — рыхлые отложения; 2 — туфопорфиroidы; 3 — кварцхлоритсерцитовые сланцы; 4 — серциткварцевые сланцы; 5 — туффиты; 6 — углистоглинистые и кремнистые сланцы; 7 — хлоритизированные известняки; 8 — слюднокварцевые сланцы с биотитом; 9 — мраморизованные известняки; 10—14 — руды: 10 — окисленная, 11 — сажистая, 12 — сплошная сульфидная, 13 — сплошная полиметаллическая, 14 — вкрапленная полиметаллическая; 16 — контакты свит, 17 — номера рудных залежей

нии заставляют предположить, что вектор динамометаморфического течения был расположен косо относительно простираения. На этом основании были проведены поиски новых залежей, увенчавшиеся успехом (залежи 7 — 10 пока не разведаны). Залежи сложены такими основными типами руд: серно- и медноколчеданными (пирит-халькопиритовыми), медно-цинковыми, колчеданно-цинково-баритовыми, свинцово-цинково-баритовыми и баритовыми. Многими исследователями отмечается, что в лежащих боках рудных залежей обычно локализуются колчеданные и медноколчеданные руды, к висячему боку они сменяются медно-цинковыми, а выше сопровождаются барит-полиметаллическими. Рудные залежи на крыльях складки располагаются симметрично.

Со стороны лежащего бока породы изменены гидротермальными процессами, которые выражаются в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и пиритизации. Последовательность рудообразования, по данным исследований, была такой: сначала формировались серные колчеданы, затем медно-цинковые руды и, наконец, полиметаллические. Последние тяготеют к центральным частям залежей, тогда как на флангах возрастает роль колчеданов и вообще рассеянного оруденения. Соотношение меди, свинца, цинка в рудах непостоянное, но в целом медно-цинковые и медные руды преобладают. Оруденение по преимуществу концентрированное, богатое.

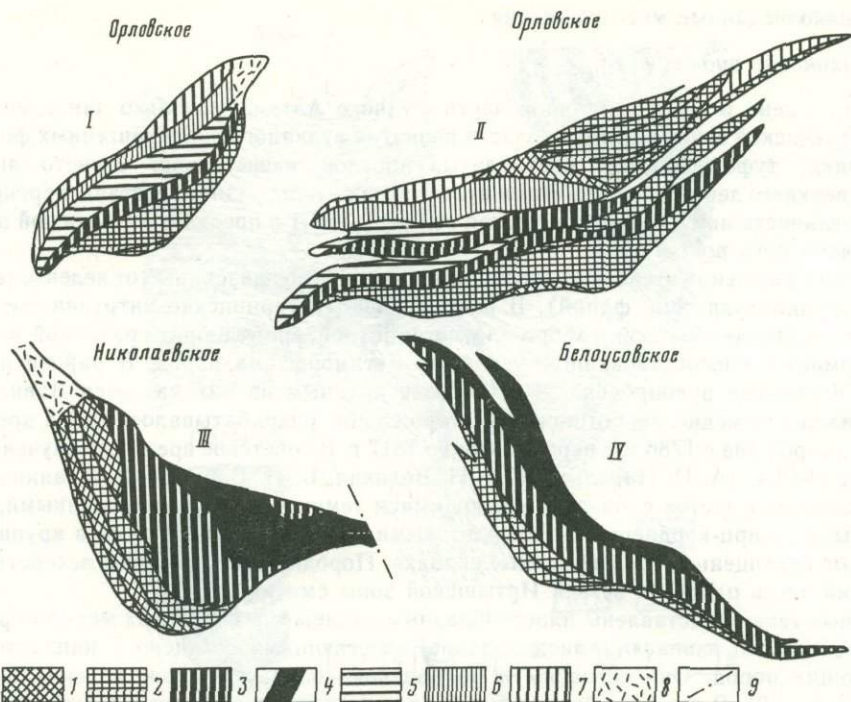


Рис. 51. Распределение типов руд в залежах медноколчеданных и колчеданнополиметаллических месторождений (по Масленникову, 1956; Гармашу, 1960)

1—8 — руды: 1 — серноколчеданные, 2 — медноколчеданные, 3 — колчеданные—медно-цинковые, 4 — полиметаллические, 5 — колчеданные цинковые, 6 — колчеданно-полиметаллические, 7 — барит-полиметаллические, 8 — окисленные, 9 — нарушения

Размещение руд одни авторы объясняют наличием межслоевых срывов, другие — контролем со стороны зон рассланцевания, третьи — приуроченностью к сводам антиклиналей. Почти все они сходятся на том, что оруденение во всем складчатом поле послескладчатое, после образования зоны смятия.

Наши выводы обратные [302]. Мы считаем, что все особенности распределения оруденения, особенности структур и форм рудных тел обусловлены наложением на них складчатости и динамометаморфизма. Это доказывается во всех случаях стратиграфическим контролем оруденения, деформированностью рудных тел согласно с планом пликативной тектоники и динамометаморфического течения, катаклизмом самих руд, установленным еще ранее Б. И. Вейц [41], Н. Е. Галдиным [54] и другими исследователями. Дополнительными аргументами в пользу второго вывода являются нарушения первичного распределения типов руд (механическое совмещение разных, расчленение одинаковых, обратная зональность в опрокинутых частях складок), а также затеки сульфидов в трещины жестких пород, механическое рассеивание рудного материала на флангах залежей течением при динамометаморфизме (вкрапленные шлейфы), согласие текстур руд и динамосланцев. Надо заметить, что аналогичные явления наблюдаются и во всех остальных случаях, когда руды попадают в зоны смятия — Иртышскую, Северо-Восточную либо их отдельные ветви (Бутачихинско-Карелинская, Успено-Карелинская и др.). Различия заключаются лишь в степени преобразования, направлении и масштабах перемещения гетерогенной, разной по вязкости массы пород и руд в ламинарном струйчатом потоке общей пластины сплющивания.

Для сравнения приведены разрезы некоторых рудных линз Орловского, Николаевского и Белоусовского месторождений (рис. 51, I—IV). Как видно, пространственная локализация типов руд в них практически одинакова, хотя первые образовались вне зон рассланцевания, а Белоусовское — почти в самом ее центре. Из этого можно сделать только один вывод: зоны рассланцевания к первичному накоплению руд отношения не имеют.

Медноколчеданные месторождения

Вавилонское рудное поле

Расположено в северо-западной части Рудного Алтая, несколько западнее осевой части Иртышской зоны смятия, в области развития вулканогенно-терригенных формаций (песчаники, туфопесчаники, алевролиты, прослои известняков, углисто-глинистые сланцы верхнего девона с горизонтами вулканитов базальтоидного состава, перекрытыми углисто-глинистыми сланцами такурской свиты D_3-C_1) в пределах меденосной подзоны Рудноалтайского пояса.

Породы довольно интенсивно дислоцированы, метаморфизованы (от зеленосланцевой до биотит-андалузитовой фаций). В районе имеются герцинские интрузии последовательных габбро-диабазовой, габбро-плагиогранитной, гранодиорит-гранитной и гранитной формаций, способствовавшие усилению метаморфизма пород. В районе известно свыше 30 медных рудопоявлений. Наиболее крупным из них является Вавилонское.

Вавилонское медно-пирротинное месторождение разрабатывалось еще в древности, а затем второй раз с 1786 г. с перерывами по 1817 г. В советское время его изучение было начато с 1940 г. (А. П. Никольский, Н. Н. Великая, Б. И. Вейц, П. Ф. Иванкин и др.). По их данным, участок сложен чередующимися темными графитизированными, кварц-слюдяными, кварц-кордиерит-антофиллитовыми сланцами, собранными в крупные субширотные сплюснутые брахиформные складки. Породы рассланцованы вследствие прохождения здесь одной из ветвей Иртышской зоны смятия.

Рудные тела представлены пластообразными залежами сплошных медно-пирротинных руд, сложно извивающимися в плане, залегающими согласно с напластованием вмещающих пород. Они согласны и по падению, образуют сложные синклинальные формы (рис. 52). В лежащих боках обычно залегают кварц-слюдяные сланцы (по песчаникам и туффитам), а в висячих — графитизированные филлитовидные (по углисто-глинистым). Всего таких тел обнаружено шесть. Кроме того, медное оруденение известно в согласных будинированных линзах сахаровидного кварца с пирротинном, халькопиритом и биотитом (бывшие силициты с прожилково-вкрапленным оруденением). Встречаются также жиллообразные секущие тела, очевидно, бывшие корневыми частями для пластообразных. Сплошные колчеданы сопровождаются в узкой зоне (0,5—1 м) вкрапленными рудами.

Основная рудная залежь прослежена по простиранию на расстояние более 1 км, осложнена раздувами, пережимами, в некоторых местах прерывается или разветвляется, смещается разрывными нарушениями.

Состав руд, по данным Б. И. Вейца [41], следующий (в %): пирротин — 60—99, халькопирит — до 10, сфалерит; более редкие — магнетит, арсенопирит, пирит, галенит, ильменит, марказит и др. Жильные — кварц, биотит, прохлорит, антофиллит, актинолит, доломит, тремолит, серицит, альбит, кальцит, андалузит, гранат, кордиерит, мусковит и другие. Содержание меди в рудах довольно равномерное (1,2%), железа в среднем 36,8%, серы 30, цинка 0,6%. Элементы-спутники — кобальт, никель, серебро, сурьма, мышьяк, висмут, олово, молибден и др. С поверхности до глубины 50—60 м развита зона окисления, а до 70—80 м — зона вторичного обогащения.

Текстура руд массивная, полосчато-сланцеватая, плоччатая, пятнистая, брекчиевидная, полосчато-вкрапленная. Структуры гипидиоморфно- и аллотриоморфнозернистые, субграфические, распада, давления. Руды тонкозернистые (сотые доли миллиметра, реже до 2—4 мм).

В кварцевых линзах оруденение представлено меньшим числом минералов: зернистый белый кварц (катаклазированный), биотит, хлорит, редко апатит, турмалин, затем пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, магнетит, мартит, марказит.

Околорудные изменения выражены в хлоритизации (железо-магнезиальные разности), окварцевании. Зональности по простиранию и падению в залежах не установлено. Таким образом, Вавилонское месторождение по своим главным геологическим признакам и элементному составу оказывается весьма сходным с описанными выше цинково-медными месторождениями.

Рудные тела деформированы, а сами руды метаморфизованы. Одни исследователи считают, что метаморфический парагенезис наложился на руды и вмещающие породы, а другие — что он сопровождал оруденение, которое относится к глубинной и высоко-температурной формациям [111]. В пользу первого предположения говорит пластовый характер руд, согласное залегание с вмещающими породами и согласная с ними деформированность пластовых тел, отсутствие метасоматической зональности, будини-

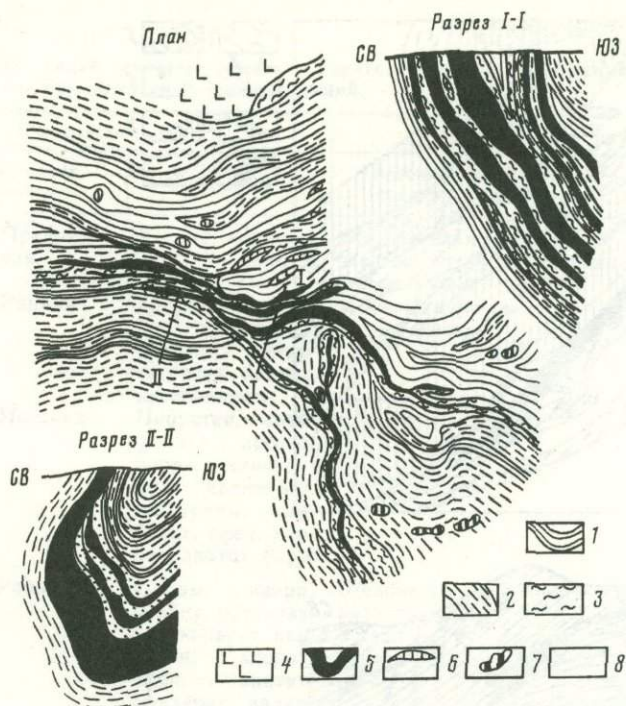


Рис. 52. Схема геологического строения Вавилонского месторождения (по материалам А. П. Никольского, Н. Н. Великой)

1 — графитизированные углисто-глинистые сланцы; 2 — кварц-слюдяные сланцы; 3 — кварц-хлорит-антофиллитовые сланцы; 4 — габбродиабазы и андезиты; 5 — сплошные меднопирротинные руды; 6 — линзы сахаровидного кварца; 7 — линзы и жилы сливного кварца; 8 — линия разрезов

рование и катаклиз, наличие реликтов первичных руд (пирит колломорфной структуры) и общее сходство с описанными выше основными медноколчеданными рудами. Такие минералы, как пирротин, магнетит, актинолит, тремолит, являются явно метаморфогенными. Наконец, нет никакой связи оруденения—ни структурной, ни геохимической—с поздними интрузиями. Появление в рудах олова и молибдена, по-видимому, вызвано геохимическим ореолом пермских гранитов и перетолжением части элементов из вмещающих пород.

Метаморфогенными являются описываемые П. Ф. Иванкиным с соавторами [III] парагенетические последовательные минеральные ассоциации: кварц—биотит—кордиерит—мусковит; кварц—кордиерит—антофиллит—пирротин; кварц—антофиллит—хлорит—сульфиды—мусковит.

Совокупность данных приводит к выводу о синхронности образования пород и медных руд, их верхнедевонском возрасте и связи с верхнедевонским базальтоидным вулканизмом.

Рудное поле Карчига

Расположено в противоположном юго-восточном конце «медной линии» К. П. Тульчинского и В. К. Котульского [145], на фланге Иртышской зоны среди пород осевой части Курчум-Кальджирского антиклинория в долине р. Кальджир. Это складчатые расланцованные и сильно метаморфизованные породы докембрийского, раннепалеозойского или даже девонского возраста.

Представлены кварц-биотитовыми, кварц-биотит-хлорит-эпидотовыми сланцами, чередующимися с амфиболитами. Сланцы образовались по первичным алевролитам и песчаникам, а амфиболиты — по диабазовым порфирирам (согласные залежи и силлы). Те и другие собраны в складки общего северо-западного простирания с местными отклонениями и виргациями, часто запрокинутые на юго-запад. Породы прорваны габбро-плагиогранитов Бесбугу. По составу и характеру исходных вмещающих пород (относившихся ранее к выстав-курчумской свите D_3) рудное поле близко к Вавилонскому. В рудном поле известно несколько рудопроявлений меди. Основным месторождением является Карчига.

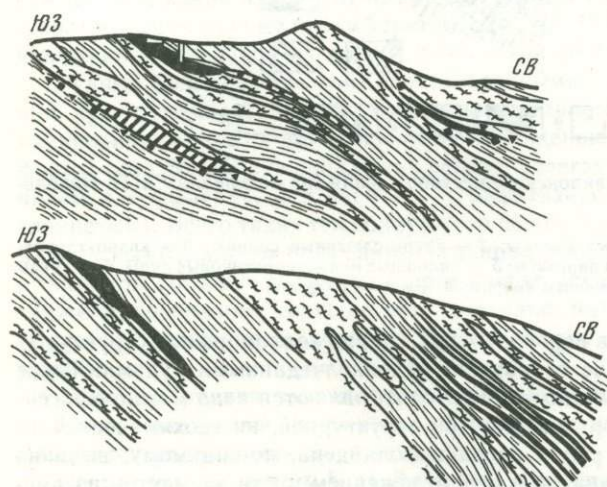
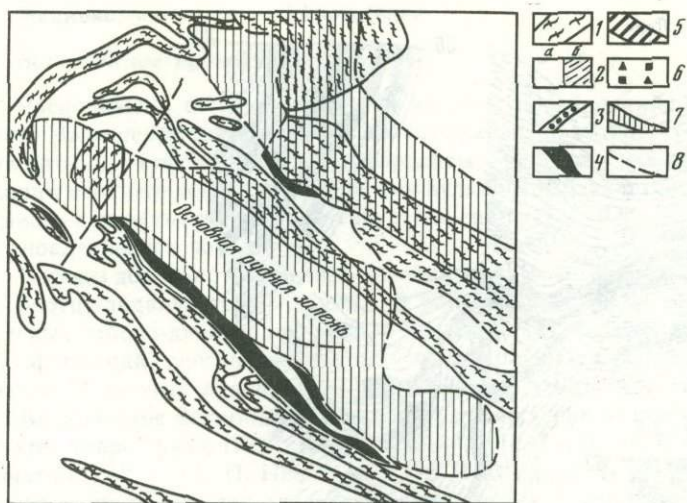


Рис. 53. Схема строения месторождения Карçига и схематические разрезы через месторождение Карçига (по материалам А. Н. Дербаса, А. А. Шатобина и др.).

1 — амфиболиты; 2 — кварц-полевошпат-баритовые сланцы (а — на плане, б — на разрезах); 3 — прожилково-вкрапленные руды; 4 — халькопирит-пирротиновые сплошные руды; 5 — слюдяно-кварцевые породы; 6 — вкрапленность пирита и халькопирита; 7 — проекция рудных тел на поверхность; 8 — некоторые разломы

Месторождение Карçига расположено в междуречье Кальджира и Бала-Кальджира, где описанная серия сланцев образует сложный флексуорообразный изгиб (рис. 53). Месторождение разрабатывали в древности, затем изучали в 1913—1914 гг. и позже с перерывами с 1934 г. В исследовании месторождения участвовали Д. М. Шилин, А. М. Николаев, Б. И. Вейц, П. Ф. Иванкин, А. Н. Дербас, А. А. Шатобин, Я. В. Маркушин, Б. Ф. Зленко и др. По их данным, на участке в составе метаморфической толщи резко преобладают тонкополосчатые кварц-кордиерит-биотитовые сланцы и амфиболиты. Помимо складчатости, породы нарушены серий разломов и разделены надвигом на два блока. Западный блок представляет реликт опрокинутой синклинальной структуры, а Восточный — надвинутое по пологой поверхности крыло с наклоном 12—15°.

На месторождении известны две рудные зоны — Основная и Восточная. Основная рудная зона тяготеет к висячему боку горизонта амфиболитов (см. рис. 53), прослежена в длину более чем на 1,3 км, включает несколько параллельных тел сплошных медноколчеданных руд линзо-пластообразной формы, чередующихся с вкрапленными. Восточная рудная зона прослежена на 400 м по простиранию и более 300 м по падению; здесь развиты главным образом вкрапленные руды.

Все линзо-пластовые тела залегают согласно с вмещающими породами, повторяя все нарушения их первичного залегания. Околорудные изменения выражены серицитизацией, хлоритизацией, пренитизацией. По амфиболитам образуются актинолит-пренит-хлоритовые сланцы (диафориты).

Состав руд, по данным упомянутых авторов, включает обширный список минералов (до 48), главными из которых являются следующие: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, магнетит; более редкие — марказит, галенит, кубанит, пентландит; жильные

Таблица 15

Сопоставление стадий минерализации и парагенетических ассоциаций минералов Вавилонского и Карчигинского месторождений.

Вавилонское			Карчигинское		
Ассоциация минералов, стадия минерализации		Минерал	Ассоциация минералов, стадия минерализации		Минерал
Магнезиально-железистого метасоматоза и пирротинового оруденения	Предрудная	Хлорит, клинозоизит, биотит, кварц	Магнезиально-железистого метасоматоза и колчеданного оруденения	Предрудная силикатная	Хлорит, пренит, биотит, кварц, антофиллит, купферит, магнетит, ильменит, сфен, рутил
	Ранняя	Хлорит, антофиллит, купферит, троилит, магнетит, сфен, апатит, арсенопирит		Колчеданная	Пирит, антофиллит, арсенопирит, халькопирит, валлериит, теллуриды, карбонат, сфен, хлорит, апатит, барит
	Поздняя	Пирротин, антофиллит, арсенопирит, халькопирит, валлериит, теллуриды, карбонат, сфен, хлорит, апатит, барит			
Щелочного метасоматоза и медного оруденения	Ранняя	Слюды, кварц, альбит, ортоклаз, халькопирит, пирротин, хлорит, сфен, апатит, сфалерит, валлериит, кубанит, молибденит, флюорит, галенит	Щелочного метасоматоза и медного оруденения	Ранняя	Слюды, кварц, альбит, тальк, халькопирит, пирротин, пирит, молибденит, кубанит, валлериит, пентландит, сфалерит
	Поздняя	Сфалерит, галенит, магнетит, пирит, халькопирит, карбонаты, барит, гипс, самородные элементы, теллуриды, сидерит, ильменит		Поздняя	Сфалерит, галенит, халькопирит, ильменит, самородное серебро, калаверит, барит, карбонат, дисульфиды железа, сидерит, магнетит

минералы — хлорит, кварц, мусковит, серицит, антофиллит, барит и др. Так же как и на Вавилонке, редко встречаются молибденит и касситерит. В реликтовых блоках вмещающих пород описаны еще барит, актинолит, гранат, кордиерит, эпидот, турмалин и другие. Элементами-спутниками являются кобальт, никель, селен и теллур, кадмий, мышьяк, золото и серебро.

Текстура руд массивная, полосчато-вкрапленная, брекчиевидная, вкрапленно-прожилковая. В Основной залежи отмечена такая зональность: в центре — массивные медно-пирротиновые руды, к периферии — полосчатые густовкрапленные медноколчеданные, затем убогие и колчеданные. Выделяются три стадии рудообразования: магнезиально-железистого метасоматоза и колчеданного оруденения; щелочного метасоматоза и медного оруденения; кварц-карбонатная (безрудная). Они сопоставляются с соответствующими стадиями образования Вавилонского месторождения (табл. 15), что свидетельствует о несомненном сходстве этих двух разновозрастных месторождений.

ФОРМИРОВАНИЕ РУД И ИХ ПОСЛЕДУЮЩИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Стадии рудообразования

Обзор данных по основным колчеданно-полиметаллическим месторождениям позволяет наметить общую схему образования отличающуюся лишь в деталях для отдельных месторождений.

1. Рудоотложение началось с гидротермального изменения пород участков дна относительно неглубокого морского бассейна, их метасоматоза, а поступление рудоносных растворов в водный бассейн приводило к выпадению в осадок соединений железа (окисная, карбонатная или сульфидная формы в зависимости от режима кислорода, углекислоты и серы), затем меди, цинка и других элементов.

2. Последующие стадии рудообразования характеризовались таким же механизмом: гидротермальным замещением пород и ранних руд, отложением по трещинам на путях движения растворов и седиментогенезом на дне бассейна, но уже руд полиметаллического состава. Каждый раз процесс седиментогенеза сопровождался гидротермальным метасоматозом и жильобразованием на путях подъема рудоносных растворов, т. е. на уровне уже отложенных руд и перекрывающих их пород.

Руды каждой последующей стадии обычно размещались на все более высоком уровне над предыдущей, причем гидротермально-метасоматические и трещинные руды вначале отлагались под седиментными рудами, затем совмещались с ними, а позднее распространялись выше в породы всяческого бока. Таким образом, каждый уровень согласного рудоотложения соответствовал отдельной стадии рудообразования, а последняя включала и седиментные и метасоматические руды (нарастающая гидротермоколонна).

3. В тех случаях, когда рудоносные растворы не достигали дна водоемов, образовывалось обычное гидротермально-метасоматическое и жильное оруденение, контролируемое вулканическими структурами (жилы, штоки, зоны, линзы, неправильные и другие тела) и временными литологическими горизонтами.

4. Седиментные и гидротермально-метасоматические пластообразные рудные тела залегают среди вулканогенно-осадочных пород и чередуются с ними. Со стороны лежачего бока руды подстилаются либо туфами кислого состава, либо силицитами, реже кислыми лавами, алевролитами. С всяческого бока их перекрывают также разнообразные породы — алевропелиты, туффиты, туфы, туфолавы. У полиметаллических месторождений рудовмещающие вулканы обычно кислого состава, а у медно-цинковых и медных — кислого, среднего и даже основного. В разрезах рудоносной пачки обычно встречаются силициты, известняки и доломиты (вулкано-химические осадки) и углистые алевропелиты (застойные фацции). Согласные рудные залежи формировались в периоды затишья вулканической деятельности.

5. Для раннего эйфельского контрастно-дифференцированного вулканизма базальт-липаритового диапазона ранние колчеданные стадии оруденения менее развиты, зато интенсивнее формировалось последующее полиметаллическое и барит-полиметаллическое оруденение (рис. 54), сопровождаемое целым роем малых элементов-спутников (As, Bi, Ag, Au, Se, Te, Hg и др.). При слабой дифференцированности промежуточного бассейна вулканизма серийного типа с образованием более поздних базальт-андезитовых лав эйфель-живет-франа-фамена формировались колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-медно-цинковые руды (главным образом в конце среднего и верхнем девоне Приртышья), и на этом рудообразование заканчивалось. Преобладают три временных уровня рудоотложения: эйфель — живет — фран.

6. Руды сопровождаются околорудными изменениями пропилютовой фацции (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, карбонатизация и др.) главным образом со стороны лежачего бока, а также синхронной парагенетической ассоциацией вулканогенно-химических осадков, к которым относятся кремнистые, известковистые и магнезиальные породы (силициты, известняки, доломиты и др.), так же как и рудные компоненты, являющиеся избыточными продуктами дифференциации базальтоидных магм.

Понятие «стадия минерализации» нуждается в уточнении. Мы считаем, что это фактически парагенетическая минеральная ассоциация. В то же время существует определенный цикл: а) седиментное отложение и образование рудного слоя; б) гидротермальный метасоматоз, изменение седиментных руд и образование здесь же совмещенных рудных залежей; в) сопровождающая серия жильных, прожилково-вкрапленных руд. Намечается как бы три этапа.

Спустя некоторое время, за которое прекращается поступление растворов, а образованные руды будут перекрыты очередными вулканогенно-осадочными слоями, совершается новый цикл, формируется новый рудный горизонт. Таким путем возникает многоэтажность рудных залежей, каждый этаж, следовательно, может отвечать стадии минерализации со своими этапами минерализации и минеральными ассоциациями. Седиментный характер и идентичность состава седиментных и гидротермально-метасоматических полиметаллических руд Лениногорска (включая и элементы-примеси в минералах) установлены детальными минералого-геохимическими исследованиями И. В. Покровской и О. А. Ковриго [205]. Аналогичное явление установлено и для вулканогенно-осадочных гематит-магнетитовых залежей в девоне Рудного Алтая, состав минералов в которых идентичен с минералами из корневых гидротермально-метасоматических жильных тел [219]. Таким образом, еще раз доказывается механизм формирования вулканогенных осадочных и гидротермальных руд и устанавливается синхронность седиментогенеза

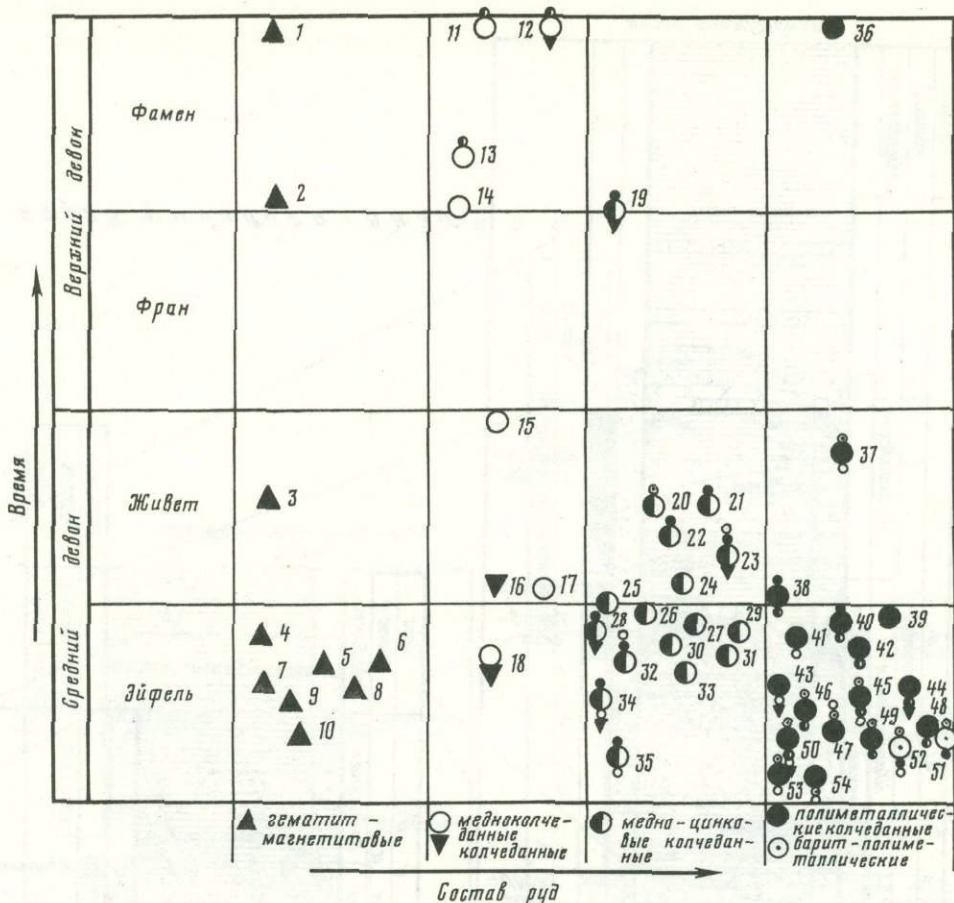


Рис. 54. Состав, зональность и стратиграфическое положение основных месторождений Рудного Алтая. У знаков основного типа руд показаны второстепенные руды с лежачего и висячего боков

Месторождения: 1 — Бухтарминское, 2 — Долинское, 3 — Быструшинское, 4 — Родионов Лог, 5 — Инское, 6 — Магнитное, 7 — Маркакольское, 8 — Холзунское, 9 — Белорецкое, 10 — Ливинское, 11 — Вавилонское, 12 — Карчигинское, 13 — Новониколаевское, 14 — Бухтарминское, 15 — Сугатовское, 16 — Быструшинское, 17 — Габриэлевское, 18 — Николаевское, 19 — Долинское, 20 — Сургутановское, 21 — Степное, 22 — Таловское, 23 — Новоберезовское, 24 — Кедровское, 25 — Александровское, 26 — Шубинское, 27 — Старковское, 28 — Тишинское, 29 — Снегирихинское, 30 — Ильинское, 31 — Гусялковское, 32 — Орловское, 33 — Успенское, 34 — Белоусовское, 35 — Верхубинское, 36 — Заводинское, 37 — Корбалихинское, 38 — Рулихинское, 39 — Стрежное, 40 — Шемонаихинское, 41 — Лазурское, 42 — Сакмаринское, 43 — Березовское, 44 — Иртышское, 45 — Золотушинское, 46 — Крючковское, 47 — Путинское, 48 — Греховское, 49 — Зыряновское, 50 — Лениногорское, 51 — Змеиногорское, 52 — Зареченское

и метасоматоза в разных условиях и на разных уровнях рудообразования (дно моря и в придонных породах), как и в месторождениях атасуйского типа.

Мощные процессы гидротермального изменения разнообразных подрудных вулканогенно-осадочных пород, превращенных большей частью в светлые биминеральные серицит-кварцевые породы, обеспечили по направлению движения потока растворов межгоризонтный обмен компонентами (миграция SiO_2 , MgO , K_2O , Na_2O и др.), что хорошо изучено в лениногорском разрезе. Несомненно, наряду с петрогенными выщелачивались и перемещались такие рудогенные элементы, как железо, а возможно, медь, свинец, цинк и элементы-спутники. Даже небольшое уменьшение первоначальных содержаний металлов в исходных породах заметно влияет на концентрации в более высоких горизонтах. Следовательно, все эти факты указывают на то, что рудоотложение было в общем синхронным с вулканической деятельностью.

Зональность оруденения

Несколько более ясная региональная зональность намечается в основном для островных групп полиметаллических месторождений. Пластообразные стратифицированные рудные залежи ленточного строения (Лениногорское, Тишинское, Сакмаринское, Гусялковское, Шемонаихинское и другие рудные поля) характерны чередова-

- б) серно- и медноколчеданные залежи;
- в) медно-цинковое оруденение;
- г) полиметаллическое оруденение;
- д) барит-полиметаллическое, барит-свинцовое оруденение, нередко жильное;
- в) малоизмененные породы всякого бока.

Такова же и последовательность отложения рудных парагенезисов, поскольку оруденение обычно формируется в несколько стадий. В случае опрокинутого залегания вмещающих пород (обычно в зонах смятия) порядок зональности обратный (Снегирихинское, Потенциальное, Гусяковка, часть Белоусовского и др.).

Для рудного района проявления концентрической зональности выражаются в расположении ближе к центру колчеданного и колчеданно-полиметаллического метасоматического наложенного оруденения, которое к периферии сменяется седиментным сульфидным, а затем и седиментным кремнисто- или карбонатно-железным окисным гематит-магнетитовым. В рудных полях и рудных телах отмечается обогащение фокальных зон все более поздним оруденением ряда Fe—Fe, Cu—Fe, Cu, Zn—Cu, Zn, Pb—Ba, Pb, Zn, Cu—Ba, Pb, что объясняется центральным либо продольно осевым расположением очагов разгрузки гидротермальных растворов и наложением в этих местах более позднего оруденения на предшествующее и проникновением его гипсометрически (и стратиграфически) на более высокие уровни.

Цикличность оруденения, его многоэтапность связаны с цикличностью самой вулканической деятельности. Так, а эйфеле выделяют не менее трех циклов вулканизма, сопровождаемых оруденением (Лениногорский район), затем то же происходило в живете (Шемонаихинский узел), фамене и даже нижнем карбоне (Бухтарминский узел и др.). Это способствовало отложению руд на разных уровнях стратиграфического разреза (рис. 55). Месторождения могут быть отнесены к стратиформным алтайского типа [303, 328].

Близкая по характеру зональность описана для вулканогенных месторождений атасуйского типа. Многие исследователи указывают на то, что по направлению погружения дна морского бассейна и вверх по стратиграфическому разрезу барит-полиметаллические месторождения сменяются колчеданными медно-цинковыми и медными [136]. Как видно из изложенного, причиной этого является повышение основности вулканизма со временем (и вверх по разрезу).

Размещение месторождений

С начала века многими исследователями было отмечено, что колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные месторождения тяготеют к Иртышской подзоне, а собственно полиметаллические — к Северо-Восточной. Это связывается теперь с уже упомянутым изменением состава девонских вулканитов в связи с глубинным строением земной коры. Ближе всего «базальтовый слой» подходит к поверхности именно в Прииртышье (20—22 км), по направлению же к северо-востоку и юго-востоку он погружается до 28—30 км, и там соответственно увеличивается мощность «гранитного слоя» и герцинских структур (6—10 км). Сейчас установлено, что более 95% запасов меди, свинца и цинка Рудного Алтая заключено в вулканогенно-осадочных породах девона, в том числе около 80% — среди отложений эйфеля.

Поля девонских вулканитов в рудном поясе (500 × (60—100) км) образовали две полосы: северо-восточную и прииртышскую, разделенные поясом гранитоидных интрузий. В пределах этих полос вдоль эйфельских раздвигов-трогов зародились рудные цепочки, узлы, симметрично расположенные относительно друг друга на расстоянии 30—60 км в полосах и 50—60 км — между полосами. Эта геометричность первого порядка обусловлена размещением узлов сопряжения главных северо-западных разломов с северо-восточными и субширотными, где локализовались периферические бассейны вулканизма и островные вулканы. Рудные узлы, как и девонские вулканы, имеют островной либо линейно-цепочечный характер. Месторождения располагаются в виде роев-концентров или цепочек среди осадочно-вулканогенных пород, вблизи вулканических центров девона.

Рудные тела в структурном отношении приурочены обычно к различным вулканотектоническим структурам — вулкано-куполам, депрессиям, склонам построек, границам слоев и фаций, жерловинам, кольцевым и радиальным трещинам и т. д., но с обязательным наличием снизу крутопадающей системы подпитывающих трещинных каналов.

Рудоносные блоки по вертикали, как уже отмечалось, характеризуются обычно многоэтажным размещением оруденения — колчеданного, медноколчеданного, медно-цинкового, колчеданно-полиметаллического, поэтому обнаружение одного из них позволяет искать и другое выше либо ниже по разрезу.

Формы рудных полей и тел и их изменения

Первичный характер рудных полей восстанавливается на примерах мало нарушенных блоков Лениногорского, Змеиногорского, Шемонаихинского и других районов. Можно наметить два основных типа площадей: неправильно-изометрический и линейно-вытянутый. В первом случае подводящие трещинные структуры имели радиально-кольцевой характер, а во втором — линейный. В обоих случаях в пространстве возникали рудо-локализирующие формы — многослойные субгоризонтальные и полого наклоненные, уплощенной архитектуры с крутопадающими жильными корневыми частями. В объемном выражении первый тип — это субгоризонтально-уплощенный многокорневой, а второй — линейно-уплощенный. Оба типа обусловлены морфологией питающих каналов вулканизма соответственно островного и линейного цепочечного.

Эти первичные, достаточно сложные формы рудоносных блоков («пучковые» по П. Ф. Иванкину [109]) в дальнейшем под влиянием складчатых деформаций, динамометаморфизма, разломно-блоковых и надвиговых перемещений в той или иной степени изменяли свое строение. В большинстве случаев сейчас мы имеем дело с вторичными формами рудных блоков — зонтичными, пластинчатыми, коническими.

Рудные тела в полях размещались в виде островков (Лениногорск), цепочек (Прииртышье, Белоубинская зона), радиальных и кольцевых трещинных систем, одиночных форм. В вертикальном разрезе мы имеем обычно многоярусное расположение пачек рудных тел с интервалами в сотни метров при расстояниях между самими залежами от десятков до нескольких метров. В слоистых рудах отмечаются ритмиты разных порядков с размерностью от нескольких метров до нескольких миллиметров.

В результате складчатости и динамометаморфизма в зонах смятия рудные поля удлинняются в направлении, поперечном к сдавливанию. Вместе с этим возрастают вертикальные размеры оруденения, достигающие местами 1—1,5 км соответственно высотам складок и амплитудам выдавливания и растекания.

Поздние разрывы разбили рудные поля на полигональные блоки. Вдоль разрывов происходили сбросо-сдвиговые перемещения, благодаря чему отдельные части рудных полей и тел были смещены относительно друг друга по вертикали и горизонтали обычно на десятки и реже на сотни метров (Николаевское и др.). В альпийский тектонический цикл были проявлены и надвиги со смещением и даже перекрытием рудных тел с амплитудами в сотни метров и даже более 1,2 км (Северный надвиг, Успенский надвиг в Лениногорском рудном поле).

Первичные формы рудных тел достаточно разнообразны: пластовая, линзовая, зонтичная (в насыпных конусах), жилообразная, штокообразная и древовидная (эксплозивные рудные брекчи).

Под влиянием складчатых деформаций появляются вторичные изогнутые, седловидные и иные сложные формы, а субгоризонтальные рудные тела становятся наклонными. Во всех случаях, как этом можно видеть на рис. 44, 45, 46, 51, контуры типов руд, их границы, изолинии концентрации элементов-спутников повторяют формы рудных тел и характер наклона рудных линз к линии горизонта в современном их залегании. В крутозалегающих телах мы не обнаруживаем субвертикальной метасоматической зональности, нег также и контроля со стороны поздних трещин. В зонах различных слоев происходит дальнейшая и еще большая трансформация первичных форм согласно векторам струйного течения и будинаж. Крутые изогнутые в складки тела гофрируются, разлинзовываются на продольные ленты [302]. Сплющивание ведет обычно к уплотнению рудной массы и уменьшению общей мощности рудных тел. Только в отдельных участках при сопряжении струй течения разных направлений, в замках складок, вблизи жестких упоров происходит локальное увеличение мощности рудных тел, возникают утолщения, узлы, серповидные расширения (Белосовское, Зырянское и др. месторождения). Общий механизм и характер преобразования форм рудных залежей показан на рис. 56.

В процессе динамометаморфизма более жесткие минералы — кварц, особенно пирит — дробятся и как бы плывут в других, менее вязких сульфидах — халькопирите, галените, сфалерите. Масштабы перемещений при динамометаморфическом течении оценить трудно, можно лишь отметить, что они были различными, в отдельных местах

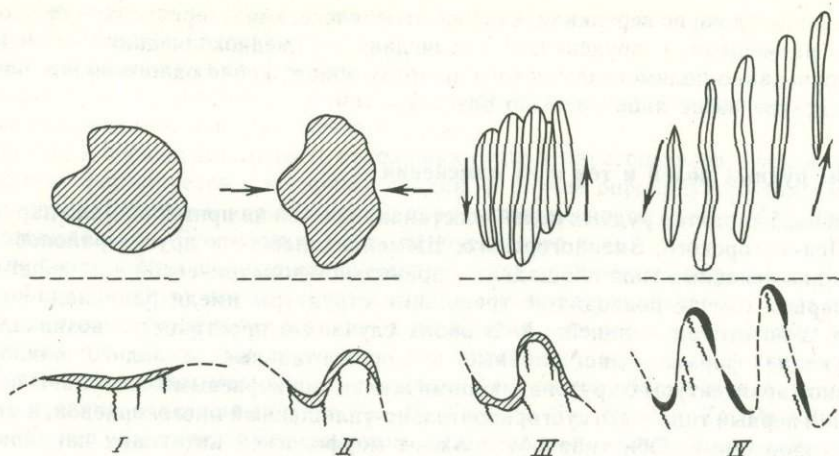


Рис. 56. Схема преобразования пластообразных рудных тел в лентовидные (в зонах смятия). Вверху — планы; внизу — разрезы

I—IV — последовательные этапы: I — Риддер-Сокольное, Камышинское, II — Орловское, III — Тишинское, Вавилонское, IV — Прииртышское

образовались даже рудные протрузии, принимаемые некоторыми исследователями за инъекции рудной магмы в боковые более жесткие породы.

При высоких температурах происходила и перекристаллизация рудного вещества, возникали тонкозернистые структуры с взаимным проникновением зерен различных минералов.

По степени метаморфизованности (динамометаморфизм) Б. И. Вейц [41] разделила месторождения на четыре группы. К группе наиболее интенсивно метаморфизованных месторождений отнесены Вавилонское, Березовское, Новоберезовское, Иртышское, Белоусовское, Александровское, Карчига; сюда следует включить также Тишинское, Стрежное, Гусяковское, Снегирихинское, Успенское и многие другие, попавшие в зоны смятия. Остальные месторождения менее метаморфизованы и отнесены к остальным трем группам. Слабее всех метаморфизованы Николаевское, отдельные участки Лениногорского и некоторые другие месторождения; все остальные — среднеметаморфизованы.

Поздние разломы рассекают рудные тела и смещают их части на расстояния от нескольких до десятков метров, реже более. Небольшие смещения отмечены и вдоль секущих даек.

Наконец, следует обратить внимание на нарушение первичных форм под влиянием поздних интрузий. Фрагментарные структуры рудных полей, реликты латеральных парагенезисов полей и даже тел указывают на существенное значение магматического поглощения, которому пока не уделяется должного внимания.

