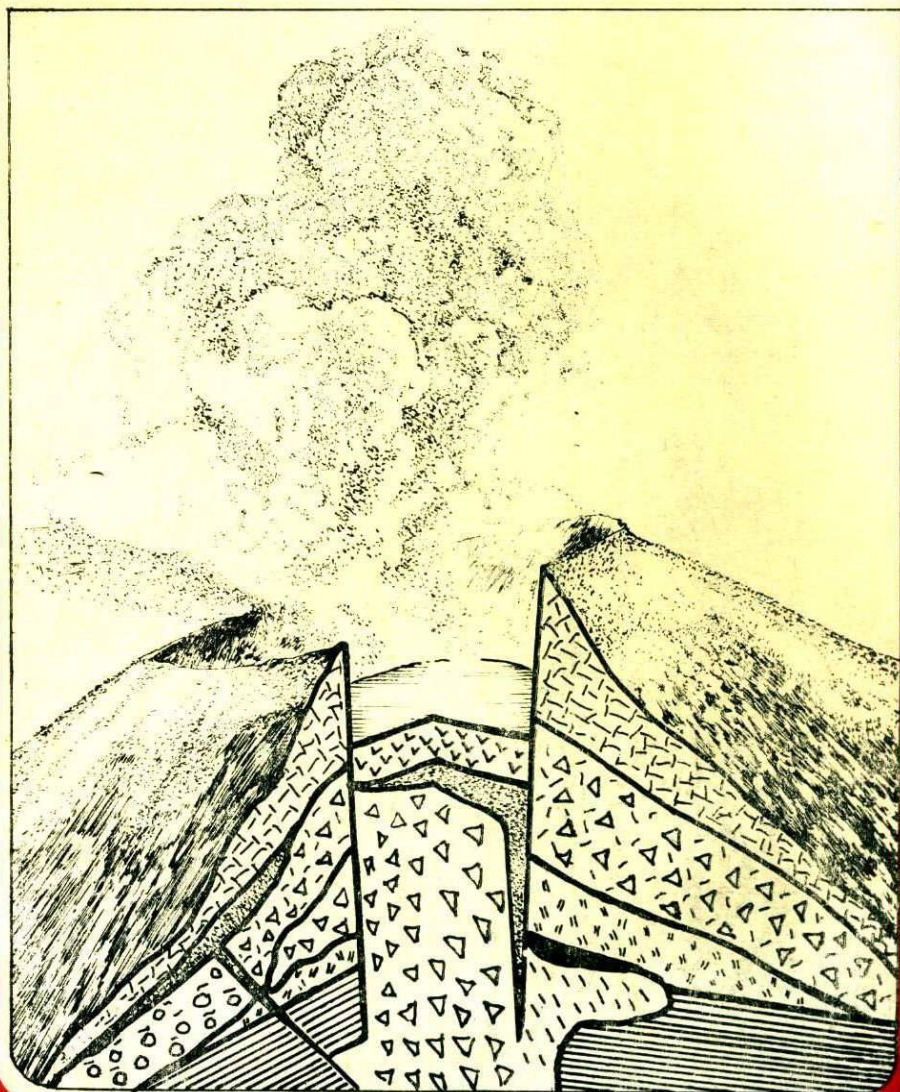


ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОЛЧЕДАННО — ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ



ВУЛКАНОГЕННЫЕ
КОЛЧЕДАННО-
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(на примере Рудного Алтая)

Под редакцией Г. Ф. Яковлева

8192

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1978

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук *А. В. Дружинин*,
кандидат геол.-минерал. наук *Н. Н. Шатагин*

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). М., Изд-во Моск. ун-та, 1978. 19.4.5

280 с., с ил. Библиогр.

В монографии рассматриваются закономерности размещения вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, а также подробно анализируются генезис месторождения и процессы их преобразования. В работе приводятся новейшие методы (палеовулканический, структурно-петрофизический и др.).

Расчитана на широкий круг читателей, занимающихся изучением рудных полей и вопросами палеовулканизма.

В $\frac{20804-168}{077(02)-78}$ —103—78

© Издательство Московского университета, 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема рудоносности эвгеосинклинальных вулканогенных формаций, с которыми в первую очередь связаны колчеданные руды цветных металлов, является ключевой к пониманию процессов рудообразования: связь рудных месторождений с магматическими формациями, источники рудного вещества, соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования, эволюция вулканизма и рудного процесса, роль вулканических структур в локализации оруденения и многие другие. Намечается несколько рудогенетических гипотез образования колчеданных месторождений: магматическая, гидротермальная плутоногенная, гидротермальная вулканогенная, осадочная и метаморфогенная. Гипотеза о сложном полигенном и полихронном формировании колчеданных месторождений (вулканогенном, гидротермально-осадочном, гидротермально-метасоматическом и комбинированном), выдвинутая В. И. Смирновым (1957 г.), в настоящее время получила наибольшее признание как у советских, так и у зарубежных геологов. Эта гипотеза была подтверждена всесторонними и глубокими исследованиями во всех колчеданосных провинциях, мира, в том числе и в Советском Союзе. Книга написана по материалам исследований на Алтае, Урале и Кавказе, в которых принимали участие авторы.

В настоящее время исходя из структурно-формационно-фациальных и металлогенических особенностей колчеданосных провинций разными геологами разработаны их классификации (Бородаевская, и др. 1975; Горжевский, 1976; Твалчрелидзе, 1975; и др.). Авторам представляется наиболее целесообразной типизация колчеданосных вулканогенных провинций, в основу которой положен формационный принцип. В связи с этим намечены

три основных типа провинций (с несколькими условными названиями):

1) базальтоидные провинции, в строении которых большую роль играют существенно базальтовые формации, с медно- и медно-цинково-колчеданными месторождениями (палеозойские провинции Урала, Северного Кавказа, Японии и др.);

2) липаритоидные провинции, сложенные главным образом существенно липаритовыми формациями, с колчеданно-полиметаллическими месторождениями (палеозойская провинция Рудного Алтая, кайнозойская Японии и др.);

3) андезитоидные провинции, образованные преимущественно существенно андезитовыми формациями, с медно- и полиметаллическо-колчеданными месторождениями (мезозойские провинции Малого Кавказа, Балкан и др.).

Выделенные типы характеризуются специфическими особенностями геологии и металлогении, которые определяются их тектонической позицией, глубинным строением и историей развития. В зависимости от этого колчеданосные провинции мира разнообразны, в связи с чем их систематика может быть более подробной. Основные черты указанных типов приведены в главе, посвященной сопоставлению Рудного Алтая с другими провинциями (Южный Урал, Малый Кавказ и др.). Связь медноколчеданных месторождений с вулканизмом на примерах Южного Урала, Северного Кавказа и других палеовулканических областей рассмотрена в работах А. Н. Заварицкого (1950), В. И. Смирнова (1967), Н. С. Скрипченко (1966), М. Б. Бородаевской и др. (1975, 1976), В. П. Логинова (1974), С. Н. Иванова (1963, 1966) и других авторов.

Концепция связи алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений с вулканизмом девонского возраста, возникшая под влиянием гипотезы А. Н. Заварицкого (1936), зародилась в пятидесятые годы. Эффузивную гипотезу в первый период развивали Т. Н. Шадлуи (1951), Б. И. Вейц (1958), И. В. Дербиков (1953) и др. Эта гипотеза была подвергнута критике со стороны других геологов, которые, согласно господствующей тогда точке зрения, считали месторождения Рудного Алтая более молодыми и связанными главным образом с малыми интрузиями — нижнекаменноугольными (Каюпов, 1954; Щерба, 1954; и др.) или верхнепалеозойскими (Иванкин, 1954; Нехорошев, 1956; и др.). При этом часть из них полагали, что рудоносные растворы были генерированы длительно развивавшимися магматическими очагами, которые породили как вулканы, так и интрузивы (Кузубный, Попов, 1966).

Второй период гипотезы вулканогенного происхождения алтайских месторождений и интерес к ней возник с новой силой благодаря работам Г. Н. Щербы (1968, 1974), И. В. Покровской и О. А. Ковриго (1970). Существенным фактором в разработке этого направления является теоретическая основа образования и

размещения колчеданных месторождений, созданная трудами советских и зарубежных ученых, в первую очередь В. П. Смирнова (1967, 1970 и др.). Эта гипотеза опирается на многочисленные новые фактические материалы, обработанные при помощи новейших методов изучения формаций, фаций и геологических структур вулканогенных комплексов, вулканитов, метасоматитов и руд; на их всесторонний анализ, учитывающий данные прежних исследований. Важное значение при этом имеет то обстоятельство, что большинство сторонников рассматриваемой гипотезы знакомы с колчеданными месторождениями других провинций СССР (Урала, Кавказа, Центрального Казахстана и др.), где они менее метаморфизованы и преобразованы, и представлениями зарубежных геологов по колчеданосным областям Канады, Испании, Турции, Японии и других стран.

Вулканогенная гипотеза не признается пока некоторыми геологами. Это вполне естественно, если учесть, что в колчеданосной провинции первичные вулканогенные месторождения во многих случаях подвергались значительным преобразованиям благодаря полиметаморфизму дислокационному, динамотермальному, гидротермальному и др. (Проблемы генезиса..., 1977). Эти процессы начали развиваться еще в раннегеосинклинальную стадию, особенно проявились в позднегеосинклинальную и завершились в сложный орогенный этап герцинской тектоно-магматической эпохи. На Рудном Алтае значительным распространением пользуются разнообразные по составу и возрасту интрузии, тепловые поля которых особенно способствовали преобразованию алтайских месторождений (Яковлев, Хисамутдинов, Демин, 1975). Все это часто затушевывало первичный облик колчеданно-полиметаллических месторождений, и поэтому их генезис расшифровывается с большим трудом. В доказательство вулканогенного происхождения алтайских месторождений в последние годы приводится обширный комплекс различных положений, вытекающих из анализа огромного фактического материала (Шерба, 1968, 1974; Яковлев, 1972). Особенно важной в условиях Рудного Алтая является проблема преобразования первичных алтайских вулканогенных месторождений.

В книге анализируются закономерности размещения вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, в зависимости от структурно-формационно-фациальных особенностей Рудноалтайской провинции, различные вопросы генезиса этих месторождений и процессы их преобразования. Они конкретизируются на примере Лениногорского рудного района, где находятся такие всемирно известные месторождения, как Риддер-Сокольное, Тишинское и др. Характеризуются различные методы изучения алтайских рудных полей и месторождений, в том числе новейшие (палеовулканический, структурно-петрофизический). Приводится методика составления прогнозных карт для колчеданосных полей на примере Тишинского рудного поля.

Эти работы проводились авторами на Рудном Алтае при содействии руководителей геологической службы Восточного Казахстана (в первую очередь начальника ВКГГУ Л. М. Трубникова), профессора Д. И. Горжевского и других лиц, которым авторы выражают благодарность.

Работа проводилась на кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ под руководством академика В. И. Смирнова, которому авторский коллектив весьма признателен за постоянное содействие и критические замечания.

ЧАСТЬ I

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННО-ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Глава I

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И РАЙОНИРОВАНИИ РУДНОГО АЛТАЯ

В последние годы на Рудном Алтае коллективами геологов различных организаций (Восточно-Казахстанское геологическое управление, Западно-Сибирское геологическое управление, ЦНИГРИ, МГУ, МГРИ, ИМГРЭ, ИГи АН КазССР, КазИМС и др.) проведен комплекс работ по составлению прогнозно-металлогенических карт. Авторы участвовали в палеотектонических и палеовулканических исследованиях, при которых особое внимание уделялось структурно-формационно-фациальному анализу девонских осадочно-вулканогенных толщ. В первую очередь это относится к базальт-липаритовой формации среднедевонского — франского возраста, к которой приурочены колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Такой анализ позволил установить формационные и фациальные особенности рудовмещающих толщ, а также выявить девонские вулканотектонические и вулканические структуры различных типов и масштабов, контролирующие оруденение.

Особое внимание в книге уделено вопросу о региональных и вулканотектонических структурах в вулканогенных геосинклиналях и палеовулканических депрессиях, которые определяют позицию рудных районов и узлов, и локальных вулканических структурах, к которым приурочены рудные поля и месторождения. Кроме того, приводятся результаты формационного, фациального и других исследований рудоносных вулканогенных комплексов Рудного Алтая.

Юго-Западный Алтай, составной частью которого является Рудный Алтай, в среднем палеозое представлял собой вторичную геосинклинальную систему (Хисамутдинов, 1974). В девонское время эта система была приурочена к зоне сопряжения орогенной области каледонид Горного Алтая и Зайсанской геосинклинальной области герцинид. Юго-Западный Алтай был отделен от них глубинными разломами (Локтевско-Караиртышским на севе-

ро-востоке и Иртышским на юго-западе), на месте которых соответственно сформировались Северо-Восточная и Иртышская зоны смятия (Нехорошев, 1966).

На описываемой территории в докембрийское время существовало каледонское Алтайско-Теректинское геосинклинальное поднятие субширотного простирания, сложенное метаморфическим комплексом протерозоя (?), перекрывающееся маломощными толщами нижнего палеозоя, которые прорваны позднекаледонскими интрузиями гранитоидов. Глубинное строение этой структуры уже в раннем девоне характеризовалось, вероятно, корой континентального типа (Горжевский, Микунов, Филатов, 1975). С конца раннего девона каледонское поднятие подвергалось геосинклинальной переработке, и кора была базифицирована и стала переходной; происходили дифференцированные погружения, которые распространялись с юго-востока (Южный Алтай) на северо-запад (Рудный Алтай). Эти погружения контролировались сопряженными системами разломов северо-западного и северо-северо-восточного направлений, связанными с глубинными разломами, а также омоложенными каледонскими субширотными и субмеридиональными нарушениями.

В течение позднего эмса и эйфельского века были заложены и оформились геосинклинальные прогибы (Белоубинско-Маймырский и Быструшинский) и геосинклинали — остаточные поднятия (Алейская, Сنيюшинская — см. рис. 4, 5). Три последние структуры образуют Рудно-Алтайскую структурно-формационную зону, к которой и приурочена основная масса колчеданно-полиметаллических месторождений. Геосинклинали, в первую очередь Алейскую, иногда считают остаточным срединным массивом (Принципы и методика..., 1972; Доорогенная металлогения..., 1976). Для этих структур характерно мозаично-блоковое строение; в девоне оно выражалось в дифференцированном погружении отдельных блоков, на которые разломами и сопровождавшими их вулканотектоническими депрессиями были расчленены геосинклинали. Так, Сنيюшинская геосинклиналь, расположенная в восточной краевой части Рудноалтайской зоны, была расчленена поперечными прогибами — палеовулканическими депрессиями (Снегирихинской, Лениногорской, Березовско-Тургусунской) — на серию остаточных поднятий меньшего масштаба (Центрально-Сниюшинское, поднятие Проходного блока, Ревнюшинское), которые представляли собой палеовулканические поднятия. В красной части Юго-Западного Алтая на границе с Горным Алтаем, вдоль Локтевско-Караиртышского глубинного разлома, сформировалась линейная краевая геосинклиналь, называемая Холзунско-Сарымсактинской. В юго-западной краевой части описываемой вторичной геосинклинальной системы возникли две другие линейные зоны: Тарханско-Бородинская геосинклиналь и Авроринско-Кондратьевский прогиб, на западном продолжении которого размещалась Прииртышская вулканотектоническая де-

прессия, являющаяся принадлежностью Алейской зоны (см. рис. 4). Все три упомянутые структуры связаны с зоной Иртышского глубинного разлома (типа структур Бенъофа), имевшей падение на северо-восток под Рудный Алтай, и размещались в ее висячем борту. В самой зоне разлома, в условиях преимущественного сжатия, сформировалась одноименная линейная геоантиклиналь. Быструшинский и Белоубинско-Маймырский геосинклинальные прогибы также представляют собой линейные зоны, приуроченные к глубинным разломам, в частности, последний прогиб был связан с Белорецко-Маркакульским глубинным разломом.

Остаточные поднятия мозаично-блокового строения (Алейское, Синюшинское), которые трактуются как вулканогенные геоантиклинали (эвгеоантиклинали), или вулканотектонические поднятия первого порядка (Яковлев, Микунов, 1976; Яковлев и др., 1975), являлись областями интенсивного проявления преимущественно кислого (липаритового) вулканизма, продукты которого в сочетании с базальтами образуют рудоносную базальт-липаритовую формацию. Поднятия ограничивались зонами глубинных разломов, в связи с которыми развивались линейные геосинклинальные прогибы и геоантиклинали. Среди последних следует различать, по мнению авторов, вулканические (Холзунско-Сарымсактинская) и невулканические геоантиклинали (Иртышская, Тарханско-Бородинская). В прогибах накапливались преимущественно осадочные терригенные толщи, отлагались также теллурокластические осадки и иногда формировались вулканические комплексы основного состава (эффузивные и субвулканические). Такая схема структурно-формационного районирования, имевшая важное значение для прогнозно-металлогенических целей, характерна была для среднедевонского и франского времени раннегеосинклинальной (доостроводужной) стадии развития. Но она изменилась в фаменском веке в начале позднегеосинклинального этапа (в островодужную стадию).

При палеовулканических исследованиях Горный Алтай рассматривают как красной вулканический пояс девонского времени, когда на его территории в прибрежно-морских и континентальных условиях накапливались вулканы риолит-дацитовый, андезитовой и трахиандезитовой формаций (Филатов, Ширай, 1975). На площади Юго-Западного Алтая в девале, по мнению тех же авторов, существовала система островных дуг. Это, вероятно, справедливо для фаменского века, когда в островодужную стадию, по М. Г. Хисамутдинову (1974), накапливались вулканы слаборудоносной андезит-дацитовый формации. В доостроводужную же стадию (средний девон — фран) были развиты системы зон, представленные внутренней вулканической (Юго-Западный Алтай) и внешней невулканической (Иртышская геоантиклиналь) зонами. Первая характеризуется очень сложным строением и состоит из серии вулканогенных геоантиклиналей, или вулканотектонических поднятий (Алейского, Синюшинского) и геосинкли-

нальных прогибов (Быструшинского, Белоубинско-Южноалтайского). Поскольку все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с базальт-липаритовой формацией и приурочены к вулкано-тектоническим и вулканическим структурам, сложенным вулканитами этой формации, то наиболее важным является палеотектоническое районирование доостроводужной вулканической стадии (Яковлев, Микун, 1976).

Глава 2

КОЛЧЕДАНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Магматические формации охватывают большие объемы магматических и вулканических пород, отвечающие крупным стратиграфическим подразделениям, поэтому нередко расчленяются на более мелкие единицы — на подформации и далее на магматические комплексы. В соответствии с представлениями Ю. А. Кузнецова (1964) под магматическим комплексом подразумевается занимающая определенное место в пространстве и времени ассоциация магматических пород, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования. Каждый магматический комплекс характеризуется определенным набором пород, особенностями петрохимического состава, характером взаимоотношений с другими магматическими комплексами и осадочными породами, а также приуроченностью к тем или иным геологическим структурам, от других близких по возрасту магматических комплексов обычно отделяется некоторым перерывом.

На Рудном Алтае вулканогенные образования палеозойского возраста подразделяются на несколько магматических комплексов, которые отвечают подформациям и формациям или объединяются в них (Яковлев и др., 1975; Кузнецов, 1975; Чернов, 1974; Хисамутдинов, 1974): 1) эйфельско-нижеживетская базальт-липаритовая подформация и 2) верхнеживетско-франская базальт-трахиллипаритовая подформация составляя единую базальт-липаритовую формацию, которая образовалась в раннегеосинклинальный этап развития Юго-Западного Алтая и является рудоносной, поэтому она представляет наибольший интерес; 3) фаменская андезит-дацитовая формация и 4) визейско-среднекаменноугольная андезит-базальтовая формация относятся к формациям позднегеосинклинальной стадии развития; 5) верхнекаменноугольно-пермская континентальная андезитовая молассовая формация орогенного этапа развития Юго-Западного Алтая.

В связи с тем что вулканогенные породы среднего девона — франна (эйфельско-нижеживетская базальт-липаритовая и верхнеживетско-франская базальт-трахиллипаритовая подформации)

являются подводными геосинклинальными образованиями, эффузивные породы в них повсеместно пропилитизированы с замещением полевых шпатов альбитом. Многие исследователи относили их к спилито-кератофировой формации (Нехорошев, 1966; Елисеев, 1939; Бубличенко, 1961). Однако преимущественное развитие в них кислых эффузивов и отсутствие габбро-перидотитов среди комагматичных интрузий резко отличают их от типичного инициального магматизма и не дают оснований считать спилито-кератофировой формацией. Другие исследователи, придавая главное значение кислому составу толщ, относили их к порфировой формации (Иванкин, 1957; и др.). Современные исследования показывают, что порфировая формация характерна для орогенного этапа развития подвижных зон, так как обычно сопровождается накоплением моласс. На Рудном Алтае в описываемых вулканогенных отложениях молассы полностью отсутствуют, поэтому они не могут быть отнесены к порфировой формации. Следовательно базальт-липаритовая формация среднего девона — фрава на Рудном Алтае не отвечает полностью ни одной из указанных формаций, широко распространенных среди вулканитов подвижных зон, и должна рассматриваться как самостоятельный, но гетерогенный формационный тип.

В отличие от Урала, Северного Кавказа и других первичных геосинклиналей, в которых накапливаются базальтоидные формации натровой серии огромных мощностей (6—7 км) с широким распространением шаровых лав основного состава, рудоносная вулканогенная формация на Рудном Алтае характеризуется преимущественным развитием кислых пород эффузивной экстразивной и субвулканической фаций. Главная роль в ее составе принадлежит липаритовым порфирам, их туфам, игнимбритовидным породам и вулканическим брекчиям, составляющим 45—50% общего разреза формаций и до 70—80% объема вулканических пород. Подчиненное значение имеют базальтовые порфириты и их туфы. Основные эффузивы нередко обладают порфировой структурой и столбчатой отдельностью; шаровые лавы являются редким исключением. По всему разрезу наблюдаются прослои туф-фитов, туфогенных песчаников, известковистых и углистых алевролитов. Мощность формации достигает 3—4 км. Увеличение вулканогенной и уменьшение осадочной части разреза наблюдается на территории антиклинорий (вулканогенных геоантиклиналей), где формация отделена от ниже- и вышележащих пород несогласиями. В синклинориях (терригенные геосинклинали) заметно увеличивается количество осадочного и вулканогенно-осадочного материала, формация подстилается и перекрывается согласно залегающими породами.

Вулканогенные образования формации слагают различные по размерам вулканические постройки центрального типа, захороненные осадочными отложениями. Поэтому они образуют среди осадочных пород крупные линзы с раздувами и утонениями

вплоть до полного выклинивания. Кислые и основные вулканиды часто залегают обособленно друг от друга, что можно объяснить формированием их из самостоятельных магматических очагов, но подчиняющихся общим закономерностям развития. Состав и строение формации показывает, что она образовалась в результате периодически усиливавшейся и затухавшей вулканической деятельности, происходившей в мелководном морском бассейне на фоне погружения его дна и сопровождавшейся терригенной седиментацией.

В строении базальт-диаритовой формации принимают участие две группы субвулканических тел. Ранние тела, тесно связанные с эффузивными породами, формирующиеся одновременно с ними и имеющие подобный состав, и поздние — контрастного состава с широким развитием кислых порфировых тел (совместно с экструзиями образующие флюид-порфировый комплекс, по Г. Ф. Яковлеву и Е. Б. Яковлевой, 1973), завершающие развитие вулканизма. С ними иногда ассоциируют эксплозивные и автомагматические брекчии (Яковлева, 1962). Гипабиссальные интрузии гранитоидов сопровождают и завершают становление формации. Развитие нижнепалеозойского комплекса гранитоидов точно не доказано. Однако наличие обломков интенсивно альбитизированных гранодиоритов в основании отложений среднего девона (Ленингорское рудное поле) показывает существование древних гранитов в Синюшинском и Ивановском массивах (Чернов, 1974).

Девонский комплекс представлен массивами гранодиоритов и гранитов (Межевский, Бузанихинский), в эддоконтактных зонах пересеченных штоками и дайками анлитовидных гранитов и гранит-порфиров. Возраст их определяется точно на том основании, что они перекрываются франской вулканогенной толщей (Николаевское рудное поле), содержащей в основании базальные конгломераты с гальками этих гранитоидов. Характерной особенностью для тел субвулканической и гипабиссальной фаций аналогично вулканидам является преимущественное развитие кислых пород при подчиненной роли основных и полное отсутствие габбро-перидотитового комплекса.