Мощные гранитоидные последовские интрузии Змеиногорского и других комплексов, занимающие до 60% всей площади рудного пояса, по-существу, «поглотили» вместе с девонскими вулканитами, ассимилировали и уничтожили весьма значительную часть колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, «возвратив» лишь небольшую их долю в виде «собственных» регенерированных мелких контактовых, жильных (Парыгинское) или гидротермально-метасоматических полиметаллических месторождений. Таким образом, опустошенной оказалась обширная область между обеими продуктивными полосами и отчасти внутри каждой из них, где теперь расстилаются поля гранитоидов.

Текстуры, структуры руд и рудные парагенезисы

Более полному представлению об особенностях формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая поможет изучение их первичных признаков, которые сохранились лишь кое-где в ненарушенных и малоизмененных блоках (Лениногорское, Шемонаихинское, Змеиногорское и другие рудные поля). Важно отметить и качественные признаки измененных руд (Прииртышье, Северо-Восточная зона). Большой вклад в расшифровку первичных и вторичных особенностей руд внесли исследования последних лет, проводившиеся под влиянием идей академика В. И. Смирнова [205, 309,

Таблица 16

Сопоставление некоторых первичных и вторичных признаков месторождений и руд Рудного Алтая (под влиянием складчатости, смятия, метаморфизма)

Признаки	Первичные	Вторичные		
		Складчатость, динамотермальный метаморфизм	Контактный метаморфизм	
Рудные поля	Цепочечно-линейные, островные, концентрические, уплощенные	Удлиненные, сплюснутые, увеличенные по вертикали, блоковые		
Рудные тела	Залегание	Субгоризонтальное с крутыми корневыми частями	Наклонное до вертикального	
	Форма	Пластообразная, линзообразная, зонтичная, жильная, штокообразная	Линзообразная, лентообразная, седловидная, кулисная, будинированная, гофрированная	
Руды	Текстура	Массивная, ритмично-слоистая, пятнистая, вкрапленная, брекчиевая, проседания, «рудного флиша», подводно-оползневая, ленточная	Плойчатая, полосчатая, сланцеватая, вкрапленно-пятнисто-полосчатая, полосчато-сланцеватая, слоисто-узловатая массивная, брекчиевидная	Массивная, пятнисто-вкрапленная, пересечения, полосчато-прожилково-вкрапленная
	Структура	Колломорфная, зернистая, распада, коррозионная, петельчатая	Катакластическая, смятия, тонкозернистая, «сыпучка», перекристаллизации (гранопорфиробластовая, очковая, лепидобластовая, мелко-тонкозернистая, давления, гипидиоморфно-аллотриоморфнозернистая	
Минеральные ассоциации	Рудные	I. Гематит плотный, конкреционный, фосфаты, карбонаты II. Пирит, халькопирит, сфалерит, марказит III. Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, сульфосоли и сульфиды висмута, мышьяка, сурьмы,	I. Магнетит, гематит II. Пирит, пирротин, магнетит, халькопирит, сфалерит, клейофан, ильменит III. Пирит, пирротин, сфалерит, клейофан халькопирит, галенит, блеклая руда, арсенопирит, кубанит, рутил, магнетит, ильменит, кубанит	I. Магнетит, гематит II. Пирит, магнетит, халькопирит, сфалерит III. Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит, пирротин, магнетит
	Жильные	Кварц, кальцит, серицит, хлорит, доломит, барит, анкерит, цеолиты, ангидрит и др., кристаллокласты, глинистые минералы, органика, вулканический пепел	I. Мусковит, анатит, биотит, эпидот, альбит, родонит, актинолит, турмалин II. Хлорит, эпидот, биотит, кварц, антофиллит, кордиерит, гранат, мусковит, сфен, графит, апатит III. Актинолит, хлорит, серицит (фенгит), мусковит, графит, калишпат	I. Апатит, эпидот, калишпат, кварц, карбонат, гранат, пироксен, амфибол II. Кварц, эпидот, калишпат, актинолит, гранат III. Кварц, эпидот, калишпат, барит, актинолит, андалузит, биотит, тремолит

310]. Ниже на основании полученных данных попытаемся в самом общем виде проиллюстрировать сопоставление некоторых качеств первичных руд и их измененных разновидностей (табл. 16).

Начальные формы тел, зональные концентры, зональности тел по мощности, текстуры и структуры руд в виде реликтов обнаруживаются на большинстве рудных полей при их детальном изучении. Нахождение элементов вторичных преобразований руд указывает на характер происшедших изменений. По-видимому, наименьшие изменения претерпевает элементный состав руд (ограниченная миграция), тогда как формы и размещение

рудных тел, текстуры и структуры руд, минеральные парагенезисы, их порядок меняются достаточно заметно. Вероятно, несколько нарушается и распределение оруденения (соответственно подвижности соединений), его концентрация.

Вторичные признаки проявляются иногда настолько отчетливо, что обычно они заслоняют собой первичные, благодаря чему и возникает различная оценка факторов и их значимости. В частности, именно на основании этих признаков, вторичных минеральных парагенезисов колчеданно-полиметаллические руды оказались отнесенными то к глубинным высокотемпературным, то к контактово-метасоматическим, связанным с гранитоидами, габброидами, порфиоровыми интрузиями, поздними дайками пестрого состава и т. д. [111, 134], то к средне- и низкотемпературным, хотя первичные температуры и глубинность их были примерно одинаковыми. Руды почти в каждом месторождении отлагались, начиная с низкотемпературных растворов и кончая среднетемпературными (до 200—250 °С, редко более).

Глыбовая тектоника и денудация

Наличие герцинской глыбовой тектоники фиксируется на всех ее стадиях (изменение фаций отложений, мощности, трещинный магматизм и т. д.) с явным усилением в позднюю. Помимо этого, мощные глыбовые (в том числе и надвиговые) движения проявились в киммерийский и альпийский циклы. Относительные вертикальные амплитуды перемещений блоков оцениваются в сотни метров и даже несколько километров. Максимальная амплитуда гипсометрических отметок поверхности каледонского основания сейчас достигает 11 км (Маймырский прогиб и Синюшинский выступ). Поднимавшиеся блоки подвергались интенсивной денудации. Над современными антиклинариями удален слой мощностью около 3—4 км вулканогенно-осадочных пород, в том числе продуктивные рудоносные формации вместе с рудами (Алейский, Синюшинский блоки и некоторые другие). Эродированы также приподнятые в прошлом структурные кровли обнаженных теперь гранитоидных интрузий, внедрявшихся по оценкам на глубину 2—5 км. Если к этому добавить еще глубину денудации самих массивов (от сотен метров до нескольких километров), то картина разрушительных действий киммерийской и альпийской тектоники, буквально срезавшей сверху Алтайский геотектоноген и одновременно рудный пояс, станет особенно очевидной. А ведь именно в верхней части были сосредоточены месторождения, связанные со средней и поздней стадиями развития (жильные полиметаллические, редкометалльные). Если добавить к этому разрушительную деятельность вулканов, затем позднее — магматическое поглощение, то станет ясным, что от прежних весьма крупных колчеданно-полиметаллических рудных скоплений сохранилась только какая-то часть, и то поражающая нас сейчас своей мощью.

Возраст оруденения

Сейчас имеются уже достаточно определенные данные для решения этого вопроса. Лениногорское рудное поле и Риддер-Сокольное месторождение в течение десятилетий служили эталоном для изучения особенностей геологии месторождений Рудного Алтая. Именно здесь рождались, а затем и угасали различные концепции — «порфировая», «интрузивная», «антиклинальная», «эффузивная» (но не «дайковая»), распространявшиеся затем на всю территорию Алтая. Обнаружение слоистых сульфидных руд 2-й Риддерской залежи, доказанность их седиментного происхождения (осадочные ритмы, рудные конкреции, оползневые брекчии, подводный размыв руд, гравитационные текстуры) явились решающими доводами синхронности рудоотложения эйфельскому вулканизму.

Как показало детальное минералого-геохимическое изучение, седиментные руды по составу аналогичны рудам других рудных залежей, в том числе явно гидротермальным.

Суммируем важнейшие данные о возрасте первичного оруденения.

1. Колчеданно-полиметаллическое, медное и медно-цинковое оруденение по характеру распределения и положения в разрезе девонских отложений является стратиформным¹; нами выделен особый Алтайский тип стратиформных сульфидных месторождений.

Линзопластовые рудные тела залегают на нескольких стратиграфических уровнях

¹ Под термином «стратиформный» автор, по-видимому, подразумевает гидротермально-осадочный тип месторождения. (Примеч. ред.).

эйфель-фаменского разреза, выдержанных на всей территории Рудного Алтая. Таким образом, можно говорить о нескольких возрастных группах оруденения в интервале от эйфеля до фамена включительно. Известна и слабая рудоносность нижекаменноугольных вулканитов.

2. Нижняя граница возраста оруденения теперь надежно установлена — это низы эйфеля. Для каждого продуктивного вышележащего горизонта есть свои нижние границы в девоне (живет, фран, низы фамена).

3. Верхние возрастные границы местами достаточно определены. Имеются такие данные: а) в породах малоульбинской свиты C_{1-2} в районе Николаевского месторождения в конгломератах обнаружена галька колчеданных руд, аналогичных рудам Центральной и Крещенской залежей. Там же установлена верхняя граница ранней стадии оруденения по наличию рудокласт в отложениях франа. Рудокласты обнаружены в перекрывающих осадочных отложениях франа. Рудокласты обнаружены в перекрывающих осадочных отложениях эйфеля на месторождении Покровское № 2, франских песчаниках на Рубцовском месторождении и в других местах; б) всюду поздние стадии рудообразования (вплоть до баритполиметаллической) накладываются на ранние чисто колчеданные и седиментные слоистые, однако они нигде не выходят за пределы девонского стратиграфического разреза; в) гранитоидные интрузии змеиногорского комплекса (C_{2-3}) метаморфизуют колчеданно-полиметаллические руды (Сургутановское, Таловское и др.), а поздние дайки диабазов и лампрофиров секут руды (Ленинское, Зырянское, Камышинское и др.); г) складчатость (внутривизейская) и динамометаморфизм в зонах смятия (C_2-C_3) накладываются на колчеданно-полиметаллические руды; д) имеется более позднее полиметаллическое оруденение (C_1-C_3), вкрапленное, жильное либо самостоятельное, либо регенерированное, связанное с последующими магматическими формациями; его не следует смешивать с первичным.

Таким образом, можно считать доказанным девонский возраст основного стратиформного сульфидного колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая; он многостадийный и укладывается в рамки эйфеля—фамена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Весь приведенный выше фактический материал показывает, что основное колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая связано с девонским вулканизмом. Наиболее обоснованной является вулканогенная гипотеза, предполагающая синхронность рудообразования с циклами девонской вулканической деятельности (в моменты затухания), его многоэтажность (в эйфеле, живете—фране и фамене). Наиболее ранними были гематит-магнетитовые и колчеданно-полиметаллические месторождения северо-восточной полосы, а наиболее поздними — медноколчеданные Прииртышья.

В рудном процессе каждого колчеданно-полиметаллического месторождения имеются три—четыре стадии: седиментно-полиметаллическая и серноколчеданная, колчеданно-медно-цинковая, полиметаллическая (и барит-полиметаллическая), метаморфическая либо регенерационная. По способу образования руды были частью седиментными, но в основном гидротермально-метасоматическими. Это сближает алтайский тип с атауским. Думается, что и на Алтае был проявлен «атауский» механизм рудообразования, обусловленный очаговой дифференциацией базальтоидных магм. В своем размещении руды тяготели к ранним вулканотектоническим структурам, рудные тела занимали согласное или субсогласное положение с вмещающими осадочно-вулканогенными породами и только их корневые части — жильно-трещинные тела — секущие в нижележащих породах.

Под влиянием герцинской складчатости в нижнем—среднем карбоне, расслаивания — в среднем—верхнем карбоне, разломов и блоковых движений в киммерийский и альпийский циклы, рудные поля и рудные тела были выведены из первоначального залегания в той или иной степени деформированы. Под воздействием поздних интрузий, особенно гранитоидных, произошло поглощение части рудных полей и тел, регенерация незначительной доли оруденения. Динамометаморфизм также вызвал некоторую регенерацию руд. Все это и обусловило сложную современную нестандартную генетическую картину колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае, которая только сейчас раскрывается. В этом принципиальное отличие поисковых критериев вулканогенной гипотезы от предшествующих.

Некоторые авторы в последнее время пытаются применить понятия «полигенность» и «полихронность» к алтайским месторождениям и показать, что формирование их растянуто от девона до перми, не имеет определенной генетической связи

ни с одним определенным магматическим процессом или формацией. Мы привели факты, опровергающие такую тенденцию. Что же касается последующих изменений руд, то они совершаются вплоть до настоящего времени (и даже образцы в музеях!).

В связи с возникновением настоящей потребности в расширении запасов минеральных ресурсов особенно важное значение для поисково-разведочных работ приобрела теория рудообразования и вытекающие из нее поисково-прогнозные критерии. Все критерии «интрузивной» гипотезы давно исчерпаны и в последние годы вообще не дают положительных результатов, особенно когда пришлось отойти от известной руды. При таком положении особенно важно объективно оценить практические итоги проведения работ — как положительные, так и отрицательные. Фактически только за последние 7—10 лет получены положительные результаты. Раскрепощение от старых идей, развитие поисков вдоль продуктивных горизонтов девона (в том числе и на больших глубинах, где по старым представлениям руд не должно было быть) в новых районах позволило сделать крупные открытия в Лениногорском районе (Тишинское, Стрежное, Гуслияковское, Чекмарь и другие), Змеиногорском районе и Прииртышье. Переоценено Греховское рудное поле в Зырянском районе. Да и на самом Зырянском месторождении получен некоторый прирост запасов за счет согласных руд глубоких горизонтов (не считая снижения кондиций). Отрицательные же результаты получены предприятиями ранее специальными проверками (с применением крупных объемов глубокого бурения) объектов, наиболее перспективных с позиций концепций — «антиклинальной», «интрузивной», «зон рассланцевания», «дайковой» в тех же Лениногорском, Зырянском, Прииртышском рудных районах.

В настоящее время настоящей необходимостью является не только качественная, но и количественная оценка рудоносных районов с точки зрения их потенциальных возможностей до определенных экономически рентабельных глубин. И здесь, конечно, необходимо использовать все возможности, которые нам дает вулканогенная гипотеза. Основные рудные запасы Рудного Алтая приходятся на вулканогенно-осадочные геологические формации среднего и верхнего девона, составляющие по площади 12 800 км², а по объему около 38 000 км³. Помогает оценке перспектив рудных узлов наличие парагенетических ассоциаций пород (контрастные вулканиты, затем силициты, карбонатные, углистые), сопровождающих руды, и сама зональность рудных концентров в плане и на глубину, распределение разных морфологических типов оруденения, его многоэтажность, положение рудоносных горизонтов в пространстве.

В то же время самого серьезного учета требуют и отрицательные факторы — магматическое поглощение (массивы поздних интрузий), денудированность продуктивных горизонтов в поднятых блоках, дислоцированность вмещающих пород и руд. В сущности, практически значимое оруденение вследствие мощной денудации мезозоя и кайнозоя сохранилось лишь в относительно опущенных блоках ранних герцинид.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И САЛАИРА

На территории Сибири в пределах Алтае-Саянской горной области, Западного Забайкалья и в докембрийских структурах южного складчатого обрамления Сибирской платформы колчеданные месторождения развиты достаточно широко. К ним относятся колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические, медно-колчеданные и серно-колчеданные залежи Салаира, Тувы, Горной Шории, Западного Саяна, Енисейского кряжа, Западного Забайкалья и Северного Прибайкалья. Характерной общей чертой их размещения является приуроченность к площадям распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований ранних этапов развития геосинклинальных областей и пространственная связь со структурами зон глубинных разломов.

Большая часть известных месторождений и рудопроявлений расположена в пределах складчатых сооружений Алтае-Саяно-Забайкальской каледонской геосинклинали среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород нижнего и среднего кембрия. Колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения Салаирского кряжа локализованы в вулканогенных отложениях печеркинской свиты нижнего—среднего кембрия, Тургеневское месторождение Горной Шории — в нижнекембрийских породах кондомской свиты. Район Маинского месторождения в Западном Саяне сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами нижнемонокской свиты нижнего кембрия. Месторождения и рудопроявления Улугуйской металлогенетической

зоны Восточно-Тувинского нагорья залегают среди вулканогенных отложений тумат-тайгинской свиты нижнего кембрия, колчеданные рудопроявления в Западной Туве приурочены к породам чингинской свиты также нижнекембрийского возраста. В Саяно-Байкальской горной области месторождения Еравнинского и Курбинского рудных районов расположены в полях развития нижнекембрийских вулканитов Удино-Витимской структурно-формационной зоны раннекаледонской геосинклинали.

В последние годы ряд колчеданных месторождений и рудопроявлений открыт в докембрийских складчатых структурах Енисейского кряжа [145, 294] и Северного Прибайкалья [299] среди метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений верхнего протерозоя.

Имеющийся обширный материал по геологическому строению и условиям образования колчеданных месторождений складчатых областей юга Сибири позволяет считать, что они представляют собой сложную полигенную группу, среди которой выделяются совершенно самостоятельные формационные типы с присущими им характерными чертами, определяющими их генетическую обособленность [85]. Большинство изученных месторождений Тувы, Западного Забайкалья относятся к формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, основа для выделения которой была заложена трудами академика А. Н. Заварицкого. В этой группе месторождений, образование которых связано с процессами базальтоидного магматизма ранних этапов развития геосинклиналей, по условиям отложения рудного вещества выделяются субформации гидротермально-метасоматических (месторождения Кызыл-Таштыг, Дальнее в Туве и др.) и гидротермально-осадочных (месторождение Озерное в Бурятии) рудных залежей. Наряду с этим совершенно четко обособляется группа колчеданно-полиметаллических месторождений, представленных постскладчатыми гидротермально-метасоматическими залежами в зонах интенсивного расщепления («зонах смятения»), парагенетически связанными с проявлениями базальтоидного магматизма в форме комплексов самостоятельных малых интрузий на поздних орогенных этапах развития геосинклинальных областей в зонах долгоживущих глубинных разломов. К этой рудной формации плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений можно отнести большинство месторождений полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира.

ОЗЕРНОЕ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (Западное Забайкалье)

Озерное месторождение является наиболее интересным и наиболее типичным представителем колчеданных месторождений Еравнинского рудного района Бурятии. Месторождение открыто в 1963 г. [276] при буровой проверке вариометрической аномалии, разведано и изучение с достаточной степенью детальности [277]. В изучении месторождения принимали участие А. С. Филько, Р. С. Тарасова, И. Н. Бабкин, М. В. Близнюк, Н. Е. Матюхин, А. А. Малаев, Л. П. Хрянина, Е. П. Миронов, И. В. Крейтер, В. С. Кормилицын, Г. С. Рипп, В. В. Андреев, В. В. Демидов, Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, В. А. Варламов и другие. Многочисленные данные позволяют нам считать его типичным представителем вулканогенных колчедано-полиметаллических месторождений гидротермально-осадочного типа. Соображения о вулканогенной гидротермально-осадочной природе рудных залежей Озерного месторождения были высказаны в работах В. С. Кормилицына [148, 144] и обоснованы Р. С. Тарасовой, Э. Г. Дистановым, К. Р. Ковалевым [89] и др.

Месторождение расположено в Удино-Витимской структурно-формационной зоне раннекаледонской геосинклинали Саяно-Байкальской горной области. Приурочено к одному из останцов вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия площадью около 300 км² в поле развития раннепалеозойских гранитоидов витимканского комплекса в пределах Курба-Витимского внутригеосинклинального поднятия. Нижнекембрийские отложения смяты в крутые складки северо-восточного простирания и разбиты серией разрывных нарушений северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений. Развитие структур раннекаледонской геосинклинали в значительной мере предопределялось блоковыми подвижками по серии разломов северо-восточного простирания и сопряженным с ними структурам [290, 15, 173]. Удино-Витимская зона разломов, заложена в начале нижнего кембрия, ограничивала с юга Курба-Витимское поднятие и контролировала интенсивные проявления вулканической деятельности.

Месторождение локализовано в пределах Озерной бархисинклинальной структуры, сложенной вулканогенно-осадочными, преимущественно туфогенно-карбонатными, отло-

жениями олдындинской свиты нижнего кембрия. Среди них выделяются две подсвиты. Для нижней подсвиты характерно преобладание туфогенных и туффитовых отложений с подчиненным развитием карбонатных пород. Верхняя подсвита вулканогенно-осадочная при значительной роли карбонатных отложений, содержащих остатки археоциат и водорослей. В каждой из подсвит выделяются по две пачки, в основу выделения которых положены черты отчетливой ритмичности осадконакопления, связанной с пульсирующим характером вулканической деятельности и тектонической активности [255, 26].

Эффузивы в разрезе олдындинской свиты имеют подчиненное значение и представлены отдельными потоками лав дацитового состава. Преобладающую часть разреза составляют туфогенно-карбонатные осадки с различным соотношением туфогенного андезито-дацитового и дацитового, карбонатного и терригенного пелитового материала. Существенную роль в верхней рудоносной части разреза играют рифогенные известняки и известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом, возникшие в результате сейсмо-гравитационных обрушений.

Колчеданное свинцово-цинковое оруденение приурочено к продуктивным горизонтам озерной пачки олдындинской свиты и представлено пластообразными линзовидными и ленточными залежами сплошных и вкрапленными колчеданно-полиметаллических руд, залегающих согласно с вмещающими породами и представляющих составную часть сложного разреза стратифицированных отложений рудного поля. Породы в пределах рудных («продуктивных») горизонтов повсеместно в большей или меньшей степени насыщены тонкодисперсными сульфидами, преимущественно пиритом, концентрация которых увеличивается вблизи рудных залежей. Общая мощность отложений олдындинской свиты на месторождении достигает 1500 м.

В морфологии Озерной синклинали отчетливо проявляется влияние на процессы складкообразования блокового строения фундамента. Она представляет собой асимметричную линейную складку с ундулирующим шарниром (рис. 57, вкл.), северо-западное крыло которого более крутое ($60-90^\circ$), юго-восточное — более пологое ($40-50^\circ$). Шарнир складки имеет сложную уплощенную, местами сундучную форму [255]. На северо-востоке месторождения складка центриклинально замыкается, к юго-западу наблюдается ее плавное погружение. Отмечается увеличение мощностей осадков от крыльев к осевой части складки, что наряду с морфологическими особенностями указывает на существенную роль в ее формировании конседиментационных блоковых движений. Решающее значение в заложении грабен-синклинальной структуры имели пересекающие фундамент разломы северо-восточного простирания [173]. Подвижки в период осадконакопления происходили также по поперечным разрывным структурам: Центральному и Юго-западному разломам, разделяющим рудное поле на отдельные блоки. Нижнекембрийские вулканогенно-осадочные отложения рудного поля прорываются интрузивные образования трех магматических комплексов, не считая гранитоидных интрузий, заключающих Еравнинский останец.

1. Комплекс субвулканических интрузий комагматов нижнекембрийских вулканогенных образований, представленных автомагматическими брекчиями риолито-дацитового состава, дацитовыми порфирами, диабазами, диабазовыми порфиритами и кварцевыми диабазовыми порфиритами. Автомагматические брекчии риолито-дацитов, слагающие мощность (150—250 м) силовую залежь, подстилающую основную продуктивную толщу месторождения, детально изучены и описаны Л. П. Хряниной [287].

2. Трахидацитовые кварцевые порфиры и граносенит-порфиры условно пермтриасового возраста.

3. Комплекс щелочных базальтоидов — долеритов и трахидолеритов — триас-юрского возраста.

Месторождение представлено многоярусными пластовыми залежами сплошных и вкрапленных колчеданно-полиметаллических пирит-галенит-сфалеритовых с сидеритом руд с преимущественным развитием слонстых и брекчиевых седиментационных текстур и в меньшей степени — наложено-прожилковой минерализацией, возникшей в результате гидротермально-метасоматических процессов и диагенетических преобразований. Буровыми скважинами месторождение изучено до глубины 1600 м. В основной рудоносной толще пород выделено десять стратифицированных рудных залежей. Наряду с пластовыми залежами сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд на юго-восточном фланге рудного поля выделяются метасоматические залежи сидеритовых руд сложной формы, замещающих рифогенные известняки, известняковые брекчии и в меньшей мере — туфогенно-карбонатные и сульфидные отложения.

Сульфидные и сульфидно-сидеритовые пластовые рудные тела имеют значительную протяженность, ширину и мощность от долей до нескольких десятков метров. Приурочены они обычно к верхам ритмично-слоистых пачек пород, отделяя тонкокластическую часть разреза от вышележащей грубообломочной. Границы рудных тел в большинстве случаев довольно четкие, несмотря на общую насыщенность рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород сульфидной, преимущественно пиритовой, минерализацией. Нижние границы рудных тел более четкие, верхние — более расплывчатые, постепенные. Внутрорудные прослои туфо-карбонатных пород имеют резкие границы и прослеживаются на большие расстояния, несмотря на незначительные мощности. В перекрывающих руды брекчиевых и гравелитовых горизонтах отмечаются многочисленные обломки слоистых руд идентичного минерального состава и строения с подстилающими рудными залежами. Существенную роль в морфологии многих рудных тел играют известняковые рифовые постройки, вблизи которых рудные тела часто выклиниваются и образуют прилегающие контакты.

Минеральный состав сульфидных и сульфидно-карбонатных руд относительно прост. Основные рудные минералы — пирит, сфалерит и галенит. Из нерудных минералов присутствуют сидерит, кальцит, анкерит, небольшое количество кварца, гипс, хлорит, хлоритонд, гидрослюда. Гипс, пирротин, рутил, арсенопирит, мусковит встречаются в виде спорадических выделений как результат диагенетических, эпигенетических и дислокационно-метаморфических преобразований. Магнетит, гематит, хлорит, мусковит, эпидот, лейкоксен широко проявлены вблизи секущих интрузивных образований как продукты контактового метаморфизма.

Для основной массы колчеданно-полиметаллических руд характерны седиментационные слоистые текстуры и тонкозернистое и скрытокристаллическое строение. Широко представлены хемогенно-седиментационные ритмы пирит-сидеритового, пирит-сидерит-сфалеритового и пирит-сфалеритового состава (рис. 58, а, б, в). Существенную роль в составе рудных залежей играет брекчиевый тип руд — седиментационные брекчии, сложенные обломками известняков, сидеритов, слоистых сульфидных руд, яшмоидов и других пород с рудным и рудно-карбонатным цементом (рис. 59). Повышенная сейсмическая активность и расчлененность дна бассейна осадконакопления определили формирование многочисленных подводноползневых и других типов текстур [89]. Структуры руд в подавляющей своей части колломорфные с широким развитием смешанных галенит-сфалерит-пиритовых метаколлоидных агрегатов. Сидерит представлен на месторождении как тонкозернистыми осадочными разностями (см. рис. 59), так и гидротермально-метасоматическими образованиями.

Метасоматическим путем, помимо сидеритовых залежей, формировались маломощные секущие зоны и жилы, прожилковая и вкрапленная минерализация барит-сульфидно-сидеритовых и барит-сульфидных руд. При перекристаллизации массивных слоистых сульфидных руд возникали прожилки пирита, сфалерита и галенита, халькопирита, блеклой руды, редко борнита, пирсеита, аргентита, полибазита. Метасоматические руды имеют подчиненное значение в общем балансе рассматриваемого месторождения.

Отличительной геохимической особенностью руд Озерного месторождения является практическое отсутствие в осадочных типах руд меди и барита и общее понижение содержания элементов-примесей. Наиболее типичными рассеянными элементами руд являются мышьяк, сурьма, кадмий, серебро, германий, таллий и марганец. По низкому уровню содержания и ограниченному набору элементов-примесей руды Озерного месторождения очень четко отличаются от близких по минеральному составу гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд. Для руд месторождения отмечается высокая положительная корреляционная зависимость между содержаниями цинка и свинца, цинка, свинца, железа и серы и относительно низкие коэффициенты вариации основных рудных компонентов (цинк — 17—53%, сера — 10—31, железо — 7—20, свинец — 4,5—17,7%). Все это говорит о близкоодновременном парагенетическом образовании основной массы рудных компонентов.

Отличительной чертой месторождения является отсутствие существенных проявлений околорудного метасоматоза в породах, подстилающих и перекрывающих пластовые рудные залежи, внутрорудных прослоях и обломочном материале внутри руды. В рудах сохранились даже обломки биогенных известняков с остатками водорослей и археоциат, расположенные разноориентированно, с четкими контактами без следов метасоматических изменений. Отмечаемые на рудном поле вне связи с конкретными пластовыми рудными залежами проявления серицитизации, гидробиотитизации, микроклинизации

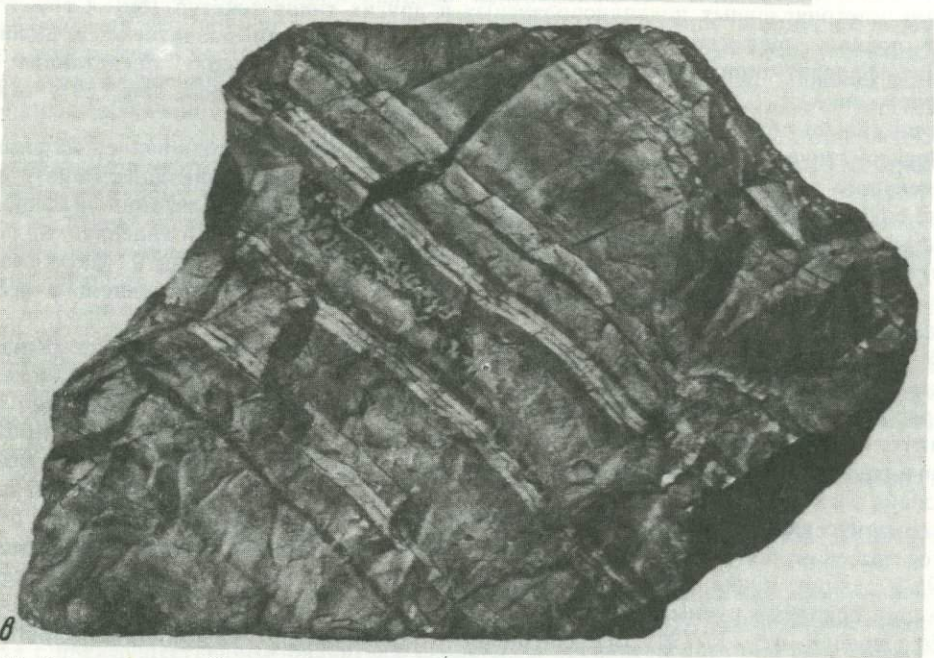
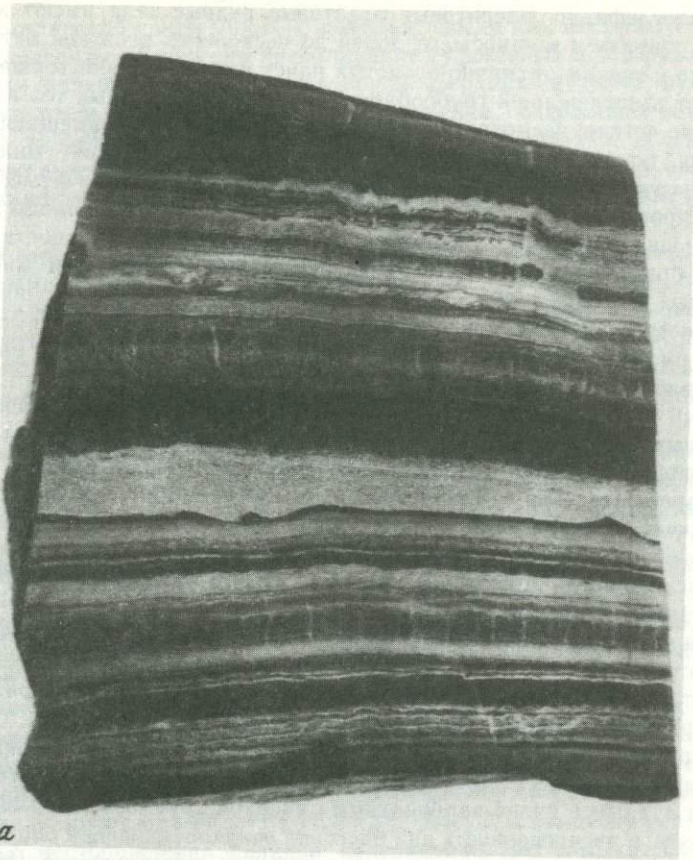
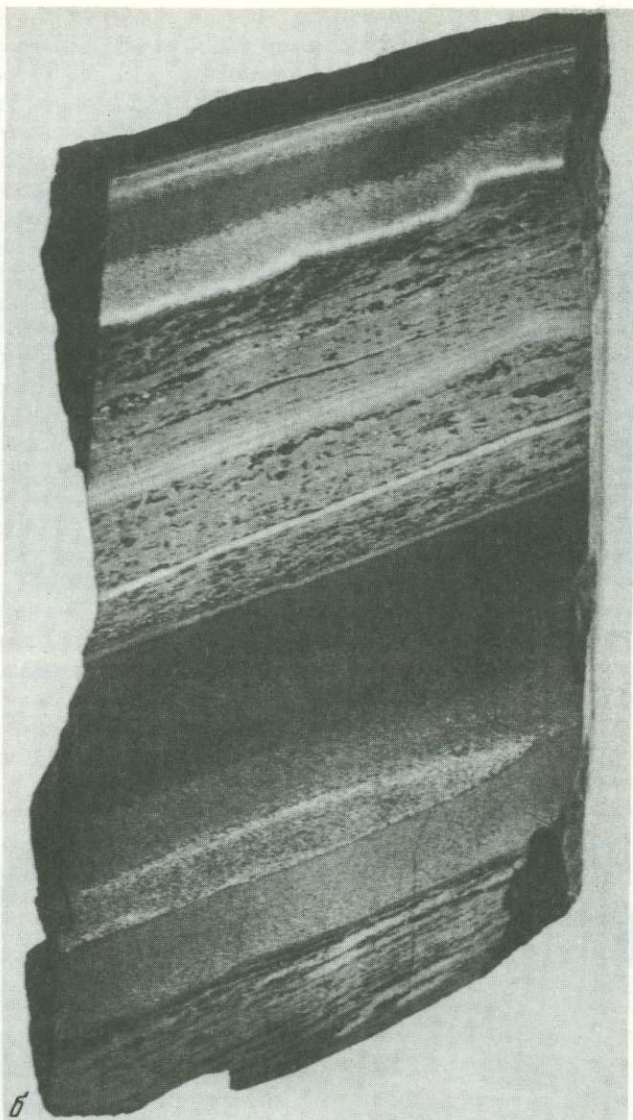


Рис. 58. Слоистые руды Озерного месторождения

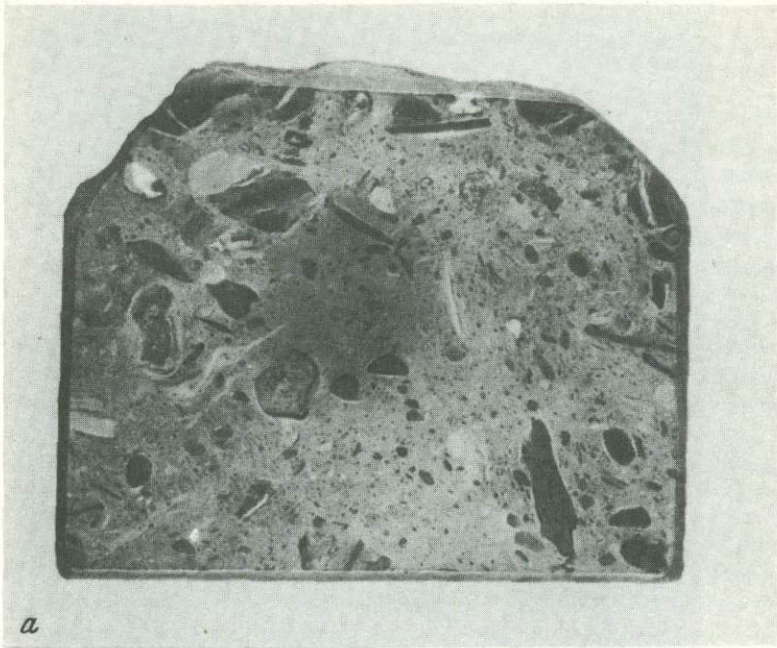
a — ритмично-слоистая и карбонатно-пиритовая руда. Рудные прослой (светлое) представлены пиритом микрокристаллического строения и редкой вкрапленностью сфалерита. Нерудная часть — карбонатная (кальцит с примесью доломита). Отдельные существенно карбонатные прослой разбиты трещинами усыхания (обезвоживания), выполненными диагенетическими прожилками пирита. Полир. обр. Уменьш. 1,5; *b* — неравномерно-слоистая пирит-галенит-сфалеритовая руда с массивными прослоями преимущественно сульфидного состава. В нижней части образца прослой сфалерита с мелкокристаллическим полосчатым внутренним строением. Выше залегает прослой более бедной пирит-сфалеритовой руды в карбонато-туффитовой осадочной массе. Верхнюю половину образца слагает прослой преимущественно сфалеритовой руды с пиритом (светлые прослой) и значительным количеством галенита, выполняющего интерстициальные



пространства. Завершается образец преимущественно пиритовым прослоем с большей или меньшей концентрацией рудных минералов в основной карбонатно-туфитовой массе. Полир. обр. Natur. вел.; *в* — ритмично-слоистая пирит-сидеритовая руда с ленточной текстурой. Пирит имеет скрытокристаллическое (афанитовое) строение, раковистый излом. В темных прослоях сидерита отмечаются многочисленные микротекстуры растрескивания (трещины обезвоживания). Микроритмы в основании имеют существенно пиритовый состав, а к кровле пирит в значительной мере сменяется сидеритом.

в большинстве случаев связаны с процессами более позднего ареального калиевого метасоматоза, захватившего большинство пород района.

Анализ обширного геологического материала и исследования состава и текстурно-структурных особенностей руд Озерного месторождения позволяют считать, что отложение сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд Озерного месторождения происходило синхронно с накоплением толщи вулканогенно-карбонатных отложений олдындинской свиты нижнего кембрия в результате подводной гидротермальной деятельности, связанной с развитием процессов кембрийского андезит-дацитового вулканизма. Подводная поствулканическая гидротермальная деятельность контролировалась разрывными структурами северо-восточного и субширотного (Центральный разлом) простираения, участками их пересечения и сочленения с оперяющими структурами. Проявилась она в условиях неглубокого (до нескольких сотен метров) расчлененного отдельными блоковыми поднятиями и рифовыми постройками тепловодного морского бассейна, о чем говорит широкое развитие в известняках археоциат и строматолитовых водорослей. В период рудоотложения происходило интенсивное конседиментационное прогибание отдельных участков морского дна, в том числе рудолокализирующего трога, широкое



a



б

Рис. 59. Рудная брекчия и пирит-сидеритовая руда Озерного месторождения

a — Мелкообломочная седиментационная рудная брекчия. Обломки преимущественно слоистых сульфидных и сульфид-карбонатных руд и известняка. Цемент сложен глобулярно-кристаллическим тонкозернистым пиритом, в меньшей степени сфалеритом. Полир. обр., натур. вел.

б — неравномерно-слоистая пирит-сидеритовая руда. Светлое — преимущественно пиритовые прослои со сфалеритом; темное — существенно сидеритовые прослои с тонкой сыпью сфалерита, глобулярного пирита и редкого галенита. Послойные прожилки имеют кварц-карбонатный состав со сфалеритом и галенитом. Полир. обр. Уменьш. 1,5

развитие имели сейсмические явления и эксплозивная вулканическая деятельность. Относительно слабый переувлажнение рудного материала и наличие текстур хемогенной седиментации говорят о том, что отложение руд происходило в относительно замкнутом участке морского дна в виде коллоидных осадков из буферных придонных рассолов вблизи мест выхода гидротерм.

Многоярусное расположение рудных залежей и большой вертикальный размах оруденения указывают на длительное пульсирующее развитие гидротермальной системы. Термобарическое изучение метаколлоидных слонстых руд показало, что образование их происходило при температурах ниже 100 °С [37]. Температура же гидротермальных растворов в рудоподводящих каналах по замерам методом гомогенизации газожидких включений в минералах баритово-полиметаллических руд из секущих рудных зон составляет 160—200°.

Рудные залежи в контактах с секущими телами нижнекембрийских субвулканических диабазитовых порфиритов, триасово-юрских трахидацитовых кварцевых порфиритов, граносенит-порфиритов и долеритов претерпевают контактовый метаморфизм. Пирит и сидерит замещаются магнетитом, происходит перекристаллизация и переотложения сульфидов. В отдельных случаях отмечается захват дайками рудных ксенолитов [89]. Изотопный анализ свинцов галенита, по данным В. С. Кормилицына [144] и автора, также подтверждает древний кембрийский возраст оруденения.

Таким образом, можно считать, что Озерное месторождение является типичным представителем вулканогенных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений, уникальным по сохранности первичных структурно-текстурных особенностей руд, позволяющих расшифровать сложные явления гидротермально-осадочного рудообразования. Определяющей генетической чертой подобного рода месторождений является совмещение процесса эндогенного гидротермального привноса рудного вещества с осадочным способом отложения основной массы руд. Отдельные проявления гидротермально-метасоматического рудоотложения, фиксирующие пути движения гидротерм, лишь подчеркивают общий эндогенный источник рудного вещества и смешанный гидротермально-осадочный характер процесса рудоотложения.

По минеральному составу руд Озерное месторождение можно отнести к сульфидно-карбонатному типу гидротермально-осадочных месторождений вулканогенной колчеданно-полиметаллической рудной формации [85]. Помимо Озерного месторождения, в пределах Еравнинского рудного района изучен целый ряд колчеданно-полиметаллических месторождений, близких по составу и условиям образования, несколько отличающихся по формам и степени проявления процессов пострудного метаморфизма (Ульдзуйтуй, Назаровское и др.).

На примере Еравнинского рудного района можно отметить, что вулканогенные колчеданные месторождения гидротермально-осадочного типа обычно локализуются в верхних вулканогенно-осадочных литолого-структурных ярусах геосинклинальных вулканогенных серий на заключительных стадиях раннегеосинклинального вулканизма в период максимальной активности поствулканической гидротермальной деятельности [89].

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САЛАИРСКОГО КРЯЖА

Все основные полиметаллические месторождения и рудопроявления Салаира расположены на северо-восточном склоне Салаирского кряжа и образуют полиметаллический рудный пояс, вытянутый вдоль северо-восточной границы с Кузнецкой впадиной в зоне вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород печеркинской свиты ниже- и среднекембрийского возраста (золотоуховская свита E_1 по В. Д. Фомичеву [278]). Породы печеркинской свиты подстилаются нижнекембрийскими известняками гавриловской свиты и перекрываются эффузивно-терригенными отложениями бачатской свиты среднего кембрия. Они прорываются интрузивными телами кварцевых порфиритов («кварцевых кератофиритов»), габбро-диабазов, имеющих, по последним данным калий-аргоновых определений, нижнекарбонатовый возраст [91], дайковыми телами диабазов и диабазовых порфиритов комплекса самостоятельных малых интрузий условно пермского возраста. На севере полиметаллического пояса отмечаются также отдельные интрузии кембрийских плагиогранитов и девонских гранитоидов (Улантовский и Кауракский массивы).