По химизму вулканические породы формации относятся к известково-щелочному ряду кали-натровой серии. По составу щелочей среди них четко выделяются два типа: натровый $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ и калиевый $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (табл. 1). Породы натрового типа имеют петрохимические особенности, очень близкие к вулканидам Южного Урала, Северного Кавказа (рис. 1). Базальтовые порфириты обладают повышенной железистостью и титанистостью, в них содержится нормальное количество щелочей при явном и устойчивом преобладании натрия над калием. Диаритовые порфиры также характеризуются повышенной железистостью и являются нормальными по содержанию щелочей и глинозема; натрий в них всегда существенно преобладает над калием (рис. 2). Породы калиевого типа представлены главным образом

Южный Урал. Блявинская синклираль

Липаритовые порфиры	60	75,05	0,230	0,078	12,07	1,80	2,12	0,190	0,76	0,88	5,38	1,03	0,71	99,59
Липарит-дацитовые порфиры	45	70,96	0,366	0,540	14,76	1,48	1,72	0,098	0,78	2,05	5,09	1,23	1,15	100,23
Дацитовые порфириты	27	65,05	0,450	0,150	14,67	2,97	3,01	0,104	1,97	3,11	5,29	1,11	1,81	99,69
Андезит-дацитовые порфириты	4	62,28	0,683	0,328	15,89	4,06	3,09	0,098	2,58	2,60	5,80	0,71	2,29	100,41
Андезитовые порфириты	21	59,12	0,770	0,135	14,75	4,72	3,64	0,340	3,37	4,07	4,64	0,93	2,63	99,12
Андезит-базальтовые порфириты	32	54,33	0,910	0,179	15,10	6,02	4,58	0,146	4,27	5,92	5,03	0,72	3,20	100,41
Базальтовые порфириты	98	48,19	1,274	0,204	14,92	4,36	6,37	0,218	6,01	8,23	3,63	0,63	5,35	99,38
Средний тип	287	62,14	0,669	0,231	14,59	3,63	3,50	0,171	2,82	3,84	4,98	0,91	2,45	99,93

Рудный Алтай. Кедровско-Бугачихинская зона

Нагровый тип пород $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$

Липаритовые порфиры	39	77,52	0,138	0,048	11,99	0,96	1,10	0,041	0,88	0,89	3,67	1,57	1,19	100,00
Липарит-дацитовые порфириты	1	69,33	0,810	0,160	11,86	3,82	3,38	0,096	2,59	1,80	4,12	0,24	1,94	100,11
Дацитовые порфириты	5	64,32	0,823	0,101	16,49	2,51	2,76	0,077	2,48	1,23	4,86	1,84	1,71	99,20
Андезит-дацитовые порфириты	2	61,96	0,600	0,170	16,50	1,61	5,20	0,064	4,43	1,16	3,17	1,71	3,47	100,04
Андезитовые порфириты	3	58,97	0,560	0,093	16,42	1,43	4,69	0,147	3,47	5,30	2,69	1,05	4,92	99,74
Андезит-базальтовые порфириты	6	55,30	0,945	0,118	16,13	3,75	4,99	0,180	4,33	4,21	3,82	0,41	4,58	98,76
Базальтовые порфириты	14	48,05	0,920	0,243	15,01	3,40	7,17	0,203	6,20	6,86	2,58	0,57	7,55	98,76
Средний тип	70	62,21	0,685	0,133	14,91	2,50	4,18	0,115	3,48	3,06	3,56	1,06	3,62	99,51

Кали-нагровый тип пород $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$

Липаритовые порфиры	43	74,91	0,177	0,063	13,37	1,16	0,80	0,044	1,02	0,92	1,40	4,14	1,82	99,82
Липарит-дацитовые порфиры	4	69,02	0,293	0,035	16,14	1,86	0,69	0,055	2,24	1,28	1,12	3,41	2,84	98,98
Дацитовые порфириты	6	67,28	0,285	0,068	16,64	1,25	2,69	0,137	1,98	1,18	1,71	3,32	2,75	99,29
Андезит-дацитовые порфириты	3	62,41	0,520	0,130	17,12	1,89	2,43	0,100	1,65	3,66	2,27	3,51	4,66	100,34
Андезитовые порфириты	3	58,80	0,547	0,143	15,48	1,56	4,92	0,072	3,08	3,42	1,93	3,24	5,74	98,93
Андезит-базальтовые порфириты	2	55,16	0,540	0,140	14,45	1,33	5,70	0,200	5,15	4,36	1,20	4,12	7,34	99,69
Базальтовые порфириты	5	48,10	1,097	0,187	16,27	4,50	4,08	0,200	2,22	9,59	2,04	2,37	8,01	98,66
Средний тип	66	62,24	0,494	0,109	15,64	1,94	3,04	0,115	2,48	3,49	1,67	3,44	4,74	99,40

Общий средний тип	136	62,23	0,600	0,121	15,28	2,22	3,61	0,115	2,98	3,28	2,62	2,25	4,18	99,49
-----------------------------	-----	-------	-------	-------	-------	------	------	-------	------	------	------	------	------	-------

кислыми разностями; липаритовыми порфирами и дацитовыми порфиритами, слагающими небольшие потоки, экструзивные и субвулканические тела. Они пересыщены глиноземом и содержат немного пониженное количество щелочей при существенной роли

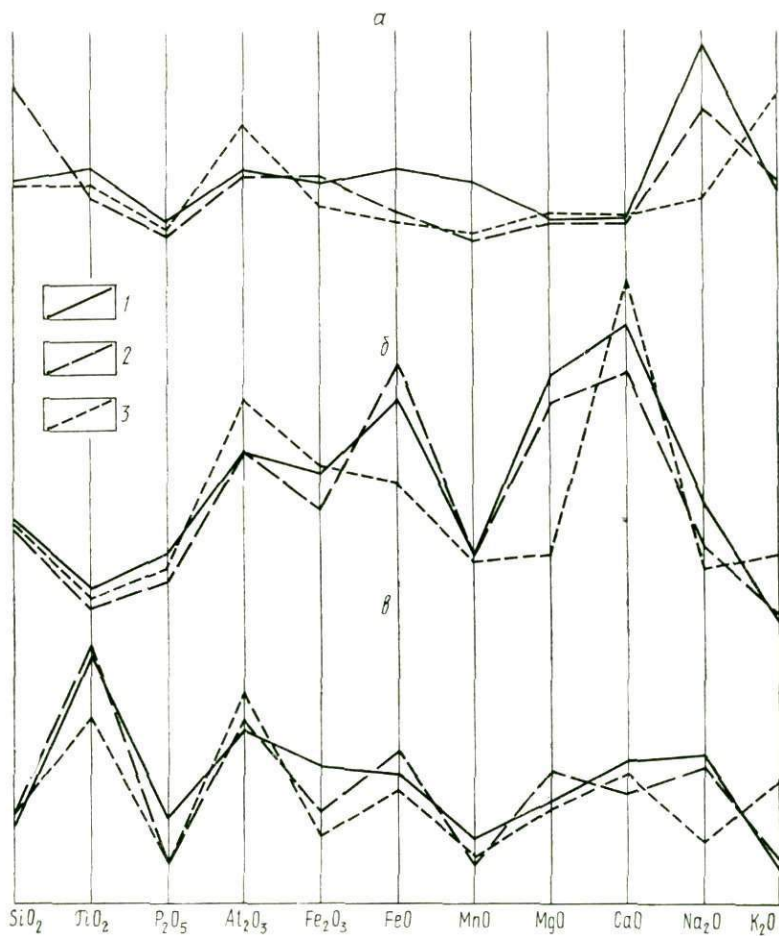


Рис. 1. Химический состав: а — липаритовых порфиров; б — базальтовых порфиров; в — средних типов пород. 1 — Южный Урал; 2 — Рудный Алтай, натровый тип; 3 — кали-натровый тип

калия. По известковистости не устанавливается резкого различия между породами калиевого и натрового типа. Более близок по содержанию извести к уральским эффузивам натровый тип, особенно в крайних членах ряда.

Отмеченные особенности пород Рудного Алтая объясняются

сложными условиями их образования. Кислые разности, обладающие повышенным содержанием калия и глинозема, имеют анатектическое происхождение, являются выплавками силиче-

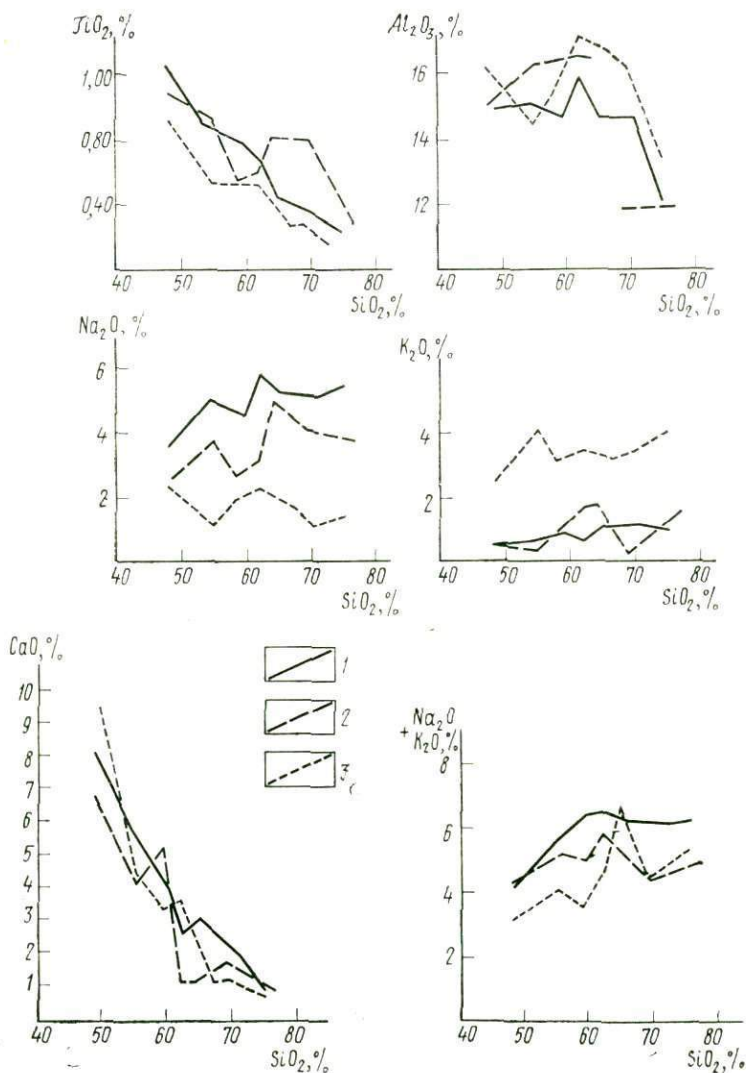


Рис. 2. Содержание элементов в породах различной кислотности. 1 — Южный Урал; 2 — Рудный Алтай, натровый тип; 3 — калий-натровый тип

ской коры. Данное заключение подтверждается нередко расслоенным двуфазовым строением кислых вулканических пород, раз-

битием игнимбритовидных пород и ясно флюидальных лавовых брекчий, имеющих различный состав отдельных полос (Авдонин и др., 1975). Преобладающая часть пород основного и среднего составов, которые обладают натровым профилем, являются продуктами базальтовой толентовой магмы. К дифференциатам последней принадлежат также кислые вулканические породы натрового типа.

Следовательно, вулканогенные породы среднего девона — эйфеля на Рудном Алтае, вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения, относятся к геосинклинальной гетерогенной липаритоидной формации, в которой базальтоиды чистой линии смешаны с продуктами анатектического происхождения. Формирование вулканических пород формации происходило из базальтовой толентовой магмы, осложненной ассимиляцией кислого корового вещества. На Рудном Алтае существовали два разобщенных уровня магмообразования, в значительной степени автономных в своих проявлениях, — внутрикоровой источник гранитной магмы и мантийный источник базальтовой магмы (Чернов, 1974).

Отмеченные особенности вулканизма колчеданоносных регионов объясняются различными условиями их тектонического развития. Рудоносные базальтоидные формации на Урале и Северном Кавказе формировались в первичных эвгеосинклинальных трогах, заложившихся и развившихся целиком на океанической коре. Этим определяется фемический профиль и медная специализация данных формаций. На Рудном Алтае рудоносные липаритоидные формации слагают вторичную геосинклиналь (Хисамутдинов, 1974), образовавшуюся на утоненной, вероятно базифицированной, континентальной коре. Вовлечение в процесс вулканической деятельности кислого корового вещества привело к салическому профилю и свинцовой специализации формации. В связи с продуктивностью двух магм на Рудном Алтае наблюдается двухэтапное формирование оруденения. Медноколчеданые руды, связанные с развитием базальтоидного вулканизма, как правило, являются ранними, формируются в первый этап рудного процесса, свинцово-цинковая минерализация, связанная с развитием кислого гетерогенного вулканизма, является поздней, формируется в течение второго рудного этапа в тесной ассоциации с кислыми субвулканическими и экстрезивными телами, завершающими развитие вулканизма. Близкие выводы получены по колчеданным месторождениям Японии, где среди образований геосинклинального этапа медноколчеданное оруденение обычно связано с основным подводным вулканизмом, а медно-свинцово-цинковое — с кислым, тоже подводным вулканизмом (Вулканизм и рудообразование, 1973). По мнению авторов, палеозойский вулканизм в Японии, с которым ассоциируют пластовые медные месторождения, аналогично Уралу и Северному Кавказу, развивался в условиях первичной эвгеосинклинали, в то время как

неогеновый вулканизм, с которым связаны полиметаллические месторождения типа «куроко», проявлен в обстановке вторичной геосинклинали, поскольку имеет много общих черт с вулканизмом Рудного Алтая. В продуктах вулканизма широко развиты кислые вулканические породы, слагающие купола, экструзивные и субвулканические тела. Состав оруденения меняется аналогичным образом: медные месторождения палеозойского возраста сменяются в неогеновое время медно-свинцово-цинковыми.

В обзоре колчеданных месторождений Японии К. Канехира и Т. Тацуми (1973) отмечают, что между палеозойскими пластовыми колчеданными месторождениями и неогеновыми залежами «куроко» существуют различия, выразившиеся в составе руд, а также в том, что большинство медноколчеданных месторождений ассоциирует с основными вулканитами, а месторождения типа «куроко» генетически связаны с кислым подводным вулканизмом (Вулканизм и рудообразование, 1973). Авторы пока не могут объяснить причины минералогических различий между двумя типами месторождений, но, возможно, они вызваны различиями в характере сопутствующего вулканизма. С позиции формационного анализа можно утверждать, что медноколчеданное оруденение Японии палеозойского возраста связано с базальтоидными формациями чистой линии Уральского типа, а неогеновые полиметаллические месторождения, очевидно, имеют парагенетические связи с липаритоидными формациями, аналогичными рудноалтайским формациям.

2648
Внутреннее строение и состав формации на территории Рудного Алтая неоднородны, что связано с различной историей развития отдельных структурно-формационных зон, а именно — с началом интенсивного прогибания и консолидации их. Вулканизм мигрировал во времени с востока и юго-востока на северо-запад. В восточной части Рудного Алтая, на южной площади Белоубинско-Маймырского геосинклинального прогиба образование формации началось в кобленце и закончилось в начале живета. На территории Холзунско-Сарымсактинской и Синюшинской вулкано-огенных геосинклиналей вулканизм активно проявлялся в течение всего эйфеля, затем прекратился, и в живете — верхнем девоне накапливались терригенные осадки. В северо-западной части Рудного Алтая, в пределах Алейской геосинклинали, вулканическая деятельность началась в позднем эйфеле и продолжалась в течение живета и франа. Вулканизм раннегеосинклинальной стадии характеризовался большой активностью с образованием лавовых тел (куполов, экструзий и субвулканических тел) и широким площадным распространением. После некоторого перерыва в фамене на юго-западных склонах Алейской и Тарханско-Бородинской геосинклиналей, а также в зоне Иртышского глубинного разлома возобновилась вулканическая деятельность. Здесь на месте Авроринско-Кондратьевского прогиба образовалась островная вулканическая дуга, приведшая к форми-

рованию андезит-дацитовый формации позднегеосинклиналиной стадии. На площади Алейского поднятия она сложена андезитовыми и базальтовыми порфиритами, интенсивно пропилитизированными, местами краснокаменноизмененными. От нижележащих отложений она отделена размывом. На остальной территории Рудного Алтая формация представлена туфогенно-осадочными образованиями со значительным содержанием перемытого вулканогенного материала основного состава. В отличие от характерных андезитовых формаций орогенного этапа (Кузнецов, 1964), андезит-дацитовая формация на Рудном Алтае состоит из вулканитов, образовавшихся в прибрежно-морских, отчасти наземных условиях позднегеосинклиналиной стадии. В связи с этим формацию следует выделять в особую позднегеосинклиналиную андезит-дацитовую формацию.

Таким образом, при отмирании геосинклинали Рудного Алтая наблюдается затухание вулканической деятельности и сокращение площадей ее развития. В верхних частях геосинклиналиного вулканогенного разреза заметно уменьшается количество лав и увеличивается содержание вулканогенно-обломочного и терригенного материала. Зональность вулканизма выражается также изменением количественного соотношения лав кислого и основного состава, а также их петрохимическими особенностями.

В пределах более консолидированных структур Синюшинской и Алейской вулканогенных геоантиклиналей, где возраст вулканизма более древний и краткий период деятельности, широко развиты вулканиты кислого состава калиевого типа. На юго-западном склоне Алейской геоантиклинали, а также в зонах Иртышского и Северо-Западного глубинных разломов, которые являлись мобильными ослабленными структурами в течение всего периода развития геосинклинали, вулканизм более растянут во времени, среди вулканитов преимущественным распространением пользуются натровые разности.

Изменение внутреннего строения формации наблюдается также в юго-восточном направлении в связи с увеличением мощной земной коры. В северо-западной части Рудного Алтая и особенно в зонах глубинных разломов вследствие более высокого положения базальтового слоя под Алейским поднятием на глубине 8—12 км устанавливается более значительное влияние базальтовой магмы — здесь широко развиты основные лавы; среди вулканитов преобладают разности натровой серии. Постепенно погружаясь в юго-восточном направлении, базальтовый слой уходит на глубину 18—20 км (Принципы и методы..., 1972). В результате здесь усиливается развитие кислого вулканизма и комагматичного с ним кислого гранитоидного магматизма калиевой серии (Филатов, Ширай, 1975).

Все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения в девонских формациях Рудного Алтая приурочены к ран-

негеосинклинальным осадочно-вулканогенным толщам девонского возраста. Они не выходят за пределы развития как по вертикали, так и по латерали базальт-диоритовой формации эйфельско-франского возраста, относящейся к кали-натровой серии. Исключением является группа мелких месторождений (Заводинское и др.) и рудопроявлений Бухтарминского района, которые находятся в разрезе андезит-дацитовый формации фаменского яруса. Отдельные участки ее развития, которые сложены наиболее кислыми разностями вулканитов, можно считать перспективными. Наконец, третья вулканогенная формация в разрезе палеозоя, имеющая локальное развитие вдоль некоторых разломов, представлена наименее перспективной на полиметаллическое оруденение андезит-базальтовой формацией поздневизейско-намюрского времени. В нижнекаменноугольных отложениях известно лишь несколько рудопроявлений. Всего только 5% рудопроявлений находится в нижне- и верхнепалеозойских толщах и гранитоидах, к которым приурочены регенерированные месторождения жильного типа (например Парыгинское).

На такое распределение колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае впервые обратил внимание Н. Л. Бубличенко (1961). Им было выделено несколько стратиграфических уровней оруденения в разрезе вулканогенно-осадочных отложений девона: эйфельский (лосипшинский), живетский, франский (никалаевско-гериховский). Неравномерное размещение месторождений в разрезе объяснялось ранее с позиции литологического контроля оруденения, приуроченного к пачкам часто го послойного чередования вулканитов кислого состава, преимущественно туфов, аргиллитов, алевролитов, реже песчаников и вулканогенных пород основного состава (Горжевский и др., 1955). Эмпирические закономерности получили подтверждение и при статистической обработке материалов по 74 месторождениям Рудного Алтая. В разрезе эйфельско-франской базальт-диоритовой формации выделено шесть общих для всего региона стратиграфических интервалов концентрации полиметаллических месторождений. Первые три рудоносных стратиграфических интервала расположены в пределах эйфельских отложений эйфельско-раннеживетской базальт-диоритовой подформации Алейской и Синюшинской вулканогенных геоантиклиналей. Четвертый интервал приходится на позднеживетские образования, а два последних — на отложения франского яруса. Таким образом, три рудоносных интервала приурочены к позднеживетско-франской базальт-трахидиоритовой подформации, развитой только на площади Алейской вулканогенной геоантиклинали. С базальт-диоритовой формацией связано 94,6% всего количества месторождений, сосредоточенных в разрезе среднепалеозойских отложений Рудного Алтая, и 99,95% условных запасов металлов (свинца, меди и цинка). При этом на эйфельско-раннеживетскую базальт-диоритовую подформацию приходится 59,5% месторождений и 71,05%

запасов, а на позднеживецко-франскую — соответственно 35,1 и 28,9% (Биндеман, 1972).

Избирательная приуроченность оруденения к базальт-липаритовой формации эйфельско-франского возраста не может быть объяснена только с позиции литологического контроля оруденения. В последние годы установлено, что размещение различных типов колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая хорошо коррелируется с петрохимическими особенностями рудоносной формации и подформации, контролируется их внутренним строением, фиксируемым распределением фаций и вулканических структур, и определяется эволюцией вулканизма во времени и пространстве (Бородаевская и др., 1975; Гончарова, 1975; Яковлев и др., 1975).

Начало формирования и стратиграфический объем раннегеосинклинальной базальт-липаритовой формации различны в разных частях Юго-Западного Алтая и связаны с историей развития этой вторичной геосинклинальной системы. Как уже отмечалось выше, вулканизм мигрировал с востока и юго-востока на северо-запад. В связи с этой миграцией вулканизма происходит и омоложение рудовмещающих толщ (стратиграфических уровней оруденения) с юго-востока на северо-запад: наиболее древние (эмские — раннеэйфельские) находятся на площади Синюшинской и Холзунско-Сарымсактинской вулканогенных геоантиклиналей, молодые (позднеэйфельские, живецкие и франские) — в Алейской вулканогенной геоантиклинали. На площади Юго-Западного Алтая наблюдается изменение петрохимических свойств вулканогенных формаций по вертикали: переход вулканитов кали-натровой серии, которые слагают нижние (эйфельские) и средние (живецкие) части разреза базальт-липаритовой формации, к вулканогенным породам натровой серии верхней (франской) части той же формации. Соответственно, в разрезе увеличивается количество вулканитов базальтового состава. Это хорошо коррелируется с латеральной зональностью тех же свойств вулканитов: на востоке, где развиты нижние части разреза (Синюшинская геоантиклиналь), а также на севере и северо-западе Алейской вулканогенной геоантиклинали (в удалении от Иртышского глубинного разлома), где находятся нижние и средние части базальт-липаритовой формации, в ней развиты главным образом вулканиты кали-натровой серии. На юго-западном склоне Алейской геоантиклинали, вблизи Иртышского глубинного разлома, распространены преимущественно вулканиты натровой серии и наблюдается повышенное количество вулканогенных пород основного состава, слагающих верхние части разреза описываемой формации.

С вышеуказанными особенностями размещения вулканитов кали-натровой и натровой серий (с учетом распространения базальтов) по вертикали и латерали хорошо согласуется давно известная региональная зональность распределения Алтайских месторождений: полиметаллических — в Зменногорско-Зырянской

зоне, в которой сосредоточено $\frac{4}{5}$ условных запасов свинца региона, колчеданно-полиметаллических и даже медноколчеданно-полиметаллических (в участках, насыщенных базальтовыми вулканитами) — в Иртышской зоне, которая содержит $\frac{2}{3}$ условных запасов медных руд (Овчинников, Баранов, 1973). В последней благодаря Иртышскому глубинному разлому осуществлялась, вероятно, связь с базальтовым слоем земной коры, который наиболее высоко приподнят под Алейским остаточным поднятием.

Глава 3

ПРИУРОЧЕННОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ К ФАЦИЯМ ВУЛКАНИТОВ

Связь колчеданно-полиметаллических месторождений с рудоносной базальт-липаритовой формацией, обусловленная этим близостью формирования руд и вмещающих их пород, естественно, не могли не выразиться в закономерностях приуроченности руд к определенным фациям вулканитов. Детальный фашиальный анализ вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород на колчеданоносных рудных полях в последние годы признан одним из важнейших методов, являющихся неотъемлемой частью прогнозно-металлогенических исследований палеовулканических провинций. Это объясняется, с одной стороны, тем, что фашиальный анализ и метод палеовулканических реконструкций позволяют детально изучить все особенности процесса формирования вулканогенных толщ и отдельных сооружений, обоснованно производить стратификацию их и тем самым изучить историю вулканизма и сопровождающих его процессов. С другой стороны, палеовулканические исследования, проведенные в последние годы на Урале, Рудном Алтае и в других вулканических областях, позволили выявить важные закономерности локализации руд, обусловленные особенностями фашиального состава вулканитов (Яковлев и др., 1975; Бородаевская и др., 1975, 1976; Сопко, 1967; Шарфман, 1972; и др.).