Складчатые структуры кембрийских отложений северо-восточного Салаира, имеющие преимущественно изоклинальное опрокинутое на северо-восток строение, разбиты серией продольных разрывных нарушений. По краевому надвигу Салаира (Гурьевский надвиг)

кембрийские отложения Салаирского кряжа надвинуты на девонские отложения Кузбасса. В строении северо-восточного Салаира существенную роль играли, очевидно, и поперечные структуры, проявленные в виде отдельных смещений в зоне краевого надвига и фиксируемые геофизическими методами в блоковом строении фундамента [59]. Блоковое строение фундамента и наличие в пределах рудного пояса серии скрытых разломов глубокого заложения сказались и в размещении постскладчатых интрузий габбро-диабазов, небольшие штокообразные интрузивные тела которых часто имеют удлиненную форму и вытянуты цепочками согласно с направлением основных складчатых структур района. Отражением блоковых подвижек фундамента явились и постскладчатые зоны интенсивной трещиноватости и расланцевания пород, вмещающие дайковые пояса молодых (пермских?) диабазовых порфиритов и контролировавшие проявления рудоносной гидротермальной деятельности.

Салаирские полиметаллические месторождения были открыты в 1781 г. и активно изучались и обрабатывались до 1896 г., затем работы на них были возобновлены в советский период, в 1927 г., и продолжаются по настоящее время. Разведочными работами с 1931 по 1939 г. были открыты месторождения Урского рудного поля и ряд других месторождений и рудопроявлений. В пределах полиметаллического пояса Салаира детально разведаны и изучены месторождения Салаирского рудного поля, Урского рудного поля (Урское, Самойловское, Белоключевское), Ускандинское месторождение, Каменушинское месторождение и ряд мелких рудопроявлений. Геологическое строение их с достаточной детальностью описано в работах Г. С. Лабазина [152], И. В. Дербикова [76, 77], Г. Л. Поспелова, Г. П. Болгова [24], В. И. Зеркалова [105, 108], Э. Г. Дистанова [83, 84], А. С. Лапухова [154, 156] и др.

На генезис полиметаллических месторождений Салаирского кряжа существуют различные взгляды. В 1933 г. М. А. Усовым [273] было высказано мнение о приуроченности месторождений Салаирского рудного поля к жерлам кембрийских вулканов и генетической связи их с телами кварцевых кератофиров. В дальнейшем эти взгляды развивались В. С. Домаревым [95, 96], И. В. Дербиковым [76, 77, 78, 79, 81]. В. И. Зеркалов [108] на основании изучения месторождений Урского рудного поля и Ускандинского месторождения также пришел к выводу о кембрийском возрасте оруденения и связи его с субвулканическими интрузиями кварцевых кератофиров. Существенную роль в локализации оруденения играли, по его мнению, факторы структурного и литологического контроля.

Г. С. Лабазин [152, 153], широко анализируя в своих работах геологию полиметаллических месторождений Салаира, обосновывает более молодой, чем кембрийский, возраст оруденения, наложенный характер его по отношению к вмещающим породам и связь гидротермальных процессов с герцинской магматической деятельностью, не решая окончательно вопрос о собственно рудоносном интрузивном комплексе. Им были высказаны соображения о возможно более молодом, чем кембрийский, возрасте крупнопорфировых кварцевых кератофиров и секущем по отношению к рудным залежам возрасте диабазовых даек. Он считал вероятным внедрение и изменение диабазов «в конечную стадию того же процесса рудообразования, с каким связано и возникновение полиметаллического оруденения» [153].

Г. Л. Поспелов [214] тесно связывает образование рудных залежей с процессами становления интрузии «вулканотипных» кварцевых кератофиров, существенную роль в формировании которых играли процессы порфиризации вмещающих вулканогенно-осадочных отложений. Аналогичные взгляды для Салаирского рудного поля развиваются и А. С. Лапуховым [154, 155, 156]. В отличие от других исследователей, стоящих на позициях генетических связей оруденения с интрузией кварцевых порфиров («кератофиров»), им признается и в значительной мере обосновывается постскладчатый характер оруденения. Отложение руд в интенсивно расланцованных породах происходило, по мнению Г. Л. Поспелова и А. С. Лапухова [215], в ореольной зоне интрузива крупнопорфировых кварцевых порфиров, сформированной при значительном участии процессов магматического замещения. Возраст этой интрузии признается значительно более молодым, чем вмещающие вулканогенные толщи, предположительно девонским, близким возрасту диабазовых даек, проявленных в пределах рудного поля [154, 215].

Работы, проведенные нами в последние годы совместно с К. Р. Ковалевым и Б. Н. Лапиным [83, 84, 86, 87, 90], и анализ материалов, полученных другими исследователями, позволили прийти к выводу о том, что метасоматические залежи барит-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд Салаира представляют собой постскладчатые гидротермальные образования, наложенные на вулканогенный комплекс пород

кембрийского возраста в верхнепалеозойское время. Формирование их находится в тесной связи с историей герцинского тектонического развития и магматизма зоны разломов глубокого заложения вдоль сочленения структур Салаира и Кузбасса, контролирующих региональное размещение месторождений.

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

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

Рудные залежи представляют собой достаточно сложные многостадийные залежи с различными формами проявления зональности. По вещественному составу среди них довольно четко выделяются следующие минеральные типы.

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

Салаирское рудное поле расположено в юго-восточной части полиметаллического пояса северо-восточного склона Салаирского кряжа. Месторождения залегают в пределах тела вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, заключенного среди известняков гавриловской свиты, имеющего линзовидную форму и размеры около 4 км в субмеридиональном направлении и 1,5 км в максимальном поперечном сечении. Изучение внутреннего строения тела показало, что оно сложено в основном слоистыми образованиями (туфы и лавы риолит-дацитового и дацитового состава, туффиты, в небольшой степени порфириты, глинистые и углисто-глинистые сланцы и известняки). Характерной чертой рудного поля является преобладание кислых, слабжелезистых разностей вулканогенных образований. Простираение пород от субмеридионального до северо-западного (330°), падение на северо-запад под углами $50-60^\circ$.

Слоистые образования рудного поля прорываются интрузией риолит-дацитовых кварцевых порфиров сложной формы, слагающей центральную и западную часть рудного поля и значительно расширяющейся с глубиной. Морфология этого тела детально изучена и описана в работах Г. Л. Пospelова и А. С. Лапухова [214, 215]. Возраст интрузии риолит-дацитовых кварцевых порфиров со времени работ М. А. Усова [273] считался нижнекембрийским, и большинство исследователей Салаира до последнего времени относят их к субвулканическим образованиям — коагматам вулканогенных пород печеркинской свиты. В последнее время появились некоторые данные, позволяющие говорить о более молодом возрасте ее. В частности, А. С. Лапухов [154] и Г. Л. Пospelов [215] считают возможным принять девонский [330—340 млн. лет] возраст интрузии. Анализ структурного положения подобных интрузивных тел в пределах полиметаллического пояса Салаира показывает, что они в большинстве случаев имеют сложную штокообразную и удлиненную в плане крутопадающую форму, в общих чертах согласную с залеганием пород, что дает основание говорить о постскладчатом либо синкинематическом их внедрении. Интенсивный динамометаморфоз пород района не позволяет с достоверностью использовать данные калий-аргоновых определений возраста. Определение возраста наиболее свежей разности риолитдацитового кварцевого порфира у пос. Рассвет дало результаты 379 ± 7 млн. лет [91]. Очевидно, несмотря на

большую петрографическую и петрохимическую близость интрузивных кварцевых порфиров с вулканогенными образованиями печеркинской свиты, есть основания думать о существенно более молодом их возрасте.

Наиболее молодыми породами рудного поля, не считая метасоматических образований, связанными с гидротермальным рудным процессом, являются дайки диабазов, пересекающие все вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и тела интрузивных кварцевых порфиров. Возраст их, по данным калий-аргоновых определений, пермский — 280—245 млн. лет [90].

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

Проведенное подземное картирование внутреннего строения и морфологии зон интенсивного рассланцевания показало, что они имеют сложное ветвистое строение, отражающее сложную динамику их формирования [83]. Подчиняясь в целом элементам первичного напластования пород, сланцеватость местами сечет их в плане и на 10—15° круче по падению. Зоны рассланцевания формировались длительно. Существенную роль в образовании зон интенсивного рассланцевания играли постскладчатые блоковые движения взбросо-сдвигового характера с небольшим (10—35°) наклоном вектора движения. Крупных дизъюнктивных нарушений, имеющих самостоятельное региональное значение в пределах рудного поля, не отмечается. Выделяемый Г. Л. Поспеловым и другими так называемый срединный тектонический шов субмеридионального простирания, контролирующий проявления магматизма и гидротермальной деятельности, так же реально, как самостоятельная структура, не прослеживается и может рассматриваться лишь как скрытая структура фундамента, проявляющаяся в морфологически сложных зонах интенсивного рассланцевания и смятия пород.

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

Состав руд Салаирского рудного поля несколько отличается от других месторождений района пониженным содержанием сульфидов железа, возможно, в связи со слабой железистостью вмещающих и подстилающих рудные залежи пород. Основные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, в небольшом количестве, электрум, аргентит, магнетит, гематит; жильные — барит, кварц, карбонаты, альбит, серицит, хлорит, реже флюорит. Разнообразны структурно-текстурные особенности руд. Наибольшим распространением пользуются сливные руды кварц-барит-сульфидного состава полосчатой текстуры, переходящие в пятнистые, полосчатые и вкрапленно-полосчатые разности.

В формировании месторождений Салаирского рудного поля выделяются следующие основные стадии минерализации: ранняя кварц-пиритовая с широким ореолом предрудной серицитизации и хлоритизации; барит-сульфидная полиметаллическая, представляющая основную продуктивную стадию; кварц-карбонатная, в процессе которой сформировались кварц-карбонатные жилы, прожилки и метасоматические тела с небольшим количеством барита, флюорита и регенерированных сульфидов. Температуры рудообразования, по данным К. Р. Ковалева [138], для первой стадии составляют 300—200°, для основной продуктивной стадии — 270—200° и третьей стадии — 150—80°. Исследования состава газовой фазы включений в кальците, клейофане и галените, выполненные Н. А. Шугуровой [300], показали, что соотношения кислорода и азота в них близкие к атмосферным, это наряду с другими факторами позволяет говорить о небольших глубинах формирования месторождений.

Многочисленные наблюдения, проведенные Г. С. Лабазиным, [152], Г. Л. Поспеловым [212], Э. Г. Дистановым [84], К. Р. Ковалевым [138], А. С. Лапуховым [154] и другими исследователями, позволяют считать, что рудному метасоматозу подвергались ранее рассланцованные вмещающие породы, что обусловило широкое развитие реликтивно-полосчатых текстур. Петротектоническими исследованиями А. С. Лапухова [154] установлены и внутриминерализационные тектонические напряжения. Исследования же метаморфизма рудных минералов показали, что руды Салаирских месторождений не подвергались динамометаморфизму после образования их метасоматическим путем в интенсивно рассланцованных породах [83, 86].

В рудных телах Салаирского рудного поля исследованиями С. С. Геринга и А. С. Лапухова [156, 215] установлена полиморфная вещественная зональность. На всех месторождениях концентрации свинца увеличиваются кверху и к фланговым участкам рудных тел относительно содержания цинка, максимумы меди смещены вниз, а максимумы бария — вверх относительно максимумов цинка.

Дайки диабазов, залегающие в пределах минерализованных участков, по нашим наблюдениям [83], подвергаются рассланцеванию, интенсивным околорудным изменениям, пересекаются рудными жилами кварц-карбонат-барит-сульфидного состава и являются дорудными образованиями. Г. Л. Поспелов и А. С. Лапухов [215] относят их к интерминерализационным образованиям. Поскольку диабазовые дайки, пересекающие все породы, слагающие рудное поле, являются постскладчатыми образованиями герцинского этапа магматической деятельности, наложение на них оруденения или близость их внедрения ко времени проявления гидротермальных процессов также свидетельствуют о молодом постскладчатом возрасте процессов рудообразования. Это подтверждается также результатами калий-аргоновых определений возраста гидротермальных серицитов и изотопным составом свинцов Салаирских месторождений [87].

Урское рудное поле включает в себя колчеданно-полиметаллические месторождения Урское, Белоключевское, Самойловское, геологическое строение и минералогия которых описаны в работах Г. П. Болгова [24], и И. В. Дербикова [76, 77], Г. С. Лабазина [152], В. К. Черепнина [289], В. И. Зеркалова [106, 107, 108]. По геологическому строению, морфологии рудных залежей, факторам структурного контроля оруденения и приуроченности к вулканогенным образованиям печеркинской свиты месторождения Урского рудного поля во многом сходны с месторождениями Салаирского рудного поля. Однако в строении рудного поля меньшую роль играют интрузивные кварцевые порфиры (рис. 60, вкл.). Рудовмещающими являются интенсивно рассланцованные и зеленокаменно-метаморфизированные слоистые вулканогенно-осадочные породы печеркинской свиты. Широки развитием среди них пользуются порфириты и туфы среднего и смешанного состава.

Существенные отличия проявляются в минеральном составе рудных тел. Рудные тела Урского рудного поля представлены в большинстве случаев массивными серноколчеданными залежами линзовидной формы с наложенной полиметаллической минерализацией. Простираение рудных тел северо-западное ($325-355^\circ$), падение юго-западное под углами $50-70^\circ$. Нередко линзообразные рудные залежи расположены кулисообразно (Белоключевское месторождение). Основные рудные минералы: пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит. Редко встречаются рутил, борнит, пирротин, аргентит, алтаит, гессит, калаверит, антимонит, клаусталит. Из нерудных присутствуют барит, кварц, серицит, хлорит, карбонаты, гипс, флюорит. Многостадийность процесса минералообразования проявлена четко и выражается как в текстурно-структурных особенностях руд, так и в формировании зональности рудных залежей. Четко отделяется ранняя пирит-арсенопиритовая парагенетическая ассоциация от основной сульфидной свинцово-цинково-медной. Внутриминерализационные подвижки в зонах интенсивного рассланцевания вызывали дробление массивных разностей серноколчеданных руд и разлинзование вкрапленной пиритовой минерализации в околорудных кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцах. Наложение полиметаллической минерализации на серноколчеданные залежи происходило по ослабленным тектоническим зонам, что приводило к обогащению зальбандов и отдельных внутренних участков рудных залежей.

Полосчатость в рудах большинством исследователей признается реликтивно-метасоматической. Массивные и массивно-полосчатые колчеданные руды довольно резко граничат с вкрапленными, постепенно переходящими в неоруденелые вмещающие породы. Исследование метаморфизма руд Урского рудного поля [86, 138] показало

широкое проявление в рудах интерминерализационного дробления, явлений перекристаллизации и отсутствие существенного регионального пострудного метаморфизма. В рудах широко отмечаются метаколлоидные структуры [289].

Околорудный метасоматоз на месторождениях Урского рудного поля проявлен чрезвычайно широко. Околорудно-измененные породы развиваются как в лежачем, так и в висячем боках рудных залежей, имеют мощность несколько десятков метров и четко проявленное зональное строение. Кварц-серицитовые сланцы и серицитовые кварциты зальбандов рудных залежей сменяются кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, постепенно переходящими в менее измененные разности пород.

Основными рудоконтролирующими структурными элементами месторождений Урского рудного поля являются зоны интенсивного рассланцевания, имеющие кулисообразное строение. Рудные залежи Белоключевского месторождения расположены эшелонированно и образуют закономерные левые кулисы, что указывает на участие в формировании рудоподводящих структур сдвиговых движений. Существенную роль в локализации руд играют также литологические факторы — состав, проницаемость и анизотропия вмещающих вулканогенных пород [107].

Ускандинское месторождение по минеральному составу и строению рудных залежей близко к месторождениям Урского рудного поля [105, 106]. В отличие от остальных участков на нем значительно интенсивнее проявлены процессы послерудного динамометаморфизма, что позволило И. В. Дербинову [79] использовать пример Ускандинского месторождения для доказательства интенсивного метаморфизма полиметаллических месторождений Салаира в целом. Разведочные работы и проведенные нами исследования показали, что динамометаморфизм руд Ускандинского месторождения, проявившийся в дроблении, перетирании, перекристаллизации руд и наложении вторичной сланцеватости на полосчатые руды, вызван влиянием интенсивных послерудных подвижек в зоне краевого (Ускандинского) надвига Салаира, по плоскости которого кембрийская рудовмещающая толща надвинута на девонские отложения Кузбасса. Рудные тела Ускандинского месторождения удалены от этой структуры на 200 м по поверхности и на глубине срезаются плоскостью надвига.

Каменушинское медно-колчеданное месторождение залегает среди интенсивно рассланцованных кварцевых порфиров и туфов среднего и смешанного состава печеркинской свиты, слагающих сложную брахиформную структуру в поле развития известняков гавриловской свиты (рис. 61, вкл.). Рудные тела месторождения представлены преимущественно прожилково-вкрапленными и реже массивными колчеданными рудами и не имеют достаточно четких ограничений. Оруденение прослеживается в виде отдельных линейно-вытянутых зон, согласных со сланцеватостью вмещающих пород, кулисообразно сменяющих друг друга в плане и на глубину.

Минеральный состав руд Каменушинского месторождения отличается сравнительной простотой. На пиритовую минерализацию ранней стадии накладывается медное оруденение, представленное халькопиритом и в меньшей степени — блеклой рудой. В виде единичных выделений встречаются сфалерит, галенит, пирротин, рутил, Нерудные минералы представлены кварцем, хлоритом, серицитом, баритом, карбонатом, альбитом. Поздняя кварц-карбонатная стадия минерализации проявлена на месторождении слабо. Колчеданные руды месторождения преимущественно метаколлоидные, без существенных проявлений метаморфизма. Текстурно это вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение в рассланцованных и гидротермально-измененных эффузивных и туфогенных породах кислого и среднего состава.

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

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

1. Барит-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения северо-восточного Салаира представляют собой гидротермально-метасоматические рудные залежи среди алюмосиликатных вулканогенных образований.

2. По отношению к структурам сложнодислоцированных вмещающих пород нижнего—среднего кембрия месторождения являются постскладчатыми образованиями. Основными рудоконтролирующими структурными факторами служили зоны интенсивного рассланцевания пород — элементы строения зон скрытых глубинных разломов, определяющих блоковое строение фундамента и нечетко проявленных в верхнем (кембрийском) структурном ярусе региона. Повышенная проницаемость зон интенсивного рассланцевания для гидротермальных растворов, сквозной глубинный характер рудоподводящих структур определяются их тесной связью с разломами фундамента и сложноветвистым строением в плане, обусловленным существенной ролью в их формировании сдвиговых движений.

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

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

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

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

6. Эпигенетический по отношению к вмещающим кембрийским вулканогенным образованиям характер оруденения подтверждается калий-аргоновыми определениями возраста гидротермальных серицитов и изотопным составом рудных свинцов, указывающими на их герцинский возраст [87, 154].

Наиболее сложным является вопрос генетических связей колчеданно-полиметаллических месторождений Салаира с процессами магматизма. В пределах полиметаллического рудного пояса северо-восточного Салаира отсутствуют какие-либо магматические образования, близкие ко времени проявления рудных процессов, кроме малых интрузий основного состава и отдельных дорудных интрузий кварцевых порфиров (если допустить их молодой возраст). Учитывая близость по времени образования, структурное региональное совмещение этих интрузивных проявлений с полями развития полиметаллического оруденения и связь их с рудоконтролирующими структурами глубокого заложения, есть все основания считать, что полиметаллические месторождения описываемой группы парагенетически связаны с комплексом самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава, внедрившихся на позднем (орогенном) этапе развития складчатой области. Не исключается отнесение к этому комплексу и части кислых порфировых интрузивных образований, как это имеет место в ряде других районов. Подобного рода парагенетические связи были установлены ранее Ф. К. Шипулиным [295, 296] и П. Ф. Иванкиным и др. [111] для ряда колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах Северо-Восточной и Иртышской зон смятия Рудного Алтая.

По петрохимическим особенностям породы комплексов самостоятельных малых интрузий, отмеченные выше, близки или почти аналогичны раннегеосинклинальным вулканогенным рудоносным базальтоидным комплексам и представлены диабазовыми

порфиритами, кварцевыми диабазами, риолит-дацитовыми кварцевыми порфирами и плагногранит-порфирами с натриевой специализацией и несколько повышенными значениями свободной кремнекислоты.

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

Общий глубинный подкорový характер очагов рудоносного базальтоидного магматизма в зонах глубинных разломов на ранних и поздних этапах развития областей и петрохимическая близость его продуктов являются, очевидно, основной причиной полигенеза колчеданно-полиметаллических месторождений, большого сходства месторождений различных формационных типов, конвергентности их основных черт (минерального состава и околорудных метасоматитов). Двукратное проявление глубинного базальтоидного магматизма является характерной чертой развития большинства складчатых областей [262, 263, 240]. Особенно типично это для складчатых областей с полициклическим развитием. Длительное унаследованное развитие глубинных разломов явилось причиной того, что продукты позднего базальтоидного магматизма и гидротермальной деятельности накладывались на раннегеосинклинальные вулканогенные образования. Этим можно объяснить то, что приуроченность к вулканогенным отложениям является общей чертой колчеданно-полиметаллических месторождений, одинаково присущей как вулканогенным, так и плутоногенным их типам.¹

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРЕЛИИ

На территории Карелии известен ряд серноколчеданных месторождений ниже-протерозойского возраста (изотопный возраст 2400—2600 млн. лет), наиболее крупными из которых являются Хаутаваарское (Южная Карелия) и Парандовское (Восточная Карелия). Кроме того, в Хаутаваарской зоне есть несколько менее крупных месторождений: Няльозерское, Ведлозерское, Улягское и рудопроявления Чалкинского участка (Северный рудник, Пиритовая «жила», Южный рудник, Малдусельгское, Корбозерское). В Юго-Западной Карелии (Северное Приладожье) известно Ялонваарское месторождение с признаками медноколчеданной минерализации. Несколько мелких рудопроявлений в Центральной и Северной Карелии (Бергаул, Койкарское, Корбозерское, Хирвинаволок) по своему геологическому положению, вещественному составу и генезису идентичны Хаутаваарскому и Парандовскому и поэтому в описание не включены.

Наиболее ранние сведения о серноколчеданных месторождениях Карелии относятся к началу XVIII в. Основные же открытия и разведка карельских колчеданов происходили в годы Советской власти, и главным образом в послевоенные годы, при участии В. М. Тимофеева, Ю. С. Желубовского, Г. О. Глебовой-Кульбах, Л. Н. Потрубовича, С. Э. Бреслер и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Серноколчеданные месторождения Карелии характеризуются большим сходством в геологической позиции, что с учетом других признаков позволяет отнести их к одному генетическому типу. Исключение составляет Ялонваарское месторождение, геологическое положение которого несколько отлично от прочих.

Все колчеданные месторождения связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадоч-

¹ Приведенные в разделе доказательства послепермского возраста месторождений Салаира не представляется нам достаточно убедительными, отмеченные в заключении характерные черты этих месторождений, и особенно согласное залегание в раннегеосинклинальных вулканогенных толщах, отсутствие видимой связи с крупными тектоническими нарушениями и интрузивными образованиями, гелевые структуры и полосчатые текстуры руд, свидетельствуют скорее о формационной близости, чем о различии месторождений Салаира с типичными представителями колчеданного семейства гидротермально-осадочных месторождений. (Примеч. ред.).

ными образованиями, относящимися к парандовской серии (лопский отдел) нижнего протерозоя региональной стратиграфической шкалы. Изотопный возраст пород, по данным калий-аргонового метода, равен 2400—2600 млн. лет, а возраст регионального метаморфизма датируется 1800—1900 млн. лет [209, 210, 283, 162, 163].

Вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, несмотря на региональный метаморфизм и полную перекристаллизацию пород, достаточно хорошо сохранили первичные текстурные признаки, которые позволяют установить генетическую природу пород и их фаціальную принадлежность.

В районах серноколчеданных месторождений в объеме парандовской серии выделяются две вулканогенно-осадочных формации: 1) последовательно-дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая, 2) недифференцированная спилит-диабазовая (базальтовая). Наиболее полно обе формации развиты в Хаутаваарской зоне, которая в регионально-структурном отношении входит в состав Западно-Карельской синклинойной зоны [147]. Протяженность всей Хаутаваарской структуры около 100 км при максимальной ширине в районе Хаутаваары 11—12 км. С запада и востока она ограничивается разновозрастными гранитоидами и гранито-гнейсами, принимающимися рядом исследователей за реоморфизованное архейское основание.

Последовательно дифференцированная формация в Хаутаваарской зоне состоит из двух осадочно-вулканогенных комплексов (рис. 62): базальт-андезит-дацит-липаритового и андезит-дацитового, сходных по химическому составу пород, характеру дифференциации, но различающихся фаціальным составом слагающих их вулканитов.

Базальт-андезит-дацит-липаритовый комплекс характеризуется наиболее полным набором дифференциатов формации при резко подчиненном значении крайних из них. Характерно преобладающее развитие пород пирокластической фации (коэффициент эксплозивности 60—70%), представленной грубообломочными вулканическими брекчиями (агломератовыми туфами и частично лавобрекчиями) андезито-базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов, игнимбритоподобными образованиями липарито-дацитовых порфиритов, лапиллевыми, мелкообломочными кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Лавовая и субвулканическая фации этого комплекса имеют примерно равные соотношения. Для пирокластов и лав характерны аутометаморфические процессы типа среднетемпературной пропилитизации, которые захватывают прежде всего обломки туфов, осветляя их, благодаря развитию эпидота, альбита, иногда кварца. Помимо этих минералов, в обломках встречаются турмалин и халькопирит. Региональный метаморфизм накладывается на измененные породы, о чем можно судить по развитию порфириобласт амфиболов в осветленных участках. Широко представлена вулканогенно-осадочная фация (в том числе и рудосланцевая толща), сложенная различными кремнистыми образованиями: кварцевыми туфопесчаниками (туффитами?), отчетливо слоистыми афанитовыми кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, графито-кремнистыми и графитистыми сланцами. Среди них встречаются характерные кремнистые стяжения и графито-кремнистые конкреции. Вулканогенно-осадочные образования постоянно содержат тонкую рассеянную вкрапленность сульфидов. На площади развития комплекса картируется несколько вулканических построек центрального типа. Химический состав пород описываемого комплекса колеблется от андезито-базальтов до липарито-дацитов и липаритов при явно выраженной тенденции замены вулканитов основного—среднего состава кремнекислыми дифференциатами к верху разреза. Состав пород существенно натриевый.

Андезит-дацитовый комплекс развит в северной части Хаутаваарской структуры (район Чалка-Масельга). Для него характерно значительное (не менее 50%) развитие лав (массивных и шаровых), миндалекаменных андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов.

Пирокластическая фация представлена агломератовыми туфами андезитовых порфиритов, которые слагают локальные участки, по-видимому, около центров извержения, и мелкообломочными кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов, распространенными по периферии структуры.

Субвулканическая фация имеет подчиненное значение. Вулканогенно-осадочная фация представлена рудно-сланцевой толщей мощностью от 50 до 150—200 м, сложенной серицит-кварцевыми, серицит-биотит-хлорит-кварцевыми сланцами (рассланцованные кремнистые туффиты), графитистыми сланцами, хемогенными кварцитами и колче-

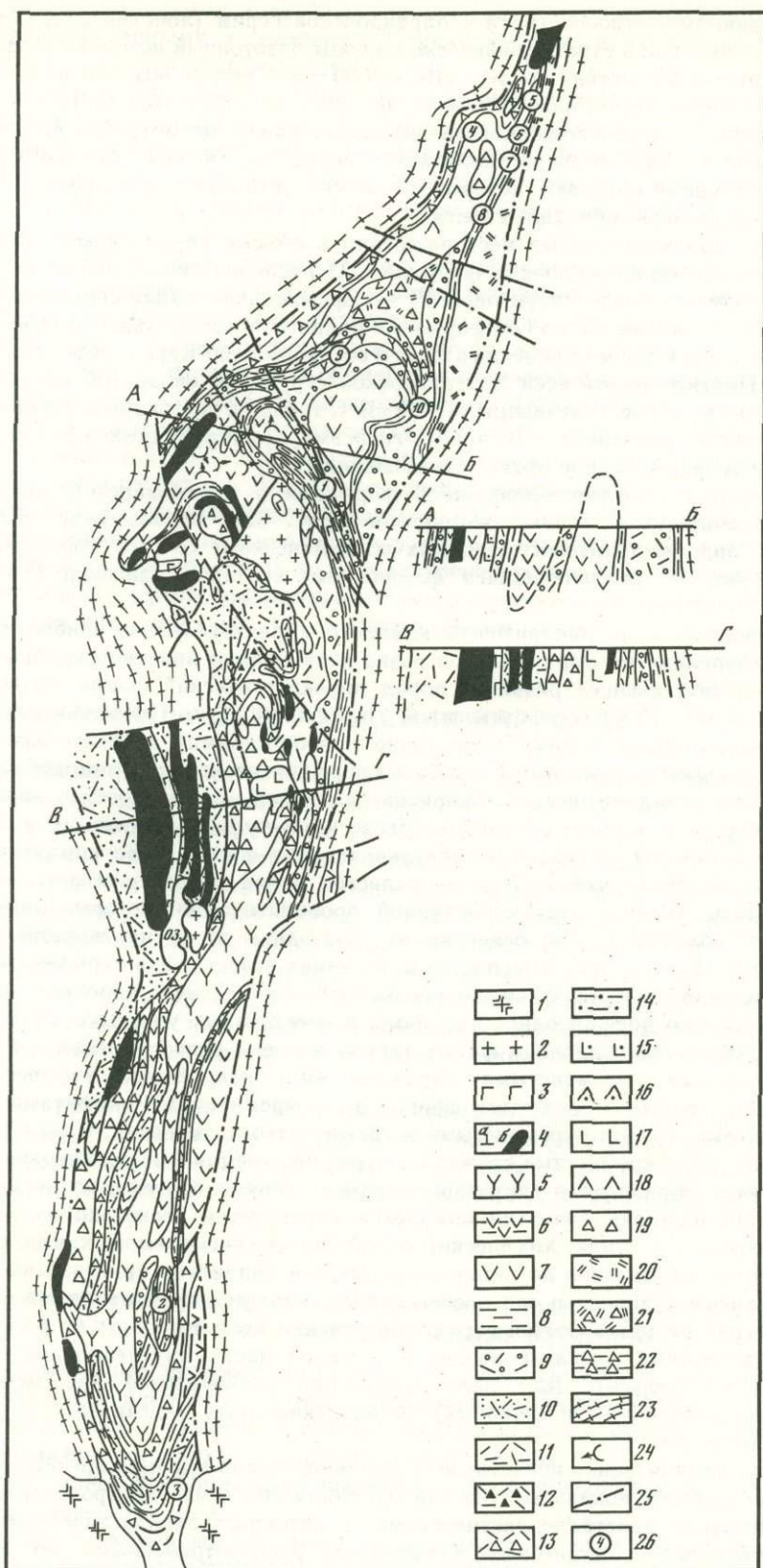


Рис. 62. Схема геологического строения Хаутаваарской зоны (составили А. И. Робонен, С. И. Рыбаков, А. И. Светова с использованием материала Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина, Н. Е. Сергеевой)

Средний протерозой: 1 — границы рапакиви; 2—5 — нижний протерозой: 2 — граниты и гранодиориты, 3 — габбро-диабазы, 4 — феррогаббро (а) и ультраосновные породы (б), 5 — габбро-амфиболиты; 6—7 — недифференцированная формация: 6 — амфиболовые туфосланцы, 7 — диабазы, диабазовые порфириты; 8—22 — последовательно дифференцированная формация: 8 — графитистые, графитсерцитовые, серцит-

данными рудами. Химический состав пород колеблется от андезито-базальтов до дацитов и липарито-дацитов. Характерна смена пород основного—среднего состава более кислыми дифференциатами вверх по разрезу. В целом породы относятся к высокоизвестковистым образованиям при относительно низком содержании щелочей.

Недифференцированная спилит-диабазовая (базальтовая) формация развита в двух локальных участках — Хаутаваарском и Няльмозерском, представляющих, по-видимому, самостоятельные вулканические постройки. Мощность вулканитов формации в районе Хаутаваары 2000—2500 м, а на периферии площадь развития — уменьшается до 500—600 м. На Няльмозерском участке наибольшая мощность диабазов 1000—1200 м. В составе формации резко преобладает лавовая фация, представленная диабазовыми порфиритами, массивными и шаровыми диабазами. Вулканические брекчии, туфы и вулканогенно-осадочные породы не превышают 10—15%, причем большую часть занимают последние. Субвулканическая фация представлена дайками и небольшими телами роговообманковых порфиритов. Характерны маломощные (10—50 м) горизонты вулканогенно-осадочных пород между потоками диабазовых порфиритов. Они представлены кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами (железистыми кварцитами), кремнисто-амфиболовыми и графитистыми сланцами, магнетит-актинолитовыми сланцами с конкрециями магнетита, кварцитами. Встречаются маломощные рудные тела пирротинового и пирит-пирротинового состава. Наличие горизонтов вулканогенно-осадочных пород свидетельствует о подводных условиях формирования комплекса. Вероятно, это были глубоководные условия, о чем свидетельствует отсутствие в осадках терригенного материала, низкий коэффициент окисленности лав, не превышающий 0,23. Химический состав вулканитов показывает, что породы относятся к продуктам толеито-базальтовой родоначальной магмы и принадлежат к сверхизвестковистой серии. Характерно низкое содержание щелочей при постоянном преобладании натрия.

Для шаровых и массивных диабазов широко развиты процессы осветления, которые носят объемно-площадный характер и выражены в развитии альбита, клиноцоизита, хлорита, карбоната в подошве потоков, а в шарах — в их периферийной или же, напротив, центральной части. Этот процесс, по-видимому, обусловлен перераспределением вещества при региональном метаморфизме. Вместе с тем иногда устанавливаются реликты ранней альбитизации, происходившей на стадии аутометасоматизма.

В изученных районах, вероятно, наиболее интенсивно проявились две фазы складчатости, в результате которых нижнепротерозойские толщи были сложно дислоцированы и метаморфизованы. Падение пород и плоскостей расщепления всюду крутое, близкое к вертикальному. Позже на складки были наложены разрывные деформации (частью, видимо, унаследованные) различного характера и направления, которые фиксируются зонами сильного расщепления и диафтореза.

Орогенная стадия сопровождалась интенсивным интрузивным магматизмом. С различных позиций он был освещен в работах Г. О. Глебовой-Кульбах [61], М. Г. Попова [213].

В описываемом районе выделяется несколько разновозрастных интрузивных комплексов: габбро-амфиболиты, гипербазиты, феррогаббро, габбро-диабазы, гранитоиды.

Хаутаваарское месторождение располагается в вулканогенно-осадочной рудно-сланцевой толще, мощность которой здесь составляет около 800—900 м (рис. 63). Эта толща подстилается и перекрывается шаровыми диабазами, а с выклиниванием диабазов ложится без видимого перерыва на породы последовательно-дифференцированной формации. Формирование ее неразрывно связано с деятельностью вулканов, давших продукты последовательно-дифференцированной формации. Об этом можно судить

кварцевые сланцы, кварцевые туфопесчаники, 9 — тонко- и мелкообломочные туфы и туффиты дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, кварцевые туфопесчаники, кремнистые туффиты, кварциты, 10 — кремнистые туффиты, хемогенные кварциты с редкими горизонтами агломеративных туфов андезито-дацитовых порфиритов, 11 — кристаллокластические и литокристаллические туфы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, 12 — лапиллевые, редко агломеративные туфы андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов, 13 — глыбовые и агломеративные туфы, частично лавобрекчии дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, игнимбритоподобные образования липарито-дацитовых и липаритовых порфиритов, 14 — графитистые, графито-кремнистые и кремнистые сланцы, 15 — субвулканические дайки дацитовых порфиритов, 16 — лавы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, 17 — субвулканические андезитовые порфириты, 18 — лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, 20 — тонко- и мелкообломочные туфы и туффиты дацитовых порфиритов, 21 — лапиллевые, кристалло-кластические, реже агломеративные туфы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, 22 — лапиллевые и агломеративные туфы андезитовых порфиритов; 23 — разновозрастные граниты и гранитоиды; 24 — направление кровли лавовых потоков; 25 — разрывные нарушения; 26 — месторождения и рудопроявления серного колчедана (цифры на карте): 1 — Хаутаваарское, 2 — Няльмозерское, 3 — Ведлозерское, 4 — Корб-озеро, 5 — Северный рудник, 6 — Пиритовая жила, 7 — Южный рудник, 8 — Мулдусельгское; 9—10 — без названия

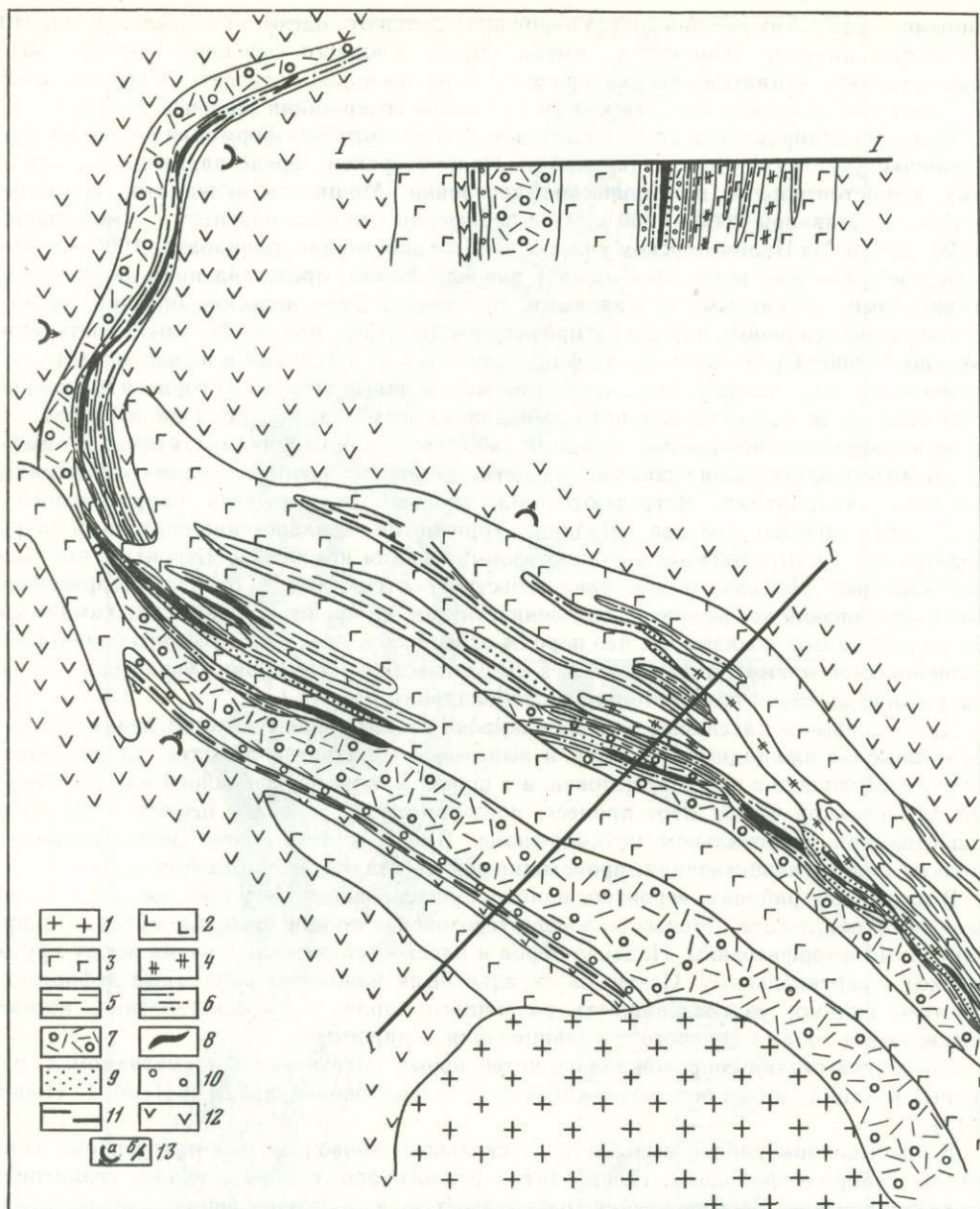


Рис. 63. Геологическая схема Хаутаваарского месторождения

1 — граниты и гранодиориты; 2 — дайки дацитовых порфиритов; 3 — габбро-диабазы; 4 — серпентиниты; 5 — графитистые сланцы; 6 — серицит-кварцевые сланцы; 7 — тонко- и мелкообломочные туфы и туффиты дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов; 8 — колчеданные залежи; 9 — кремнистые туффиты и хемогенные кварциты; 10 — туфоконгломераты; 11 — кварц-магнетит-амфиболовые сланцы; 12 — шаровые диабазы; 13 — направление кровли лавовых потоков (а), простираание и падение сланцеватости (б)

по составу рудосланцевой толщи: кристаллокластические туфы андезито-дацитового и дацитового состава, кварцевые туфопесчаники, кремнистые теффиты, графитистые сланцы, руды; изредка встречаются туфоконгломераты. Однако характерно, что наиболее крупные скопления колчеданных руд приурочены к участкам спилит-диабазовой формации. По-видимому, источником серы и железа колчеданных руд был основной вулканизм, деятельность вулканов которого на определенном периоде происходила одновременно с андезито-базальтовым вулканизмом. Рудная зона в форме S-образной в плане складки прослеживается на 6—7 км. Оруденение представлено целым рядом залежей-пластов протяженностью до 700 м при мощности от 1—2 до 5—15 м (в раздувах до 20 м), кулисообразно располагающихся относительно друг друга, основная масса

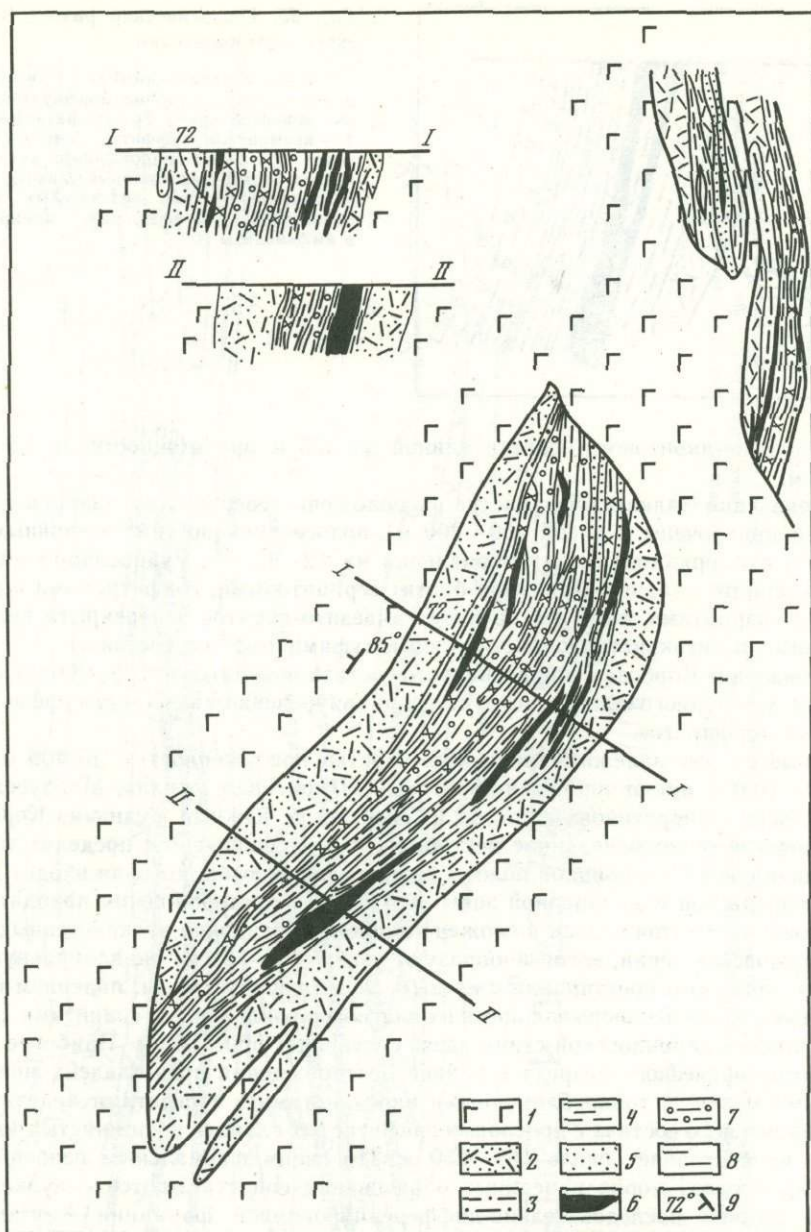


Рис. 64. Геологическая схема Няльозерского месторождения

1 — габбро-амфиболиты; 2 — тонкообломочные туфы и туффиты дацитовых порфиритов с прослоями кремнистых туффитов; 3 — серицит-кварцевые сланцы; 4 — графитистые сланцы; 5 — кремнистые туффиты и кварциты; 6 — рудные тела; 7 — кварц-биотитовые, кварц-гранат-биотитовые с графитом сланцы; 8 — гранат-амфиболовые, биотит-гранат-амфиболовые с магнетитом сланцы; 9 — простирание и падение сланцеватости

которых приурочена к контакту кварцевых туфопесчаников и расположенных выше графитистых сланцев. Согласно с первичным напластованием рудные тела имеют крутое, часто вертикальное, падение.