Методические вопросы, связанные с классификацией фаций вулканитов, особенностями фашиального анализа и палеовулканических реконструкций вулканогенных формаций вообще и девонских вулканогенных толщ Рудного Алтая и Южного Урала в частности, с большей или меньшей детальностью рассмотрены в работах В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой, М. А. Петровой (1967); И. В. Лучицкого (1971) и других исследователей. Здесь же дается краткая фашиальная характеристика вулканогенных толщ, развитых на рудных полях Рудного Алтая. Средне- и верхнедевонские вулканогенные толщи, входящие в состав рудоносной базальт-липаритовой формации, характеризуются весьма сложным фашиальным строением. Основную роль в составе базальт-липаритовой формации Рудного Алтая играют разнообраз-

ные по текстурам и структурам лавы липаритовых и дацитовых порфиров, их туфы, игнимбритовидные породы и различные брекчии, составляющие 70—80% ее объема. Подчиненная роль (до 10—15% объема) принадлежит лавам, реже туфам базальтовых порфиритов, иногда образующим выдержанные пачки. С вулканогенными породами переслаиваются гравелиты, песчаники, а также известковые, углистые, кремнистые алевролиты, биогермные известняки и различные по составу вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы (10—15% объема). Кроме перечисленных пород в строении формации участвуют две группы субвулканических тел: ранние тела, тесно связанные с эффузивными породами, имеющие аналогичный состав и формирующиеся одновременно с ними, и поздние, преимущественно кислые тела, завершающие становление формации. Среди последних часто присутствуют автомагматические брекчии флюид-порфирового комплекса, входящего в базальт-липаритовую формацию (Яковлев, Яковлева, 1973).

Сложно чередуясь и фашиально замещая друг друга, породы формации слагают перемежающиеся в разрезе вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи. Латеральная неоднородность формации выражается чередованием осадочных пород и различных ассоциаций вулканогенных пород, принадлежащих вулканическим постройкам центрального типа. Строение формации показывает, что она представляет собой результат периодически усиливавшейся и затухавшей деятельности вулканов центрального типа, происходившей в субмаринных условиях на фоне погружения дна морского бассейна и сопровождавшейся терригенной седиментацией. Периоды интенсификации вулканизма отмечены образованием внутри формации существенно вулканогенных толщ, в которых пирокластические фаши закономерно приурочены к верхам, а эффузивные породы — к низам разреза. Основные и кислые вулканы залегают обособленно друг от друга, что можно объяснить их формированием из самостоятельных магматических очагов.

На Рудном Алтае среди девонских вулканогенных толщ повсеместно картируются реликты вулканических построек. Последние, в отличие от типичных насыпных вулканов, представляют собой сравнительно небольшие сооружения, которые по преобладающему развитию фаши можно назвать экструживно-субвулканическими центрами. Наиболее крупные из подобных сооружений сложены наряду с пластами лав и туфов последовательно сформированными экструживиями, каждая из которых имеет довольно сложное строение. Помимо этого в околожерловых частях таких сооружений присутствует большое количество субвулканических тел ранней группы. Более мелкие побочные центры нередко представлены обособленными крупными экструживными куполами.

В размещении различных типов месторождений Рудного Алтая большую роль играют различные фаши вулкаников (Яков-

лев и др., 1975). Установлено, что медноколчеданные месторождения приурочены к вулканитам жерловых-прижерловых зон (Николаевское, Сугатовское), а колчеданно-полиметаллические месторождения тяготеют к осадочным и вулканогенным образованиям промежуточной зоны фаций; к последним относится большинство алтайских месторождений, рудные тела которых залегают в разрезах туфогенно-осадочных отложений определенных типов (Горжевский, 1974; Биндеман, 1972). Полиметаллические месторождения обычно тяготеют к кремнисто-туфогенным осадкам, накопившимся в период затухания активного вулканизма. К карбонатно-терригенно-туфогенным фациям удаленных зон приурочены стратиформные свинцово-цинковые месторождения Южного Алтая. И наконец, медно-пирротиновые месторождения в соседней с Рудным Алтаем Калба-Нарымской зоне залегают в отложениях аспидной формации (такырская свита), также сформировавшихся в удалении от центров активного вулканизма, вероятно, андезит-дацитовой (островной) формации Рудного Алтая. Причина такой закономерности недостаточно ясна. Возможно, основой ее является региональная зональность, выраженная в смене колчеданных и медноколчеданных месторождений медно-цинковыми колчеданно-полиметаллическими и свинцовыми по мере удаления от Иртышской зоны смятия. Эта латеральная зональность оруденения в сочетании с зональным распределением вулканогенно-осадочных комплексов и обуславливает в значительной степени приуроченность различных по составу месторождений к соответствующим группам фаций. С другой стороны, эту особенность размещения месторождений можно объяснить тем, что месторождения разного состава формируются, как правило, на разных этапах развития и становления магматических очагов. Наиболее ранними являются медноколчеданные и медно-цинковые месторождения, руды которых отлагаются близко одновременно с формированием вулканических сооружений и естественно приурочены пространственно к вулканитам жерловой-прижерловой фации. Гидротермальные растворы, несущие полиметаллическое оруденение, отделяются на поздних стадиях развития магматического очага, когда активные вулканические процессы затухают, поэтому месторождения чаще бывают приурочены к вулканогенно-осадочным и осадочным фациям, перекрывающим вулканические сооружения или находящиеся в удалении от них.

Связь процессов формирования и локализации руд с фациями вулканогенных пород проявляется различно и может быть рассмотрена в трех аспектах: 1) закономерная приуроченность месторождений к определенным группам фаций, обусловленные парагенетической связью оруденения с вулканизмом; 2) приуроченность руд к фациям, определенная условиями их одновременного образования; 3) приуроченность руд к определенным фациям, связанная с особенностями состава, строения и физико-механических свойств последних.

Закономерности локализации руд, определенные парагенетической связью оруденения с вулканизмом, проявляются в том, что определенная группа месторождений характеризуется постоянной приуроченностью к палеовулканическим постройкам и центрам вулканизма. Эта приуроченность уже давно рассматривается как одно из доказательств парагенетической, а в ряде случаев генетической связи оруденения с формированием субвулканических и экструзивных тел. В частности, большинство исследователей сходятся на мнении, что гидротермально-метасоматические руды парагенетически связаны с субвулканическими телами кислого состава. Субвулканические тела и руды этого типа имеют небольшие глубины формирования, контролируются едиными вулканическими структурами и синвулканическими разрывными нарушениями.

Парагенетическая связь оруденения с вулканизмом является одной из причин приуроченности месторождений определенного типа к вулканитам той или иной фации глубинности. В настоящее время по фациям глубинности выделяются следующие группы вулканитов: гиповулканические, субвулканические, экструзивные и эффузивные, включающие лавы и пирокласты. Наглядным примером экструзивного сооружения является Николаевское, рудные тела которого располагаются на склоне и у основания крупной сложной экструзии липаритовых порфиров и частично замещают породы этой экструзии.

Связь месторождений с субвулканическими телами и нередко сопровождающими их магматогенными брекчиями установлена на многих рудных полях. При этом характер оруденения находится в прямой зависимости от фациальных особенностей вулканитов: концентрированное рудоотложение происходит на тех же глубинах, на которых происходило окончательное становление рудоносных порфировых тел (Яковлев и др., 1973). Для гидротермально-метасоматических руд это субвулканический приповерхностный уровень, для вулканогенно-осадочных — поверхностные субмаринные условия.

Особое место занимают жерловые образования, в строении которых участвуют вулканиты разных фаций глубинности — от гиповулканической до поверхностной (эффузивной). В соответствии с этим и месторождения, приуроченные к жерловым зонам, обладают специфическими чертами в зависимости от глубины формирования, что видно на примерах медноколчеданных месторождений Южного Урала — Гайского (Бородаевская и др., 1975) и Сибайского (Жабин и др., 1974).

К гиповулканическим породам, по-видимому, можно отнести добатовитовые малые порфировые интрузии, с которыми связывают прожилково-вкрапленное медное (медно-порфировое) оруденение (Сугатовское, Повониколаевское, Бухтарминское и др.) и полиметаллическое (Долинское и др.). Их относят также к колчеданной медной и полиметаллической формации (Иванкин и др.,

1961). Образование месторождений этой формации происходило в два этапа. С ранним этапом связаны рассеянные вкрапленники пирита и халькопирита. Второй этап — формирование серноколчеданных и полиметаллических залежей, сложенных сплошными и прожилково-вкрапленными рудами. Не исключено, что некоторые медные и полиметаллические рудопроявления, сопровождающиеся скарнами, также связаны с порфирами гиповулканической фации. Однако этот вопрос требует детального изучения. Необходимо отметить, что указанные иорфиры и ассоциирующие с ними месторождения связаны главным образом не с базальт-диабазитовой формацией среднего девона-франа (Сугатовское), а чаще с фаменской андезит-дацитовый формацией (Бухтарминское, Долинское, Новониколаевское).

Таким образом, парагенетическая связь оруденения с вулканогенными комплексами обуславливает закономерную приуроченность месторождений к определенным фациям вулканитов и характерные черты и особенности их, зависящие от обстановки формирования, в частности, от условий глубинности. Эта связь месторождений с фациями вулканитов наиболее отчетливо выражается в приуроченности их к различным вулканическим сооружениям и аппаратам, что будет рассмотрено в следующей главе.

С другой стороны, приуроченность руд к определенным фациям зависит от особенностей состава, строения и физико-механических свойств последних. Это относится в первую очередь к рудам метасоматического генезиса. Для этих месторождений установлена преимущественная приуроченность руд к вулканитам кислого состава, в особенности к туфам и другим обломочным разностям. Эффузивы основного состава обычно играют роль структурно-литологических экранов. Эти закономерности локализации руд объясняются несколькими причинами: химическим составом пород, физическими и механическими свойствами и различной тектонической проработкой рудовмещающих и экранирующих пород (Яковлев, 1976). Петрофизические группы горных пород (Старостин, 1973), выделенные по совокупности физических и механических свойств, играют важную роль в локализации оруденения на месторождениях Южного Урала и Рудного Алтая, при этом одни являются рудовмещающими, другие — экранирующими. Детально эти вопросы рассмотрены ниже. Здесь же следует только подчеркнуть, что приуроченность руд к породам, наиболее благоприятным для замещения, вносит нередко существенные коррективы в интерпретацию парагенетических связей в том отношении, что руды, будучи парагенетически связанными, например, с субвулканическими образованиями, могут локализоваться в пирокластах эффузивной фации.

Приуроченность руд к определенным фациям, образованным одновременно, наиболее наглядно проявляется в месторождениях вулканогенно-осадочного генезиса. При этом руды пространственно ассоциируют с вулканогенно-осадочными и осадочными фа-

ниями, фиксирующими затухание активных вулканических процессов или удаленность от вулканических центров. Совместное образование вмещающих пород и руд в условиях осаднения на дне морского бассейна отражается на многих особенностях вещественного состава, текстуры и структуры руд. В общем случае это выражается в том, что руды гидротермально-осадочного генезиса

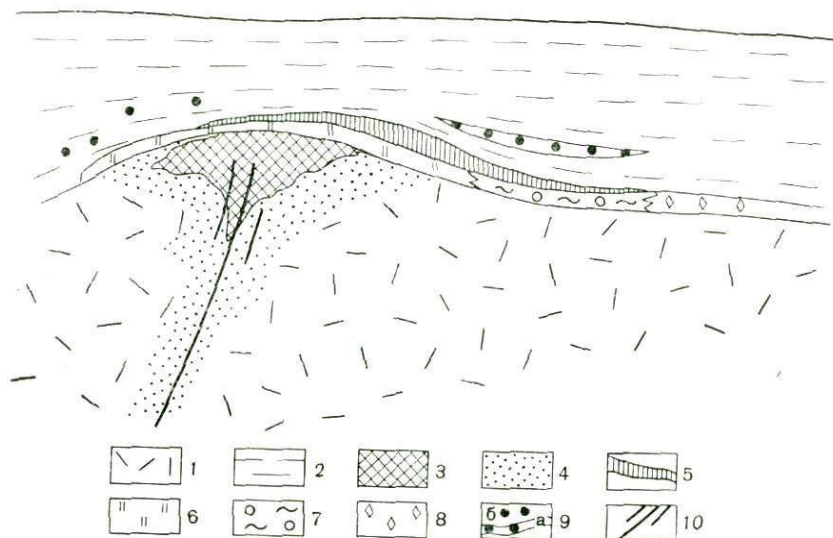


Рис. 3. Схема соотношения метасоматического и осадочного оруденения и формирование латеральной зональности:

1 — вулканогенные породы; 2 — осадочные породы; 3 — метасоматические руды; 4 — зональный ореол гидротермально измененных пород; 5 — эксгалиационно-осадочные руды; 6 — микрокварциты гидротермально-осадочного генезиса; 7 — хлоритовые породы и доломитолиты; 8 — карбонатные породы (с анкеритом); 9 — обломочные руды (а) и рудокласты (б); 10 — рудоподавляющий разлом

характеризуются точно такими же текстурно-структурными признаками, как и вмещающие их породы. Это особенно отчетливо проявляется при сопоставлении руд, приуроченных к различным по составу осадочным и вулканогенно-осадочным образованиям: руды, залегающие среди тонкозернистых ритмично-слоистых осадочных пород, характеризуются такой же ритмичной слоистостью (Риддер-Сокольное месторождение). Рудам, располагающимся среди слоистых песчанистых отложений, свойственна более крупнозернистая структура, так как зерна слагающих их рудных минералов близки по размерам к песчанистым частицам вмещающих пород (слоистые руды Николаевского месторождения). Наконец, руды, залегающие среди крупнообломочных пород, нередко так же характеризуются крупнообломочным строением в тех

случаях, когда образование этих руд связано с разрывом и перераспределением ранее сформированных рудных масс. Такие взаимоотношения были установлены на Сибайском месторождении, где статистические изменения диаметра обломков вмещающих пород и руд внутри пластового рудного тела, соединенного с пиритовой линзой, показали, что диаметр рудных обломков уменьшается во все стороны от линзы как источника рудокластов, и так же уменьшается размер вулканических бомб и ксенообломков (Жабин и др., 1974).

Среди гидротермально-осадочных руд можно выделить два типа по способу накопления рудного вещества: обломочный, образующийся в результате разрушения и перемещения ранее образованных руд нередко гидротермально-метасоматического генезиса (валунчатые руды второй Риддерской залежи, Сибайского месторождения и др.), и седиментационный (гидротермально-осадочные руды), который возникает в результате диагенеза первичного рудного осадка, выпадающего при взаимодействии гидротермальных растворов с морской водой или донными илами (рис. 3).

Рассмотренные закономерности приуроченности руд к различным фациям вулканитов и вулканогенно-осадочных пород показывают необходимость изучения их для восстановления условий и обстановки рудообразования. Связь колчеданных месторождений с определенными группами фаций обуславливает многие их особенности, в частности такие важные, как структура месторождения, морфология рудных тел и состав руд (имеются в виду различия в составе элементов-примесей в гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных рудах). Связь с фациями, точнее с группами фаций, проявляется на различном уровне: в масштабе отдельных рудных тел, месторождений и в масштабе рудных полей. Поэтому выявленные в каждом конкретном районе закономерности могут быть использованы в поисковых целях: фациальный состав рудовмещающих комплексов в значительной степени предопределяет не только возможность поисков месторождений, но и их тип.

Глава 4

РУДОНОСНЫЕ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Рудоносные вулканогенные структуры колчеданноносных провинций, особенно Рудного Алтая, являются сложными геологическими образованиями, в которых сочетаются структурные элементы вулканогенного, седиментогенного и тектонического происхождения, часто развивающиеся длительно, многоэтапно. Этому соответствует полигенное и полихронное формирование колчеданных

месторождений, на что впервые обратил внимание В. И. Смирнов (1970). На этих месторождениях рудные залежи представляют собой гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, гидротермальные и часто комбинированные рудные тела. Они используют вулканогенные и седиментогенные структурные элементы, а также их сочетания. При этом следует иметь в виду различного рода преобразования (метаморфизм, регенерацию), которые претерпевают первичные вулканогенные руды, наложение более поздних гидротермальных рудных новообразований на первичные рудные залежи (Яковлев и др., 1975). В связи с указанными обстоятельствами при рудоотложении могут быть использованы как первичные вулканогенные структуры, часто деформированные, так и вторичные, преимущественно тектоногенные, иногда тектоно-метаморфогенные (в зонах смятия) структурные элементы.

Первичные залежи, приуроченные к вулканогенным структурам, лучше всего представлены на Южном Урале. Последний является примером первичной геосинклинали, сформировавшейся на океанической коре (Бородаевская и др., 1975; Иванов и др., 1966; Проккии и др., 1971; Сопко, Серавкин, 1976; Шарфман, 1972; Яковлев, 1975, и др.). Это типичная провинция медноколчеданных месторождений. Вулканогенные рудные залежи, часто сочетающиеся с преобразованными и иногда новообразованными рудными телами, используют различные комбинации вулканогенных и тектоногенных структур на Рудном Алтае. Отдельные центры вулканизма здесь выделялись уже давно (Коптев-Дворников и др., 1967; Кузубный, 1975; Попов, 1968; Чернов, 1974; и др.), но им не придавалось должного значения в локализации оруденения, так как последнее раньше обычно не связывали с девонскими вулканогенными формациями. Сейчас, когда эта связь признается многими геологами, значительно возрос интерес и к вулканическим структурам, которые выделяются на площади рудных районов, полей и участков развития вулканогенных месторождений (медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и др.). Из-за того, что колчеданно-полиметаллические месторождения имеют более сложные связи с вулканогенными формациями и значительно преобразованы, чем медноколчеданные, рудоносные вулкано-тектонические и вулканические структуры начали выявляться на площадях развития таких месторождений в Рудном Алтае (Авдонин и др., 1976; Золотарев и др., 1977; Старостин и др., 1973; Яковлев и др., 1977).

В размещении алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений играют важную роль девонские вулканогенные структуры различного масштаба, типа и возраста. Выделяются структуры региональные, преимущественно вулкано-тектонические и локальные, которые относятся как к этой же группе, так и к собственно вулканическим структурам. Региональные вулкано-тектонические структуры определяют распределение рудных

районов и узлов; локальные — контролируют размещение рудных полей и месторождений.

Региональные рудоносные вулкано-тектонические структуры.

К региональным структурам первого порядка длиной до 100 км относятся вулкано-тектонические поднятия (вулканогенные геоантиклинали). К структурам второго порядка длиной в несколько десятков километров, — осложняющие их вулкано-тектонические депрессии и расположенные между ними вулкано-тектонические поднятия второго порядка (Яковлев, Микунов, 1976; рис. 4, 5).

Вулканогенные геоантиклинали (Алейская, Сибирская), разделенные надразломными геосинклинальными прогибами, наряду с которыми являются основными тектономагматическими структурами Рудного Алтая, выделяются структурно-фациальные зоны (Горжевский и др., 1955). Вулканогенные геоантиклинали были заложены в начале среднего девона как крупные синвулканические структуры. Они характеризуются приуроченностью к ним вулканитов жерловой-прижерловой и промежуточной зон фаций базальт-диоритовой формации девона.

Повышенные мощности (1000—3000 м) вулканитов кислого, отчасти основного состава сосредоточены на склонах геоантиклиналей, где они обычно слагают палеовулканические депрессии. Разнообразные фации вулканических пород здесь переслаиваются с осадочными отложениями (аргиллитами, алевролитами, частями кремнистыми, иногда известковистыми). К центральным частям геоантиклиналей, часто представляющих собой вулканические поднятия, количество осадочных пород, среди которых являются красноцветные осадки, и основных вулканитов уменьшается — диоритовая подформация. На таких участках проявляются несогласия, а мощность отложений сокращается до 500 м, что обусловлено здесь чередованием опусканий с неоднократными поднятиями. В направлении к геосинклинальным прогибам уменьшается количество лав, лавобрекчий и грубой пирокластике кислого состава, увеличивается содержание тонкого туфогенного и осадочного материала, одновременно повышается роль вулканитов основного состава, которые связаны с разломами глубокого заложения. В прогибах накапливались мощные толщи (3000—5000 м) терригенно-базальтовой подформации.

Вулканогенные геоантиклинали характеризуются мозаично-блоковым строением, которое типично для остаточных поднятий, тем более что Алейскую геоантиклиналь относят к срединному массиву (Горжевский и др., 1974; Принципы и методы..., 1972). Оно выражается в расчленении геоантиклиналей разломами разных направлений на блоки, представленные вулкано-тектоническими депрессиями и поднятиями второго порядка. Первым принадлежит активная роль как наложенным структурам, связанным с разломами часто глубокого заложения — продольными северо-западного направления или поперечными субширотного прости-

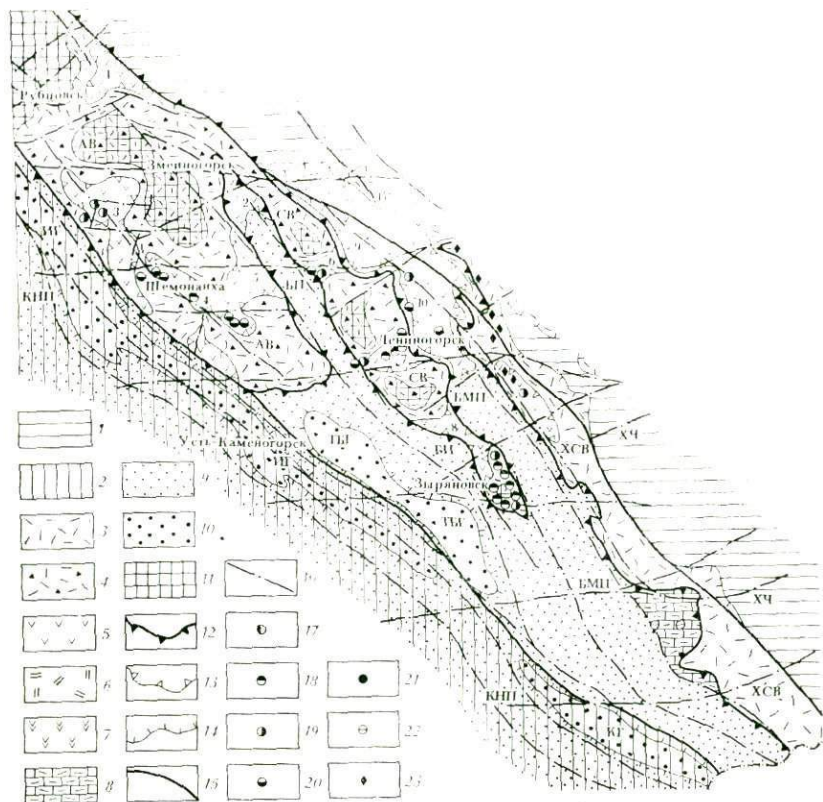


Рис. 4. Палеовулканическая схема Рудного Алтая. Эйфельско-раннеживетский вулканический этап.

Составили: Г. Ф. Яковлев и М. Ф. Микунов

1 — Горноалтайская область каледонского орогенеза (площади размыта комплексов пород нижнего палеозоя). Зайсанская геосинклинальная область; 2 — Калбинская зона. Геосинклинальная система Юго-Западного Алтая; 3—7 — ассоциации вулканитов жерловой, прижерловой и промежуточной фациальных зон: 3 — базальт-липаритовая формация эйфельско-раннеживетского вулканического этапа (D_{2e-gv_1}), 4—7 — подформации: 4 — липаритовая (D_{2e-gv_1}), 5 — контрастная базальт-липаритовая (D_{2e-gv_1}), 6 — трахидлиарит-липаритовая позднеживетско-франского вулканического этапа ($D_{2gv_2}-D_{3fr}$), 7 — базальт-трахидлиарит-липаритовая ($D_{2gv_2}-D_{3fr}$); 8 — терригенно-известняково-телепиро-кластическая подформация (D_{2e-gv_1}); 9 и 10 — осадочные (терригенные) формации и фаши удаленных зон осадочно-вулканогенных формаций: 9 — геосинклинальных прогибов, 10 — геоантиклиналей; 11 — участки, испытывавшие слабое погружение, чередовавшееся с воздыманием; 12—14 — границы: 12 — вулканогенных геоантиклиналей, 13 — вулканотектонических депрессий, 14 — геоантиклиналей без проявления вулканизма; 15 — разломы первого порядка (по границам Юго-Западного Алтая); 16 — разломы второго и более высоких порядков; 17—21 — типы рудных подформаций: 17 — барит-полиметаллическая, 18 —



Рис. 5. Палеовулканическая схема Рудного Алтая. Позднеживетско-франский вулканический этап.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Вулкано-тектонические депрессии: I — Таловско-Рубцовская; II — Зmeinогорская; III — Успенско-Раздольнинская; IV — Прииртышская

полиметаллическая, 19 — переходная к колчеданно-полиметаллической, 20 — колчеданно-полиметаллическая, 21 — медноколчеданная; 22 — свинцово-цинковая стратиформная формация Южного Алтая; 23 — участки проявления вулканогенно-осадочных железных руд. ХЧ — Холзунско-Чуйское орогенное поднятие. Вулканогенные геоantikлинали: ХСВ — Холзунско-Сарымсактинская; СВ — Синюшинская; АВ — Алейская. Геоantikлиналильные прогибы: БМП — Белоубинско-Маймырский; БП — Быструшинский; АКП — Авроринско-Кондратьевский; КНП — Калба-Нарымский. Геоantikлинали: СГ — Синюшинская; ТБГ — Тарханско-Бородинская; ИГ — Иртышская; КГ — Курчумская. Вулкано-тектонические депрессии: 1 — Таловско-Рубцовская; 2 — Восточно-Зmeinогорская; 3 — Успенско-Раздольнинская; 4 — Приубинская; 5 — Большереченская; 6 — Снегирихинская; 7 — Лениногорская; 8 — Березово-Тургусунская; 9 — Сакмарихинская; 10 — Листвяжная

рания. Вулкано-тектонические поднятия представляют собой остаточные блоки, сохранившиеся между депрессиями.