Рудосланцевая толща и колчеданные руды прорваны согласными телами габбро-диабазов и ультраосновных пород. Непосредственные взаимоотношения с рудой показывают, что они имеют послепиритовый, но допиритиновый возраст.

Няльозерское и расположенное в 12—14 км южнее **Ведлозерское** месторождения во всех основных чертах аналогичны Хаутаваарскому. Рудосланцевая толща сложена тем же комплексом сланцев, и, кроме того, здесь появляются горизонты биотит-гранат-амфиболовых с магнетитом сланцев и карбонатных пород. Рудная зона заключена среди прорывающих габбро-амфиболитов в виде крупных ксенолитов, вытянутых на северо-восток (20—30°) (рис. 64, 65). Рудные залежи имеют форму согласных крутопадающих

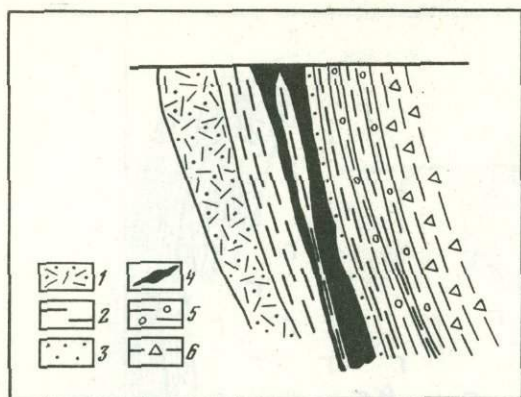


Рис. 65. Геологический разрез Ведлозерского месторождения

1 — рассланцованные тонко- и мелкообломочные туфы дацитовых порфиритов, кварцевых туфопесчаников; 2 — графитистые сланцы; 3 — кремнистые туффиты, хомогенные кварциты; 4 — пирит-пирротинные залежи; 5 — гранат-биотит-амфиболовые сланцы; 6 — вулканические брекчи андезитовых, андезитобазальтовых порфиритов, превращенные в амфиболиты

пластов пирротин-пиритового состава длиной до 576 м при мощности от 1,5—2,0 до 16,0—18,5 м.

Рудопроявления Чалкинского участка расположены севернее Хаутаваарского месторождения и приурочены к узкой (50—200 м) полосе вулканогенно-осадочных пород, вытянутой в субмеридиональном направлении на 12—15 км. Рудосланцевая толща, сложенная серицит-кварцевыми, кварц-биотит-серицитовыми, графитистыми и другими сланцами и кварцитами, залегает на лавах андезито-дацитов и перекрыта кристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами того же состава.

Рудопроявление Корбозеро пирротинового состава находится на 2,5—3,0 км западнее этой полосы, у западного контакта структуры, и приурочено к контакту туффитов и лав андезитовых порфиритов.

Согласные рудные залежи Чалкинского участка протяженностью до 400 м и мощностью 1,2—10,0 м имеют пирротин-пиритовый (Пиритовая «жила», Мулдусельгское) или существенно пирротиновый состав (Северный и Южный рудники, Корбозеро).

Парандовское серноколчеданное месторождение расположено в пределах так называемой Парандовско-Надвоицкой полосы нижнего протерозоя, которая входит в состав Восточно-Карельской синклинойной зоны [60]. Район месторождения находится в северо-западной части этой полосы и сложен комплексом осадочно-вулканогенных образований парандовской серии, которые образуют узкую (1,5—2 км) синклиналию структуру северо-западного простирания с крутым, почти вертикальным, падением крыльев, ограниченную с флангов прорывающими их плаггиомикроклиновыми гранитами (рис. 66). Общая мощность парандовской серии здесь составляет 500—600 м. Наиболее древняя часть стратиграфического разреза в районе месторождения представлена метаморфизированными мелко- и тонкообломочными пирокластами и туффитами андезитового и андезито-дацитового состава с прослоями графитистых сланцев и кремнистых туффитов. Мощность их составляет около 150—250 м. По своим фациальным особенностям и химическому составу пород описанные образования сопоставляются с вулканогенно-осадочной фацией последовательно-дифференцированной формации Хаутаваарской зоны. Отсутствующая часть этой формации, по-видимому, уничтожена гранитизацией.

Вулканы недифференцированной формации представлены потоками сильно деформированных при складчатости шаровых (подушечных) и массивных диабазов, которые прорываются согласными дайками (по-видимому, субвулканическими) миндалекаменных габбро-диабазов.

Ядро синклиналиной структуры выполняют породы, которые в современном виде представляют собой крупнозернистые порфиробластические гранатовые амфиболиты. Многими исследователями они принимаются за параамфиболиты. Согласно данным Н. И. Пинаевой [203], порфиробластические амфиболиты первоначально представляли собой глубоководные высокожелезистые кремнистые осадки, аналогичные образованиям кремнисто-железистой формации. Более поздние исследования показали, что эти осадки имеют гетерогенный генезис и в их формации определяющую роль играли вулканические продукты. Амфиболовый порфиробластез, как было установлено Г. В. Ручкиным, В. Д. Конкиным и Н. Е. Сергеевой [228], является наиболее поздним метаморфическим процессом и развивается по всем без исключения породам, в том числе по пиритовым рудам. Изотопный возраст пород, определенный калий-аргоновым методом по слюдам и амфиболам, составляет 1800—1940 млн. лет, иногда 1660—1700 млн. лет и соответствует, по-видимому, времени регионального метаморфизма.

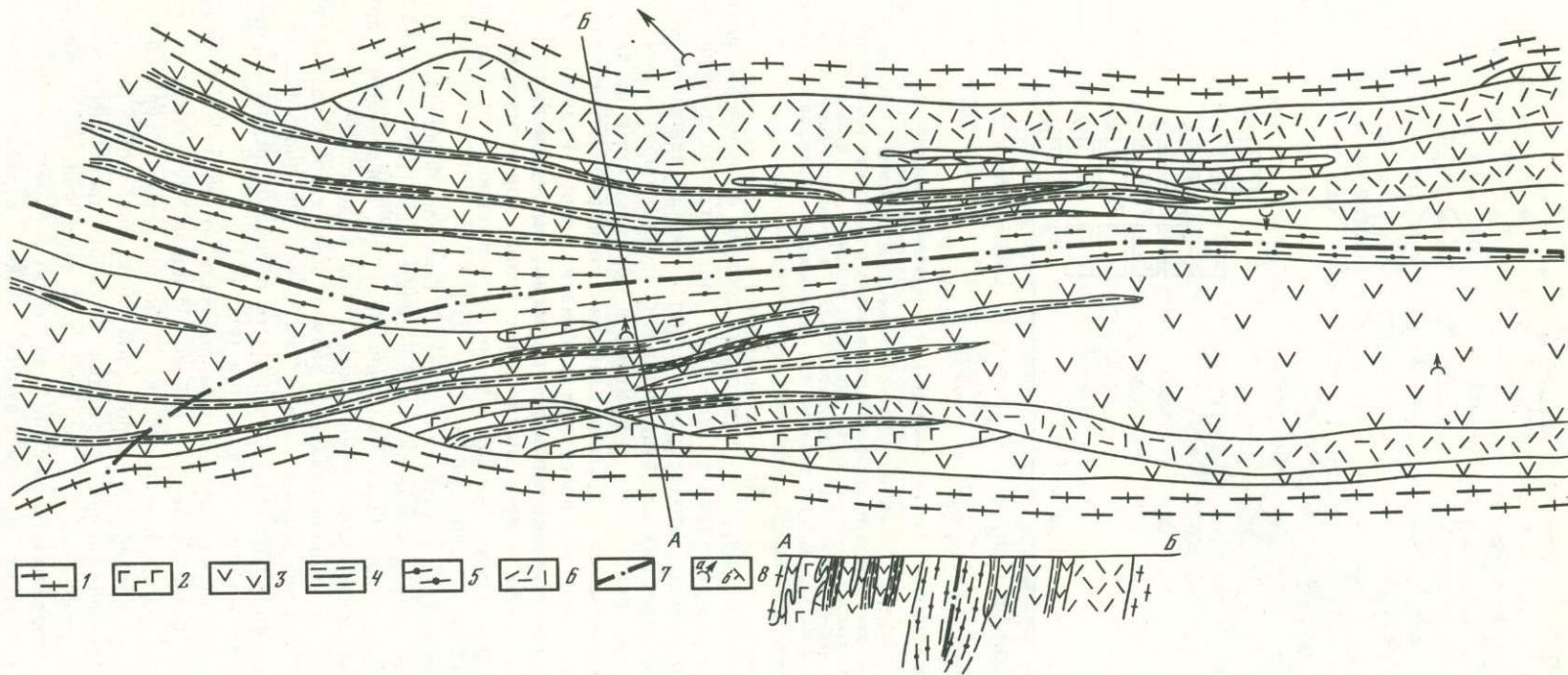


Рис. 66. Геологическая схема Парандовского месторождения

1 — граниты, гнейсо-граниты; 2 — габбро-диабазы; 3 — шаровые и массивные диабазы недифференцированной формации; 4 — колчеданные залежи и вмещающие графитистые, серицит-кварцевые и другие сланцы, кварциты; 5 — порфиробластические амфиболиты; 6 — мелко- и тонкообломочные туфы и туффиты дацитовых порфиритов последовательно дифференцированной формации; 7 — разрывные нарушения; 8 — направление кровли лавовых потоков (а), падение и простираание сланцеватости (б)

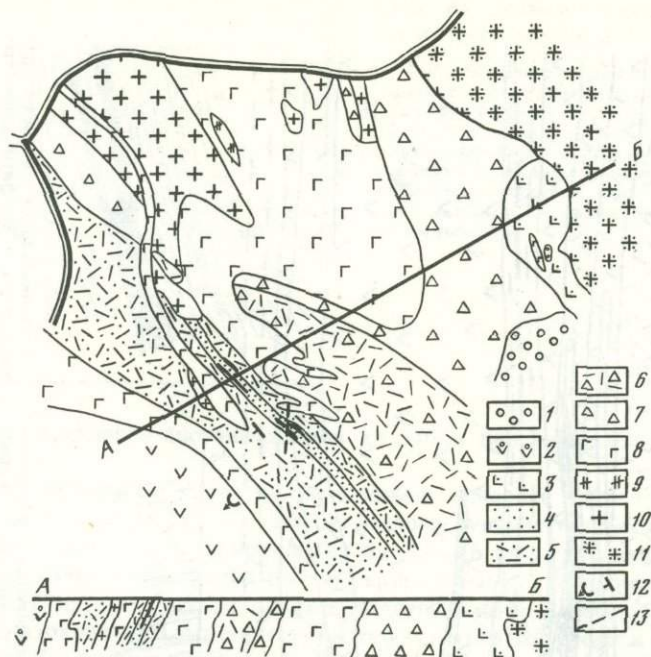


Рис. 67. Геологическая схема Ялонваарского месторождения

1 — сариолдские (?) полимиктовые конгломераты (P_2); 2 — шаровые и массивные диабазы недифференцированной формации; 3—7 — последовательно дифференцированная формация: 3 — субвулканические плагиокварцевые порфиры, 4 — кремнистые туффиты и хомогенные кварциты с залежами колчеданных руд, 5 — тонко- и мелкообломочные туфы и туффиты липаритовых и дацитовых порфиров, 6 — вулканические брекчии (агломератовые и лапиллевые туфы) дацитовых порфиров, 7 — вулканические брекчии, редко лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиров, 8—11 — интрузивный комплекс: 8 — габбро-диабазы, 9 — серпентиниты, 10 — граниты, 11 — диориты; 12 — направление кровли лавовых потоков (a), падение и простирание сланцеватости (b); 13 — разрывные нарушения

Серноколчеданные залежи пирротин-пиритового состава приурочены постоянно к маломощным (от нескольких метров до 30—70 м) горизонтам метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, которые располагаются между лавовыми потоками диабазов (см. рис. 5). Рудовмещающие вулканогенно-осадочные образования сложены хомогенными кварцитами, кремнистыми туффитами и образованными по ним кварц-серицитовыми, кварц-биотитовыми и другими сланцами, порфиروبластическими амфиболитами, графитистыми сланцами и прослоями карбонатных пород. Рудные тела имеют форму пластов, сильно вытянутых линз и залегают согласно с первичным напластованием вмещающих пород. Они имеют северо-западное простирание под углами $316—325^\circ$ и падение на юго-запад под углами $75—85^\circ$. Средняя протяженность рудных залежей 250—400 м при максимальной мощности 16—17 м [60].

Ялонваарское месторождение находится в пределах Восточно-Финляндской синклиальной зоны в северо-восточном крыле ладожской синклинали [147]. Оно изучалось К. О. Кратцем, Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенковой, Ю. В. Богдановым и другими. Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы, выделенные под названием ялонваарской свиты, слагают незначительную по размеру зону северо-западного простирания длиной около 5—6 км при ширине около 10 км. С юго-западного фланга нижнепротерозойские вулканогенные образования перекрыты породами среднего протерозоя, а с северо-востока прорваны интрузией диоритов (рис. 67).

Исследования, проведенные в последние годы, показали, что вулканогенные образования района Ялонваары сопоставляются с районом Игнойла-Хаутаваара и относятся к двум выделенным выше формациям: последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной спилит-диабазовой (базальтовой). Последовательно-дифференцированная формация сложена преимущественно пирокластическими фациями, реже лавами. В юго-восточной части участка месторождения вулканические брекчии прорваны штоком субвулканических липарито-дацитовых порфиров. Завершается формация рудовмещающей пачкой вулканогенно-осадочных пород, которая сложена мелко- и тонкозернистыми туфами (или туффитами) липарито-дацитовых порфиров, афанитовыми кремнистыми туффитами, хомогенными кварцитами, принимавшимися ранее за вторичные кварциты, редкими прослоями карбонатных

пород и графитистых сланцев. Мощность этой пачки составляет около 150—200 м. Породы сильно рассланцованы и превращены в серицит-кварцевые, кварц-хлорит-эпидот-серицитовые, кварц-биотитовые и другие сланцы. Химический состав вулканитов формации изменяется от базальтов — андезито-базальтов до липарито-дацитов и липаритов (?) при явно выраженной тенденции увеличения кремнекислых дифференциатов к верхам разреза. По сравнению с аналогичными образованиями района Игнойлы (хаутаваарская зона) в них повышено содержание окиси калия.

Недифференцированная формация в районе Ялонваары представлена преимущественно лавовой фацией шаровых и массивных диабазов, аналогичных хаутаваарским. Они обнажены на небольшом участке юго-западнее Ялонваарского месторождения. По направлению кровли лавовых потоков (юго-западное при падении первичного напластования пород на юго-запад под углами 70—80°) устанавливается их более высокое стратиграфическое положение относительно пород последовательно-дифференцированной формации.

Вулканогенные образования прорваны разновозрастными интрузивами. К раннеорогенным Г. О. Глебова-Кульбах и С. П. Лобач-Жученко [62] относят габбро-диабазы и перидотиты. В конце ранней фазы складчатости внедрилась комагматическая серия пород ряда кварцевый диорит—гранодиорит—плагιοгранит. Изотопный возраст диоритов равен $1830 \cdot 10^6$, плагιοгранитов — $(1710 \pm 50) \cdot 10^6$ лет. Лейкократовые граниты более древнего возраста прорываются раннеорогенными габбро-диабазами.

Серноколчеданные залежи Ялонваарского месторождения приурочены к вулканогенно-осадочной пачке пород, завершающей разрез последовательно-дифференцированной формации и перекрытой выше диабазами недифференцированной формации. В центральной части рудной зоны в виде пластов и линз находятся кремнистые туффиты и хемогенные кварциты, представляющие собой слоистые тонкозернистые яшмовидные породы, в составе которых резко преобладает кварц. Рудные тела в форме пластов и сильно вытянутых линз приурочены к лежащему и висящему бокам кремнистых туффитов и хемогенных кварцитов. Согласно с вмещающими породами они имеют северо-западное (315—325°) простирание и падение на юго-запад под углами 55—77°. Длина колчеданных залежей составляет 120—320 м при мощности 1,5—11,25 м.

Таким образом, геологическая позиция Ялонваарского месторождения отличается от других серноколчеданных месторождений Карелии. Это отличие обусловлено тем, что формирование руд Ялонваары связано с накоплением продуктов последовательно-дифференцированной формации и произошло до начала излияний диабазов недифференцированной формации. В других же месторождениях отложение руд шло в процессе накопления продуктов недифференцированной формации при параллельной деятельности вулканов андезито-базальтового вулканизма.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Минеральный состав серноколчеданных руд всех месторождений, за исключением Ялонваарского, весьма прост и характеризуется практически полной идентичностью. Различия существуют только в количественных соотношениях главных рудообразующих сульфидов (пирита и пирротина), составляющих 96—99% общего объема руды. В ассоциации с последними в небольшом количестве (1—4%) встречается халькопирит и сфалерит, редко галенит. В боковых породах вместе с пирротинном иногда присутствуют арсенопирит, магнетит, ильменит, сидерит. На Хаутаваарском месторождении в пирротиновой жиле, прорывающей серпентиниты, отмечены пентландит и халькопирит.

Отличительная особенность руд Ялонваарского месторождения — относительно низкое содержание пирротина и значительно более высокое — халькопирита. При этом халькопирит часто находится в ассоциации с пиритом, чего никогда не наблюдается на других месторождениях Карелии. Кроме того, по данным Л. Н. Потрубовича, О. Н. Анищенковой, Ю. В. Богданова [22], в рудах встречаются галенит, борнит, тетраэдрит, молибденит, ванадинит. Пирит — основной рудообразующий сульфид — в серноколчеданных рудах образует четыре структурные разновидности (генерации), которые возникли в процессе формирования (пирит I, реликтовый) и позднейшей перекристаллизации руд при метаморфизме (пирит II, III, IV).

Для пирротиновой минерализации, основная масса которой связана с пиритовыми рудами, устанавливается наложенный характер относительно последних. Пирротин приурочивается к флангам и местам выклинивания рудных тел или отдельных рудных

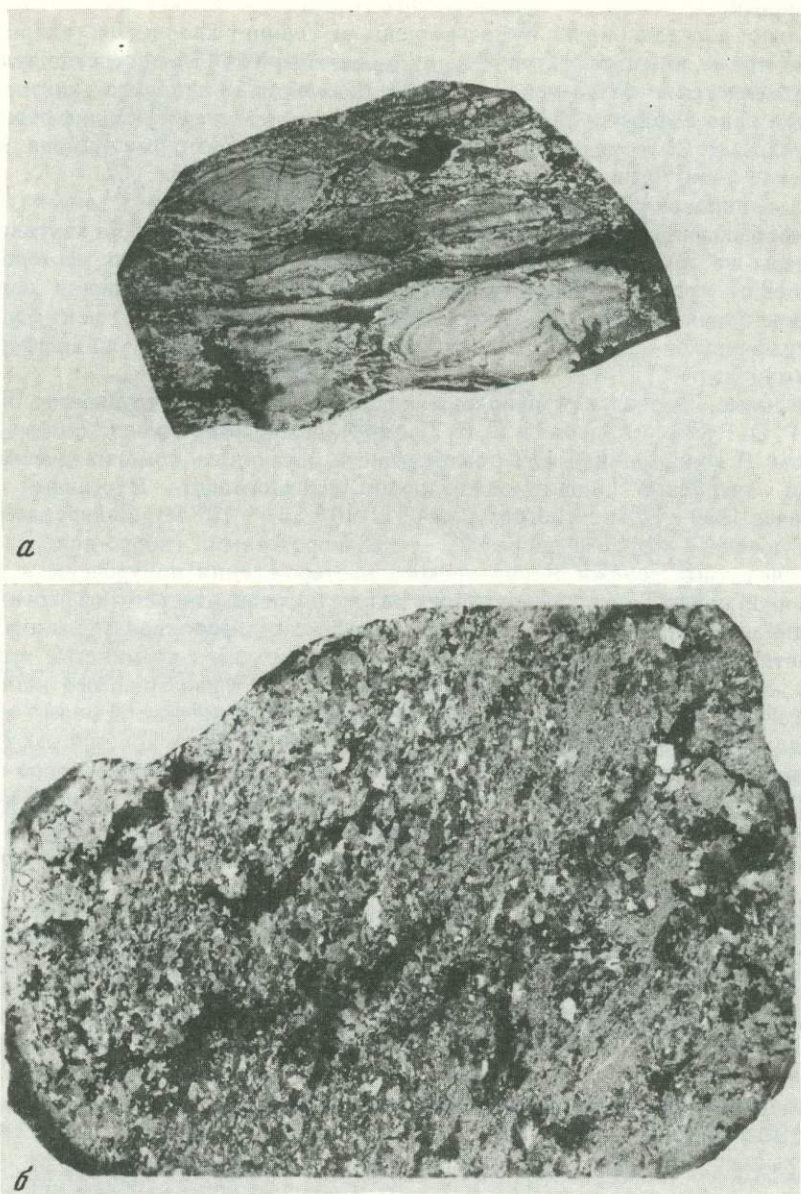


Рис. 68. Текстуры руд

a — оолитовая текстура пиритовой руды (Няльм-озеро). Полир. штупф. Увел. 1,2; *б* — перекристаллизованная пиритовая руда линзовидно-полосчатой текстуры (Хаугаваара) Полир. штупф. Увел. 4,0.

прослоев. Некоторые рудопоявления (Корбозеро, Северный и Южный рудники, Бергаул) практически полностью сложены пирротинном. Характерны жилы пирротина во вмещающих породах и в перекристаллизованной пиритовой руде. Нередки брекчиевые текстуры с обломками перекристаллизованной пиритовой руды в пирротинном цементе. Химический состав пирротина соответствует формуле Fe_6S_7 — $Fe_{12}S_{13}$. Температура декрепитации пирротина в обычных условиях равна 260—280°. Для пирротиннов, проанализированных В. П. Рябовым в атмосфере аргона, температура растрескивания равна 310—330° [230].

Структурно-текстурные особенности пиритовых руд серноколчеданных месторождений отражают высокую степень их перекристаллизации при региональном метаморфизме, но вместе с тем встречаются хорошо сохранившиеся первичные текстуры и структуры [22, 229]. Структурно-текстурные признаки пирротинных руд в значительной мере свидетельствуют о гидротермальной (метаморфогенно-гидротермальной) их природе и более позднем отложении. Можно выделить три генетических типа структур и текстур

Таблица 17

Текстуры и структуры колчеданных руд Карелии

Генетический тип структуры и текстуры	Текстура	Структура	Минеральный тип руды
Первично-осадочный (реликтовый)	Оолитовая Слоистая Колломорфная	Скрыто- и тонкозернистая	Пиритовый
Перекристаллизации	Массивная Сланцевато-полосчатая Линзовидно-полосчатая Полосчатая	Грано- и гетеробластическая Порфиробластическая Ориентированнобластическая	То же
Метаморфогенно-гидротермальный	Массивная Очковая (миндалевидная) Брекчиевая и брекчиевидная Полосчатая Прожилково-вкрапленная	Разнозернистая Порфиробластическая Ралада твердых растворов	Пирротиновый Пирротин-пиритовый Пентландит-пирротиновый

руд: 1) первично-осадочный, 2) перекристаллизации, 3) метаморфогенно-гидротермальный (табл. 17).

К реликтовым первично-осадочным принадлежат оолитовые, слоистые и колломорфные текстуры. Первые две встречаются только в рудах, залегающих в графитистых сланцах. Морфологически оолиты представляют собой округлые, овальные, эллипсоидальные, сложнопочковидные стяжения скрытозернистого пирита с ясно выраженной концентрической зональностью (рис. 68) [229, 228]. Размер их составляет 0,3—2,5 см в поперечнике. Нередко оолиты раздроблены и разлинзованы при рассланцевании.

Известны слоистые текстуры двух типов: 1) редко встречающаяся тонкая слоистость, обусловленная осаждением геля дисульфида железа; 2) слоистость, обусловленная чередованием маломощных слоев пирита с оолитами и вмещающих сланцев. Редкие реликты колломорфных текстур встречены в массивных рудах на Парандовском месторождении [228]. Текстуры и структуры перекристаллизации характерны для метаморфизованных пиритовых руд. Перекристаллизация проходила в направлении увеличения размеров пиритовых зерен и образования различных бластических структур (см. рис. 68). В процессе перекристаллизации большую роль играло рассланцевание и дробление пиритовых руд при складчатости. Переотложение их по сланцеватости и трещинкам приводило к образованию полосчатых, прожилково-полосчатых, линзовидно-полосчатых (гнейсовидных) текстур. Текстуры и структуры пирротиновых руд, как указывалось, свидетельствуют о наложении их на перекристаллизованные пиритовые руды и метаморфогенно-гидротермальной их природе.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ РУД КАРЕЛИИ

По многочисленным анализам пород и минералов, выполненных калий-аргоновым методом [209, 162, 163, 283], в районах серноколчеданных месторождений Карелии устанавливаются две главные возрастные границы: 1800—1900 и 2400—2600 млн. лет. Первые значения изотопного возраста по принятой в настоящее время стратиграфической шкале соответствуют началу нижнего протерозоя [11]. Второе значение отра-

Таблица 18

Изотопный состав свинцов сульфидов колчеданных руд

Минерал	Число проб	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Изотопный возраст, млн. лет
Пирит I (из оолитов)	6	15,17—15,41	14,47—16,03	2350—2400
Пирит II (тонкозернистый)	9	15,23—15,43	14,97—16,02	2300 ± 50
Пирит III (среднезернистый)	12	15,19—16,26	15,25—15,65	2300 ± 50
Пирротин	21	14,57—19,40	15,19—15,72	1875 ± 50

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ВИРГ.

жает, по всей вероятности, возраст регионального метаморфизма во время Карельского орогенеза, приуроченного к границе нижнего и среднего протерозоя [210, 44, 202].

Данные А. П. Виноградова, Л. С. Тарасова и С. И. Зыкова [43] свидетельствуют о том, что указанные две возрастные границы имеют место и в колчеданных рудах, отражая различные этапы метаморфизма. Изотопный возраст пиритовых руд Парандовского и Улялежского месторождений, определенный свинцовым методом, равен соответственно 2510 (2550) и 2480 (2530) млн. лет, а для пиритовых руд Хаутаваары — 2100 (2080) млн. лет. Возраст пирротиновой минерализации Хаутаваарского и Ялонваарского месторождений равен 1800—1900 млн. лет, т. е. соответствует возрасту регионального метаморфизма.

Авторами настоящего очерка совместно с Н. М. Бугровым были проведены новые исследования изотопного состава свинцов в сульфидах колчеданных руд Хаутаваарской зоны и Ялонваары, данные которых кратко представлены в табл. 18.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Обстоятельная работа, проведенная Д. М. Воинковым [69] по изучению изотопов серы месторождений Хаутаваарской зоны, материалы Г. В. Ручкина, Д. М. Конкина и Н. Е. Сергеевой [69] по Парандовскому месторождению и данные анализов, выполненных В. И. Виноградовым, показали следующее.

1. Изотопный состав серы пирита и пирротина массивных залежей близок к метеоритному стандарту ($\sigma^{34}\text{S} = \pm 2-3\%$), что свидетельствует о ее глубинном, ювенильном источнике.

2. Для оолитовых руд характерна значительная дисперсия величин $\sigma^{34}\text{S}$ (от $-10,2$ до $+12,1$), обусловленная участием в их образовании биогенной серы.

3. Метаморфические преобразования рудного вещества в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма существенно не нарушают изотопный состав серы сульфидов, приводя лишь к некоторому его перераспределению в пределах рудных тел и вблизи них.

ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ОКОЛОРУДНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Метаморфические преобразования вулканогенных пород районов серноколчеданных месторождений носят полигенный характер. Наиболее ранний этап связан с автотемпературными изменениями типа среднетемпературной пропилитизации, происходившими на стадии формирования вулканогенных комплексов, о чем говорилось выше. Последующие их изменения обусловлены интенсивным региональным метаморфизмом и складчатостью, что привело к полной раскристаллизации вулканитов и минеральным преобразованиям. На регионально метаморфизованные породы в ряде районов (Парандово) накладывается диафорез [203], а на контактах с гранитами и гранитоидными вулканитами подверглись гранитизации, выразившейся в замещении амфибола биотитом, появлении кислого плагиоклаза, микроклина, кварца.

Вулканиты Хаутаваарской зоны метаморфизованы преимущественно в условиях эпидот-амфиболитовой и низких ступеней амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового глубинного типа [17]. Характерной минеральной ассоциацией пород основного состава является обыкновенная (иногда актинолитовая) роговая обманка + альбит (олигоклаз) + клиноцоизит (эпидот) + кварц + (гранат). В породах андезитового и андезито-базальтового состава распространена ассоциация обыкновенная роговая обманка + альбит (олигоклаз-андезин) + гранат + магнетит + клиноцоизит + кварц. Метаморфический индекс, по М. Фросту [315], равновесной пары биотит—гранат из вмещающих сланцев Няльмозерского месторождения равен 4,15 (по М. Фросту, границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций соответствует метаморфический индекс 4,2). По диаграмме Л. Л. Перчука [201], температура метаморфизма на участке Няльмозерского месторождения 450—500°.

Вулканиты района Парандовского месторождения, согласно Н. И. Пинаевой [203], метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, на которую позже наложился диафорез. Для Ялонваары характерны низкие ступени эпидот-амфиболитовой фации [17]. Региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в своем развитии проходит две стадии: прогрессивную и регрессивную. Последняя выражена в замещении минеральных парагенезисов прогрессивной стадии более

низкотемпературными ассоциациями (биотит + эпидот + клиноцоизит + хлорит + кварц + карбонат) при падении температуры и давления при участии метаморфических растворов. Формирование этих растворов, по-видимому, проходило благодаря высвобождению воды и некоторых легкоподвижных компонентов на прогрессивной стадии метаморфизма. Возможно, с этой же стадией связан так называемый железо-магний-кальциевый метасоматоз, вызванный в туфах и вулканогенно-осадочных породах в приконтактовой зоне их с диабазитами в районе Хаутаваары. В связи с этим процессом развиваются андалузит, кордиерит, антофиллит (?), хлорит (клинохлор). В этой же зоне развиты турмалин и хромсодержащие минералы (уваровит, фуксит). Источником железа, магния, кальция, хрома могли явиться породы ультраосновных и основных интрузивов, широко развитые в этой зоне.

В процессе прогрессивного метаморфизма вместе с минеральным и структурным преобразованием происходит изменение химического состава породы в результате метаморфической дифференциации. Результатом этого процесса явилось образование амфиболовых обособлений в породах андезитового состава в районе Чалки (Хаутаваарская зона). Переходящие в раствор легкоподвижные компоненты концентрируются на незначительном удалении в виде метаморфических жил, в составе которых преобладают клиноцоизит, кварц, хлорит, карбонат, альбит, нередко присутствуют сульфиды (минеральная ассоциация регрессивной стадии). Характер поведения петрогенных и некоторых рудогенных элементов проиллюстрирован табл. 19, в которой сравниваются андезитовые порфириды из участков, где состав их близок первоначальному, и амфиболовых обособлений.

Из табл. 19 видно, что Ni, Co, Cu, Zn при метаморфической дифференциации на прогрессивной стадии не переходят в раствор, а накапливаются в остаточных продуктах дифференциации, перераспределяясь между породообразующими минералами. Присутствующие же в метаморфических жилах сульфиды цинка, меди, никеля, по-видимому, могли образоваться только благодаря извлечению названных элементов из пород под воздействием метаморфических растворов на регрессивной стадии регионального метаморфизма. Ранее к аналогичному выводу пришли А. А. Предовский, В. Т. Петров, О. А. Беляев [216] для района Северного Приладожья.

Все сказанное имеет непосредственное отношение к объяснению процессов околорудного метасоматоза и формирования вкрапленных руд. Здесь необходимо отметить ряд моментов. Околорудные изменения, связанные с вулканогенно-осадочным накоплением пиритовых руд, нигде не устанавливаются. В тех колчеданных залежах, в которых отсутствует или незначительно развит пирротин, практически отсутствуют и околорудные изменения. Последние связаны только с пирротинным этапом рудообразования и носят регрессивный характер. Ширина зон околорудного метасоматоза, как правило, невелика и зависит от степени деформированности вмещающих сланцев. Минеральные парагенезисы его обнаруживают определенную зависимость от исходного состава породы. Для пород основного состава это клиноцоизит—эпидот—хлорит—(биотит)—альбит—кварц—карбонат—сульфиды (пирротин, халькопирит); в породах кислого состава — клиноцоизит—хлорит—кварц—(альбит)—карбонат—серицит—сульфиды (преимущественно пирротин). Хлорит и клиноцоизит (эпидот) — сквозные минералы, однако химический состав хлорита прямо зависит от состава породы. В породах основного состава он более магнезиален и менее железист ($X_{Mg}=0,43$, $X_{Fe}=0,59$), чем в породах среднего состава ($X_{Mg}=0,28$, $X_{Fe}=0,70$). Нужно указать, что клиноцоизит, хлорит, серицит в форме порфиробласт и секущих жилок развиваются и в массивной пиритовой руде. Судя по минеральным парагенезисам, околорудные изменения, сопровождающие пирротинное оруденение, аналогичны преобразованиям регрессивной стадии регионального метаморфизма, которая имеет широкое площадное распределение. Установление генетической связи околорудных изменений, сопровождающих пирротинное оруденение, с регрессивной стадией регионального метаморфизма позволяет сделать вывод о том, что пирротинная минерализация образовалась на регрессивной стадии в результате переотложения пиритовых руд метаморфическими растворами. Формирование околорудных залежей вкрапленных рудных зон, а равно появление в пирротинных рудах небольшого количества халькопирита и сфалерита объясняется, по-видимому, частичным выносом серы из колчеданных залежей и привнесом в рудную зону из вмещающих сланцев меди, цинка, мышьяка и др. Нередко минеральный состав сульфидов из вкрапленных околорудных зон не соответствует минеральному составу массивных руд. Так, на Ведлозерском месторождении вблизи рудной залежи пирит-пирротинного состава в амфиболитах с большим количеством метаморфических

Т а б л и ц а 19

Сравнение содержаний петрогенных и некоторых рудогенных элементов в андезитовых порфиритах и амфиболовых обособлениях

Порода (число анализов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Андезитовый порфирит (6)	61,26	0,87	16,79	1,44	4,70	0,12	2,34	6,82
Амфиболовые обособления (6)	53,97	0,74	15,64	2,30	12,22	0,23	3,22	7,08

Т а б л и ц а 19 (окончание)

Порода (число анализов)	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	W	Ni	Co	Cu	Zn
Андезитовый порфирит (6)	3,48	0,62	0,22	1,41	100,02	0,006	0,0009	0,001	0,002
Амфиболовые обособления (6)	1,76	0,33	0,29	2,48	100,26	0,03	0,003	0,008	0,006

жил присутствует много кристаллов арсенопирита. На рудопроявлении Корбозеро (Хаутаваарская зона) около пирротиновой залежи, только со стороны висячего бока, развиты эпидозиты, в составе которых, кроме эпидота и клиноцоизита (60—80%), присутствуют хлорит, кварц и сфалерит (до 10%) с незначительной примесью халькопирита и халькозина. Мощность эпидозитов составляет около 6—7 м.

На Хаутаваарском месторождении при пересечении жилой пирротина серпентинитов образуются руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава с промышленным содержанием никеля. Нужно учесть также, что во вмещающих вулканогенно-осадочных породах, и особенно в графитистых сланцах, имеется большое количество сульфидов первично-осадочного генезиса, переотложенных при метаморфизме. Как правило, они имеют широкое площадное распространение.

О ГЕНЕЗИСЕ СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

О генезисе серноколчеданных месторождений Карелии существуют различные представления. В 1953 г. Г. О. Глебова-Кульбах [60] в работе по Парандовскому месторождению развивала точку зрения о гидротермальном его происхождении и связи с гранитами третьей группы. Тогда же было сделано предложение, что серноколчеданные залежи имеют осадочное происхождение, основываясь на их геологическом положении. Ю. Б. Богданов [22] связывал образование колчеданных месторождений с вулканизмом и считал их древними аналогами Уральских месторождений. Им же впервые рассмотрены признаки метаморфизма руд. В последние годы некоторые геологи [225, 17] связывают происхождение Карельских колчеданов с гранитизацией и региональным метаморфизмом. Анализ характера связей колчеданного оруденения с вулканизмом, осадконакоплением и метаморфизмом показывает, что серноколчеданные месторождения имеют полигенный генезис. В их образовании выделяется два этапа: 1) вулканогенно-осадочный, с которым связано отложение пиритовых руд, 2) метаморфический, обусловивший перекристаллизацию пиритовых руд, их регенерацию и метаморфогенно-гидротермальное образование пирротиновой минерализации [221, 230]. Общие признаки вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений [246, 241, 235, 73, 190, 253] присущи и Карельским месторождениям. Кратко они формулируются следующим образом.

1. Пространственное размещение серноколчеданных месторождений среди нижнепротерозойских вулканических формаций и стратиграфическая приуроченность пиритовых залежей к вулканогенно-осадочным фациям.

2. Тесная ассоциация пиритовых руд с вулканогенно-хемогенными, биогенно-(?)-хемогенными и в меньшей степени вулканогенно-терригенными образованиями (прежде всего с кварцитами и графитистыми сланцами). Выдержанность этой ассоциации практически на всех месторождениях Карелии.

3. Первично-пластовый характер рудных тел, их слоистое строение и слоисто-полосчатые текстуры руд.

4. Наличие пиритовых оолитов в массив-

ных пиритовых рудах и графитистых сланцах, изотопный состав серы пирита, который показывает участие в их образовании биогенной серы.

5. Степень метаморфизма пиритовых руд соответствует степени метаморфизма вмещающих пород.

Формирование вулканогенно-осадочных рудовмещающих образований, как это показано выше, связано с последовательно-дифференцированной формацией. Однако приуроченность крупнейших месторождений к участкам развития спилит-диабазовой формации дает основание сделать вывод о том, что источником рудного вещества и частично пирокластического и хемогенного материала, возможно, был основной вулканизм. Отложение руд происходило на протяжении всего периода вулканической деятельности в кратковременные перерывы в излияниях лав и при параллельной деятельности вулканов андезит-базальтового вулканизма.

Ялонваарское месторождение образовалось до начала базальтового вулканизма и связано только с последовательно-дифференцированной формацией. Отложение пиритовых руд шло в условиях восстановительной среды при низком кислородном потенциале, о чем свидетельствует ассоциация пиритовых руд с графитистыми сланцами. Надо полагать, что это могли быть относительно глубоководные условия, судя по отсутствию или очень небольшому содержанию терригенного материала в осадках. Кроме того, широкое развитие шаровых диабазов, по мнению некоторых исследователей, может быть признаком глубоководности их образования [71, 120, 121]. Ассоциирующие с пиритовыми рудами графитистые сланцы, которые, по мнению геологов Финляндии, образовались в мелководных бассейнах с застойной водой [314, 323, 320], не могут служить признаком мелководности, так как в современных океанах подходящая обстановка для подобных образований существует и в глубоководных впадинах [188, 189]. Второй этап рудообразования связан с метаморфической регенерацией серноколчеданных залежей на регрессивной стадии регионального метаморфизма во время Карельского орогенеза (1800—1900 млн. лет). Устанавливается метаморфогенно-гидротермальная природа пирротиновой минерализации, обусловленная растворением метаморфическими растворами пирита, и переотложение его в форме пирротина с одновременным привнесом некоторых рудогенных элементов. Не исключена возможность участия в этом процессе растворов и неметаморфогенного происхождения. Температура кристаллизации пирротина не превышала 300—360° [230].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше соображения и фактический материал показывают, что колчеданные месторождения имеют сложный полигенный генезис и связаны с двумя вулканогенными формациями: последовательно-дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной спилит-диабазовой (базальтовой). По своему геологическому положению и минеральному составу руд месторождения разделяются на два типа. Первый тип — Хаутаваарский — существенно серноколчеданный, к которому относится подавляющая часть месторождений Карелии. Определяющее влияние на их генезис оказал основной вулканизм недифференцированной формации. Второй тип — Ялонваарский — по минеральному составу руд находится ближе к медноколчеданным месторождениям и связан с последовательно-дифференцированной формацией. Единственным представителем этого типа является названное месторождение. Районами, в которых геологическая обстановка благоприятна для поисков новых медноколчеданных месторождений, являются Ялонваарское рудное поле и район Игнойла-Хаутаваара. Помимо месторождений вулканогенно-осадочного генезиса, могут быть встречены и гидротермальные месторождения, связанные с вулканическими постройками последовательно-дифференцированной формации. Все колчеданные месторождения Карелии сформировались в результате двух последовательных этапов рудообразования: 1) вулканогенно-осадочного — пиритового, 2) метаморфогенно-гидротермально-пирротинового.