Характерной чертой размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая является приуроченность их к вулканогенным геосинклиналям, особенно к склонам и зонам сопряжения последних с геосинклинальными прогибами (Горжевский и др., 1955; Яковлев и др., 1976). Другая особенность, которая установлена при палеовулканическом анализе, заключается в том, что большинство месторождений приурочено к вулкано-тектоническим депрессиям, чаще всего к их краевым частям, являющимся зонами сопряжения с палеовулканическими поднятиями. Исключением является лишь Ревнюшинское вулкано-тектоническое поднятие, правда, окруженное, вероятно, со всех сторон палеовулканическими депрессиями. К нему приурочен Зырянский рудный район.

Вулкано-тектонические депрессии, контролирующее расположение рудных районов, рудных узлов и реже — отдельных рудных полей на площади Алейской и Синюшинской геосинклиналей, характеризуются рядом признаков. Они выполнены вулканитами контрастной базальт-липаритовой подформации, в отличие от расположенных между ними вулкано-тектонических поднятий второго порядка, которые сложены породами более однородной липаритовой или дацитовой подформации. В строении депрессий большую роль играют туфогенные и осадочные отложения. В целом вулкано-тектонические депрессии характеризуются набором более разнообразных фаций вулканогенных и вулканомиктовых образований, чем поднятия, в них устанавливается более пестрый разрез осадочно-вулканогенных отложений, часто наблюдаются пачки переслаивания пород, что уже давно считается благоприятным литологическим критерием для локализации оруденения. Приуроченность вулкано-тектонических депрессий к глубинным или крупным региональным разломам северо-западного или субширотного простирания обусловила, во-первых, их тектоническую позицию и, во-вторых, связь с более глубокими слоями земли (базальтовыми или, возможно, мантийными). Последнее обстоятельство, по мнению авторов, определило наличие в вулкано-тектонических депрессиях контрастных подформаций, флюид-порфировых комплексов и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Вулкано-тектонические депрессии весьма разнообразны по своей тектонической позиции, морфологии и разрезу рудоносных подформаций, но среди них можно наметить две основные группы: краевые и внутренние депрессии. Краевые вулкано-тектонические депрессии приурочены к склонам вулканогенных геосинклиналей — зонам их сопряжения с геосинклинальными прогибами. Они часто связаны с глубинными разломами северо-западного направления (Иртышский и др.) и, возможно, иногда скрытыми нарушениями глубокого заложения. Для таких депрессий ха-

рактены активный вулканизм, иногда проявленный в два этапа, большое развитие вулканогенных пород основного состава в разрезе подформаций, с которыми связаны колчеданно-полиметаллические, часто медноколчеданно-полиметаллические месторождения. К этой группе относятся Прииртышская, Кедровско-Бутачинская, Листвяжная, Сакмарихинская депрессии и др.

Внутренние вулкано-тектонические депрессии развиваются на вулканогенных геантиклиналях в связи с крупными региональными разломами преимущественно субширотного направления. Они характеризуются менее мощными проявлениями вулканизма, обычно одноэтапного, меньшим развитием вулканитов основного состава, значительным распространением туффитовых, кремнистых пород и др. К депрессиям этой группы часто приурочены полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения. К региональным структурам такого рода относятся Лениногорская, Снегирихинская, Змеиногорская, Рубцовская и др.

Вулкано-тектонические депрессии имеют сложное мозаично-блоковое внутреннее строение. Они расчленяются на серию вулкано-тектонических блоков — локальных депрессий и поднятий синвулканическими разломами, чаще всего поперечными. При детальном палеовулканическом анализе устанавливаются конкретные вулканические структуры (стратовулканы, вулканические купола, межкупольные депрессии, экструзивные и субвулканические тела) и вулкано-тектонические структуры (кальдерообразные депрессии и др.), которые влияют на позиции рудных полей отдельных месторождений.

Локальные рудоносные вулканогенные структуры. На основании анализа палеовулканических реконструкций, произведенного указанными в начале главы исследователями, на Рудном Алтае можно выделить три главные группы локальных вулканогенных структур, к которым приурочены рудные поля и месторождения: положительные вулканические (аккумулятивные) структуры представлены стратовулканами (рис. 6, I), а отрицательные вулкано-тектонические (деструктивные) — межвулканическими (рис. 6, II) и кальдерообразными депрессиями (рис. 6, III). В свою очередь, в I и III группах выделяются подгруппы или типы рудоносных вулканогенных структур, число которых в дальнейшем, по мере развития детальных палеовулканических исследований, будет, вероятно, увеличиваться.

Стратовулканы представляют собой крупные вулканические сооружения (в поперечнике 5—10 км), сложенные, главным образом кислыми вулканитами различных фаций жерловой-прижерловой и промежуточной зон. Реже, преимущественно в верхних частях разреза базальт-диабазитовой подформации, встречаются вулканиты базальтового состава, которые слагают околосвершинные депрессии или залегают у подошвы стратовулканов. Комплексы основания вулканов бывает представлен осадочными отложениями девонского возраста или древними мета-

Р У Д Н Ы Й А Л Т А Й

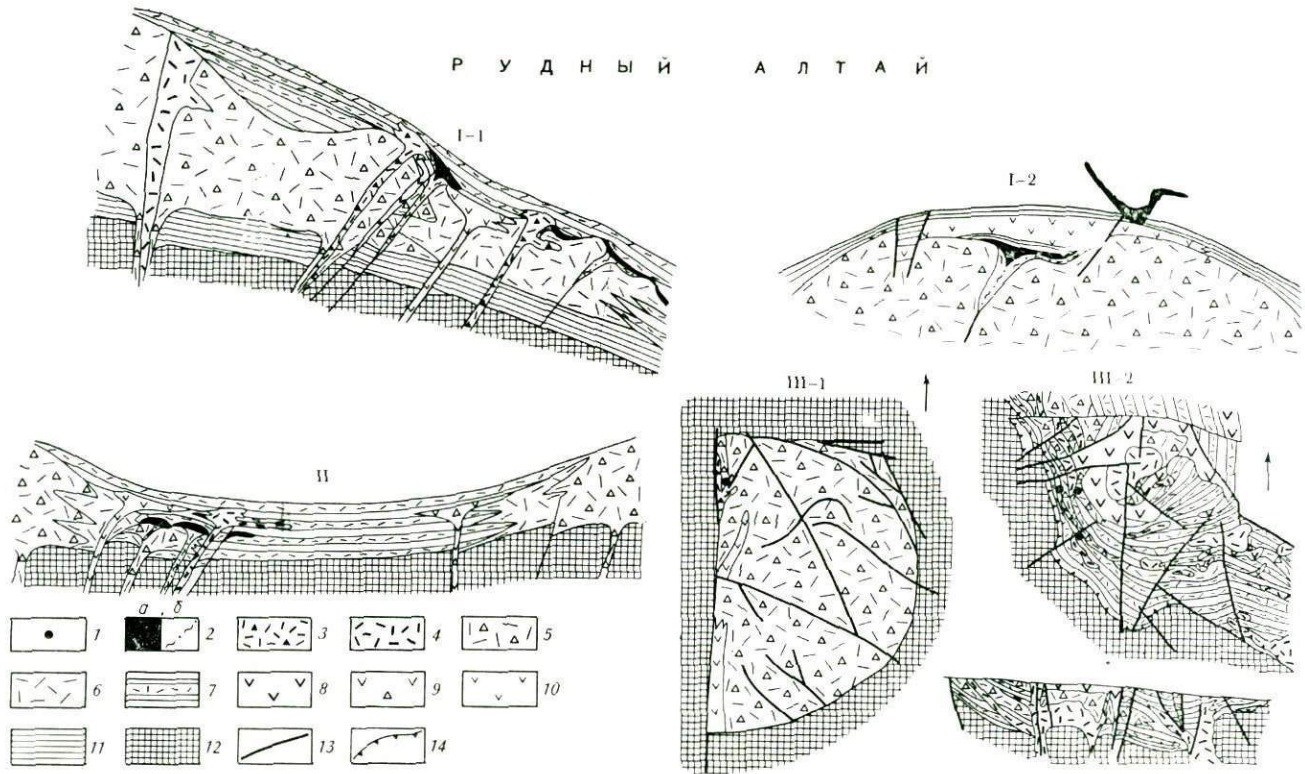


Рис. 6. Рудоносные вулканогенные структуры (схема палеовулканических реконструкций):

1 — месторождения и рудопоявления; 2 — рудные тела: а — силицистые руды, б — прожилково-вкрапленные руды; 3—7 — фации вулканитов кислого состава: 3—4 — субвулканической и экструзивной (3 — с автомагматическими брекчиями), 5 — жерлово-прижерловой зоны, 6 — промежуточной зоны, 7 — удаленной зоны; 8—10 — фации вулка-

литов основного состава: 8 — субвулканической, 9 — жерлово-прижерловой, 10 — промежуточной зоны; 11 — осадочные отложения; 12 — комплекс пород в основании вулканов; 14 — границы кальдерообразных депрессий. I — стратовулканы: I-1 — склоны и надкуольные зоны (по В. В. Авдоницу, Т. Я. Гончаровой, В. И. Старостину, Г. Ф. Яковлеву и др., 1973); I-2 — центральная часть, с вершинной депрессией (по В. В. Авдоницу, Н. О. Гарикову и др., 1976); II — межвулканические депрессии (по Г. Н. Щербе, 1974; В. И. Старостину, 1976); III — кальдерообразные депрессии: III-1 — простая (по Е. И. Филатову, И. И. Пугачевой, Г. Г. Колдаевой, И. В. Крейтер, 1976); III-2 — сложная (по А. Ф. Черных, М. П. Астафьеву, Г. Ф. Яковлеву, М. Ф. Микунову, 1976).

морфическими сланцами. Стратовулканы характеризуются развитием дополнительных вулканических сооружений в виде одиночных палеовулканов, как на Тишинском рудном поле, лавовых и экструзивных куполов, субвулканических тел, которые развиты на Стрежанском, Шубинском и других рудных полях Леннингорского района (Авдонин и др., 1975; Золотарев и др. 1977; Старостин и др., 1973). К склонам таких вулканов (рис. 6, I—1) приурочены указанные рудные поля и колчеданно-полиметаллические месторождения, которые расположены в участках перехода фаций вулканитов жерловых-прижерловых зон к образованиям промежуточной зоны. В размещении вулканогенных рудных тел гидротермально-метасоматического происхождения играют роль вулканические купола и участки выклинивания субвулканических тел флюид-порфиrowого комплекса базальт-липаритовой формации. Вулканогенно-осадочные залежи Шубинского, Стрежанского и Гусяковского месторождений расположены в межкупольных депрессиях, где они залегают среди туфогенно-осадочных отложений, завершающих развитие интенсивного кислого вулканизма (Золотарев, 1974).

Другой тип стратовулканов (рис. 6, I—2) и, соответственно, структурной позиции рудных полей и месторождений характеризуется наличием в центральной части палеовулкана вершинной депрессии, заполненной базальтами. Такие стратовулканы распространены в Прииртышской краевой вулкано-тектонической депрессии, которая расположена в висячем боку Иртышского глубинного разлома. Здесь выделяются две подформации: среднедевонско-раннефранская базальт-липаритовая и франская базальт-трахилипаритовая. В этой зоне четко выражена автономность (возможно, антидромность) в развитии кислого и основного вулканизма. На ранних этапах был проявлен мощный кислый вулканизм, который выразился в формировании крупных стратовулканов (Камышинский, Рулиинский и др.) с более мелкими побочными центрами вулканизма на склонах (Сильковский и др.). Выше залегают осадочные отложения гериховской свиты, среди которых отмечаются локальные участки, насыщенные вулканитами основного состава. Палеовулканический анализ, проведенный

В. В. Авдонным, О. И. Гариковым и В. А. Наумовым, показывает, что основные вулканы слагают вулcano-тектонические депрессии, осложняющие центральные части стратовулканов и обремененные своим формированием действием поперечных разломов. К околоразломным депрессиям приурочены Камышинское и Рулихинское месторождения, рудные тела которых располагаются под экраном осадочных пород и базальтов. Указанные выше стратовулканы разделены небольшими межвулканическими депрессиями. Таким образом, ранний вулканический этап завершается периодом затухания кислого вулканизма, накопления терригенных толщ и локальными трещинными излияниями основных эффузивов. С этим периодом связано рудообразование Камышинского, Рулихинского, Таловского месторождений (рис. 7).