Пирротиновая минерализация — следствие регенерации серноколчеданных месторождений, которая произошла на регрессивной стадии регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовой фации) во время главной фазы Карельского орогенеза (1800—1900 млн. лет).

Растворение и переотложение пиритовых руд метаморфическими растворами (регенерация) сопровождалась мобилизацией рудных элементов (Ni, Co, Cu, Zn) из вме-

6. Отсутствие окolorудных изменений, связанных с пиритовым оруденением.

7. Отложение пиритовых руд в одну стадию, простой минеральный состав руд, бедность элементами-примесями.

8. Изотопный возраст пиритовых руд одинаков с возрастом вмещающих пород.

щающих пород и привнесом их в рудную зону, что в некоторых случаях приводило к образованию промышленных концентраций Ni, Co, Cu.

Сравнение первично вулканогенно-осадочных пиритовых руд Карелии с колчеданными месторождениями более молодого возраста, имеющими сходный генезис, показывает сходство геологической обстановки и условий отложения руд, т. е. вулканогенно-осадочное рудообразование и в раннем докембрии, и в палеозое принципиально не отличается и подчинено одним закономерностям.

Основное отличие докембрийских колчеданных месторождений от таковых палеозойского возраста заключается в более глубоком метаморфизме первых. Из этого следует, что при поисковых работах на колчеданные руды необходимо руководствоваться прежде всего первичной геологической обстановкой того или иного района, а не типом и степенью метаморфизма пород.

КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ И ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГАХ

В книге «Вулканизм и генезис руд» [53] японскими исследователями устанавливается эволюция рудных месторождений, связанных с вулканизмом. Сделать это позволила разновозрастность колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в Японии, относящихся к палеозою (карбон—пермь), мезозою (юра—нижний мел) и кайнозою (неоген и плейстоцен). Палеозойские и мезозойские эвгеосинклинали Японии, в которых формировались колчеданные, колчеданно-полиметаллические и другие эксгальционно-осадочные руды, представляли систему прогибов, которые с течением времени последовательно перемещались в сторону океана. В палеозое образовались преимущественно пластообразные медноколчеданные и железо-марганцевые месторождения. В мезозое, кроме того, формировались и колчеданно-полиметаллические руды. При этом в поздней юре, когда в эвгеосинклиналях извергались основные лавы, образовывались месторождения железа, марганца и медьсодержащих пиритов. В раннем мелу основной вулканизм сменился кислым и стали формироваться колчеданно-полиметаллические залежи с медью, свинцом, цинком. В сложных по морфологии и генезису миоценовых колчеданно-полиметаллических месторождениях гамма металлов расширилась за счет появления золото-серебряной минерализации. Подобные последовательные изменения состава руд позволили японским геологам говорить об эволюции вулканогенного рудообразования в Японии от палеозоя до неогена. Эволюция выразилась в постепенной смене простых пластообразных моно- или малометалльных рудных тел многометалльными зональными залежами со сложной морфологией.

Картину эволюции колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, изображенную японскими авторами, можно дополнить, если проанализировать материалы о молодых рудопоявлениях Курило-Камчатской дуги. Это лучше сделать в историческом аспекте, начав обзор с позднемелового времени, когда начал развиваться молодой комплекс островных дуг Восточной Азии.

ПОЗДНИЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕН

В позднемеловое время в Восточной Азии у края материка над глубинными разломами, наклоненными в сторону континента, возникли эвгеосинклинальные прогибы, продолжавшие развитие и в палеогене. Эти прогибы напоминали современные глубоководные желоба. В конце палеогена произошла инверсия тектонического режима и на месте прогибов поднялись в виде сравнительно узких хребтов геоантиклинали внешних дуг (Восточная Камчатка, Малая Курильская дуга, Внешняя зона Юго-Западной Японии)¹. Отложения глубоководных прогибов были сложены в крутые линейного характера складки, опрокинутые в сторону океана, с надвигами в том же направлении. В неогеновое время в пределах внешних дуг существовал геоантиклинальный режим и лишь в отдельных наложенных впадинах формировались вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы.

¹ Здесь и в дальнейшем изложении используется терминология, применяемая по отношению к структурам островных дуг большинством советских и зарубежных (японских, американских, голландских) исследователей: внешней дугой называется геоантиклиналь, выдвинутая в сторону океана, внутренней — более приближенная к континенту.

Таблица 20

← Материк

Главные формации молодой геосинклинальной системы Тихого океана

Океан →

Геологический возраст			Стадия развития и морфология областей	Внутренняя вулканическая дуга			Внешняя дуга			
Система	Отдел	Подотдел		Вулканогенные формации	Вулканогенно-осадочные и осадочные формации	Одновозрастные интрузивные породы	Вулканогенные формации	Вулканогенно-осадочные и осадочные формации	Одновозрастные интрузивные породы	
Четвертичная			Посторогенная (горная область)	Платобазальты			Платобазальты			
Неоген	Плиоцен	Верхний Средний Нижний	Орогенная (двойная островная дуга)	Игнимбритовая Андезитовая Вулканогенная моласса	Туфогенная моласса	Экструзии плагиолипаритов, дацитов, кварцевых андезитов Диоритовые порфириды, диориты, гранодиориты Габбро, габбродиориты	Андезито-дацитовая	Континентальная (угленосная моласса) Морская моласса Диатомито-туфовая	Гиперстеновые андезиты, дациты	
	Миоцен	Верхний Средний Нижний		Базальтовая Андезито-плагиолипаритовая (зеленые туфы) Андезитовая Базальтовая			Туфовый (гиалокластитовый) флиш → → диатомито-туфовая формация			Андезитовая
Палеоген	Олигоцен	Верхний Средний Нижний	Позднегеосинклинальная (одиночная внешняя дуга)	Алеврито-глинистая ("черные сланцы")						
	Эоцен	Верхний Средний Нижний								
	Палеоцен		Раннегеосинклинальная (глубокая впадина-прогиб)				Спилито-кератофировая (?) Спилито-диабазовая	Граувакковая	Граносиениты (?) Габбро-диориты, диориты Диабазы, гипербазиты (пироксениты, перидотиты, дуниты) Гипербазиты	
Мел	Верхний мел	Дат Сенон Турон Сеноман								

Примечание. Подчеркнуты формации, сопровождающиеся колчеданными или колчеданно-полиметаллическими рудами. Горизонтальные толстые линии — эпохи растяжения (и базальтовых излияний).

Располагаясь на океанической коре, внешние дуги характеризовались магматическими продуктами преимущественно основного и ультраосновного состава (табл. 20). В основании разреза верхнего мела местами лежат терригенные отложения грауваккового характера, сменяющиеся вверх и в латерали (фациально) вулканогенно-кремнистыми толщами. Последние представляют частое чередование кремнистых и кремнисто-туфогенных пород различной окраски: зеленой, серой, черной, сургучно-красной и др. Вблизи вулканических очагов эти породы замещаются базальтами, литокристалловыми базальтовыми туфами, диабазами. По химическому составу эти породы отличаются низким содержанием кремнезема, обедненностью калием и полевошпатовой известью, значительными количествами магния и кальция. Породы обычно имеют зеленокаменный облик вследствие интенсивной хлоритизации и развития эпидота. Они часто характеризуются спилитовой структурой. В шаровых базальтовых лавах о-ва Шикотан в качестве новообразований преобладают цеолиты, альбит, кварц. Характерно присутствие в зонах разломов большого числа интрузий габбро, а также серпентинизированных перидотитов и дунитов. Общая мощность вулканогенно-осадочных толщ достигает 2—3 тыс. м.

Верхняя часть разреза внешних дуг представлена мощным (до 3—4 тыс. м и более) туфогенным флишем. Завершающим этапом магматизма внешних дуг было внедрение многофазовых интрузий состава от габбро до плагιοгранитов. В поздние стадии становления этих интрузий проявлялся щелочной (калиевый) метасоматоз с образованием ортоклаза, иногда — анальцима (как, например, в трахибазальтовом комплексе Малой Курильской дуги). С калиевым метасоматозом, по-видимому, имеет связь формирование своеобразных сульфидных и медно-никелевых руд в ассоциации с магнетитовыми проявлениями, близкими к апатит-магматитовой формации. Подобные рудопроявления известны на полуостровах Шипунском и Кроноцком Восточной Камчатки, а также вблизи бухты Сомнения (Кимлинское месторождение). Они располагаются преимущественно в экзоконтактах плагιοгранитов и диоритов. С ультрабазитами внешних дуг связаны проявления хрома.

Из вулканогенно-осадочных руд в верхнемеловых кремнисто-сланцевых толщах широко распространены марганцевые рудопроявления. Своеобразны тонкополосчатые ритмиты полуострова Камчатский Мыс с чередующимися слоями мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров кремния, известняка и кремнистого гематита. Это реликты фации железистых роговиков докембрия и раннего палеозоя. Не исключена возможность открытия во внешних дугах (например на Камчатке) проявлений колчеданных или колчеданно-полиметаллических руд, в какой-то степени приближающихся к эксгалационно-осадочному типу, о чем говорит присутствие в самых позднемеловых (или раннепалеогеновых) образованиях Северной Камчатки кварцевых альбитофинов [65]. В частности, обнадеживающим в отношении колчеданных рудопроявлений районом является Усть-Камчатский, где, кроме рудных жил с пиритом и халькопиритом, имеются штокверки и обширные зоны вкрапленных руд. Возможно, в какой-то ассоциации с рудами находятся известные там проявления гидротермального гипса.

Ранний—средний миоцен

В начале миоцена рядом с геантиклиналями внешних дуг (со стороны континента) начали формироваться внутренние вулканические дуги, представлявшие цепи вулканических островов с преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами известково-щелочной серии (Центрально-Камчатская зона с ее продолжением на Юго-Восточной Камчатке, Большая Курильская дуга, Внутренняя зона Северо-Восточной Японии). Причиной образования этих вулканических зон была смена условий сжатия расширением, что обусловило сообщение с поверхностью, через глубокие вертикальные разломы очагов андезитовой магмы, генерировавшейся вблизи фокальной поверхности. В Японии области интенсивного миоценового подводного вулканизма представляли крупные грабенвидные опускания (районы распространения зеленых туфов). К концу неогена внутренние вулканические дуги в структурном отношении оформились как пологие антиклинории, осложненные многочисленными разломами и блоковыми перемещениями.

Разрезы миоценовых вулканитов хорошо изучены в бассейне р. Быстрой, Центральная Камчатка [224], и в обрывах бухты Жировой, Южная Камчатка [48].

В раннем миоцене сначала изливались в подводных условиях базальты и андезито-базальты, имеющие вследствие интенсивных изменений характер спилитов. Потоки лав иногда сохраняют шаровое сложение, чаще же шаровые отдельности разрушены при

быстром охлаждении лав и последние превращены в гиалокластиты. Лавовые потоки, мощность которых достигает десятки метров, сопровождаются литокристалловыми туфами и туффитами.

Самые нижние потоки миоценовых вулканитов наблюдаются в южных обрывах бухты Жировой. Здесь они вклиниваются в относительно глубоководные морские отложения, представляющие монотонную толщу черных аргиллитов и алевролитов. Интересно, что появление в этой толще слоев вулканитов сопровождается развитием в вышележащих аргиллитах и алевролитах глобулей пирита (до 10—20% общего веса породы) и примесями в породах (от тысячных до десятых долей процента и нескольких процентов) металлов (в порядке уменьшения содержания): железа, марганца, никеля, титана, ванадия, бария, меди, хрома, кобальта, свинца, цинка, молибдена. Очевидно, вулканические вспышки сопровождались привнесом в бассейн (возможно, в виде хлоридных соединений) металлов, которые осаждались в форме сульфидов благодаря существовавшим в бассейне восстановительным условиям и присутствию там биогенной серы.

К числу наиболее обычных вторичных изменений базальтовых и андезитов-базальтовых лав относятся альбитизация и хлоритизация. Из других новообразованных минералов чаще встречаются эпидот, пренит, опал, цеолиты, кремнисто-гематитовые обособления (в виде линз, неправильной формы желваков, сложных прожилков). Все эти новообразования, определяющие зеленокаменный облик пород, несомненно, ранние, связанные с постмагматическими гидротермальными процессами, а отнюдь не с последующим метаморфизмом, как полагают некоторые исследователи [142, 169]. В тех случаях, когда в лаве при ее излиянии на поверхность морского дна, охлаждении и затвердевании развивалась сеть микротрещин, удается выделить ранние изменения, происшедшие еще до растрескивания. К ним относятся довольно интенсивная альбитизация и образование опаловых гелей с взвесью тонких частиц гематита. В последующем развивался эпидот, а в дальнейшем при падении температуры лав и гидротермальных растворов — хлорит и цеолиты. Интенсивная цеолитизация некоторых туфов (с содержанием цеолитов до 40—50%) обусловлена, по-видимому, уже процессами подводного выветривания в стадии диагенеза породы.

Кроме ранней, в вулканитах проявляется более поздняя альбитизация, связанная с внедрением в них даек и субвулканических интрузий пироксеновых и роговообманковых андезитов и диоритовых порфиритов. Эти породы также подверглись сильной альбитизации и местами, как, например, в бухте Саранной, а также на северном берегу бухты Вилочинской (рис. 69), превращены в альбитофиры. В некоторых альбитизированных андезитах псевдоморфозы альбита окружены каемкой калиевого полевого шпата. Количество Na_2O в этих породах в два раза превышает содержание K_2O (около 3%) [274].

В вулканогенно-осадочных толщах, связанных с подводным вулканизмом, наблюдаются оползневые деформации, проявляющиеся интенсивной микроскладчатостью (плоччатостью) кремнистых, кремнисто-туфогенных и кремнисто-терригенных пород с развитием массы карбонатных и другого состава прожилков. Внешне такие породы похожи на катаклазиты, хотя какие-либо крупные зоны разломов вблизи отсутствуют и толщи залегают с едва заметным наклоном слоев.

В верхней части нижнемиоценовых толщ преобладают андезитовые вулканические продукты: авгитовые и двупироксеновые (изредка амфиболовые) андезиты, андезитовые туфобрекчии и литокристалловые туфы. Мощность этой части разреза в среднем течении р. Быстрой (Центральная Камчатка), по В. К. Ротману [224], достигает 2800 м. Андезиты, по приводимому этим автором анализу, характеризуются лишь небольшим преобладанием Na_2O (2,9%) над K_2O (2,5%). Вулканиты этого этапа мощностью около 1000 м хорошо обнажены в разрезах северного берега бухты Жировой, где видно, что их извержения представляли собой преимущественно прорывы на дно моря андезитовой магмы, очень богатой кристаллами (интрателлурические вкрапленники). Очаговые части таких подводных вулканов сложены диоритовыми порфиритами с серийно-порфировой структурой, переходящими на некоторых участках в диориты и гранодиорит-порфиры. Если прорывы магмы происходили в условиях мелководья, вулканические нагромождения быстро достигали поверхности моря, вулканический материал (смесь кристаллов и пузыристого, частично с пемзовой структурой стекла) спекался и образывались своеобразные игнибрилоподобные породы. На более глубоководных участках формировались ритмично-слоистые кристалловые туфы и туффиты с примесью обломков пузыристого вулканического стекла и терригенного материала. Породы эти также зеленокаменно изменены и содержат вкрапленники пирита, местами халькопирита.

В конце раннего—начале среднего миоцена на отдельных участках геосинклинальных

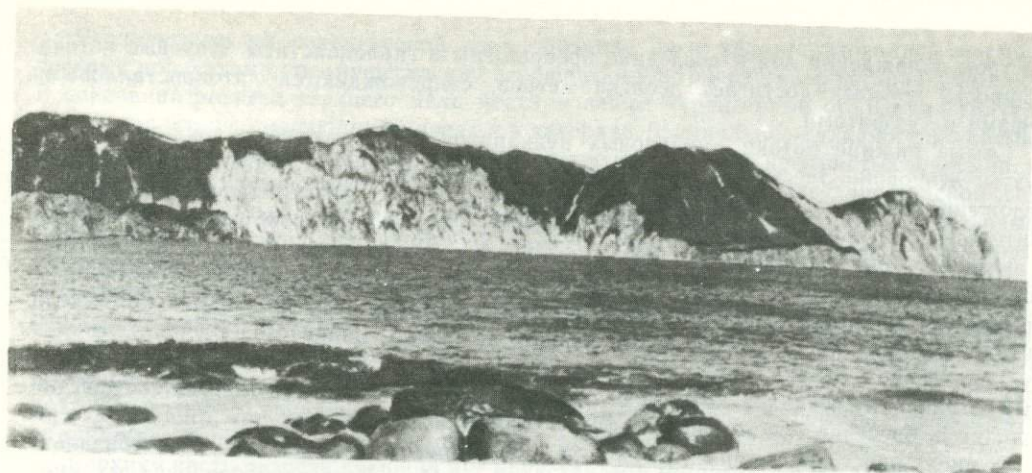


Рис. 69. Альбитофиры (белое) в миоценовых вулканитах. Северный берег бухты Вилючинской, Юго-Восточная Камчатка

трогов стали развиваться вулканогенные поднятия, в пределах которых сосредоточивались извержения более кислых магматических пород — кислых гиперстеновых андезитов, дацитов и плагиолипаритов. Условия формирования этих пород (ловцовская свита) лучше всего изучены в разрезах полуострова Ловцова на о-ве Кунашир (Большая Курильская гряда). Вулканогенные поднятия сложены здесь субинтрузиями диоритового и гранодиоритового состава, дайками и многочисленными экструзиями дацитов и плагиолипаритов. Подводные извержения сопровождались образованием пемзовых потоков, материал которых почти нацело слагает вулканогенно-осадочные толщи в ближайших районах. В этих толщах, мощность которых иногда превышает 1000 м, хорошо проявлена флишондная ритмичность, а местами наблюдается косая прибрежная слоистость. Кислые стекла пемз замещены ярко окрашенным голубовато-зеленоватым минералом (селадонит?), обуславливающим характерную окраску «зеленых туфов». В измененных породах обычно присутствуют также хлорит, карбонаты, цеолиты, монтмориллонит. Вулканическая толща по составу пород имеет в общем контрастный характер: наряду со сравнительно кислыми вулканитами она содержит горизонты шаровых гиалобазальтов и базальтовых гиалокластитов.

Проявления рудных минералов в среднемиоценовых отложениях наблюдаются преимущественно в непосредственной близости к вулканогенным поднятиям на расстояниях до нескольких километров. Среди них можно выделить три типа: 1) вкрапленники и тонкие прожилки пирита и халькопирита в измененных субвулканических и экструзивных породах; 2) скопления мелких глобулей пирита в темно-серых туфогенных алевролитах и туфо-диатомитах, переслаивающихся с туфами; нередко имеет место ритмичность с частой сменой в ритмах снизу вверх темных пиритизированных пород (образовавшихся в восстановительных условиях) светлыми, часто обохренными, породами без пирита (породы окислительной фации); 3) крупные (до 10—15 см в поперечнике) угловато окатанные обломки, почти нацело сложенные пиритом, встречающиеся вместе с обломками разнообразных вулканических пород, в слоях брекчий, происхождение которых еще недостаточно ясно; эти обломки напоминают известные «рудные обломки» на колчеданных месторождениях Урала. Кроме пирита, в них содержатся (от тысячных и сотых долей процента до десятых и нескольких процентов) металлы: железо, марганец, никель, титан, ванадий, барий, медь, хром, кобальт, свинец, молибден. Легко видеть, что эта гамма металлов соответствует комплексу металлов, связанному с нижнемиоценовыми вулканитами.

Близкие к японским рудам типа Куроко образования представляют, по-видимому, некоторые рудные залежи Большой Курильской дуги, залегающие в пределах описанных вулканогенных поднятий среди нижне-среднемиоценовых вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Определенные проявления стратиформного характера рудных залежей здесь, однако, отсутствуют. Обнаженные и изученные рудные тела в большинстве своем представляют жильные и метасоматические образования.

Большинство подобных рудопроявлений находится у охотского берега о-ва Кунашир. Наиболее известным является Валентиновское месторождение, где рудные залежи залегают в сильно измененных вулканических породах — плагиолипаритах, дацитах, андезитах и их туфах. Туфы и туффицы имеют зеленую окраску вследствие процессов

хлоритизации, и переслаивание их местами напоминает флиш. Среди вулканических образований встречаются прослойки кремнистых пород и линзы тонкозернистых туфогенных песчаников и алевролитов, содержащих остатки спикул губок и радиолярий. Вблизи месторождения имеются выходы плагиогранитов, взаимоотношения которых с вулканической толщей определенно не выяснены. Крутопадающая (возможно, согласная с напластованием пород) рудная залежь мощностью до 4,5 м окаймляется серицитизированными породами с баритом. Довольно хорошо выделяются два типа руд, аналогичных по составу черным и желтым рудам типа Куроко. Преобладает темная массивная мелкозернистая руда, состоящая главным образом из сфалерита, галенита и барита. В меньших количествах в ней содержатся халькопирит, пирит, халькозин, тетраэдрит, мельниковит, полибазит и другие рудные минералы. В качестве жильных минералов, кроме барита, присутствуют гипс, кварц, халцедон, хлорит, серицит, кальцит. По единичным анализам, такая руда содержит медь (около 2%), свинец (около 2%), цинк (13%). Спектральными анализами установлено небольшое содержание молибдена, кадмия, германия, галлия. Руда второго типа имеет брекчиевидную текстуру и желтую окраску. В ней преобладают халькопирит и пирит и содержится обычно мало сфалерита и галенита. Содержание (в %): медь 14,94; свинец 0,36; цинк 11,5.

Сходны с описанными другие полиметаллические проявления о-ва Кунашир: Докучаевское, Прибрежное, Филатовское и др. На большинстве из них руды слагают серии жил или распространены в измененных породах в виде вкрапленников сульфидов. Среди рудных минералов встречаются, кроме перечисленных выше, аргентит, среди жильных — сидерит, анкерит. Спектральными анализами устанавливается присутствие теллура, индия. Текстуры жил полосчатые или брекчиевидные. Эрозионный срез большинства рудопоявлений очень небольшой: наиболее мощные и богатые рудные тела вскрываются в долинах рек и ключей, на водоразделах же обычно проявляются лишь вкрапленные и прожилковые руды.

Несколько мелких рудопоявлений с сфалеритом, галенитом, халькопиритом на о-ве Итуруп (реки Чистая, Горбуша и др.). Геологические условия их сходны с кунаширскими.

Многочисленны выходы рудных жил на о-ве Уруп. Среди них наиболее перспективно, по данным Ю. Л. Неверова [183], Южное рудопоявление в вулканогенно-осадочных породах кислого и среднего состава, прорванных субвулканическими телами диоритовых порфириров, плагиолипаритов и андезитов. Породы сильно гидротермально изменены с новообразованиями опала, алуниита, мельниковита.

Рудные залежи представляют жилы и маломощные метасоматические тела, местами густая сеть рудных прожилков образует штокверки. Руды сложены пиритом, мельниковитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом; жильные минералы — кварц, серицит, хлорит, барит. Спектральными анализами в рудах устанавливаются небольшие содержания молибдена, кадмия, германия. На некоторых рудопоявлениях о-ва Уруп (например в районе мыса «Не пройдешь!») рудные минералы вместе с кварцем образуют концентрически-полосчатые почковидные агрегаты.

Сходные рудопоявления известны на о-ве Парамушир (Рифовое, Радуга и др.). На о-ве Шумшу в пропилитизированных вулканических породах нижнего миоцена встречаются участки прокварцевания с сфалеритом, реальгаром, аурипигментом, молибденитом.

Имеются сведения о наличии рудопоявлений на некоторых других островах Большой Курильской дуги (острова Райкоке, Симушир, Сирпой, Онекотан, Шиашкотан).

Если проследживать миоценовые вулканогенные толщи и размещающиеся в них рудопоявления на юг от Курильских островов, то в пределах внутренней вулканической дуги Японии устанавливаются заметные изменения колчеданно-полиметаллической формации. Крупные грабеновидные опускания во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии обусловили широкое распространение здесь в раннем и среднем миоцене морских условий, а интенсивный подводный вулканизм создал предпосылки для развития в миоценовое время эксгальационно-осадочного рудообразования (руды типа Куроко). (рис. 70).

Японские руды Куроко связаны с вулканизмом верхней части среднего миоцена (стадия Нишикурозава). Туфогенные слои этой стадии содержат теплолюбивую фауну. Вышележащие надрудные позднемиоценовые отложения (стадия Оннагава) характеризуются остатками относительно холодолюбивых организмов. Синхронность японских и курильских неогеновых рудопоявлений устанавливается по палеонтологическим данным, а также по аналогичным соотношениям рудоносных пород с отложениями ранне-среднемиоценового климатического оптимума и позднемиоценового похолодания.

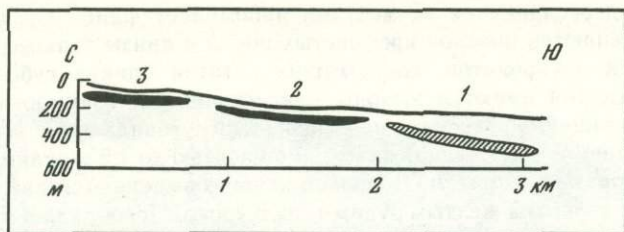


Рис. 70. Разрез через месторождение Акан, Япония [331]

1 — серная залежь; 2, 3 — колчеданные залежи

До последнего времени вопросы генезиса руд Куроко остро дискутировались. Теперь после получения новых данных и их систематизации, сделанной в японской сводке о генезисе вулканогенных руд, эксгальционно-осадочное (с элементами метасоматоза) происхождение указанных руд не должно вызывать сомнений. На сингенетичность руд по отношению к вмещающим их вулканитам указывают хорошо задокументированные японскими исследователями в рудниках внутрирудные размывы. Отложение руд Куроко происходило на бортах вулканогенных поднятий, чаще в мелководных участках моря, иногда частично отгороженных от открытого моря подводными барьерами. На рудных площадях обычно широко распространены вулканогенно-обломочные продукты подводных пемзовых и агломератовых потоков. Потоки нередко сопряжены с экструзивными куполами дацитового и липаритового состава. Большой интерес представляет тесная связь руд с этими экструзивными образованиями, особенно отчетливо проявленная на месторождении Косака.

Залежи Куроко тесно сопряжены с жильными и метасоматическими колчеданно-полиметаллическими рудами, формировавшимися одновременно и частично — несколько позднее. Подобные руды широко распространены в районах, не покрывавшихся в миоцене морем, а также в корневых частях и на флангах месторождений Куроко. Некоторые металлоносные жилы представляют пути движения гидротерм, обусловивших образование руд Куроко. Металлы в жилах и метасоматических залежах те же, что и в рудах Куроко, оба эти типа характеризуются и сходной зональностью руд. На месторождениях Куроко обычно выявляется следующая зональность, отражающая последовательную смену восстановительных условий окислительными у дна бывшего морского бассейна (снизу): 1) кремнистые вкрапленные пирит-халькопиритовые руды («Кейко»); 2) желтые пирит-халькопиритовые руды («Око»); 3) черные полиметаллические руды (собственно «Куроко»); 4) баритовые руды; 5) кварц-гематитовые отложения; нередко в подошве рудных залежей лежит гипс. Зональное распределение металлов в рудных жилах повторяет в общих чертах эту последовательность (внизу — кремнистые пиритные руды, выше — желтые халькопиритовые, еще выше — черные полиметаллические). Сходны и окolorудные изменения в обоих типах (преимущественно серицитизация и окварцевание), что говорит об одинаковом (по-видимому, хлорит-щелочном) составе рудоносных растворов.

Если проследивать миоценовые вулканогенные образования Курильской дуги в обратном направлении, на север, то будет наблюдаться картина, обратная только что описанной. В связи с более ранней стабилизацией приматериковой части островной дуги вулканизм и рудообразование камчатского отрезка внутренней дуги носят в миоцене преимущественно наземный характер. В измененных породах Юго-Восточной Камчатки имеются обильные рудные вкрапления и прожилки, местами серии рудных жил с пиритом, халькопиритом, халькозином, борнитом, сфалеритом, галенитом. Вмещающие породы альбитизированы, хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы. Характерно присутствие в них в непосредственной близости к рудам барита и гипса. На южном берегу бухты Асача среди аргиллизированных и пиритизированных вулканических пород располагается крупный ангидрит-гипсовый штокверк (рис. 71). Не меньший масштаб имеют некоторые штокверки карбонатных жил в измененных породах, напрмер в бухте Корневской (рис. 72). В бухте Песчаной в пропилитизированных миоценовых вулканических породах преимущественно андезитового состава содержатся жилки и прожилки кварц-карбонат-пренитового состава. В них, кроме пирита, халькопирита и халькозина, встречены проволоковидные включения самородной меди.

Северным продолжением рудоносной полосы Юго-Восточной Камчатки является Центрально-Камчатская рудная зона, сложенная преимущественно неогеновыми



Рис. 71. Гипсовый штокверк в миоценовых вулканитах. Черные полосы на белом фоне — останцы андезито-базальтовых потоков и даек. Южный берег бухты Асача, Юго-Восточная Камчатка



Рис. 72. Штокверк цеолит-кварц-карбонатных жил (белое) в пропилитизированных миоценовых вулканитах. Горизонтальная протяженность штокверка 250 м и более, мощность жил до 2 м. Бухта Корневская, Юго-Западная Камчатка

вулканитами среднего и кислого состава с большим количеством субвулканических интрузий диоритов и гранодиоритов. Вулканогенные толщи сформировались преимущественно в субаэральных и прибрежно-морских условиях (у островной вулканической дуги). Здесь устанавливаются разнообразные жильные и метасоматические рудные образования (медные и медно-молибденовые, полиметаллические и мышьяково-сурьмяно-ртутные), принадлежащие к общему пропилитовому генетическому ряду рудных формаций [49]. Этот ряд открывается наиболее глубинными и высокотемпературными порфиоровыми медными и прожилково-вкрапленными медно-молибденовыми рудами. Характерно, что при формировании порфирировых медных руд обычно проявлялся интенсивный щелочной метасоматоз с новообразованием ортоклаза. Можно вспомнить, что во внешних дугах щелочной (калиевый) метасоматоз «закрывал» колчеданное рудообразование и сопровождал развитие новой формации медно-магнетитовых руд. Здесь же во внутренней дуге он «открывает» развитие формации порфирировых медных руд и других рудных формаций пропилитового рудного ряда.

Состав металлов, залегание руд преимущественно в измененных вулканитах, характер околорудных изменений (щелочных и слабо кислых), последовательность смены металлов в вертикальных разрезах, близповерхностный в основном характер рудоотложения — все это сближает пропилитовый рудный ряд с колчеданно-полиметаллическими месторождениями, в частности с японскими типа Куроко. Главное отличие состоит в значительном вертикальном интервале отложения руд пропилитового ряда (500—1000 м), тогда как в условиях подводного вулканизма отложение металлов из сходного состава растворов было «сжато» в коротком вертикальном интервале у входа гидротерм на дно моря. Причины последнего достаточно освещены работами С. Н. Иванова [117, 125]. Другая особенность пропилитового рудного ряда — развитие в его приповерхностных звеньях кислотных гидротермальных продуктов — объясняется окислением атмосферным кислородом сернистых газов (главным образом сероводорода). В восстановительных условиях подводного рудообразования этого, естественно, не происходило. Добавление в пропилитовом рудном ряду молибдена может быть объяснено несколько большей кислотностью магматических продуктов. Следует учитывать, что молибден во внутренних вулканических дугах появляется преимущественно по соседству со срединными массивами или на их окраинах, переработанных молодыми движениями (Срединный массив Камчатки). Таким образом, пропилитовый рудный ряд может рассматриваться как видоизменение руд типа Куроко при смене подводных условий вулканизма и рудоотложения континентальными, при прогрессирующем раскислении магматических продуктов и при уменьшении глубины магматических очагов и степени их «закрытости». Последняя тенденция отчетливо проявилась в Центрально-Камчатской вулканической зоне, и ею была обусловлена последовательная смена в течение неогена относительно глубинных рудных формаций близповерхностными [47, 49].

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН—ПЛИОЦЕН

После складкообразовательных движений в позднем неогене во внутренних вулканических дугах проявился преимущественно в субэаральных условиях новый «цикл» вулканической деятельности, начинавшийся излияниями сравнительно основных лав (андезито-базальты, андезиты) и закончившийся в плиоцене извержениями кислых с несколько повышенной щелочностью вулканических продуктов, в том числе игнимбритов. С газогидротермальными процессами конца плиоцена (продолжавшимися местами в плейстоцене) связано образование своеобразных колчеданных залежей, тесно ассоциированных с месторождениями самородной вулканической серы. Особенности японских колчеданных залежей такого типа описаны Х. Мукаёяма [321], Т. Такеучи и др. [331], Х. Абе [321], Т. Тацуми [330] и другими исследователями. Эти залежи существенно отличаются от руд типа Куроко преимущественно метасоматическим характером руд, однообразием их состава (главным образом сульфиды железа с тем или иным содержанием самородной серы, иногда сфалерита, галенита, барита, киновари, антимонита, аурипигмента и реалгара), интенсивными околорудными изменениями кислотного характера, очень небольшой глубиной образования (от десятков до 250—300 м). Железо в этом типе колчеданных залежей, по-видимому, заимствуется из вмещающих пород¹. Кислые растворы после выщелачивания железа из вулканических пород частично просачивались на глубину, где, встречаясь с сероводородом, осаждали большую часть железа в виде марказита, мельниковита, пирита. При больших масштабах сернокислотного выщелачивания на серных месторождениях, где объемы обеленных, лишенных железа измененных пород нередко измеряются многими кубическими километрами (кальдера Заозерная на о-ве Парамушир, Ветроваямское серное месторождение на Северной Камчатке), мобилизация, таким образом, десятков и сотен миллионов тонн железа вполне естественна. При наличии пластов пористого вулканического материала и благоприятных гидрогеологических условий образуются пластообразные колчеданные залежи мощностью до 80—100 м (месторождение Мацуа, Япония). Сульфиды железа тесно ассоциируют с самородной серой, некоторые залежи сложены комплексными серными и колчеданными рудами. Отложение серы и сульфидов железа происходило одновременно (иногда с некоторым запаздыванием отложения сульфидов), но в разных зонах соответственно с существовавшими в этих зонах физико-химическими условиями. Как показано [331], отложение сульфидов железа происходит вообще в более восстановительных условиях, чем отложение серных руд, и околорудные продукты зон изменения

¹ Не исключено, однако, что часть его привносится из глубинного источника.

Рис. 73. Колчеданная залежь (темное) в слоистой вулканогенной толще на северо-восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева, о-в Кунашир (Курильские острова). Кроме мельникювита и пирита, в залежи содержатся тонкие прожилки и мелкие вкрапленники самородной серы, киновари, сфалерита



у колчеданных залежей отличаются меньшей кислотностью, чем у серных. В общем случае в пластах пористых пород при их метасоматозе сульфиды железа образуются у кровли (экранирующей сероводород), серные руды — у почвы, где протекают богатые кислородом вадозные воды. Иногда колчеданные руды замещают верхние (по восстановлению) части пластов пористых пород; серные — нижние (по падению). Такое распределение различного состава руд наблюдается на месторождении Акан (Япония). С другой стороны, в серии пластообразных рудных залежей часто наблюдается увеличение с глубиной содержания в серных рудах сульфидов железа (вследствие уменьшения величины окислительного потенциала). Такая картина наблюдается на месторождении Мацуа, а также в кальдере Заозерной на о-ве Парамушир.

Очень много сульфидов железа (главным образом марказит, мельникювит) содержится в некоторых горизонтах Малетойваямского серного месторождения на Северной Камчатке. На Юбилейном участке этого месторождения в нижней рудной залежи наряду с самородной серой содержится много пирита и имеются вкрапленники халькопирита. Химический анализ этих руд показал значительное содержание в них меди (около 3%), примеси других металлов. По геологическим условиям, характеру зональности околорудно-измененных пород и составу рудных минералов серно-сульфидные руды Юбилейного участка похожи на японские месторождения (также содержащие самородную серу, медь и другие металлы), разрабатываемые японскими рудниками Касуга и Акеси в зоне Рю-Кю [330].

В подошве серных залежей Центрального участка Малетойваямского серного месторождения нередко встречается гипс в виде прожилков по трещинам. Довольно мощная гипсовая зона описана в основании метасоматической серной залежи месторождения Нового на о-ве Итуруп Л. П. Зелепухиным [104], который связывает ее образование с процессами гипергенеза.

Современное формирование серноколчеданных залежей с сульфидами ртути, сурьмы, свинца, цинка (и с баритом) можно наблюдать на Северо-Восточном сольфатарном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир. Сведения о составе руд и общих условиях рудоотложения на этом участке приводятся в работах В. В. Логинова и В. Л. Русинова [159], Л. М. Лебедева [167] и др. К числу наиболее интересных особенностей рудопроявления на вулкане Менделеева относятся: 1) одновременное отложение серы и сульфидов железа (мельникювит, марказит) в колчеданах, наблюдаются колломорфные текстуры с тонким чередованием слоев серы и сульфидов железа, а также серные прожилки; 2) заимствованный из вмещающих вулканических пород характер железа в колчеданах — большие объемы вулканитов у рудной залежи разложены и осветлены; 3) наложенность полиметаллического оруденения на серноколчеданные руды; 4) одновременное современное отложение киновари, мельникювита и барита, находящихся в тесной парагенетической ассоциации; 5) формирование основной части колчеданной залежи на небольшой глубине (порядка нескольких десятков метров, не более 100 м) — сольфатарное поле, где находится колчеданная залежь, представляет собой, видимо, не воронку взрыва,

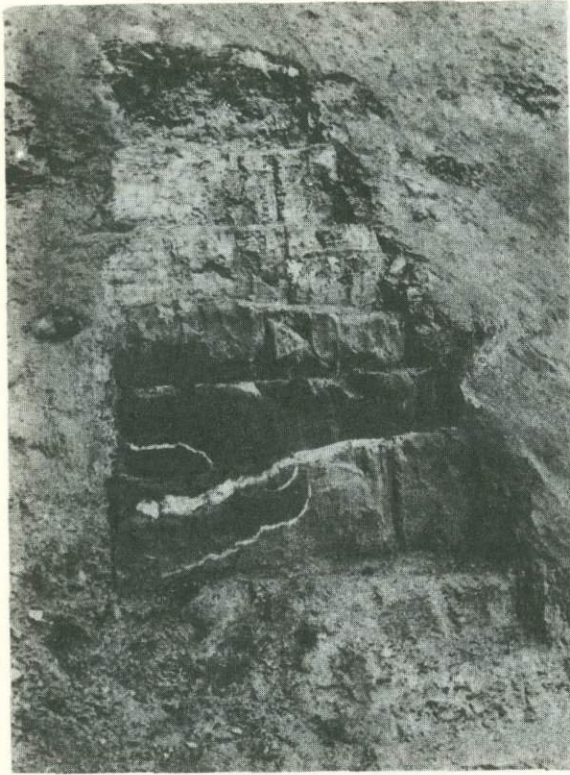


Рис. 74. Отложения черных сульфидов железа (мельниковита) в почве слоистой кратерно-озерной серной залежи вулкана Эвеко, о-в Парамушир (Курильские острова). В серной залежи, сложенной преимущественно сульфуритом, содержатся тонкие слои мельниковита

как полагал Е. К. Мархинин [170], а «цирк серно-кислотного разложения пород» [46]; 6) пластообразный в общем характер колчеданной залежи (рис. 73), образовавшийся при метасоматозе полого наклоненного на восток слоя вулканогенно-обломочного материала (в рудах сохранились реликты агломератовидных текстур).

Современное отложение серы и сульфидов железа (мельниковита) можно видеть в горячих кратерных озерах. Слои сульфидов той или иной мощности обычно находятся в почвах кратерно-озерных серных залежей (рис. 74) [45].

По наблюдениям Ю. Л. Неверова и О. А. Хведчени [184], отложение сульфидов железа и меди происходит в настоящее время у выходов термальных источников у мыса Отливного на о-ве Уруп. По заключению этих авторов, «современное рудоотложение на Курильских островах характеризуется проявлениями меди, ртути, молибдена, мышьяка, железа, к которым добавляются в виде примесей свинец, серебро и золото». В гидротермально-измененных породах на современных вулканах Курильских островов постоянно встречаются в небольших количествах медь, молибден, цинк, свинец, серебро, сурьма, ртуть, мышьяк. Обычное содержание этих элементов в хлоридно-натриевых водах современных вулканических областей и проявление хлоридов и других соединений меди, молибдена, свинца, цинка, сурьмы, ртути, мышьяка в сублиматах на некоторых вулканах указывает на происходящее и в настоящее время образование в глубинных зонах некоторых вулканических районов того же пропилитового рудного ряда, что был свойствен неогену.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалы по колчеданным и колчеданно-полиметаллическим рядам Курило-Камчатской и Японской островных дуг показывают эволюцию у окраин Восточной Азии колчеданного рудообразования, выраженную в усложнении морфологии, состава и генезиса рудных залежей.

Одной из важнейших закономерностей эксгальационно-осадочного рудообразования, как устанавливается на примере Восточно-Азиатских островных дуг, является последовательное его перемещение в полициклически развивающихся областях из ранних стадий геосинклинального развития в более поздние вплоть до орогенной. Давно уже подмеченная исследователями для некоторых типов месторождений (железорудных, угольных и других) постепенная (с течением геологического времени) «континентализация» условий образования проявляется и в отношении колчеданной формации. Это, собственно, и является причиной усложнения со временем процесса колчеданообразования.

В сравнительно раннем палеозойском цикле развития Восточной Азии эксгальационно-осадочные руды начинали образовываться в начале процесса геосинклинального прогибания и развития геосинклинального вулканизма. Условия этой раннегеосинклинальной стадии определили развитие в подводных обстановках медноколчеданных, железно- и марганцеворудных пластообразных залежей.

Таблица 21

Сопоставление особенностей формаций спилито-кератофировой и зеленых туфов

Признаки	Формация	
	Спилито-кератофировая	Зеленые туфы
Стадии образования	Раннегеосинклинальная	Конец позднегеосинклинальной — начало орогенной
Тип земной коры субстрата	Океанический и переходный	Переходный и континентальный
Характер структур, в которых развиты формации	Прогибы внешних дуг	Прогибы внутренних вулканических дуг
Состав вулканических пород	Базальты, кератофиры (контрастная серия)	Андезиты-дациты-плагиолипариты, в подчиненных количествах — базальты
Состав щелочей в породах	Натриевая серия пород	Натриевая и натриево-калиевая (переходная) серии
Тип извержения вулканического материала	Относительно спокойные подводные излияния базальтовых лав с образованием больших масс гиалокластитов и подчиненным количеством пирокластов	Сильные подводные (частично надводные) эксплозии водо- и газонасыщенных магм с образованием пемзовых и агломератовых потоков, формированием экструзивных куполов
Состав интрузивных пород	Габбро, диабазы, ультрабазиты	Плагиограниты, диориты, гранодиориты Диатомито-туфовая
Соседние осадочные формации (в латерали)	Песчано-сланцевая, граувакковая, флишевая	Подстиляется флишем
Наложение формаций в разрезе по отношению к флишу	Перекрывается флишем	Колчеданно-полиметаллические
Состав руд	Железные, марганцевые, колчеданные (в том числе с никелем, кобальтом)	Большое сходство (по существу, это тот же пропилитовый рудный ряд, но формировавшийся в подводных условиях)
Отношение к пропилитовому рудному ряду	Существенные отличия	

В мезозойском цикле главное подводное рудообразование уже переместилось в позднегеосинклинальную стадию и получили развитие колчеданно-полиметаллические месторождения.

В позднемиоценовом—неогеновом цикле геосинклинальная стадия характеризовалась, по имеющимся данным, лишь незначительными марганцевыми рудопроявлениями. Главное эксгальационно-осадочное рудообразование происходило в миоцене, т. е. уже в начале орогенной стадии, и этот процесс был тесно связан с образованием жильных и метасоматических месторождений пропилитовой рудной формации. По мере развития горных сооружений и регрессии моря, пропилитовая рудная формация «заменяла» эксгальационно-осадочные колчеданно-полиметаллические руды.

В самом молодом, поздненеогеновом, цикле преобладание континентальной обстановки вообще препятствовало формированию эксгальационно-осадочных рудных залежей. Колчеданные месторождения модифицировались — развились специфические субэаральные колчеданные и серноколчеданные залежи. Наблюдающееся в настоящее время наложение на собственно колчеданные и серноколчеданные руды этих залежей полиметаллической минерализации показывает возможность превращения их в дальнейшем в колчеданно-полиметаллические руды.

Все сказанное свидетельствует о том, что нельзя сопоставлять и считать аналогами колчеданносные формации спилито-кератофировую и зеленых туфов, как это склонны делать некоторые авторы. Различия этих формаций достаточно хорошо видны из табл. 21.

Рудная формация зеленых туфов может быть ближе всего определена как видоизменение пропилитовой рудной формации в условиях опущенных и затопленных морем вулканических районов. Оптимальными для ее развития являются приматериковые части внутренних вулканических дуг с более или менее сформировавшейся корой континентального или переходного типа. Спилито-кератофировая же формация проявляется в более ранних эвгеосинклинальных прогибах внешних дуг и развивается непосредственно на коре океанического типа или на слабо развитой коре переходного типа.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХАНДИЗА

Месторождение находится в юго-западных отрогах Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Этот регион в последние годы оформился как новая своеобразная колчеданно-полиметаллическая провинция.

Месторождение выявлено в 1957 г. в процессе поисковых работ, и первоначально его перспективы связывались со свинцово-цинковым оруденением в карбонатных породах. В 1961 г. в вулканогенно-осадочных образованиях была обнаружена Главная залежь полиметаллических руд, не выходящая на поверхность и установлена принадлежность месторождения к колчеданно-полиметаллическому типу [191], что значительно расширило его перспективы. Месторождение изучалось сотрудниками Кашкадарьинской ГРЭ (О. И. Черных, А. В. Головченко, В. Е. Моторин, Н. А. Кочетков, Т. Э. Видусов и др.), ИГиГ АН УзССР (С. Т. Бадалов, П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова), САИГИМСа (А. Г. Шмелев, В. А. Королев). ЦНИГРИ (Е. И. Филатов, Н. А. Перижняк, Д. И. Горжевский и др.). ТашПИ (Т. Э. Закиров и др.). В 1970—1974 гг. проведена разведка месторождения (М. Д. Троянов, Г. М. Залетова и др.).

В региональном плане Хандизинское месторождение находится в пределах Байсунского срединного массива, который рассматривается некоторыми исследователями как один из приподнятых блоков крупного Каракумо-Таджикского краевого массива [5].

Особенностью глубинного строения срединного массива является умеренная мощность земной коры (40—45 км), относительно спокойная граница Конрада и Мохо с некоторыми усложнениями в зонах глубинных разломов (Южногиссарского и др.), неоднородность внутреннего строения как «гранитного», так и «базальтового» слоев [281, 282].

Фундамент срединного массива сложен архей-протерозойскими метаморфическими породами, которые обнажаются в центральной части в виде крупных брахиантиклинальных структур. На них в северо-восточной части срединного массива залегает предположительно нижнекембрийский метаморфический комплекс, в северной — средневерхнедевонский карбонатный существенно известняковый. В периферической части кольцевого обрамления наиболее широко развит нижнекарбонатовый терригенно-карбонатно-вулканогенный комплекс, сменившийся в среднем карбоне известково-терригенным. Гранитоидные комплексы представлены крупными массивами двуслюдяных гранитов среднего девона (?), единичными небольшими трещинными телами гранодиорит-гранитового комплекса (С₃), широко проявленного в Южнотяньшанской геосинклинали (Южном Гиссаре). В юго-восточной части срединного массива распространены комплексы малых порфировых интрузий гранитоидов пермского возраста. Палеозойский разрез заканчивается образованиями в отдельных мульдах нижнепермского красноцветного вулканогенно-молассового комплекса. С севера срединный массив ограничивает Южнотяньшанская каледоно-герцинская геосинклираль, под влиянием которой происходила его регенерация. Особенно отчетливо последняя проявилась в нижнем карбоне, когда по периферии срединного массива сформировались наложенные прогибы, в которых накапливались вулканогенно-осадочные отложения [198]. По степени геосинклинальной переработки консолидированного основания Байсунский срединный массив по сравнению с Алтайским срединным массивом регенерирован слабее [68]. Это обстоятельство, а также относительно мощная сиалическая кора обусловили проявление кислого вулканизма, для которого характерна антидромная эволюция от липаритов до андезитов. Средний состав кислых вулканитов, соответствующий липаритам калиево-натриевой серии ($K/Na \approx 1-3$), их высокая кислотность и щелочность и другие особенности свойственны провинциям, приуроченным к окраинным и внутренним морям [91, 196].

В размещении колчеданно-полиметаллических месторождений в рассматриваемом регионе отмечаются следующие особенности. С одной стороны, они находятся по периферии срединного массива и пространственно связаны с наложенными вулканотектоническими структурами, с другой — контролируются зонами субширотных разломов древнего заложения или узлами пересечения их с субмеридиональными разломами. Вулканотектонические структуры представлены изометричными или слегка вытянутыми вдоль зон субширотных разломов мульдами, которые разобщены между собой участками докембрийских пород и гранитоидов среднего палеозоя. Среди них различаются простые и сложные депрессии, ступенчатые грабен-синклинали, линейные грабены, приразломные субвулканические пояса и т. п. Каждый из них имеет свои особенности локализации

оруденения. Так, для приразломного Яккабагского субвулканического пояса, проходящего вдоль северной границы срединного массива, размещение полиметаллического оруденения связано с выдержанными линейными тектоническими зонами, а в их пределах — с крупными ксенолитами карбонатных и вулканогенно-осадочных пород среди субвулканических и жерловых образований. В сложных депрессиях оруденение локализуется в краевых частях, осложненных структурами кальдер проседания и грабен-синклиналями. В ступенчатых грабен-синклиналях наиболее благоприятны для локализации оруденения тектонически ослабленные зоны по периферии структур, сопряженные со ступенчатыми сбросами в фундаменте и границами вулканогенно-осадочных толщ.

В пределах вулcano-тектонических структур отмечается зональность в расположении сульфидных руд и метасоматитов около центров извержения. Более высокотемпературные парагенезисы в центре сменяются низкотемпературными в периферических частях: пиритовые и пирит-сфалеритовые руды — пирит-сфалерит-галенитовыми, сфалерит-галенитовыми и барит-анкерит-галенитовыми; пиропиллиты — кварц-серпичитовыми метасоматитами, березитами и кварц-анкеритовыми метасоматитами; снижается содержание висмута в рудах и т. п. Изменяется и характер рудоотложения: во внутренней и околожерловой зонах руды преимущественно гидротермально-метасоматические, а в удаленных зонах — пластовые и гидротермально-осадочные.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение имеет значительный вертикальный размах — от пород докембрия до отложений намюра. Однако основная масса руд приурочена к двум основным стратиграфическим уровням в разрезе пород нижнего карбона — карбонатно-кремнистому горизонту среднего визе (нижневахшиварская подсвита) и горизонту туфов липаритового порфира с прослоями кремнистых пород верхнего визе (средневахшиварская подсвита). Кроме того, в отдельных рудных полях намечается третий стратиграфический уровень в отложениях намюра.

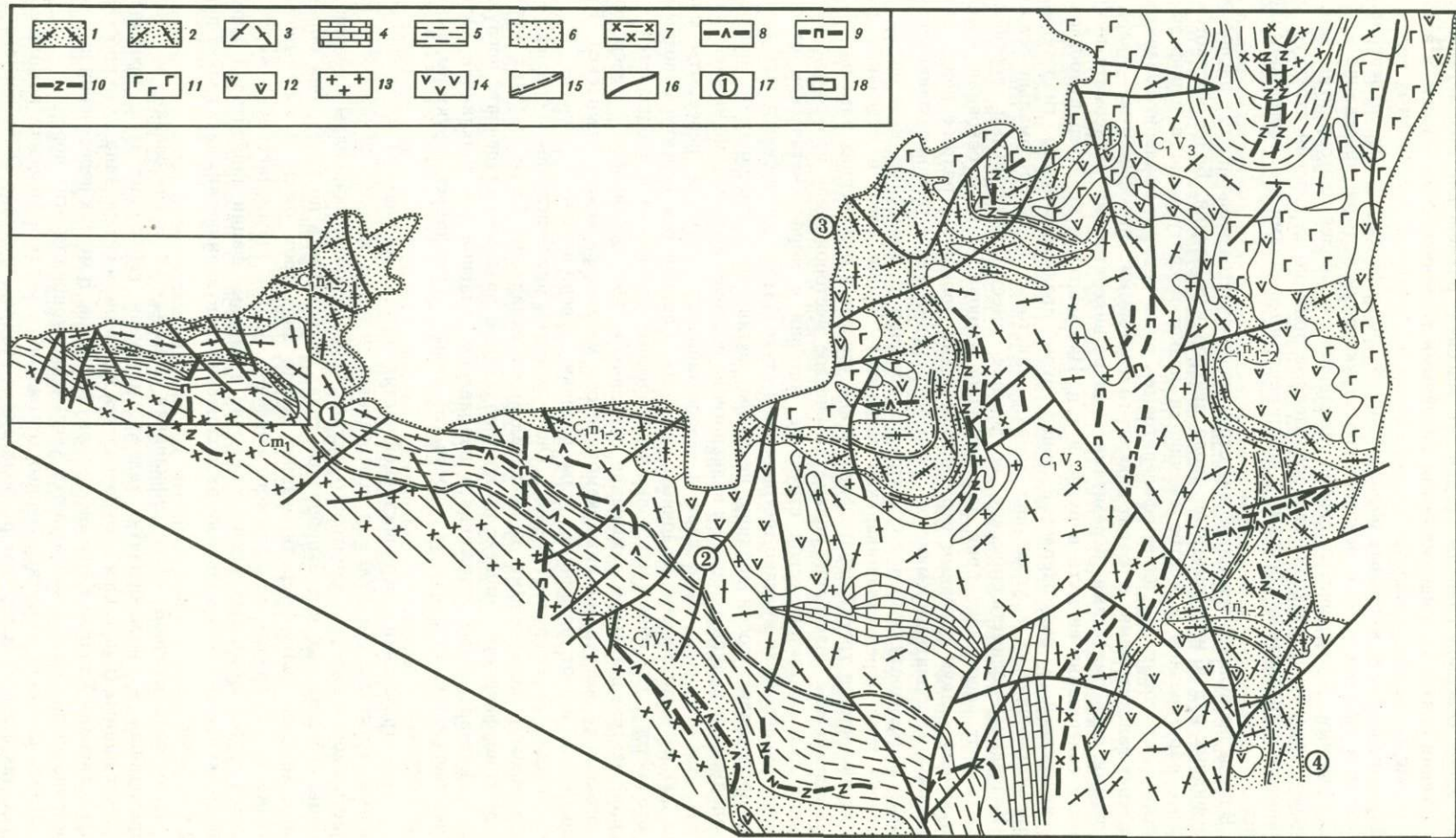
Хандизинское колчеданно-полиметаллическое месторождение приурочено к одноименной вулcano-тектонической структуре, которая в морфогенетическом отношении рассматривается как вулcano-тектоническая ступенчатая грабен-синклиналь (рис. 75). Она представляет собой впадину, несколько вытянутую в субширотном направлении и заполненную вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона [194]. Значительная часть ядра и северо-западный фланг ее перекрыты мощным (до 500 м) мезозойским осадочным «чехлом». Главная ось структуры воздымается к юго-востоку, где обнажаются нижнекарбонные отложения и наблюдается дугообразное центриклинальное замыкание синклинали. Она ограничена с северо-востока и юго-запада выступами нижнекембрийского метаморфического комплекса. Крылья синклинали имеют различные углы падения: северо-восточное пологое (25—30°), юго-западное более крутое (30—40°). Они осложнены многочисленными брахиформными продольными, поперечными и диагональными складками более высоких порядков.

Метаморфический комплекс по крутопадающим разломам ступенчато погружается под нижнекарбонные отложения в направлении главной оси синклинали. Особенно отчетливо система ступенчатых сбросов, связанных с проседанием структуры, выражена в ее бортах.

В центральной и северо-восточной частях синклинали развиты небольшие куполовидные структуры (до 1000 м в поперечнике), в ядрах которых обнажаются породы андезитового и андезито-дацитового состава. Они слагают неки, силы и неправильной формы субогласные и дайкообразные тела. Располагаясь по кругу, они обрамляют более крупное сильно эродированное жерло диаметром около 3 км, выполненное лавами и туфолавами липаритового порфира. Вблизи предполагаемого жерла отмечаются грубообломочные пирокластические и лавовые фацции липаритовой формации. Обнаруживается также кольцевое расположение субвулканических даек гранит-порфира на его краю.

В северо-восточной части синклинали обнажается значительная по площади, переходящая в силлообразную залежь, интрузия габбро-диабазов, прорывающая андезит-дациты (C_{1n1}). Она приурочивается к разломам северо-западного простирания, определяющим Хандиза-Карасанскую зону разломов. В местах пересечения их с северо-восточными разломами наблюдается увеличение мощности этих пород.

Вдоль контакта нижнекарбонных отложений с метаморфическим комплексом как в тех, так и в других породах располагаются субвулканические дайки кислого состава (липаритовые порфиры, гранит-порфиры, дацитовые порфириты). Ими подчеркивается внешний контур синклинали.



Синклираль является конседиментационной структурой, на что указывают изменения мощностей вулканогенно-осадочных отложений в бортах и центральной ее части, а также смена фаций от центра к периферии — агломератовые и мелкообломочные разности пирокластических фаций, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования и т. п.

Разрывные нарушения подразделяются на синвулканические и поствулканические. К синвулканическим относятся разрывы север-северо-западного или близкого к субширотному или северо-восточному простирания. Они фиксируются ступенчатыми сбросами в бортах депрессии, как было отмечено выше, зонами повышенной трещиноватости, цепочками субвулканических тел и даек кислого состава, полями гидротермально-измененных пород. К этой же группе разрывов относятся кольцевые разломы, выполненные дайками кислого состава в центральной части рудного поля. Характерно также нарушение надвигового типа: надвиги, межформационные и внутриформационные срывы. К поствулканическим относятся поперечные и косые к общему простиранию складчатых структур нарушения (сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги северо-восточного и северо-западного простираний), которыми синклираль разбита на различные по величине блоки. Они контролируют иногда средне-верхнекарбонный (сиенито-диориты, кварцевые диориты) и пермо-триасовый (грано-сиенит-порфиры, диабазы, лампрофиры) комплексы даек [206].

В строении синклинали участвуют породы трех структурных этажей: нижнекембрийского, нижнекарбонного и мезокайнозойского.

Нижнекембрийский этаж, представляющий основание вулканотектонической структуры, сложен двуслюдяными орто- и парагнейсами, а также слюдисто-полевошпатовыми сланцами, в отдельных прослоях обогащенными андалузитом и кордиеритом. Среди них имеются субогласные интрузивные залежи гранито-гнейсов и амфиболитов.

Средний структурный этаж сложен вулканогенно-осадочными породами нижнего карбона. Согласно схеме стратиграфического расчленения нижнего карбона Ф. Р. Бенш [18], он подразделен на зойскую (нижнее визе) и вахшиварскую (среднее визе — намюр) свиты.

В зойской свите преобладают терригенные осадки — конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты с отдельными прослоями туфов липаритового состава.

Вахшиварскую свиту А. В. Головченко, О. И. Черных, А. Г. Шмелев, П. В. Панкратьев и другие подразделяют на три подсвиты, соответствующие трем основным циклам осадконакопления — средневизейскому, поздневизейскому и ранненамюрскому. Каждая подсвита характеризуется закономерно сменяющимися ритмами — терригенным, вулканогенным, карбонатно-кремнистым. Вулканогенный материал накапливался в мелководных морских бассейнах, о чем свидетельствуют линзы и прослои песчаников и органических известняков с морской фауной, а также заметная слоистость в туфах липаритового порфира.

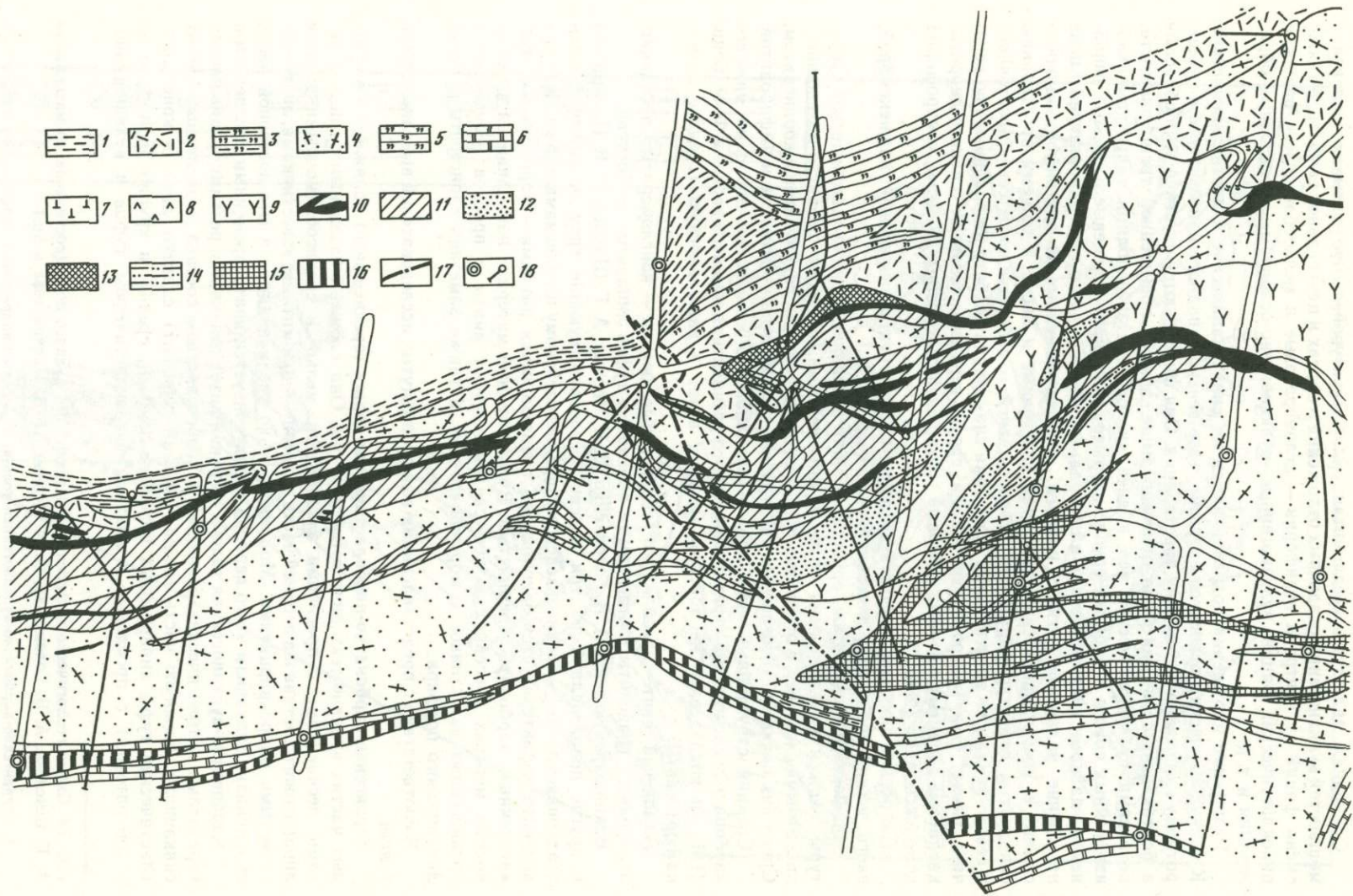
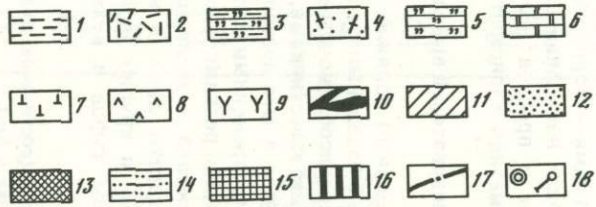
В соответствии с представлениями вышеупомянутых исследователей выделяются три толщи.

Терригенно-карбонатно-пирокластическая толща (среднее визе) обнажается в краевых частях вулканотектонической структуры. Она сложена базальными конгломератами, песчаниками с прослоями алевролитов, мелко- и среднеобломочными туфами липаритового состава и в верхней части разреза — доломитами, известняками, ленточно-слоистыми микрокварцитами. Мощности резко увеличиваются в юго-восточной части синклинали. Вулканизм этого периода характеризуется кратковременными экспозициями.

Карбонатно-вулканогенная толща (верхний визе) отличается резкими фаціальными переходами литологических разностей и непостоянством состава в различных частях синклинали. Нижнюю часть толщи (нижний горизонт) слагают лито- и кристаллокластические туфы липаритовых порфиров (мелко-, средне- и крупнообломочные до агломератовых) с прослоями и линзами витрокластических туфов и вулканогенно-

Рис. 75. Схема геологического строения Хандизинского рудного поля (составлена по материалам А. Г. Шмелева, А. В. Головченко, О. И. Черных, П. В. Панкратьева и др.)

1 — терригенно-карбонатно-вулканогенная толща; 2 — туфы липаритового порфира; 3 — карбонатно-вулканогенная толща; 4 — рифовые известняки; 5 — терригенно-карбонатно-пирокластическая толща; 6 — отложения зойской свиты; 7 — метаморфический комплекс; 8 — сиенит-порфиры; 9 — диабазовые порфиры; 10 — диоритовые порфиры; 11 — габбро-диабазы; 12 — андезито-дацитовые порфиры; 13 — гранит-порфиры; 14 — кварцевые порфиры; 15 — межформационные нарушения; 16 — разрывные секущие нарушения; 17 — рудопроявления (цифры на схеме); 1 — Северо-восточный участок, 2 — Чинарсай, 3 — Чорнова, 4 — Янгаклык; 18 — границы месторождения Хандиза



кремнистых пород. Верхняя часть (верхний горизонт) сложена туфами и туфоловами липаритового и липарит-дацитового состава, а также туфопесчаниками и туффитами, карбонатными и кремнисто-яшмовидными породами, аргиллитами. Среди вулканогенных образований отмечаются рифовые постройки известняков мощностью 200—300 м.

Терригенно-карбонатно-вулканогенная толща (нижний намюр) представлена терригенными кластическими, карбонатными и туфогенно-осадочными отложениями (конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы липаритового порфира, средне- и крупнозернистые доломитовые известняки). Верхнюю часть разреза толщи составляют лавовые, туфовые и туффитовые образования кислого состава, переслаивающиеся между собой.

Оруденение в вертикальном разрезе распределяется неравномерно и приурочено к определенным толщам пород: кварц-полевошпат-слюдистым сланцам нижнего кембрия (секущие и субсогласные тела кварц-сфалерит-пиритового состава), терригенно-карбонатно-пирокластической (линзы сплошных пиритовых и галенит-сфалерит-пиритовых руд, прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритовые руды); карбонатно-вулканогенной (согласные тела сплошных руд халькопирит-галенит-сфалерит-пиритового состава и зоны прожилково-вкрапленного оруденения того же состава), терригенно-карбонатно-вулканогенной (согласные линзы сплошных халькопирит-пиритовых и сфалерит-пиритовых руд). Общий вертикальный размах оруденения составляет около 500 м.

Собственно месторождение Хандиза представлено Главной рудной залежью, заключенной в карбонатно-вулканогенной, и серией рудных тел в доломитах терригенно-карбонатно-пирокластической толщи (рис. 76).

Рудные тела в доломитах образуют серию кулисообразно расположенных линзовидных тел протяженностью от 15—20 до 100—150 м при сравнительно небольшой мощности. Рудные тела локализуются преимущественно вдоль контакта доломитов и песчаников. В песчаниках формируются сплошные колчеданные руды, в доломитах они обогащены галенитом, сфалеритом и менее халькопиритом, количество которого с глубиной увеличивается.

Отличительной особенностью рассматриваемого оруденения являются крупнокристаллическое строение руд (густовкрапленные, массивные, полосчатые), преимущественно колчеданный состав, относительно невысокие содержания свинца и цинка (до 2,5%). Руды интенсивно динамометаморфизованы и ассоциируют с зонами окварцевания и хлоритизации. Промышленное значение их небольшое.

Главная рудная залежь объединяет ряд пласто- и линзообразных сплошных рудных тел, чередующихся с зонами брекчиевого и прожилково-вкрапленного оруденения.

Рудная залежь имеет сложную пластообразную форму с раздувами и пережимами. Простирание ее субширотное, падение относительно пологое — от 25—30° на юге до 45—50° на севере. Наибольшую мощность она имеет в участках пологого залегания и флексурных перегибов [167], на флангах резко выклинивается. Рудная залежь ограничена сверху и снизу надвигами, проходящими по контакту с терригенно-карбонатно-пирокластической пачкой в лежачем боку и с породами верхнего горизонта карбонатно-вулканогенной пачки — висячем. Внутри рудной залежи породы и рудные пласты смяты в сравнительно небольшие складки, имеющие в плане брахиформное строение.

В целом руды характеризуются тонкозернистым внутренним строением, колчеданно-полиметаллическим и существенно свинцово-цинковым составом с количественным соотношением халькопирита к галениту, сфалериту и пириту 0,2 : 1 : 3 : 4.

П. В. Панкратьевым выделяются две основные генетические разновидности руд: вулканогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические. К первой разновидности

Рис. 76. Схема размещения главных типов руд месторождения Хандиза (план горизонта штольни; оставлена П. В. Панкратьевым, Ю. В. Михайловой)

1—3 — нижнекарбонный комплекс осадочных и вулканогенно-осадочных пород вахшиварской свиты, средневахшиварская подсвита: 1 — алевролиты, 2 — туфы липарит-дацитового состава, 3 — кремнистые породы; 4—6 — нижневахшиварская подсвита; 4 — кристалло-, лито-, витрокластические туфы липаритового состава, 5 — кремнистые породы, 6 — доломиты; 7—9 — субвулканический комплекс: 7 — плагиоклазовые липарит-дацитовые порфиры, 8 — амфиболовые липарит-дацитовые порфиры; 9 — липаритовые порфиры; 10—16 — типы руд: 10 — массивно-сланцевато-брекчиевидно-петельчатые существенно полиметаллические руды, 11 — прожилково-вкрапленные и брекчиевидно-петельчатые колчеданно-полиметаллические и существенно полиметаллические, 12 — вкрапленные существенно серебряные, 13 — массивно-тонкополосчатые колчеданно-полиметаллические, 14 — массивно-полосчатые колчеданно-полиметаллические, 15 — вкрапленно-пятнистые колчеданно-полиметаллические с линзами сплошных полиметаллических руд, 16 — крупнозернистые массивные и прожилково-вкрапленные с существенно колчеданные руды с галенитом и сфалеритом; 17 — нарушения; 18 — скважины

относится большая часть сплошных пластообразных и линзообразных рудных тел небольшой мощности (0,2—2 м), но значительной протяженности колчеданно-полиметаллического и существенно полиметаллического состава [192].

Вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические руды находятся среди мелко- и среднеобломочных туфов липаритового состава и туфоаргиллитов. Для них характерны градационная ритмичность, наличие признаков преобразования первоначально колломорфных выделений рудных минералов в зернистые агрегаты, а также наличие глобулей и фрамбоидов дисульфида железа; наличие в рудовмещающих породах, особенно в туфоаргиллитах, в лежащем боку рудного тела и внутри него линзовидных пылевидно-вкрапленных, ритмично-слоистых агрегатов скрытокристаллического дисульфида железа и слоев тонкозернистых колчеданно-полиметаллических руд, постепенно переходящих во вмещающие породы; гибание линзовидных скоплений сульфидов сланцеватостью пород и т. п.

Колчеданно-полиметаллические руды деформируются вместе с вмещающими породами, в результате чего они имеют отчетливое полосчатое, плейчатое-полосчатое, линзовидно-полосчатое строение, которое, однако, еще более подчеркивает ритмичность слоев. Существенно полиметаллические руды также интенсивно динамометаморфизованы и имеют сланцеватое, брекчиевидное, линзовидно-полосчатое строение. Брекчиевидность обусловлена обломочным габитусом сфалерита и пород, петельчатость — развитием тонкозернистого пирита, халькопирита и галенита между порфирукластами сфалерита, линзовидность — наличием ориентированных линз и линзовидных тонких полосок сфалерита, слоистость — чередованием слоев пирита, халькопирита, сфалерита, нерудной массы.

Гидротермально-метасоматические руды представлены разнообразными текстурно-минералогическими типами: вкрапленно-пятнистыми колчеданно-полиметаллическими, вкрапленными, прожилково-вкрапленными и брекчиевидно-петельчатыми полиметаллическими. Общая особенность их та, что рудные минералы в них приурочиваются к участкам трещиноватости и дробления окварцованных пород, располагаясь в трещинах и цементе, метасоматически замещают серицитизированный тонкоиздробленный материал пород.

Рудная залежь находится среди гидротермально-измененных пород формации березитов [6, 195], в контакте с перекрывающими пропилитизированными (кварц—серицит—калишпат—кальцит—хлорит—гематит) туфами липарит-дацитовых порфиров верхнего (надрудного) горизонта карбонатно-вулканогенной толщи. Зона изменений занимает согласное с вмещающими породами положение и прослеживается в виде полосы (до 200 м мощности) на несколько километров по простиранию на продолжении рудной залежи и на значительную глубину (более 500 м).

Внутреннее строение зоны изменения сложное. Непосредственно около сплошных линзовидных и пластообразных вулканогенно-осадочных рудных тел и вдоль синвулканических зон нарушений секущего и послыйного характера туфы липаритового порфира и туфоаргиллиты рассланцованы и преобразованы в серицитовые кварц-серицит-пиритовые, серицит-хлоритовые метасоматиты. Степень изменения пород при этом соответствует интенсивности их рассланцевания. В участках будинажа этих рудных тел метасоматиты облегают и цементируют линзовидные обломки руд. Отмечаются признаки наложения метасоматитов на руды — прораствание зерен рудных минералов хлоритом и серицитом. В зальбандах рудных пластов, находящихся среди туфогенно-кремнистых пород, развиты маломощные зоны (0,2—0,7 м) окварцевания.

Основная часть рудовмещающих пород сложена кварц-альбит-серицит-хлорит-пиритовыми, кварц-серицит-калишпат-анкерит-пиритовыми, кварц-серицит-анкерит-пиритовыми, кварц-серицит-хлорит-пиритовыми метасоматитами, и с ними тесно ассоциируют брекчиевидно-петельчатые, вкрапленно-пятнистые и прожилково-вкрапленные метасоматические руды.

Главными минералами руд являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, а из нерудных — кварц, серицит, хлорит (клинохлор, пеннин), карбонаты (доломит, кальцит, анкерит). В небольшом количестве, но почти повсеместно присутствуют минералы золота (самородное, электрум, кюстелит) и серебра (самородное, фрейбергит, аргентит, полибазит, штрмейерит и др.). Руды месторождения комплексные, и практический интерес, кроме свинца; цинка, меди, представляют кадмий, селен, теллур, индий, висмут, галлий, германий, таллий [176, 177].

Концентрации элементов-примесей находятся в положительной корреляции с содержаниями главных компонентов руд, хотя имеются и некоторые отклонения. Например,

содержания селена и висмута снижаются снизу вверх по разрезу — от колчеданных руд к полиметаллическим.

Формирование Хандизинского месторождения некоторыми исследователями связывалось с завершающим этапом магматизма в регионе — дайковым комплексом пермотриаса [180, 38].

Автором было высказано мнение о связи колчеданно-полиметаллического оруденения с нижнекарбонным вулканизмом [206]. В последнее время все более увеличивается число сторонников этого представления.

Связь с вулканизмом устанавливается по целому ряду признаков: 1) колчеданно-полиметаллическое оруденение пространственно приурочено к вулканическим структурам и субвулканическим образованиям и локализуется только в ореолах вулканизма; 2) в распределении продуктов и типов колчеданно-полиметаллического оруденения наблюдается зональность вокруг центров вулканической активности; 3) довольно отчетливый послерудный характер даек сиенито-диорита (средний карбон) и диабазового порфирита (пермь—ранний триас) и присутствие в них рудных обломков; 4) наличие оруденелых галек в конгломератах намяюра; 5) абсолютный возраст околорудных серицитов составляет 330 млн. лет, что соответствует нижнекарбонному возрасту; 6) изотопный состав свинца из рудных тел, также соответствующий нижнекарбонному возрасту; 7) складчатый характер динамометаморфизма руд; 8) закономерное увеличение концентраций свинца, цинка и меди от начальных к конечным продуктам вулканизма (от эффузивных к субвулканическим фациям).

Формирование колчеданно-полиметаллического оруденения происходило в три этапа: вулканогенно-осадочный, гидротермально-метасоматический и метаморфический [194].

С первым этапом связано отложение значительной массы пирита, полиметаллов и гематита из гидротермальных растворов в подводных условиях. Смена сульфидированных пород в надрудной части яшмовидными гематитсодержащими и резкая между ними граница свидетельствуют об изменении Eh в природной зоне бассейна при прекращении поступления глубинного сероводорода или усилении аэрации осадка в процессе рудной седиментации [235].

Во второй этап на субвулканическом уровне глубин в условиях контрастности кислотнo-щелочных свойств среды происходило интенсивное гидротермальное изменение рудовмещающих пород с широким развитием процессов березитизации; отложение метасоматическим путем пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд при значительном привносе в рудную зону меди, цинка, свинца, бария, кадмия, сурьмы; метаморфическое преобразование (регенерация) руд первого этапа.

Метаморфический этап (послерудный) выразился в переотложении минералов руд первого и второго этапов и образований карбонат-барит-сульфидных прожилков в ореоле рудных тел.

Месторождение формировалось при средних температурах (180—380°). Основная масса серы, участвовавшая в рудообразовании, судя по изотопному составу сульфидов, была глубинная подкоровая [193, 248].

Рудная зональность на месторождении выразилась в уменьшении содержаний пирита, селена, кадмия и увеличении отношений галенита к сфалериту, блеклых руд к халькопириту, увеличении мышьяка, галлия от лежащего бока к висячему, что вообще характерно для месторождений колчеданно-полиметаллического типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По особенностям размещения и формирования рассматриваемое месторождение сходно с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая. Отличительные его черты: приуроченность к срединному массиву, связь с субмаринным кислым вулканизмом калиево-натриевой серии, сочетание признаков сингенетичности и эпигенетичности рудоотложения, колчеданно-полиметаллический и полиметаллический состав руд. Эти особенности принципиально отличают данный регион от типичных эвгеосинклинальных медноколчеданных провинций [116].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АТАСУЙСКОГО ТИПА

Под месторождениями атасуйского типа подразумеваются стратиформные комплексные месторождения железно-марганцевых, свинцово-цинковых и баритовых руд сложного генезиса, наиболее яркие представители которых сосредоточены в атасуйском рудном районе Центрального Казахстана. Современному представлению об этих объектах предшествовал 40-летний период их изучения и разведки, в течение которого многократно менялись взгляды на генезис оруденения.

Открытие железно-марганцевых руд в атасуйском районе и первые разведочные работы несистематического характера относятся к 1934—1938 гг. и связаны с именами И. Г. Николаева, И. С. Яговкина, Н. М. Салова, К. И. Сашпаева и М. П. Русакова. Руды именовались в эти годы либо инъекционно-магматическими либо гидротермально-метасоматическими на основании изучения отчетливых метасоматических взаимоотношений между компонентами и выявления секущих рудных тел Кень-Тюбе.

Начиная с 1939 г., с созданием стационарной Атасуйской геологоразведочной партии (позже экспедиции), проводится систематическая разведка железно-марганцевых руд месторождений Каражалской, Ктайской, Жомартской и Клычской групп, в процессе которой отчетливо устанавливаются *пластовая морфология и согласное залегание рудных тел*, вынудившие разведчиков сменить представление о генезисе руд. Период с 1939 по 1951 г. протекает под флагом господства представлений об осадочной природе железно-марганцевых руд. При этом некоторые исследователи (Н. А. Херувимова и А. К. Конев) считали руды гидротермально-осадочными, связанными с вулканизмом, а все остальные, изучавшие месторождение позднее (А. Г. Бетехтин, А. Г. Суслов, С. И. Чайкин, Г. С. Момджи, И. В. Дюгаев, В. И. Кавун и др.), расценивали руды как нормальные осадочные прибрежно-морские образования, возникшие за счет сноса соединений железа и марганца с суши.

В 1950—1952 гг. на ряде объектов, считавшихся ранее железно-марганцевыми, было установлено промышленное свинцово-цинковое и барит-свинцово-цинковое оруденение. Тем самым выявился комплексный характер атасуйских месторождений. Одновременно выяснилось, что многие геологические особенности месторождений находятся в резком противоречии с гипотезой об их осадочном образовании за счет выноса рудных компонентов с суши. С этого момента исследователи района раскололись на два полемизирующих лагеря — сторонников чисто осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса месторождений. *Последовавшая полемика, не затухшая до наших дней, оказалась чрезвычайно продуктивной в смысле сбора объективной информации по особенностям руд, касающимся их генезиса, и по вопросам общей металлогении района.* В исследованиях участвовали наряду с разведчиками многие научно-исследовательские организации: ГИН, АН СССР, ИГЕМ АН СССР, ВИМС; Каз. ИМС; ЛОПИ; ЛГИ и ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР. Как следствие, атасуйский район и ряд его месторождений оказались изученными несравнимо детальнее и многостороннее в сравнении с прочими районами Казахстана.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА

По схеме тектонического районирования Центрального Казахстана, предложенной А. А. Богдановым и другими и развитой далее составителями тектонической карты Евразии, площадь Атасуйского района входит в обширную область незавершенного каледонского развития, представленную девонским краевым вулканическим поясом, обрамляющим герцинскую Джунгаро-Балхашскую геосинклиналь, и серией наложенных прогибов (мульти, грабен-синклиналей, впадин). Следствием такого положения является многоярусность строения района. Сложнодислоцированные, претерпевшие региональный метаморфизм допалеозойские и нижнепалеозойские отложения, представленные кварцитами, зеленоцветными песчаниками и алевролитами и в меньшей мере — основными и средними вулканитами с продуктами их механического разрушения, образуют нижний каледонский структурный ярус, играющий роль жесткого фундамента. В Атасуйском районе породы фундамента почти повсеместно погребены под более молодыми отложениями, обнажаясь на современном денудационном срезе в нескольких изолированных горст-антиклинальных структурах. Также фрагментарность повлекла очень слабую изученность разреза нижнепалеозойских отложений и условность их датировки.

Отложения среднего структурного яруса (девон и нижний карбон) отличаются германотипным характером дислокаций, отчетливо отражающим мозаично-глыбовые

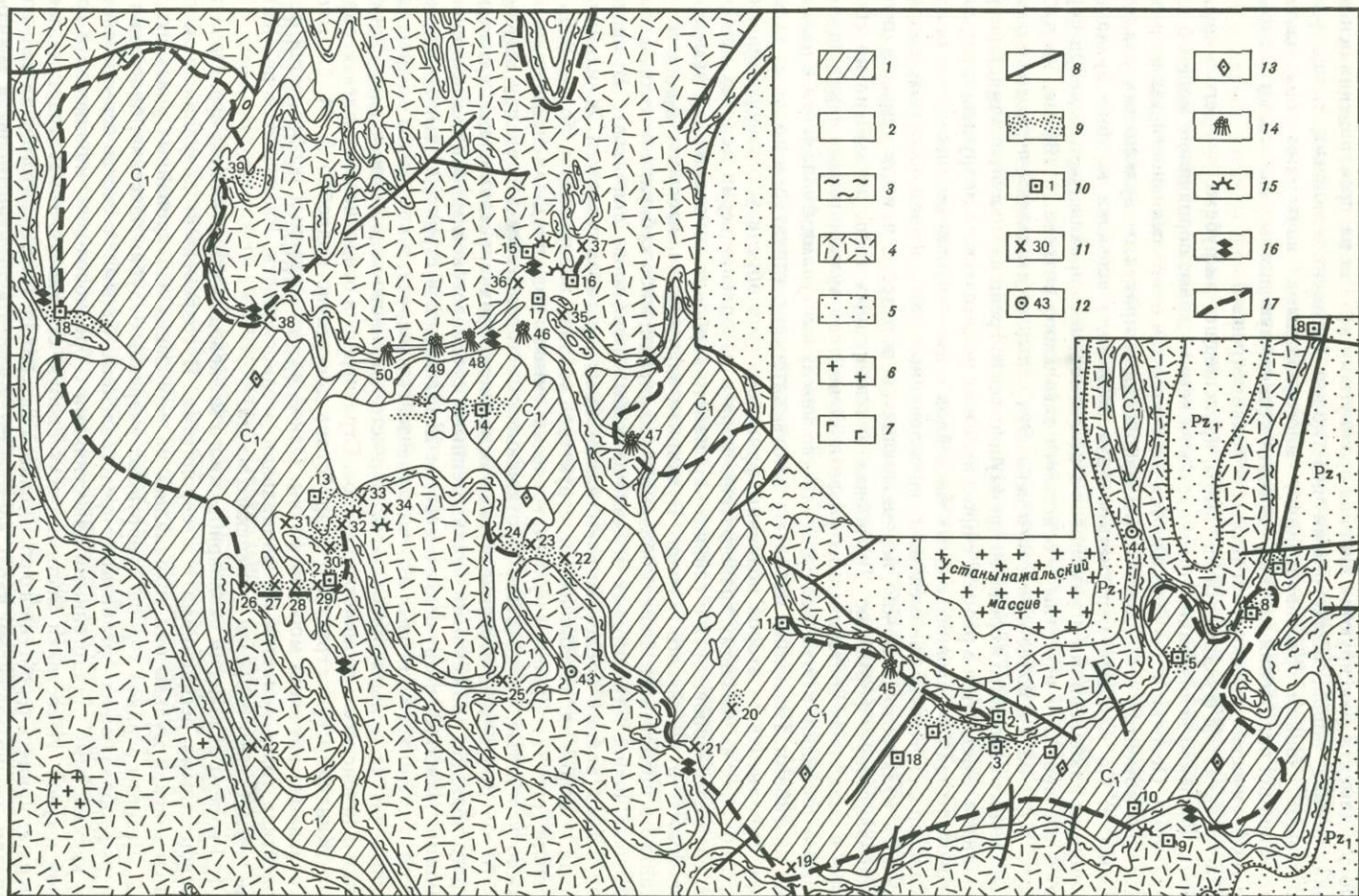
жесткие деформации фундамента с вертикальными взаимоперемещениями соседних глыб. Ограничения глыб фундамента носят характер линейных отрезков, подчиненных двум господствующим направлениям: северо-западному, главенствующему и субширотному, и северо-восточному, подчиненному. В современной структуре ограничения глыб фундамента фиксируются линейно-вытянутыми полями распространения основных вулканических пород, флексурными перегибами среднепалеозойских толщ, узкими локальными зонами расланцевания, многоугольными контурами брахискладок. В реставрации положения глыб фундамента неоценимую помощь оказывают региональные геофизические съемки (магнитные и гравиметровые).

Растрескивание фундамента на глыбы, происшедшее на рубеже нижнего и среднего девона, повлекло возрастание проницаемости земной коры, породившее мощный взрыв вулканизма. Особенностью его является многократная смена основности лав по разрезу и наличие моментов с одновременным накоплением продуктов вулканизма различной основности. По меньшей мере четыре раза возникали вспышки кислого вулканизма с мощными накоплениями игнимбритов и всевозможных пирокластолитов кварц-порфирового состава. Они известны в основании девонского разреза, в эйфеле, на рубеже живета и франа и в конце франского века. Эти вспышки разделены периодами относительно вялого основного и среднего преимущественно трещинного вулканизма. Продукты вулканизма чередуются в разрезе с продуктами их механического разрушения, перемыва и переотложения в условиях водных бассейнов с флишовой ритмичностью осадков. Начало франского века ознаменовано одновременным накоплением основных, щелочных и кислых вулканитов, сложно перемежающихся в разрезе и выделяемых в особую трахибазальтовую формацию. Датировка вулканогенных толщ выполнена по сборам флоры в осадочных составляющих разреза. Девонская вулканогенная серия занимает огромные площади, слагая все пространство между выступами фундамента и наложенными прогибами. Последние образуют особую категорию структур, в пределах которых блоки фундамента со второй половины франского века обрели устойчивую тенденцию к прогибанию, вызвавшему трансгрессию моря и накопление серии морских карбонатных, глинисто-карбонатных и глинисто-кремнисто-карбонатных отложений фаменского, турнейского и визейского ярусов. Вулканизм в пределах прогибов проявлен узко локально и представлен либо диабазами и спилитами, либо субвулканическими телами щелочных пород (трахитовых и калишпатовых порфиров, спилитов). В пределах Атасуйского района представителем наложенных прогибов является Жаильминская мульда — основная тектоническая структура района, занимающая более 80% его площади (рис. 77). Границы мульды, трансируемые по подошве фламенских отложений, сложно угловатые, заливчатые. Протяженность ее превышает 140 км при ширине до 50—70 км. Внутреннее строение мульды осложнено брахиантиклинальными складками второго порядка, сложенными вулканогенными среднедевонскими и нижефаменскими толщами. Наиболее погруженные участки Жаильминской структуры выполнены комплексом песчано-аргиллитовых отложений визейского яруса, в крыльях и в менее погруженных частях мульды обнажаются глинисто-кремнисто-карбонатные и карбонатные толщи фламенского и турнейского ярусов. Стратиграфия осадочного комплекса, слагающего Жаильминскую структуру, разработана достаточно подробно А. М. Садыковым на основании изучения морской фауны. Одной из существенных особенностей фаментурнейских толщ является их фациальная неоднородность. Различается по меньшей мере четыре типа разрезов фаменского яруса.

1. Разрезы отложений околоприбрежного мелководья типа пляжей, представленные красноватными песчаниками и алевролитами. В современном денудационном срезе Жаильминской мульды они сохранились на небольших изолированных участках.

2. Разрезы осадков хорошо аэрируемых умеренных глубин бассейна, благоприятных для рифообразующих организмов, представленные белыми и светло-серыми чистыми или кремнистыми органогенными известняками с брахиоподовой, мшанковой и коралловой фауной. Известняки местами несут слабую стустковую гематитизацию, иногда содержат примесь терригенного обломочного материала. Разрезы этого типа пользуются широким распространением вдоль восточного, южного и западного бортов Жаильминской мульды. Местами они развиты и в северном ее крыле.

3. Разрезы осадков замкнутых неаэрируемых иловых впадин бассейна представлены темно-серыми и черными глинисто-кремнисто-карбонатными пелитолитами с углестым пигментом в чередовании с продуктами деятельности мутьевых потоков (известковыми гравелитами, песчаниками, алевролитами с градационной сортировкой). Многократное чередование в разрезах мутьевых и пелитовых отложений придает толщам



флишидную ритмичность. Отложениями этого типа сложены значительные площади в центральных частях Жаильминской мульды.

Несколько иной характер приобретают отложения иловых впадин в кровле разреза фаменского яруса, накопившиеся в условиях максимума трансгрессии. Пелитолитовые прослои здесь имеют не черную, а вишнево-красную либо серо-зеленую окраску и чередуются не с песчано-алевролитовыми турбидитами, а с тонкозернистыми белыми или бледно-розовыми известняками, слои которых обычно имеют бугристые поверхности напластования. Красные разновидности таких пород в Атасуйском районе издавна принято называть красноцветными известняками. Можно предполагать, что смена черных окрасок на красные и светлые вызвана сменой восстановительной обстановки на окислительную вследствие резкого увеличения площади бассейна и превращения его из полузамкнутого в открытый, хорошо аэрируемый на всех глубинах водоем. Таким образом, смена литологии в этом случае находится в прямой связи с максимальным развитием трансгрессии.

4. Четвертый тип разреза фаменских отложений отличается насыщенностью продуктами подводного базальтоидного вулканизма, на долю которых падает более 60% мощности. Вулканогенные отложения в этих случаях чередуются с осадками, обычными для иловых впадин, реже с органогенными известняками. Разрезы этого типа редки и известны в трех точках, тяготеющих к северному крылу Жаильминской мульды.

Примерно те же фациальные типы разрезов известны и для турнейских отложений, и лишь визейские толщи, венчающие в районе колонку палеозойских отложений, представлены существенно терригенными песчано-аргиллитовыми породами с черной окраской в нижней половине разреза и пестрой — в верхних горизонтах.

Суммарные мощности морских отложений, слагающих Жаильминскую мульду, приближаются к 1,5—2,0 км. Характерно увеличение мощностей от крыльев к ядерной части мульды, что указывает на конседиментационность тектонических движений, сформировавших Жаильминскую структуру.

Интрузивные породы пользуются в районе ограниченным распространением. В вулканогенных девонских толщах, обрамляющих Жаильминскую мульду, известны небольшие по площади массивы лейкократовых гранитов верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста. Выступ нижнепалеозойских пород в северо-восточной части района вмещает сложнопостроенный Устанынжалский массив гранитоидов, состав которого от ранних фаз к поздним переходит через габбро-диориты, гранодиориты, биотитовые граниты до лейкократовых гранитов. Возраст ориентировочно девонско-нижнекаменноугольный.

Второй группой интрузивных пород являются габбро-диабазы, габбро-диориты, диорит-порфириты, габбро-монциты и габбро-сиениты, насыщающие в форме интрузий, межпластовых залежей и даек фамен-турнейские осадочные толщи. Часть исследователей считает их интрузивными комагматами фамен-турнейских вулканических пород.

Рис. 77. Схематическая геологическая карта Атасуйского рудного района

1 — нижний карбон: известняки, аргиллиты, песчаники; 2 — верхнефаменский подъярус: кремнисто-карбонатные породы с линзами железных, марганцевых и свинцово-цинковых руд; 3 — нижнефаменский подъярус: глинистые известняки; 4 — нижний, средний девон и франский ярус верхнего девона: вулканогенная серия; 5 — метаморфизованные толщи нижнего палеозоя; 6 — граниты; 7 — габбро-диабазы, габбро-монциты, диорит-порфириты; 8 — разрывные тектонические нарушения; 9 — полосы распространения руд; 10 — месторождения атасуйского типа; 11 — рудопроявления атасуйского типа; 12 — жильные рудопроявления атасуйского типа; 13 — магнитные аномалии предположительно рудной природы; 14 — центры проявления верхнефаменского подводного вулканизма; 15 — точки с трансгрессивным залеганием рудовмещающих верхнефаменских отложений на древних породах различного возраста; 16 — участки с фациальными переходами морских фаменских отложений в прибрежные и континентальные; 17 — границы перехода рифогенных фаций верхнефаменских отложений в фации иловых впадин

Месторождения и рудопроявления атасуйского типа: 1—18^a — месторождения: 1 — Западный Каражал, 2 — Северный Каражал, 3 — Восточный и Южный Каражал, 4 — Дальневосточный Каражал, 5 — Ктай, 6 — Бестюбе, 7 — Кенъютюбе, 8 — Керегетас, 9 — Клыч Южный, 10 — Клыч Северный, 11 — Алтыншоко, 12 — Жомарт, 13 — Тамара, 14 — Жайрем, 15 — Ушкатын I, 16 — Ушкатын II, 17 — Ушкатын III, 18 — Камыс, 18^a — Акшагат; 19—42 — рудопроявления: 19 — Бестау, 20 — Таскудук, 21 — Караой, 22 — Рудонское, 23 — Аккудуа, 24 — Западный Аккудук, 25 — Юго-Западный Аккудук, 26 — Атайка, 27 — Промежуточное I, 28 — Промежуточное II, 29 — Западный Жомарт, 30 — Туебай, 31 — Бозгуль, 32 — Баир-Речной, 33 — Гора Жомарт, 34 — Тасжарган, 35 — Южно-Акбастауское, 36 — Южный Ушкатын, 37 — Ушкатын IV, 38 — Арап, 39 — Сюртысу, 40 — Восточное Сюртысу, 41 — Картобай, 42 — Кильджир; 43—44 — жильные рудопроявления: 43 — Южный Аккудук, 44 — «точка» № 4; 45—50 — центры проявления верхнефаменского вулканизма: 45 — Дальнезападный Каражал, 46 — Карасай, 47 — Жингильдыколь, 48 — Северный Жайрем, 49 — Токабай, 50 — Маложайремский № 2

Палеозойские породы в верхней своей части подвержены интенсивному гидрохимическому выветриванию, превратившему исходные скальные породы в пористую рыхлую землистую массу либо в гипергенные кремни и опоки. Глубина проникновения процессов выветривания обычно составляет 40—60 м, но местами выветривание проникает по «карманам» на глубины 250 и даже 330 м.

Палеозойские толщи и продукты их выветривания на большей части площади района погребены под чехлом рыхлых кайнозойских отложений мощностью от нескольких метров до 60—80 м. Естественные обнажения относительно редки и сосредоточены в основном в восточной части района.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Атасуйские месторождения, несмотря на массу индивидуальных отличий каждого конкретного объекта, обладают рядом общих черт, главные из которых следующие.

1. Все месторождения строго стратифицированы и размещаются в пределах отложенных верхнефаменского подъяруса. Лишь отдельные небольшие по размерам жильные или линзовые тела проникают в ниже и вышележащие толщи (от франа до турне и нижнего визе); подавляющая же масса промышленных руд сосредоточена в верхнем фамене.

2. Исключительно устойчив парагенезис железо-марганцевого и свинцово-цинкового оруденения, проявляющийся как в крупных (промышленного характера) рудных скоплениях, так и в рудопроявлениях и даже в ореолах рассеяния. Роль названных компонентов на каждом объекте неравноценна. В одних месторождениях преобладают железные руды (Большой Ктай, Западный Каражал, Тамара), в других — марганцевые (Восточный Каражал, Жомарт, Ушкатын-III, Камыс, Клыч), в третьих преобладают смешанные железо-марганцевые руды (Керегетас, Ушкатын-I), в четвертых — свинцово-цинковые (Бестюбе, Жайрем, Ушкатын-III). В объектах с преобладанием свинцово-цинкового оруденения к четырем упомянутым членам парагенеза добавляется в значительном количестве барит. В существенно железо-марганцевых месторождениях барит встречается не всегда.

3. В большинстве месторождений отмечается выдержанная ярусность в пространственном распределении свинцово-цинкового и железо-марганцевого оруденения. Свинцово-цинковые руды сосредоточены в основании разреза верхнефаменского подъяруса в черных и темно-серых глинисто-кремнисто-карбонатных породах, железо-марганцевые руды размещаются обычно выше по разрезу либо в красноцветных известняках, либо в серозеленоцветных кремнисто-карбонатных породах. Однако эта закономерность на некоторых месторождениях нарушается. Так, на Восточно-Жайремском и Южно-Каражалском месторождениях происходит четырехкратное чередование в разрезе свинцово-цинковых руд, связанных с темноцветными породами, и железных руд в пестроцветных породах. На месторождениях Ушкатын-III и Бестюбе сульфидное свинцово-цинковое и баритовое оруденение наложено на железорудные горизонты с обычными для них красно- и пестроцветными вмещающими породами. На месторождениях Ушкатын-I и Арап наряду с сульфидными свинцово-цинковыми рудами на их границе с железо-марганцевыми горизонтами отмечается зона цинксодержащих яacobситов. Здесь промышленные концентрации цинка фиксируются непосредственно в железо-марганцевых рудах. И наконец, на одном из участков месторождения Жайрем вся рудная пачка сложена карбонатом железа, марганца и цинка — цинковым олигонитом.

Из сказанного следует, что железо, марганец, свинец и цинк накапливались и поступали совместно. В силу различий в геохимических свойствах свинцово-цинковые руды пространственно разобщены от окисных железо-марганцевых руд, лишь на некоторых объектах возникала специфическая геохимическая обстановка, допускавшая одновременное фиксирование железа, марганца и цинка в окисных или карбонатных минералах.

4. Основные рудные залежи всех месторождений имеют формы в общем согласных с вмещающими породами линз, резко вздутых (до 60—100 м) в центральных частях и выклинивающихся с многократным расщеплением («распальцеванием») — к периферии (рис. 78, вкл.). Рудные линзы могут быть вытянуты в форме лент протяженностью до 3—6 км (Жомарт, Каражал, Камыс, Ушкатын-III, Бестюбе) при ширине несколько сотен метров, а также могут иметь близкую к изометричной в плане форму (Жайрем, Ушкатын-I, рис. 79). Удлинение рудных линз всегда совпадает с простираемостью складчатости высоких порядков, хотя по отношению к складкам I-го порядка оно может быть и несогласным.

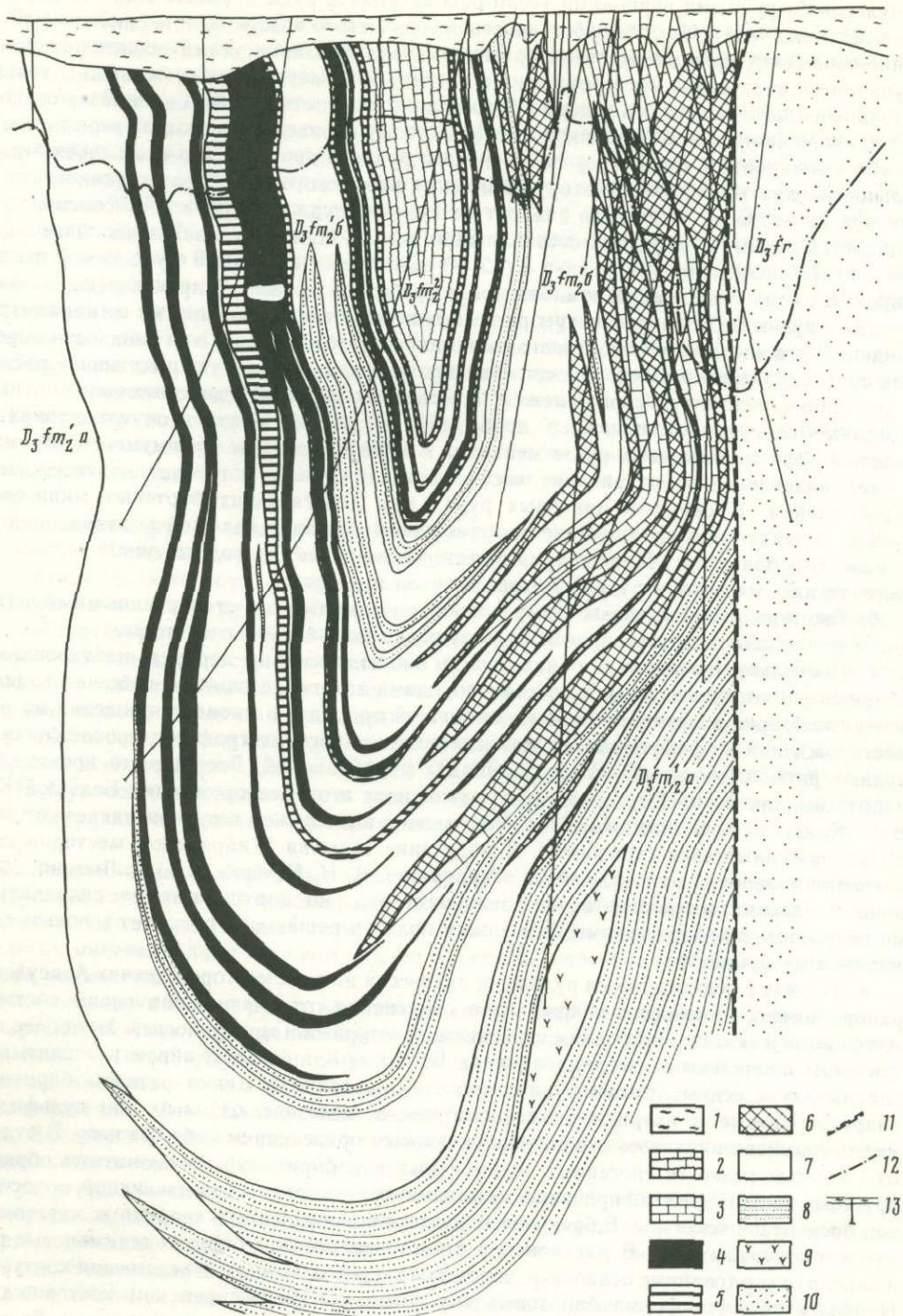


Рис. 79. Геологический разрез месторождения Ушкатын III

1 — глины, пески; 2 — серые кремнистые известняки слоистой и волнисто-слоистой текстуры; 3 — рифогенные известняки серые и розовато-серые; 4 — марганцевые руды; 5 — железные руды; 6 — барит-свинцовые руды; 7 — глинисто-кремнисто-карбонатные породы; 8 — алевролиты и песчаники вишнево-серые, серо-зеленые; 9 — фельзит-порфиры; 10 — вишневые и сиреневые песчаники и алевролиты; 11 — разрывные нарушения; 12 — нижняя граница древней коры выветривания; 13 — буровые скважины

5. В вертикальном разрезе рудные залежи чаще всего не образуют монолитной рудной массы, как это имеет место в колчеданных месторождениях, а представляют собой многократное чередование рудных и породных (безрудных) слоев при самых различных соотношениях их мощностей. Повторяющиеся двучленные ритмы «руда — порода» отражают законченные импульсы рудообразования, отделенные от очередных

импульсов безрудными периодами (если рассматривать руды и вмещающие их породы как осадки водоема). Из предшествующего исторического обзора было видно, что субмаринно-осадочная природа железо-марганцевых руд признана всеми исследователями, изучавшими атасуйские месторождения в последние 30 лет. Спорным оставался только источник рудного вещества в водоеме. В последние годы не осталось сомнений и в осадочной природе части свинцово-цинковых руд. Поэтому справедлив вывод о прерывистости (т. е. пульсационном характере) седиментного рудного процесса и о его большой длительности, охватывающей всю вторую половину фаменского века. При указанном строении руд качество их полностью зависит от густоты рудных ритмов и от соотношений мощностей рудных и породных составляющих ритма. При любом заданном шаге опробования (в разведочной практике 1—2 м) мы имеем в разрезе рудоносной толщи широкую гамму содержаний компонентов в пробах от пустых до практически мономинерально рудных. Поэтому контуры рудных тел являются производными от параметров кондиций, и в частности от бортового минимального содержания, и от мощности породных прослоев, включаемых в подсчет. Изменение кондиций влечет существенное расширение либо сужение контуров залежей. В железных рудах при действующем бортовом минимуме содержаний железа в пробе 45% возможно визуальное оконтуривание залежей. Для марганцевых руд с меньшим в 3 раза бортовым минимумом (15% марганца) визуальное оконтуривание весьма затруднительно и требует подтверждения опробованием. В свинцово-цинковых рудах при действующих бортовых минимумах 1—2% визуальное оконтуривание невозможно и границы залежей устанавливаются только опробованием. При документации керна удается только установить факт наличия или отсутствия рудной минерализации в разрезе.

6. Текстуры рассмотренных седиментных руд слоистые с многочисленными случаями диагенетического или тектонического нарушения нормальной слоистости.

7. Поскольку полосчатый облик руд и наблюдаемое по керну и изолированным обнажениям согласное с вмещающими породами залегание сами по себе не являются исчерпывающим доказательством их осадочной природы, в процессе разведки на ряде месторождений разрабатывалась детальнейшая микростратиграфия с прослеживанием рудных ритмопачек на обширных площадях рудных полей. Впервые эта кропотливая работа выполнена на Каражальском рудном поле и на месторождении Большой Ктай В. И. Кавуном, Г. С. Момджи, С. И. Чайкиным с выделением в рудном разрезе от 12 до 32 выдерживающихся горизонтов. В последние годы на Жайремском месторождении в этом направлении работали Ф. Ф. Таранушич, В. И. Шибрик и В. А. Лыткин. Доказана идеальная микростратифицированность руд, не нарушаемая ни складчатыми, ни разрывными деформациями. Тем самым получен решающий аргумент в пользу седиментной их природы.

8. Наряду с седиментными рудами практически на всех месторождениях Атасуйского района имеется комплекс наложенного оруденения, отличающегося своим составом, морфологией тел, их внутренним строением, текстурами и минералогией. Наиболее ярко эти руды проявлены на месторождениях Бестюбе, Кеньтюбе, Жайрем и Ушкатын-III, где наряду с седиментными рудами железа, марганца и цинка развиты баритовые, кварц-баритовые и кварцевые метасоматиты с железнослюдковым или сульфидным медно-свинцово-цинковым вкрапленно-гнездовым оруденением либо без него. В отличие от слоистых резко гетерогенных седиментных руд баритовые метасоматиты образуют крупные монолитные тела практически мономинерального состава массивной, полосчатой или брекчиевой текстуры. В брекчиевых рудах обильны обломки кварцевых метасоматитов и седиментных руд. В массивных и отчасти полосчатых баритах седиментные руды и нацело окварцованные осадочные породы образуют останцы с изъеденными контурами. Наиболее обычная форма баритовых тел линзовая. На Жайремском месторождении баритизация наложена на горизонт седиментных свинцово-цинковых руд, на Бестюбе, Западном Каражале и Ушкатыне-III баритизирован горизонт с железо-марганцевым оруденением. На Жайреме известна баритизация в верхнетурнейском горизонте седиментных конглобратий.

Кроме баритов, наложенные секущие жилообразные тела образуют местами и железные руды. Такие жилы известны на месторождениях Южный Клыч и Кень-Тюбе.

В седиментных рудах железа и марганца месторождений Жомарт, Камыс, Ушкатын, Жайрем и Каражал В. В. Калинин и М. М. Каюповой независимо друг от друга установлены многочисленные проявления наложенной гидротермальной минерализации с большим количеством редко встречающихся минералов, многие из которых известны только в Атасу.

Таким образом, в атасуйских месторождениях имеют место два этапа рудообразования: седиментный, именуемый первым этапом, и наложенный гидротермально-метасоматический, именуемый вторым этапом.

Почти всегда оруденение второго этапа пространственно тесно совмещается с рудами первого этапа, занимая одни и те же стратиграфические уровни. В этом одна из наиболее трудно объяснимых особенностей месторождений Атасу. Однако руды второго этапа в отличие от седиментных нередко «вырываются» из стратиграфических рамок. Так, на Западно-Жайремском месторождении баритизация проникает на 200 м в породы лежащего бока, на 20—40 м — в породы кровли, а также отмечается в верхнетурнейских толщах более чем на 200 м выше основной массы руд. На Ушкатын-III галенит-баритовое оруденение в равной степени накладывается на осадочные породы и на секущие их субвулканические фельзит-порфиры. При наложении оруденения второго этапа в месторождениях Ушкатын-III и Бестюбе возникли необычные сообщества сульфидов свинца и цинка, барита и реликтовых железных руд, не встречающиеся в седиментных рудах.

9. Минералогический состав седиментных руд элементарно прост.

Железные руды сложены гематитом, магнетитом, железистыми яшмами. В качестве редко встречающихся минералов отмечены сидерит, железистый кальцит, ферристильпномелан. В зоне выветривания по железным рудам развиваются гидроокислы железа, мартит.

Марганцевые руды сложены браунитом, гаусманитом, якобитом, манганокальцитом, слигонитом. Изредка отмечаются зоны распространения родонита, тефроита, бустамита, спессартина. В зоне выветривания по марганцевым рудам развивается псиломелан.

Свинцово-цинковые руды сложены в основном тонкодисперсным пиритом фрамбондальной структуры с включенной в него вкрапленностью сфалерита и в очень небольших количествах каленита. Встречаются также маломощные слойки сфалеритового состава с примесью галенита. Некоторые исследователи считают седиментными слойками тонкие согласные полоски галенита с разведенными границами. На месторождении Ушкатын-I в породной массе встречаются кубические выделения галенита размером до 1,5—2 мм.

Группа исследователей, включающая Г. Н. Щербу, Е. И. Паталаху, В. В. Кулиничу и Д. Н. Муратову, склонна относить к первому этапу часть полосчатых баритовых руд.

10. Несравнимо сложнее и разнообразнее минералогический состав руд второго этапа.

В свинцово-цинково-баритовых рудах наряду с обычно встречающимися баритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом присутствуют в качестве рассеянной примеси блеклые руды, всевозможные сульфосоли свинца, меди, серебра, бедная кобальт-никелевая минерализация и прочие редкие минералы, перечень которых приближается к сотне наименований.

В железо-марганцевых рудах в гидротермалитах встречены фриделит, феррофриделит, арсенофриделит, пиросмалит, марганберцеллит, саркинит, марганцевый рихтерит, севергенит, урбанит, фоулерит, пеннитит и прочие редкие минералы, среди которых отмечены мышьяк, хлор- и борсодержащие силикаты марганца, а также свинец- и цинксодержащие силикаты и окислы железа и марганца.

11. В строении рудных тел обоих этапов во многих месторождениях отмечается вертикальная и горизонтальная зональность.

В разрезах железо-марганцевых пачек месторождений Жомар, Ктай и Каражал намечается тенденция к сосредоточению марганцевых руд в основании и в кровле разреза, железные руды сконцентрированы в промежутке между скоплениями руд марганца. Это пример вертикальной зональности.

На Восточном участке месторождения Жайрем подмечена тенденция к сосредоточению чисто железных руд в центре участка и переходе их в железо-марганцевые руды — к периферии. Это проявление горизонтальной зональности. Намечается как бы тенденция к облеканию железорудных залежей в «рубашку» из марганцевых руд. Однако такого рода зональность не является универсальной. На месторождении Ушкатын-III пачки, содержащие и марганцевые, и железные руды, шестикратно чередуются в разрезе (см. рис. 78); в сохранившейся от эрозии части месторождения Ушкатын-I в единой залежи железо-марганцевых руд по простиранию в южном направлении растут абсолютное содержание и относительная концентрация марганца, в северном направлении — железа и т. д.

Несколько иного рода горизонтальная зональность установлена на Западном и Дальнезападном участках месторождения Жайрем в рудах второго этапа. Существо ее состоит в наличии телескопически вложенных одна в другую концентрических зон,

из которых центральная подвержена наиболее интенсивному гидротермальному метаморфизму, а периферийные зоны почти лишены его. На Дальнезападном участке центральная зона сложена интенсивно катаклазированными кварцевыми метасоматитами с гнездово-вкрапленной пиритизацией, гнездами железной слюдки и с убогой медной минерализацией (халькопирит, блеклые руды).

Следующая зона, именуемая баритовой, представлена чередованием в разрезе кварцевых, кварц-баритовых и баритовых метасоматитов с преобладанием последних. На Западном участке центральной зоной является область распространения баритовых метасоматитов с реликтами нацело окварцованных слоистых исходных пород, содержащих прожилково-гнездовую медную минерализацию (халькопирит и блеклые руды) с 0,2—0,3% меди.

Все последующие внешние зоны однотипны на Западном и Дальнезападном участках и образуют следующий последовательный ряд (от центра к периферии).

Зона свинцово-баритовых руд. Баритовые метасоматиты с вкрапленно-гнездовым крайне неравномерным галенитовым оруденением.

Зона свинцово-цинково-баритовых руд. Баритовые метасоматиты с полосчато-вкрапленным сфалерит-галенитовым оруденением. От центра к периферии зоны содержание цинка возрастает от 0,1 до 5—6% при содержаниях свинца 1,5—2%. Содержание барита в зоне 60—80%.

Зона баритосодержащих богатых свинцово-цинковых руд. В пределах зоны происходит расщепление тела баритовых метасоматитов на множество выклинивающихся ветвей. На выклинках бариты резко обогащаются сульфидами свинца и цинка с достижением содержаний металлов в сумме 15—20% и местами более. В разрезе в пределах зоны происходит частое чередование прослоев метасоматитов с неизменными и вмещающими породами и седиментными рудами. Характерно, что здесь метасоматозу избирательно подвергаются пачки, наиболее насыщенные свинцово-цинковыми рудами первого этапа.

Зона свинцово-цинковых руд, характеризующаяся резким преобладанием седиментных руд над наложенным оруденением. Интервалы метасоматических баритосодержащих свинцово-цинковых руд в разрезе зоны относительно редки и развиты вдоль локальных послонных срывов в форме согласных с напластованием жил. Как и в предшествующей зоне, эти срывы локализируются на стратиграфических уровнях, наиболее насыщенных осадочными сульфидными рудами. Возможно, здесь сказывается относительная хрупкость сульфидов по сравнению с вмещающими породами.

Последняя самая внешняя зона представлена бедными существенно сфалерит-пиритовыми рудами первого этапа без наложенной минерализации. На северном фланге Дальнезападного участка она с внешнего края переходит в подзону цинково-олигонитовых руд.

В рассмотренном случае мы имеем пример метасоматической зональности концентрического типа вокруг местных локальных центров. Однако не все исследователи признают метасоматическую природу такой зональности. Существует мнение о ее первичной седиментной природе.

На других разведанных месторождениях с хорошо проявленным вторым этапом оруденения характер метасоматической зональности проявлен менее отчетливо.

12. Размеры месторождений колеблются в значительных пределах. На месторождении Западный Каражал железорудная зона, имеющая в грубом приближении форму ленты, вытянута на 6 км при ширине до 800—900 м и средней мощности 20—25 м с локальными раздувами до 80 м. Ту же длину и ширину при мощности в 3 раза меньшей имеет марганцеворудная зона месторождения Восточный Каражал, кулисообразно примыкающая к Западно-Каражальской с юго-востока. Общая протяженность Каражальского рудного поля приближается к 12 км.

Минимальными размерами отличается марганцевое месторождение Южный Клыч: 200 м по простиранию, 100—150 м по падению при мощности 2—2,5 м.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА АТАСУЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как было показано выше, руды в Атасуйских месторождениях образовались в два этапа: первый — седиментный и второй — метасоматический.

Первая генетическая проблема касается вопроса, связаны ли оба этапа в единый неразрывный комплекс, или же источники оруденения различны и руды каждого этапа могут существовать независимо один от другого?

В пользу генетического единства руд обоих этапов свидетельствуют следующие факты.

1. Выдержанная пространственная совмещенность руд первого и второго этапов в единых рудных полях.

2. Близкий вещественный состав тех и других руд (общие компоненты — железо, свинец, цинк, медь; специфический для первого этапа компонент — марганец, для второго этапа — барит).

3. Одинаковая геохимическая специализация руд обоих этапов. В частности, для железных руд специфичным элементом-примесью является германий, зафиксированный в повышенных количествах как в пластовых рудах, так и в жилах. Для марганцевых руд специфичными элементами-примесью являются свинец, цинк, барий (главные составляющие руд второго этапа), а также кобальт и никель, встречающиеся и в метасоматических рудах. Свинцово-цинковые руды обоих этапов практически не содержат золота (при чувствительности определений 0,1 гр/т) и обеднены серебром по сравнению с полиметаллическими месторождениями других регионов. Эти факты заставляют нас рассматривать оруденение обоих этапов как звенья одного процесса.

Весьма важным моментом является соотношение оруденения с зафиксированными на Атасуйских месторождениях продуктами магматизма.

За последние 5 лет разведка крупнейших атасуйских объектов завершилась, появилась возможность проверить ранее выполненные прогнозы и проблема связи руд с вулканизмом получила следующее решение.

В районе на сегодняшний день установлено три точки с достоверно установленными следами подводного эффузивного вулканизма (см. рис. 77): Северо-Жайремская полоса, участок Дальнезападный Каражал и участок Веерный. На всех трех участках лавы представлены миндалекаменными породами спилитового ряда или диабазами. Все три участка удалены от известных месторождений на несколько километров. На двух первых участках зафиксирована непромышленная рудная минерализация. На Северном Жайреме это прожилково-гнездовое свинцово-цинковое оруденение, отчетливо наложенное как на осадочные и эффузивные породы, так и на секущие их габбро-монзонитовые интрузии; на Дальнезападном Каражале — линзообразные обособления железистых яшм с гематитом в самих магматических породах и прожилковое гнездовое свинцово-цинковое оруденение в перекрывающих их осадочных верхнетурнейских толщах. Эффузивные породы в обоих случаях служат пассивным вместилищем изолированных оруденелых гнезд, носящих характер редких минералогических находок.

В то же время в промышленных месторождениях, несмотря на целенаправленное их изучение, достоверных следов эффузивного вулканизма в разрезах рудоносных толщ не обнаружено, а наличие синхронных рудам извержений на удалении от месторождений зафиксировано в прослоях туфов и туффигов различной размерности (от псаммитовых до пелитовых). Наиболее детально они изучены и описаны на Жайремском месторождении; их присутствие установлено на месторождениях Жомарт, Камыс, Ушкатын. Для Жайрема характерно наличие в туфах пирокластичекие пузырьчатого пемзового облика, отвечающей по составу трахитовым порфирам с резким преобладанием калия над натрием. Какой-либо исключительной приуроченности оруденения к туфосодержащим пачкам не наблюдается. Туфы в равной степени встречаются и в подрудных, и в рудных, и в надрудных толщах.

Таким образом, непосредственной пространственной связи месторождений с центрами подводного эффузивного вулканизма не установлено. Рудообразование первого этапа, напротив, протекало в промышленных масштабах на удалении от известных центров вулканизма. В центрах же вулканизма не происходило рудообразования в сколько-нибудь заметных объемах.

Отсутствует и хронологическая связь оруденения с эффузивным вулканизмом, протекавшим и в дорудное, и в послерудное время.

Дайки и малые интрузии диабазов, диорит-порфиритов, габбро-порфиритов, габбро-сиенитов и габбро-монзонитов, считающиеся интрузивными комагматами фаментурнейских вулкаников, также не обнаруживают пространственной связи с месторождениями и развиты в равной степени как в рудных полях, так и за их пределами. Оруденение второго этапа на них наложено.

Залежи чрезвычайно специфичных магматических пород кислого и щелочного ряда сложной формы и генезиса обнаружены на Западном и Восточном участках месторождения Жайрем в лежащем боку рудной пачки. Они образуют субгоризонтально залегающее межпластовое силородное тело площадью более 2×2 км и мощностью около 200 м. В его висячем боку развиты интенсивно серицитизированные лавобрекчии, представляющие собой почти мономинеральную серицитовую либо калишпат-серицит-

товую порфиновую породу флюидалной и брекчиевидной текстуры. Брекчиевидность обусловлена наличием калишпатовых порфиров. С углублением от контакта порода становится существенно калишпат-порфиновой с многочисленными пересечками и гнездами серицитизированных лавобрекчий. В порфирах обнаруживаются обособления фельзит-порфиров. Отдельными скважинами пересечены довольно большие интервалы фельзит-порфиров. Кое-где в околоконтактных частях тела обнаруживаются обильные обломковидные обособления миндалекаменных пород щелочно-базальтового состава. Повсеместно отмечаются прожилково-гнездовая баритизация, гематизация и карбонатизация всех разновидностей магматических пород. Карбонатизация проявлена также и в форме обильных идиоморфных кристаллов анкерита ромбоэдрического габитуса. Изученная к настоящему времени кровля магматического тела сечет под острым углом вмещающие породы. Местами от залежи отходят вверх довольно значительные апофизы. Налицо магматический интрузивный контакт, трудно согласующийся с флюидалным обликом породы. Нижний контакт залежи пересечен единственной скважиной и изучен недостаточно. В основании ее по керну отмечен интервал серицитолитов с линзовидной слоистостью мощностью 40 м. Форма кровли тела оказывается тесно связанной с оруденением. Наиболее выдвинутые вверх по разрезу апофизы помещаются в конфокусе метасоматических зон Западного участка. На Дальнезападном участке Жайрема также в конфокусе метасоматических зон вскрыта двумя скважинами апофиза тела миндалекаменного трахит-порфира. Морфология и размеры тела не установлены, скважина глубиной 90 м из него не вышла. Так же как и на Западном участке, трахит-порфиры размещены в лежащем боку рудной толщи.

Внешне сходные с жайремскими, фельзит-порфиры обнаружены в лежащем боку пачки барит-свинцовых руд месторождения Ушкатын-III (см. рис. 79). В отличие от жайремских пород, которые, кроме барит-железнослюдковой и барит-медной минерализации, оруденения не содержат, ушкатынские фельзит-порфиры несут барит-галенитовое оруденение.

Ближние породы установлены и на месторождении Арап также у лежащего бока продуктивной пачки.

Характерно, что рассмотренные магматические породы обнаружены только на месторождениях в тесной пространственной связи с рудами и их зональностью. Возможно, что аналогичные породы отчасти приняты за дайки и на Каражальском рудном поле. С этих позиций необходима ревизия старых материалов.

Подводя итог сказанному, можно констатировать парагенетическую связь оруденения с секущими телами кислых и щелочных вулканотипных пород неясного генезиса. Их внутреннее строение и взаимоотношения с вмещающими породами настолько противоречивы, что некоторые исследователи поддерживают идею И. С. Вахромеева о возможности формирования подобных пород путем так называемой порфиризации или ультраметасоматоза и частичного плавления первично-осадочных пород под действием потока газогидротерм.

При таком истолковании находит объяснение закономерное размещение их в конфокусах метасоматических концентров, а также сложность внутреннего строения магматических залежей с проплавлением одних разновидностей пород другими и образованием брекчиевидных текстур.

Важный вопрос о возрасте и длительности второго этапа рудообразования решается в настоящее время следующим образом. Поскольку при рудообразовании первого этапа рудоносные растворы достигли поверхности литосферы на дне бассейна, есть все основания полагать, что последующие порции гидротерм, вызвавшие рудный метасоматоз, в какой-то своей части также достигли дна бассейна и повлияли на состав осадков. Проверка с этих позиций разреза рудоперекрывающих толщ дала следующие интересные результаты. Два горизонта — среднетурнейский желваковистый и нижневизейский пестрокрашенный — по всему Атасуйскому району регионально заражены свинцом, цинком, марганцем и кобальтом. Металлометрическими съемками они отлично фиксируются в виде цепочек ореолов рассеяния названных элементов. В корях выветривания над этими горизонтами происходит гипергенное накопление марганца. По-видимому, перечисленными горизонтами зафиксированы два момента усиления гидротермальной деятельности второго этапа.

Над Каражальским и Акшагатским месторождениями в средневизейских отложениях зафиксированы жильные проявления галенита и сурьмяно-мышьяковой минерализации, свидетельствующие о продолжении гидротермальной деятельности в послесредневизейское время.

Важной чертой Атасуйских месторождений, помогающей понять их генезис, является тектонический контроль оруденения. Он проявлен в следующих формах.

Многие месторождения и рудопроявления локализируются в узлах сочленения элементов складчатости различных простираций: чаще всего субширотных с северо-западными или субмеридиональными. Примерами могут служить месторождения Жомарт, Тамара, Камыс, Западный Жайрем, Ушкатын-III, Арап и др. Поскольку району свойствен германотипный характер складчатости, подобные узлы, как правило, отвечают узлам пересечения скрытых глубинных разломов, разграничивающих глыбы фундамента. Одними из наиболее обычных элементов деформации рудовмещающих пород являются флексурные перегибы и различные их сочетания. Простираения рудных тел строго соответствуют простираению таких флексур, отражающих «клавишные» перемещения блоков фундамента (по скрытым разломам). Анализ изменений мощностей рудовмещающих толщ свидетельствует о конседиментационности флексуобразования.

Анализируя распределение рудных объектов по отношению к различным фаціальным типам рудовмещающих отложений, Л. Н. Павенко установила, что большинство рудных объектов тяготеют к стыкам разноглубинных фаций, соответствующих палеогеографически уступам морского дна. Прямолинейность таких «стыков» также свидетельствует в пользу дизъюнктивной природы упомянутых уступов. Лишь немногие рудные объекты размещаются в монофаціальной обстановке иловых впадин (Жайрем).

Приуроченность к скрытым разломам фундамента и к узлам их пересечений является убедительным доводом в пользу эндогенного источника рудного вещества Атасуйских месторождений. В то же время погребенность разломов под среднепалеозойскими осадочными морскими отложениями и, как следствие, несквозной их характер препятствовали массовому проникновению на поверхность литосферы продуктов магматизма в вулканической форме. Морского дна достигали только наиболее мобильные газожидкие производные магматических очагов, в том числе и рудоносные гидротермы, сформировавшие руды первого этапа. Лишь единичные наиболее проницаемые разломы (в том числе Северо-Жайремский) обеспечили выход магмы на поверхность литосферы в форме подводных трещинных излияний. Их изучение позволило установить базальтоидный характер фаменского магматизма.

По мере роста мощности труднопроницаемых морских осадков проникновение гидротерм на морское дно все более и более затруднялось, в связи с чем осадочный способ рудоотложения сменился метасоматическим и начался весьма длительный второй этап рудообразования. Временами вместе с гидротермами уровня рудособразования достигали и некоторые наиболее подвижные магматические дериваты, сформировавшие тела трахитоидных пород и эруптивных брекчий.

Подводя итог сказанному, можно констатировать, что Атасуйские месторождения являются эндогенными, длительно формирующимися объектами, в которых начальные порции руд первого этапа накопились гидротермально-осадочным путем в илах на дне водоемов, а все последующие генерации руд второго этапа сформировались гидротермально-метасоматическим способом. Генерация гидротерм связана с длительно живущими магматическими очагами, в которых протекала дифференциация базальтоидной магмы с отщеплением щелочных дериватов. Некоторые из этих очагов, удаленные от рудных полей имели связь с поверхностью литосферы и порождали синхронный рудообразованию подводный вулканизм.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев Г. И.* Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чуганской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
2. *Абесадзе Г. Н.* О природе Главного надвига Большого Кавказа в западной части Абхазии. — В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972.
3. *Аверьев В. В., Набоко С. И., Пийп Б. И.* Современный гидротермальный метаморфизм в районах активного вулканизма. — Докл. АН СССР, 1966, т. 137, № 2.
4. *Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П.* Металлогения Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964, т. 7.
5. *Амирасланов А. А.* Основные типы месторождений свинца и цинка. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
6. *Андреева О. В.* Основные черты околорудных изменений на месторождениях полиметаллической формации на примере месторождений Тишинское (Рудный Алтай) и Хандиза (Южный Узбекистан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
7. *Андреев Ю. П., Бессонова И. И., Савин С. В., Черницин В. Б.* Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере в Горном Дагестане. — Геология руд. месторождений, 1970, № 5.
8. *Андреев Ю. П., Полищук И. Б., Савин С. В.* Хнов-Борчинский рудный район. — В кн.: Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра, 1973.
9. *Андрущук В. Л., Андреев Ю. П., Бессонова И. И.* и др. Минералогия первичных руд медно-пирротинного рудопоявления Кизил-Дере (Северный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4.
10. *Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В.* О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна реки Уруп (Северный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
11. *Афанасьев Г. Д.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964.
12. *Ачикгезян С. О.* Метасоматические образования на Тандзутском серноколчеданном месторождении. — Изв. АН АрмССР. Сер. науки о Земле, 1964, № 3/4.
13. *Бадалов С. Т.* Об одной из причин вертикальной зональности элементов в эндогенных рудных месторождениях: (На примере Карамазара). — Геохимия, 1968, № 4.
14. *Барнс Х. Л., Чачанский Г. К.* Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
15. *Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б.* и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (северо-западное Зб байкалье). М.: Изд-во АН СССР 1962. Вып. 8.
16. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
17. *Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И.* Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954 № 1.
18. *Бениш Ф. Р.* Стратиграфия и фораминиферы карбона Юго-Западного Гиссара. Ташкент: Фан, 1969.
19. *Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н.* Нижняя юра. — В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972.
20. *Беридзе М. А., Буадзе В. И.* О генезисе стратиформного серноколчеданного оруденения адангейского рудного поля (Горная Абхазия). — Литология и полез. ископaeмь, 1976, № 8.
21. *Биндеман Н. Н.* Новые данные о структуре Зырянского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3.
22. *Богданов Ю. Б.* Некоторые данные о метаморфизме колчеданных месторождений. — Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1957, вып. 21, № 2.
23. *Богуш И. А.* Дисульфиды железа и их зональное размещение в колчеданных залежах Худесского месторождения. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 1.
24. *Болгов Г. П.* Сульфиды Салаира. Урская группа полиметаллических месторождений. — Изв. Том. индустр. ин-та, 1937, т. 58, вып. 3.
25. *Болгов Г. П., Вейц Б. И., Покровская И. В.* и др. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957, т. I/III.
26. *Большой Алтай.* М.: Изд-во АН СССР. 1934. т. I; 1936. т. II.
27. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Ширай Е. П.* и др. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними

- колчеданного оруденения в различных провинциях СССР. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974.
28. *Бородаевская М. Б., Мустафабейли М. А., Курбанов Н. К.* и др. Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского района (Большой Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 4.
 29. *Бородаевская М. Б., Ракчеев А. Д., Вахрушев М. И.* и др. О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугуджарах. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.
 30. *Бородаевская М. Б., Шмидт А. И.* Условия образования колчеданных месторождений на примере Южного Урала. — В кн.: Труды Второго Урал. петрог. совещ. Свердловск, 1969, ч. 3.
 31. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Особенности металлогении колчеданоносных провинций различного типа. — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976.
 32. *Буадзе В. И.* Геологическое строение и условия формирования колчеданного месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). — Материалы КИМС, 1973, вып. X (12).
 33. *Буадзе В. И., Иваницкий Т. В., Джанджава М. И., Абашидзе Ж. Н.* Колчеданные месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР) и некоторые вопросы его генезиса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
 34. *Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш., Мелашвили Т. А.* Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождения Кизил-Дере (Дагестанская АССР). — Геология руд. месторождений, 1973, № 3.
 35. *Бубличенко Н. Л.* Стратиграфический контроль в металлогенических процессах на Рудном Алтае. Алма-Ата, 1961. Т. X.
 36. *Буров П. П., Курек Н. Н.* Риддерское полиметаллическое месторождение на Алтае. — Цв. металлы, 1939, № 3/6.
 37. *Бусленко А. И.* Текстурно-структурные особенности и условия формирования руд Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения. — В кн.: Проблемы региональной геологии и петрологии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований: (Материалы конф. молодых ученых и аспирантов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1970, вып. 2.
 38. *Василевский Б. Ф.* Дайки и оруденение в Юго-Западных Гиссарах. Ташкент, Фан, 1968.
 39. *Варданянц Л. А.* Характеристика неинтрузий Главного Кавказа. — Проблемы сов. геологии, 1937, № 7.
 40. *Варданянц Л. А.* Интрузивы Северной Кахетии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1940, т. 12, № 2/3.
 41. *Вейц Б. И.* Геолого-минералогическая характеристика полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Минералогия Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959, т. 3.
 42. *Виноградов А. П., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., Заури Н. Н.* Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. — Геохимия, 1971, № 10.
 43. *Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И.* Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — Геохимия, 1959, № 7.
 44. *Виноградов А. П., Тугаринов А. И.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.
 45. *Власов Г. М.* Особенности кратерно-озерных отложений. — Бюл. МОИП Отд. геол., 1960, т. 35, вып. 6.
 46. *Власов Г. М.* Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы приповерхностного рудообразования. — В кн.: Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов. Магадан, 1960.
 47. *Власов Г. М.* Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья (Дальний Восток). Алма-Ата, 1963. Вып. 2.
 48. *Власов Г. М.* Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973, т. 10.
 49. *Власов Г. М., Василевский М. М.* Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Наука, 1964.
 50. *Волков В. М.* Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата: Наука, 1972.
 51. *Воробьев Ю. Ю.* Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. Госгеолтехиздат, 1963.
 52. *Воронцов Н. И., Воронцова М. К.* Об эффузивно-осадочной природе Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая. — Тр. СНИИГМС, 1964, вып. 35.
 53. Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 54. *Галдин Н. Е.* Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1959, вып. 4.
 55. *Гамкрелидзе П. Д.* Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964.
 56. *Дмитриев В. П.* Месторождения руд позднего полиметаллического парагенезиса в Змеиногорском районе. — Сов. геология, 1960, № 12.
 57. Геология СССР. Т. 41. Восточный Казахстан. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1974.
 58. Геотектоногенез Казахстана и редкометальное оруденение. Т. I. Геотектоногены и магматизм. Алма-Ата: Наука, 1972.

59. *Гладков Н. А., Ивасько Ю. И., Розенфарб И. А., Шуников В. Г.* Геофизические методы при прогнозировании и поисках рудных полей полиметаллических месторождений Салаирского края. — В кн.: Вопросы рудной геофизики Сибири. Новосибирск: СНИИГИМС, 1962, вып. 92.
60. *Глебова-Кульбах Г. О.* Парандовское рудное поле в Карело-Финской ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
61. *Глебова-Кульбах Г. О.* Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1960, вып. 11.
62. *Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б.* Интрузии средних и кислых пород района горы Ялонваары в Юго-Западной Карелии. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
63. *Гошвили В. Г.* К минералогии околорудно-измененных пород Маднеульского месторождения (Южная Грузия). — Тр. КИМС, 1964, вып. V (7).
64. *Гошвили В. Г., Аревадзе Д. В.* Температурные перепады при формировании вертикально-зональных колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа: Тез. докл. симпозиума. Междунар. ассоциации по генезису руд. месторождений Варна, 1974.
65. *Голяков В. И.* Позднемеловая вулканоплутоническая формация кварцевых кератофириров и альбитовых граносиенитов Камчатского перешейка. — Геология и геофизика, 1971, № 11.
66. *Гончарова Т. Я.* Стратиграфо-петрографический очерк Бескесского медноколчеданного месторождения на Западном Кавказе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 2.
67. *Горжевский Д. И.* О геотектонической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. — Геология руд. месторождений, 1970, № 3.
68. *Горжевский Д. И., Микунов М. Ф., Филатов Е. И.* О металлогеническом значении срединных массивов: (На примере свинцово-цинковых провинций). — В кн.: Тектоника срединных массивов: (Тр. совещ.). М.: Наука, 1976.
69. *Гриненко Л. Н., Воинков Д. М., Ручкин Г. В., Тугаринов А. И.* Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений Карелии и некоторые вопросы их генезиса. — Геология руд. месторождений, 1971, № 2.
70. *Гриненко Л. Н., Злотник-Хоткевич А. Г., Заири Н. Н.* Изотопы серы Флишчайского колчеданно-полиметаллического месторождения на Кавказе. — Геология руд. месторождений, 1971, № 1.
71. *Дзоценидзе Г. С.* Домоноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948.
72. *Дзоценидзе Г. С.* Донеогеновый вулканизм. — В кн.: Геология СССР, т. X. Грузинская ССР. М.: Недра, 1964.
73. *Дзоценидзе Г. С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1966.
74. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
75. *Демин А. М., Кропачев С. И., Круть И. В.* Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11.
76. *Дербигов И. В.* Ново-Урское месторождение и его перспективы. — В кн.: Салаир, 1936.
77. *Дербигов И. В.* Ново-Урское полиметаллическое месторождение Салаира. — В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края, 1937, вып. 42.
78. *Дербигов И. В.* Еще об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений. — Геология и геофизика, 1960, № 7.
79. *Дербигов И. В.* К вопросу о динамометаморфизме вмещающих пород и полиметаллических руд Салаира. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
80. *Дербигов И. В.* О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования на Рудном Алтае. Новосибирск: СНИИГИМС, 1962. Вып. 25.
81. *Дербигов И. В., Нуварьева Ю. А.* Паравулканическая зональность и вулканогенно-осадочные месторождения. — Сов. геология, 1967, № 9.
82. *Дербигов И. В., Нуварьева Ю. А.* К проблеме паравулканической зональности в вулканогенно-осадочных рудных месторождениях (Урала, Рудного Алтая, Салаира и др. районов). — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6.
83. *Дистанов Э. Г.* О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации. — Геология и геофизика, 1963, № 8.
84. *Дистанов Э. Г.* Генетические особенности полиметаллических месторождений Салаира в кембрийских вулканогенных образованиях. — В кн.: Рудоносные вулканогенные формации. М.: Недра, 1965.
85. *Дистанов Э. Г.* Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, вып. 143.
86. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р.* О метаморфизме руд полиметаллических месторождений северо-восточного Салаира. — Геология и геофизика, 1964, № 3.
87. *Дистанов Э. Г., Кляровский В. М., Ковалев К. Р., Перцева А. П.* О возрасте полиметаллического оруднения Салаирского рудного поля. — Геология руд. месторождений, 1964, № 5.
88. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Пономарев В. Г.* Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири. Свердловск, 1976.

89. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С.* Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (западное Забайкалье). — Геология руд. месторождений, 1972, № 2.
90. *Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н.* Интрузивные комплексы полиметаллического пояса северо-восточного Салаира. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972.
91. *Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н., Фирсов Л. В.* Новые данные о возрасте интрузивных комплексов северо-восточного Салаира. — В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Новосибирск, 1970, ч. 2.
92. *Дмитриев В. П.* Гипогенная зональность полиметаллических месторождений Рудного Алтая и вопросы их генезиса. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969.
93. *Долгих А. Г., Черницин В. Б.* Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. — Сов. геология, 1971, № 2.
94. *Долгих С. А.* Структурные особенности Березовского месторождения на Алтае. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1959, вып. 4.
95. *Домарев В. С.* Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1956, ч. 85, вып. 4.
96. *Домарев В. С.* Формация метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей в эффузивно-осадочных толщах и положение ее в ходе развития подвижных зон. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
97. *Дудаури О. Э., Тогоидзе М. Г.* Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. — В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972.
98. *Жабин А. Г., Русинов В. Л.* Классификация и генезис псевдоморфоз. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, т. 102, № 3.
99. *Жабин А. Г., Рябова Т. В.* Гетерогенное медноколчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане. — Геология руд. месторождений, 1971, № 6.
100. *Жабин А. Г., Самсонова М. С.* Признаки исчезнувшего пирротина в колчеданных месторождениях. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, т. 104, № 3.
101. *Заварицкий А. Н.* Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи вообще. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1936, № 5.
102. *Заварицкий А. Н.* О генезисе колчеданных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3.
103. *Заридзе Г. М.* Медноколчеданная и полиметаллическая минерализация в связи с развитием магматизма на Кавказе. — Геология руд. месторождений, 1975, № 5.
104. *Зеленухин Л. П.* Особенности геологической структуры и условия локализации руд на вулканогенных серных месторождениях о-ва Итуруп (Курильские острова): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1972.
105. *Зеркалов В. И.* Минералогия и генезис руд Ускандинской группы месторождений Салаира. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибир. геол. упр., 1953, № 3.
106. *Зеркалов В. И.* Новые минералы в рудах Урских месторождений Салаира. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибир. геол. упр., 1959, № 4.
107. *Зеркалов В. И.* Вмещающие породы колчеданных месторождений северо-восточного Салаира и их роль в распределении оруденения. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибир. геол. упр. 1960, № 3.
108. *Зеркалов В. И.* Минералогия и геология колчеданных медно-свинцово-цинковых месторождений северо-восточного Салаира: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск: Том. политехн. ин-т, 1962.
109. *Зограбян С. А.* О соотношении рудоуплотняющих даек габбро-диабазов с порфиритами зебедской свиты на Ахтальском месторождении. — Изв. АН АрмССР. Сер. науки о Земле, 1970, № 5.
110. *Иванкин П. Ф.* Полиметаллические месторождения Прииртышья. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
111. *Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузбный В. С.* Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961.
112. *Иванов Н. В.* О генезисе колчеданного месторождения на Северном Кавказе. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1953, вып. 2.
113. *Иванов С. Н.* Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1950, № 2.
114. *Иванов С. Н.* О характерных особенностях рудных месторождений колчеданного типа. — Тр. Горн.-геол. ин-та (Урал. фил. АН СССР), 1955, вып. 26, № 3.
115. *Иванов С. Н.* Некоторые вопросы базальтоидной металлогении Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964, т. 7.
116. *Иванов С. Н.* Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964.
117. *Иванов С. Н.* Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. — Докл. АН СССР. Геология, 1966, т. 169, № 1.
118. *Иванов С. Н.* Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
119. *Иванов С. Н.* Рец. на кн.: Скрипченко Н. С. О гидротермально-осадочном

- рудообразования. — Геология руд. месторождений, 1968, № 1.
120. *Иванов С. Н.* О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
 121. *Иванов С. Н.* О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций геосинклиналей. — В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969.
 122. *Иванов С. Н.* О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1970, т. 9.
 123. *Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
 124. *Иванов С. Н., Логовинов В. П.* О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями. — В кн.: Материалы межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М.: Наука, 1965.
 125. *Иванов С. Н., Нечеухин В. М.* О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклинальных образованиях Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 3.
 126. *Иванов С. Н., Прахова Е. В.* Микротвердость как возможный признак отличия метакристаллов пирита от его зерен главного этапа оруденения в колчеданных месторождениях Урала. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил. Прага: Изд-во Чехословацкой акад. наук, 1965, т. 2.
 127. *Иванов С. Н., Рокачев С. А.* Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1966, № 6.
 128. *Иванов С. Н., Рокачев С. А.* Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала. — Геология руд. месторождений, 1970, № 6.
 129. *Иванов С. Н., Нечеухин В. М.* Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит. — В кн.: Тектоника и структурная геология. М.: Наука, 1976.
 130. *Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф.* Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изд-во ТашГУ, 1962.
 131. *Кадзивара И.* Некоторые ограничения условий формирования руд Куроко. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 132. *Казарян А. Г.* О строении пиритовых почек из Ахтальского месторождения Армянской ССР. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1961, ч. 90.
 133. *Каросанидзе О. А.* Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1964. Вып. IV (6).
 134. *Каюпов А. К.* Основные черты геологии и металлогении Зырянского района и некоторых его рудных полей. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964.
 135. *Кен А. Н.* Зональность, возраст и генезис колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1968, т. 155.
 136. *Кен А. Н., Васильев В. И.* Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. — В кн.: Разработка основ научного прогноза месторождений полезных ископаемых. Л., 1970.
 137. *Кириллова И. В.* Происхождение аспидных сланцев в свете данных об их химическом составе. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, № 3.
 138. *Ковалев К. Р.* Особенности формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений северо-восточного Салаира и Восточной Тувы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1969.
 139. *Керимов Г. И.* Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку: Изд-во АН АзССР, 1961. Ч. 1.
 140. *Керимов Г. И.* Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963. Ч. 2.
 141. *Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Кочеткова К. В., Бусленко А. Н.* Процессы гидротермально-осадочного отложения рудного вещества, диагенеза и метаморфизма руд Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения Бурятии. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита: Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, 1971.
 142. *Коржинский Д. С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
 143. *Кормилицин В. С.* О новой колчеданноносной провинции в Западном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4.
 144. *Кормилицын В. С.* Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.; Т. 155).
 145. *Корнев Т. Я.* О медноколчеданном и колчеданно-полиметаллическом оруденении в Енисейском крае. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской плат-

- формы. Л., 1969. (Тр. СНИИГИМС; Вып. 61).
146. *Котульский В. К.* Месторождения полиметаллических руд Алтая. — В кн.: Естественные производительные силы России. Пг., т. 4, вып. 8.
 147. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1963, вып. 16.
 148. *Крейгер В. М.* Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
 149. *Комар В. А., Чернов В. И.* Основные этапы геологического развития Юго-Западного Алтая в девонском периоде. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1970, № 12.
 150. *Курбанов А. Ш., Озеров Ю. К.* Новые данные о геологическом строении Урупского рудного поля (Северный Кавказ). — Тр. ЦНИГРИ, 1963, вып. 53.
 151. *Курбанов Н. К.* Основные этапы формирования медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа. — Тр. ЦНИГРИ, 1982, вып. 168.
 152. *Лабазин Г. С.* Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников. — Цв. металлы, 1940, № 3/4.
 153. *Лабазин Г. С.* Геология полиметаллических месторождений Салаира. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
 154. *Лапухов А. С.* Особенности структуры, динамометаморфизма пород и руд Салаирского рудного поля. — Геология и геофизика, 1964, № 12.
 155. *Лапухов А. С.* О форме связи барит-полиметаллического оруденения с магматизмом на Салаирском рудном поле. — Геология руд. месторождений, 1966, № 6.
 156. *Лапухов А. С.* Температурные условия образования и зональность оруденения на Салаирском рудном поле. — Сов. геология, 1968, № 7.
 157. *Ленных И. В.* Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Урала. — Тр. УФАН СССР, 1959, вып. 40.
 158. *Кузубный В. С.* О додевонских гранитоидах Рудного Алтая. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1973, вып. 33.
 159. *Логинов В. П., Русинов В. Л.* Серноколчеданное месторождение в вулканической толще четвертичного возраста у вулкана Менделеева на о. Кунашир. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.
 160. *Кузубный В. С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975.
 161. *Логинов В. П., Русинов В. Л.* Серноколчеданная залежь среди вулканогенных толщ четвертичного вулкана Менделеева на о. Кунашир. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1967.
 162. *Лобач-Жученко С. Б., Пинаева П. И.* Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и протерозоя (Южная Карелия). — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
 163. *Лобач-Жученко С. Б.* Абсолютный возраст супракравстальных и магматических пород южной части Западно-Карельской части Карелии. — В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 15.
 164. *Любецкий В. Н.* Роль глубинных структур в размещении магматических формаций зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. — В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1965.
 165. *Магакьян И. Г.* Алавердский тип оруденения и его руды. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1947.
 166. *Мазанов Д. Д.* Особенности состава и генезиса юрских отложений южного склона Большого Кавказа и связанного с ним стратиформного оруденения на примере Белоканского рудного поля. — Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1971, № 4.
 167. *Малматин Г. И., Антонов А. Е., Бадалов С. Т.* и др. Свинец и цинк. — В кн.: Минеральные ресурсы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976, ч. 1.
 168. *Маньков Б. В.* Структура, морфология и вещественный состав оруденения Тишинского месторождения. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 1.
 169. *Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971.
 170. *Мархинин Е. К.* Вулканы острова Кунашир. — Тр. Лаб. вулканологии. АН СССР, 1959, вып. 17.
 171. *Масалович А. М.* Перенос вещества при отложении пирита в гидротермальных системах. — Геология руд. месторождений, 1975, № 2.
 172. *Масуренков Ю. П., Анфилов В. Н.* О механизме образования кислых расплавов в составе Курило-Камчатской андезитобазальтовой формации. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
 173. *Матюхин Н. Е.* К вопросу о структурно-тектоническом положении Озерного (колчеданно-полиметаллического) месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970, вып. 13.
 174. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
 175. *Минато М.* (ред.) Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
 176. *Михайлова Ю. В.* Селен и теллур в рудах эндогенных рудопроявлений Чакчарских и Яккабагских гор (Южный Узбекистан). — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, вып. 20.

177. Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Некоторые особенности распределения висмута в сульфидных рудопоявлениях Юго-Западного Гиссара. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969.
178. Мурадян К. М. Базумский рудный район Армянской ССР (геология и рудоносность). Ереван: Изд-во АрмССР, 1971.
179. Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, № 5.
180. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
181. Налбандян Э. М. Особенности гидротермального метаморфизма в связи с развитием отдельных фаз вулканической деятельности в Алавердском рудном районе. — Изв. АН АрмССР. Сер. науки о Земле, 1968, № 6.
182. Нарозаули И. Г., Твалчрелидзе А. Г., Тодрадзе Л. Т. К геохимии никеля и кобальта различных типов руд медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 70, № 2.
183. Неверов Ю. Л. Колчеданные рудопоявления типа «Куроко» на Курильских островах и некоторые вопросы их генезиса. — Тр. Сахалин. комплекс ин-та АН СССР, 1963, вып. 15.
184. Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. О рудной минерализации четвертичного возраста на Курильских островах. — Геология руд. месторождений, 1966, № 1.
185. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966.
186. Никольский А. П., Великая Н. Н. О медно-пирротиновом оруденении на Алтае. — Материалы ВСЕГЕИ. Сер. полез. ископаемые, 1946, вып. 3.
187. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Геология руд. месторождений, 1973, № 6.
188. Остроумов Э. А., Шилов В. М. Распределение сернистого железа и сероводорода в отложениях глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана. — Геохимия, 1956, № 7.
189. Остроумов Э. А., Фомина Л. С. О формах соединений серы в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32.
190. Офтедаль К. Теория эксгальтивно-осадочного происхождения руд: Сб. пер. иностр. ст. по вопр. генезиса руд. месторождений. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. Вып. 34.
191. Панкратьев П. В. О рудопоявлениях колчеданно-полиметаллического типа юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Южный Узбекистан). — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1963.
192. Панкратьев П. В. О вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических рудах Юго-Западного Гиссара. — Узб. геол. журн., 1977, № 5.
193. Панкратьев П. В., Денисенко Е. А., Малахов Д. А., Михайлова Ю. В. Изотопный состав серы сульфидов Хандизинского и Маканского месторождений. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971.
194. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971.
195. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Типы метасоматитов колчеданно-полиметаллических месторождений Юго-Западного Гиссара (Средняя Азия). — В кн.: Метасоматизм и колчеданное оруденение. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1975.
196. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Геолого-геохимические основы крупномасштабного прогнозирования колчеданно-полиметаллических руд в Юго-Западном Гиссаре (Средняя Азия). — В кн.: Принципы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., 1977.
197. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В., Далимов Т. Н. Особенности локализации полиметаллического оруденения в Юго-Западном Гиссаре (Байсунский срединный массив). — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, вып. 24.
198. Панкратьев П. В., Покровский А. В., Михайлова Ю. В. Регионально-металлогеническая зональность Южного Узбекистана. — В кн.: Металлогения Тянь-Шаня: Тез. докл. V Всесоюз. совещ. Фрунзе: Илим, 1968.
199. Паффенгольц К. Н. Чирагидзорское месторождение серного колчедана в Ганджанском уезде. — В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Геолком, 1928, вып. 102.
200. Паффенгольц К. Н. Кедабек, Л.; М.: НКТБ, 1932.
201. Перчук Л. Л. Равновесие биотопа с гранатом в метаморфических породах. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М.: Наука, 1968.
202. Туаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Наука, 1970.
203. Пинаева Н. И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (Центральная Карелия). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1.
204. Поветкин В. Ф. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Северном Кавказе. — Разведка и охрана недр, 1966, № 8.

205. *Покровская И. В., Ковриго О. А.* О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения. — Геология руд. месторождений, 1970, № 3.
206. *Покровский А. В., Панкратьев П. В.* Дайки и их отношение к оруденению на рудопроявлении Хандиза (юго-западные отроги Гиссарского хребта). — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, вып. 17.
207. *Чернов В. И.* Девонские вулканические формации Рудного Алтая. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970, т. 45, № 6.
208. *Полищук И. Б., Слюняев А. А.* Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 6.
209. *Полканов А. А., Герлинг Э. К.* Геохронология Балтийского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
210. *Полканов А. А., Кратц К. О., Шуркин К. А.* Четвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. — Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
211. *Попов В. В.* Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.
212. *Поспелов Г. Л.* О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, т. 2.
213. *Попов М. Г.* Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968.
214. *Поспелов Г. Л.* Явления замещения при образовании эффузивных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканогенных комплексов Западной Сибири. — В кн.: Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М.: Изд-во АН СССР, 1955.
215. *Поспелов Г. Л., Лапухов А. С.* Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем с полиморфной зональностью: (На примере Салаирского рудного поля). — В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск: Наука, 1971.
216. *Предовский А. А., Петров В. Т., Беляев О. А.* Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. М.: Наука, 1967.
217. Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения: (На примере Рудного Алтая). М.: Недра, 1972.
218. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977.
219. *Ратман И. П., Ярошевич В. З., Гиладзе Г. В.* Метасоматизм и рудообразование в Кедабекском рудном районе. — В кн.: Материалы Всесоюз. симпозиума «Метасоматиты и колчеданное оруденение». Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1975.
220. *Робинсон В. Н.* Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М.: Госгеолгиздат, 1947.
221. *Робонен В. И.* Вулканизм и сульфидное рудообразование в нижнем протерозое Карелии. — В кн.: Тез. докл. на регион. петрогр. совещ. по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968.
222. *Рокачев С. А., Иванов С. Н., Ковальчук А. И.* Особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12.
223. *Романов И. Т.* Мезозойский магматизм Дагестана. — В кн.: Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968.
224. *Ротман В. К., Жегалов Ю. В.* Вулканические формации и эволюция вулканизма внутренней дуги Камчатки. — В кн.: Материалы к I Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
225. *Руденко В. Е.* Некоторые закономерности формирования колчеданноносной провинции Южной Карелии. — В кн.: Тез. докл. на межобластной конф. молодых ученых по теме «Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской ССР». Петрозаводск, 1969.
226. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 2.
227. *Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Порфириобластические амфиболовые породы Парандовского серноколчеданного месторождения (Восточная Карелия). — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4.
228. *Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Реликты колломорфных текстур в нижнепротерозойских колчеданных рудах Карелии. — Геология руд. месторождений, 1971, т. XIII, № 1.
229. *Рыбаков С. И.* Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. — Геология руд. месторождений, 1967, т. IX, № 4.
230. *Рыбаков С. И.* Пирротиновая минерализация серноколчеданных месторождений Южной Карелии. — В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. М.: Наука, 1971, вып. 7.
231. *Рябова Т. В.* Минералого-геохимические особенности руд меднопирротинового месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1973.
232. *Сагателян Э. А.* Некоторые вопросы генезиса колчеданных месторождений на примере месторождений Армении. —

- В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. минерал. совещ. Л., 1964.
233. Скрипченко Н. С. Окислительно-восстановительные условия среды как причина первичной зональности в некоторых месторождениях меди. — Геохимия, 1963, № 4.
 234. Скрипченко Н. С. Закономерности образования и критерии поисков медноколчеданных месторождений на Северном Кавказе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1964, т. 7.
 235. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М.: Недра, 1966.
 236. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972.
 237. Скрипченко Н. С., Добродушный Н. А., Тамбиев А. С. Переотложение халькопирита в гальках колчеданной руды Урупского месторождения (Северный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 2.
 238. Скрипченко Н. С. Особенности вулканогенно-осадочных месторождений. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1969. Вып. 90.
 239. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1960, № 2.
 240. Смирнов В. И. Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
 241. Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965.
 242. Сагателян Э. И. Некоторые особенности взаимосвязи колчеданного оруденения с вулканоплутоническими формациями начальных этапов развития геосинклиналей. — В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутон. формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Наука, 1966.
 243. Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1.
 244. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
 245. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. О рудных гальках в породах кровли Урупского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 1.
 246. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1960, т. 3.
 247. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 2.
 248. Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2.
 249. Снежко В. А., Снежко Е. А. К вопросу о возрасте филлитов бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). — В кн.: Тез. докл. 2-й науч. сес. Сев.-Кавк. совета по координации и планированию н.-и. работ. Секция геол. Новочеркасск, 1965, вып. 6.
 250. Снежко Е. А. Некоторые вопросы закономерностей размещения медноколчеданных руд на Северном Кавказе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1963, т. 5.
 251. Солко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1961.
 252. Тамбиев А. С. Породы Скалистого месторождения и их рудоносность. — В кн.: Докл. XVII науч. конф. горн.-геол. фак. Новочерк. политехн. ин-та. Новочеркасск, 1966.
 253. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
 254. Тамбиев А. С. Условия метаморфизма пород Урупского рудного поля. — В кн.: Проблемы геологии и полезные ископаемые Северного Кавказа, Донецкого бассейна, Нижнего Дона и Нижней Волги. Новочеркасск, 1970, вып. 19.
 255. Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, вып. 143.
 256. Тацуми Т., Секине Й., Канехира К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
 257. Твалчрелидзе А. Г. О соотношении регионального метаморфизма и меднопирротинового оруденения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии. — Геология руд. месторождений, 1973, № 5.
 258. Твалчрелидзе А. Г. Некоторые черты геологического строения и вещественного состава руд Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения. — Тр. КИМС, 1973, вып. X(12).
 259. Твалчрелидзе А. Г., Еремин Н. И., Безмен Н. И. Об условиях образования пирротинового руд Горной Абхазии по данным лазерного микроанализа. — Геохимия, 1974, № 4.
 260. Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З., Кердзая Т. Э. Геологические и физико-

- химические условия формирования стратиформных медно-пирротиновых залежей: (На примере Горной Абхазии). — Геология руд. месторождений, 1976, № 1.
261. *Гвалчрелидзе Г. А.* Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
262. *Гвалчрелидзе Г. А.* О металлогенической эволюции земной коры. — В кн.: Геологический сборник. М.: Госгеолтехиздат, 1962, № 2.
263. *Гвалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М.: Недра, 1966.
264. *Гвалчрелидзе Г. А.* Некоторые металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977.
265. *Гвалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И.* Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. М.: Наука, 1972.
266. *Гвалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И.* Геологические особенности медно-пирротиновых месторождений Грузии. — Тр. Тбил. ун-та, 1972, А5(147).
267. *Гвалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И.* Об источниках рудного вещества в месторождениях колчеданной формации. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974.
268. *Гвалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш.* Об источнике металлов и серы в некоторых сульфидных месторождениях. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1971.
269. *Гвалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира: Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1972.
270. *Тузиков Р. П.* Некоторые черты генезиса Урупских колчеданных месторождений: (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 5.
271. *Уайт Д.* Термальные источники и эпitherмальные рудные месторождения. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
272. *Ревякин П. С., Кузубный В. С., Борцов В. Д.* Применение геофизических методов при изучении особенностей глубинного строения и размещения полиметаллических месторождений Прииртышья Рудного Алтая. — В кн.: Разведочная геофизика. Л.: Недра, 1970, вып. 14.
273. *Усов М. А.* Проблема рудного Салаира. — Вестн. Зап.-Сиб. ГРТ, 1933, вып. 4.
274. *Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И.* и др. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965.
275. *Фесенко Г. С.* Строение, минерально-геохимические особенности и условия формирования зоны окисления медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10.
276. *Филько А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С.* Озерное свинцово-цинковое месторождение. — Разведка и охрана недр, 1967, № 3.
277. *Филько А. С., Тарасова Р. С.* Геологическое строение и методика разведки Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полез. ископаемым Бурят. АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969, вып. 12.
278. *Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э.* Геологический очерк Салаира. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Т. 63.
279. *Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гущин А. В.* и др. О петрологических различиях колчеданосных и неколчеданосных вулканогенных формаций геосинклиналей. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
280. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
281. *Хамрабаев И. Х., Далимов Т. Н., Кустарникова А. А., Баратов Р. Б.* О теоретических проблемах магматической геологии Средней Азии. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
282. *Хамрабаев И. Х., Кошлаков Г. В.* Районирование территории Средней Азии по типам строения земной коры. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977.
283. *Харитонов Л. Я.* О геологической оценке данных радиогеохронологии. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1966.
284. *Хачатурян Э. А.* Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. — Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. науки, 1958, № 4.
285. *Хисамутдинов М. Г.* Особенности геологического строения и металлогении полиметаллической зоны Алтая. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, 1964, т. III.
286. *Хорева Б. Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
287. *Хряпина Л. П.* Автомагматические брекчи Северной Бурятии. — В кн.: Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.
288. *Цагарели А. Л.* Верхний мел. — В кн.: Геология СССР, т. X. Грузинская ССР. М., Недра, 1964.
289. *Черепнин В. К.* К вопросу о составе и генезисе руд Урских месторождений Салаира. — Изв. Том. политехн. ин-та, 1959, вып. 90.
290. *Чернов Ю. А.* Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья. — В кн.: Материалы геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959, вып. 2.

291. *Шалдун И. Н.* О некоторых метаморфических текстурах и структурах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2.
292. *Сатпаев К. И., Русаков М. И.* Месторождения руд железа и марганца в Джекказган-Улутауском и Атасуйском районах. — В кн.: Большой Джеказган. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935.
293. *Шатобин А. А.* О взаимоотношениях метаморфических процессов и оруденения на Греховском рудном поле (Рудный Алтай). — Геология и геофизика, 1977, № 7.
294. *Шерман М. Л.* Критерии поисков метасоматических свинцово-цинковых месторождений в Енисейском кряже. — Разведка и охрана недр, 1971, № 3.
295. *Шипулин Ф. К.* Соотношение интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае. — Докл. АН СССР, 1958, № 4.
296. *Шипулин Ф. К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М.: Недра, 1965.
297. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое развитие восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. Т. 2.
298. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958.
299. *Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П.* О новой колчеданно-полиметаллической провинции и северо-байкальском нагорье. — Разведка и охрана недр, 1971, № 3.
300. *Шугурова Н. А.* Состав газовой фазы включений в минералах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1967.
301. *Щерба Г. Н.* Геология Лениногорского рудного поля. — В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
302. *Щерба Г. Н., Паталаха Е. И.* Изменение формы рудных тел в зонах смятия. — Сов. геология, 1966, № 7.
303. *Щерба Г. Н.* Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Сов. геология, 1968, № 6.
304. *Щерба Г. Н.* Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Сов. геология, 1974, № 9.
305. *Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П.* Жарма-Саурский геотектоногенез. Алма-Ата: Наука, 1976.
306. *Эфендиев Г. Х.* Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957.
307. *Эскола М.* Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
308. *Яковлев Г. Ф.* Структуры рудных районов, полей и месторождений Рудного Алтая. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2.
309. *Яковлев Г. Ф.* О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 2.
310. *Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И.* Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Геология руд. месторождений, 1975, № 3.
311. *Ярош П. Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973.
312. *Abe H.* Sulphur sulphide and limonite deposits of the Abute mine, Hokkaido. — J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Geol., 1962, vol. 48, N 2/3.
313. *Ellis A. J.* Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interaction: reactions and trace metal extraction. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 12.
314. *Eskola P.* Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archean rocks. — Ann. sci. fenn. Ser. A, 1932, vol. 36, N 4.
315. *Frost M. I.* Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. — Geol. Mag., 1962, vol. 99, N 5.
316. *Graf J. L.* Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. — Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 4.
317. *Kajiwara J.* Chemical composition of ore-forming solution responsible for the Kuroko type mineralization in Japan. — Geochem. J., 1973, vol. 6.
318. *Large R. L.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrain. — Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 4.
319. *Lecolle M.* Succession lithologique et stratigraphique dans la province d'Huelva (Espagne); position des mineralisations manganésifères et pyriteuses. — C. r. Acad. Sci., 1972, vol. 274, N 4.
320. *Marmo V.* On the possible genetical relationship between sulphide shists and ores. — In: Intern. Geol. Congr., XXI Sess., 1960.
321. *Mukaiyama H.* Genesis of sulphur deposits in Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Ser. II, 1959, N 11.
322. *Ohmoto H., Rye R. P.* Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits. — Jap. Econ. Geol., 1974, vol. 69.

323. Rankama K. New evidence of the Precambrian. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1948, vol. 59, N 5.
324. Reichstein M. Zur frühvariszischen Reliefentwicklung im Mittelharz. — Ber. Geol. Ges. DDR B, 1964, H. 4/5.
325. Ridge J. D. Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the Sea Floor. — Miner. deposita, 1973, vol. 8, N 4.
326. Rösler H. J., Baumann L., Hange H. et al. Geosinklinalmagmatismus und submarinhydrothermale Erzlagerstätten. — In: XXIII Intern. Geol. Congr., 1968, vol. 7.
327. Sato T. A chloride complex model for Kuroko mineralization. — Geochem. J., 1973, vol. 7.
328. Shcherba G. N. The stratiform deposits of Kazakhstan. — Soc. Mining Geol. Japan, Tokyo, 1971, Iss. 3 (JAGOD vol.).
329. Spooner E. T. C., Fyfe W. S. Sub-seafloor metamorphism, heat and mass transfer. — Contribs Miner. and petrol., 1973, vol. 17, N 5.
330. Volcanism and ore genesis/ Ed. T. Tsumi. Tokyo: Univ. of Tokyo Press, 1970.
331. Takeuchi T., Takahashi J., Abe H. Wall-rock alteration and genesis of sulphur and iron sulphide deposits in Northern Japan. — Sci. Repts Tohoku Univ. Ser. 3. 1966, vol. 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (С. Н. Иванов)	3
Медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Кавказа	15
Введение (Г. А. Твалчрелидзе)	15
Металлогеническая провинция Большого Кавказа	19
Зона Передового хребта Северного Кавказа (Н. С. Скрипченко, А. С. Тамбиев, Н. А. Савченко)	19
Зона юрских сланцев Большого Кавказа (Н. К. Курбанов, В. А. Буадзе, А. Г. Твалчрелидзе, В. И. Романов, М. Н. Елчиев, И. Г. Нарозаули)	38
Металлогеническая провинция Малого Кавказа (Г. А. Твалчрелидзе, В. Г. Гогошвили, Т. Ш. Гогошвили, Т. Г. Зулиашвили, Э. А. Сагателян, А. Е. Исаханян, И. П. Ратман, Н. К. Курбанов, Г. И. Алиев, А. А. Салманов)	58
Сомхето-Кафанская металлогеническая зона	58
Севано-Курдистанская зона	82
Заключение (Г. А. Твалчрелидзе)	84
Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая (Г. Н. Щерба)	87
Введение	87
Геологическое строение	88
Вулканизм	91
Магматизм, тектоника и рудообразование	95
Описание некоторых месторождений	99
Полиметаллические месторождения	100
Медно-цинковые месторождения	122
Медноколчеданные месторождения	134
Формирование руд и их последующие преобразования	137
Стадии рудообразования	137
Зональность оруденения	139
Размещение месторождений	142
Формы рудных полей и тел и их изменения	143
Текстуры, структуры руд и рудные парагенезисы	144
Глибовая тектоника и денудация	146
Возраст оруденения	146
Заклучение	147
Колчеданно-полиметаллические месторождения Западного Забайкалья и Салаира (Э. Г. Дистанов)	148
Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение (Западное Забайкалье)	149
Полиметаллические месторождения Салаирского кряжа	155
Колчеданные месторождения Карелии (В. И. Робонен, С. И. Рыбаков)	162
Геологическое положение среднеколчеданных месторождений. Условия залегания и морфология рудных залежей	162
Минеральный состав и структурно-текстурные особенности руд	171
Изотопный возраст серноколчеданных руд Карелии	173
Изотопный состав серы сульфидов колчеданных руд	174
Особенности регионального метаморфизма вмещающих пород и околорудные гидротермальные изменения	174
О генезисе серноколчеданных месторождений	176
Заклучение	177
Колчеданное рудообразование в Курило-Камчатской и Японской островных дугах (Г. М. Власов)	178
Поздний мел—палеоген	178
Ранний—средний миоцен	180
Поздний миоцен—плиоцен	186
Заклучение	188
Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хандиза (П. В. Панкратьев)	190
Заклучение	197
Месторождения атасуйского типа (А. А. Рожнов, М. Бигалиев, Е. И. Бузмаков, В. А. Лыткин, В. Я. Середа, Ф. Ф. Таранушич, В. И. Шибрик)	198
Геологическая позиция района	198
Геологическая позиция месторождений	202
Вопросы генезиса Атасуйских месторождений	206
Литература	210

КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СССР

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии
УНЦ АН СССР*

Редактор *О.А. Харнас*

Художник *Л.И. Лобова*

Художественный редактор *М.В. Версоцкая*

Технический редактор *Н.М. Петракова*

Корректоры *Т.И. Шеповалова, О.А. Разуменко*

ИБ № 21474

Подписано к печати 28.06.83. Т — 09379
Формат 70 X 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура литературная (фотонабор)
Печать офсетная
Усл. печ. л. 19,6 + 1,0 вкл. Усл. кр.-отт. 21,0
Уч.-изд. л. 25,5. Тираж 1100 экз.
Тип. зак. 222. Цена 3р. 60к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга:

Магматические горные породы: Справочник. В 2-х ч. 90 л. 9р. 50к.

В книге приводится описание важнейших видов магматических горных пород (ультраосновных, основных, средних кислых и пород щелочного ряда каждой из вышеупомянутых групп), основанное на данных об их минеральном составе, макроскопических и микроскопических особенностях (текстура, структура, формы залегания и пр.) и химическом составе.

Для геологов различного профиля.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект; 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 р. 60 к.

3963