Следующий франский вулканический этап развивался по иному плану. Наиболее активный центр вулканизма располагался в Николаевском блоке, т. е. на склоне Рулихинского стратовулкана и в межвулканической депрессии. Здесь была сформирована центральная часть стратовулкана, сложенная кислыми вулканитами. На склонах образовалась гнездовая группа палеовулканов, фиксируемых сейчас экструзиями. Позднефранское и начало фанменского времени характеризуется затуханием кислого вулканизма; в это время центральная часть Николаевского стратовулкана была осложнена локальной вулcano-тектонической депрессией кратерно-кальдерного типа, которая выполнена основными эффузивами. К такой структуре приурочено Николаевское рудное поле. Но рудные тела одноименного медноколчеданно-полиметаллического месторождения залегают в контакте субвулканического (экструзивного?) тела липаритовых порфиров франского возраста (рис. 7).

Следует подчеркнуть, что вулканизм основного состава, проявленный в различных структурах, является характерной чертой многих рудных полей, так же как и поздние экструзии и субвулканические тела (с автомагматическими брекчиями), входящие в флюид-порфировый комплекс рудоносной базальт-липаритовой формации. Все это свидетельствует о взаимодействии коровых очагов с более глубокими слоями земной коры, богатыми летучими и металлическими компонентами.

Межвулканические депрессии (см. рис. 6, II) расположены между очагами вулканизма (стратовулканами). Будучи иногда несколько вытянутыми вдоль разломов, они достигают в поперечнике 10—12 км. Межвулканические депрессии являются частями более крупных региональных структур, чаще всего внутренних вулcano-тектонических депрессий, расположенных на вулcanoгенных геосинклиналях. Описываемые депрессии выполнены главным образом туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми отложениями удаленных фаций; но присутствуют также, особенно в основании разреза, породы промежуточной зоны фаций. В небольшом количестве имеются вулканы основного со-

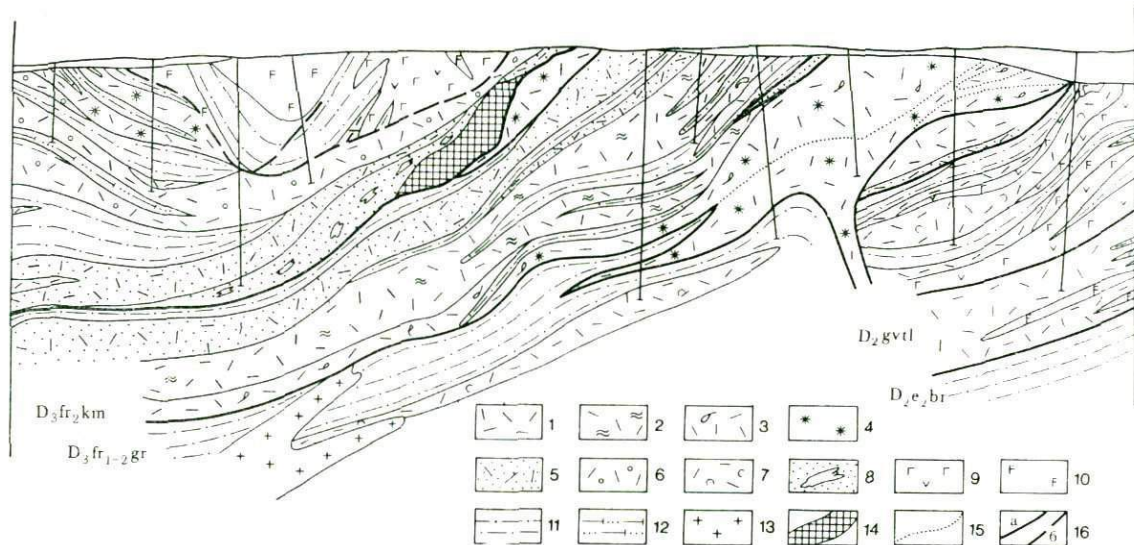


Рис. 7. Разрез через Николаевское месторождение:

1 — липаритовые порфиры; 2 — флюидальные липаритовые порфиры; 3 — лавовые брекчии липаритовых порфиров; 4 — породы экструзивной фации; 5—6 — туфы липаритовых порфиров: 5 — мелко-обломочные, 6 — средне- и крупнообломочные; 7 — липаритовые порфиры неоднородной текстуры; 8 — глыбовые смешанные туфы; 9 — андезит-базальтовые и базальтовые порфириты эффузивные; 10 — андезит-базальтовые порфириты субвулканические; 11 — алевролиты; 12 — песчаники; 13 — липаритовые порфиры с крупными включениями гиповулканической фации; 14 — рудное тело; 15 — фациальные границы; 16 — границы: *a* — свит и экструзивных сооружений, *b* — осложненного срывами ложа вулcano-тектонической депрессии.

Индексы свит: березовской (D_2e_2br), таловской (D_2gvtl), гериховской (D_3fr_{1-2gr}), каменевской (D_3fr_2km)

става. Встречаются также отдельные центры кислого вулканизма — в виде одиночных вулканов в краевых частях этих депрессий. К локальным участкам активного вулканизма, представляющим собой секториально-прикальдерные зоны, приурочены колчеданно-полиметаллические месторождения. В последних наблюдаются сочетания гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических рудных залежей при преобладании последних (Риддер-Сокольное месторождение). В удалении от центров вулканизма в межвулканических депрессиях находятся, вероятно, также полиметаллические месторождения, как Рубцовское, Степное и другие, расположенные на северо-западе Рудного Алтая.

Наиболее изученной из межвулканических депрессий является Лениногорская на Синюшинской вулканогенной геоантиклинали (Попов, 1968; Сандомирский, Старостин, 1975; Щерба, 1957; и др.). Эта депрессия приурочена к субширотной зоне разломов. В настоящее время сохранилась только ее северная половина, в пределах которой и находится одноименное рудное поле. Оно расположено между очагами активного вулканизма, действовавшими в соседних краевых вулканических зонах (Кедровско-Бутачихинской и Успенско-Карелинской). Депрессия выполнена образованиями раннэйфельского вулканического этапа, который начался с кислого вулканизма и завершился накоплением вулканогенно-осадочных отложений и основных вулканитов. При этом вулканические центры кислых извержений фиксируются только в краевой зоне депрессии. Разломами преимущественно субширотного и северо-восточного направлений депрессия расчленена на секториальные блоки, в строении которых участвуют вулканиты. Не исключено, что рудоносное Риддер-Сокольное сооружение представляет собой секториальную вулкано-тектоническую структуру, к которой приурочено одноименное месторождение. В этом же блоке сосредоточены основные эффузивные и субвулканические дайки, производные трещинных излияний в краевой зоне депрессии. С накоплением туфогенно-осадочных отложений эйфельского вулканического этапа было связано начало формирования Риддер-Сокольного месторождения, в котором отложился гидротермально-осадочные руды (Вторая Риддерская). Причем этим этапом практически заканчивается вулканизм в пределах Лениногорской депрессии. В дальнейшем в нее поступал вулканомиктовый материал, главным образом из соседних краевых зон крупных вулканических сооружений. Последняя вспышка вулканизма в Лениногорской депрессии относится к позднеэйфельскому времени, когда среди осадков образовались экструзии и субвулканические тела липаритового состава, относящиеся к флюидпорфировому комплексу. С ними связаны завершающие стадии формирования руд Риддер-Сокольного месторождения.

Кальдерообразные депрессии бывают как простыми, так и сложными по своему строению и истории развития. Простые депрессии (см. рис. 6, III—1) в поперечнике 5—10 км

образуются на месте стратовулкана, сложенного кислыми вулканидами и испытавшего стадию кальдерообразования. Палеовулкан по системе полукольцевых, дуговых и линейных разломов был опущен. Прикальдерная зона расчленяется радиальными разломами на секториальные блоки. В опущенных блоках происходили излияния более молодых базальтовых лав. Отдельные секториальные прикальдерные блоки, особенно на сопряжении их с линейными зонами разломов, насыщены субвулканическими телами флюид-порфирового комплекса. С последними связаны колчеданно-полиметаллические месторождения, например Семёновское в Садовушинской кольцевой структуре. Эта структура является вулканотектонической депрессией, вероятно, начальной стадии кальдерообразования. Для простых депрессий характерно развитие их в один вулканический этап, хотя в дальнейшем в них происходит залечивание полукольцевых и дуговых разломов более поздними субвулканическими телами или интрузиями, подчеркивающими кольцевое строение такой структуры, в частности Садовушинской.

Сложные кальдерообразные депрессии (см. рис. 6, III—2) с большими размерами, чем у простых, характеризуются формированием в два вулканических этапа. Это обуславливает и сложность внутреннего строения депрессии. К такого рода структурам может быть отнесена Успенская кальдерообразная депрессия (Черных и Астафьев). В западной части она осложнена Кировским вулканокупольным поднятием. Эта депрессия образована в два вулканических этапа (среднедевонский и франкий), в результате которых возникла рудоносная базальт-липаритовая формация. В ранний этап (среднедевонский) депрессия имела, вероятно, простое строение, в поздний (франкий) она усложнилась внутренним купольным поднятием, фиксируемым значительным развитием вулканических образований жерловой фации (стратовулкана), субвулканическими телами кислого и основного состава. Характерно развитие гнездовой группы вулканов в западном секторе прикальдерной зоны. Здесь на склонах этих вулканических центров, фиксируемых переходом вулканических жерловой-прижерловой зоны в промежуточную, находится Золотушинское рудное поле. В размещении его месторождений важное значение имеют особенности строения кальдерообразной депрессии, в первую очередь длительно развивавшаяся секториально-прикальдерная зона, к которой они приурочены. Месторождения находятся на пересечении благоприятных литолого-стратиграфических горизонтов с радиальными разломами; они связаны с двумя вулканическими этапами, но главнейшие, в том числе Золотушинское, связаны с вулканической деятельностью раннего этапа.

На основании изложенного о рудоносных вулканогенных структурах может быть предложена систематика этих структур для рудных районов и полей (табл. 2). Хотя она составлена на примере Рудного Алтая, по мнению авторов, эта классификация

Рудоносные вулканогенные структуры рудных районов и полей

Степень эрозии	Структуры	Вулкано-тектонические	Вулканические
Слабая	положительные	Вулкано-купольные структуры	
		вулкано-тектонические поднятия	стратовулканы с околовышинными депрессиями
		Линейные вулканогенные структуры	
		вулкано-тектонические горсты	вулканические хребты, гряды и биклинали
	отрицательные	кальдерообразные депрессии (простые, сложные)	межвулканические депрессии
Сильная		корневые зоны вулканов поля развития некков, субвулканических и гиповулканических тел	

может иметь и более общее значение для металлогенических провинций, оруденение которых связано с раннегеосинклинальными вулканогенными структурами.

Вулканогенные структуры колчеданных месторождений и рудных тел представлены следующими типами: 1) вулканические купола (лавовые, экструзивные и др.); 2) межкупольные депрессии; 3) околовышинные депрессии стратовулканов и вулканокуполов; 4) жерловые структуры; 5) секториально-прикальдерные зоны; 6) прототектонические структуры субвулканических тел; 7) синвулканические разломы, трещины и зоны расланцевания.

При прогнозировании и поисках новых месторождений или скрытых рудных тел следует учитывать весь комплекс структурно-формационно-фациальных черт колчеданосных провинций, среди которых важную роль играют выделяемые рудоносные вулканогенные структуры.

Глава 5 НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ И ЮЖНОГО УРАЛА

В настоящей главе анализируется одна из важных закономерностей размещения колчеданосных рудных полей в пределах палеовулканических зон, обусловленная неоднородным строением последних. Вулканогенные зоны, что устанавливается как в областях молодого и современного вулканизма (Камчатско-Куриль-

ский пояс), так и в палеовулканических провинциях (Урал, Алтай), имеют неоднородное прерывистое строение. Они состоят из отдельных, цепочкой расположенных вулканогенно-рудных центров (Василевский и др., 1976). Такое строение вулканогенных поясов существенно влияет на размещение колчедановых районов и полей, а также месторождений. Хотя этот вопрос рассматривается здесь на примере Южного Урала и Рудного Алтая, он имеет более общее значение.

В пределах вулканических поясов и зон магматическая деятельность проявлялась по-разному: более или менее равномерно, непрерывно (зоны первого рода) или, наоборот, неравномерно, прерывисто (зоны второго рода). Такое размещение вулканогенных формаций и вулcano-плутонических ассоциаций определяется особенностями глубинного строения и тектоно-магматического развития вулканогенных поясов и составляющих их зон. Непрерывные зоны обрамляются зонами второго рода и вместе с тем могут быть составными элементами последних, слагая основание или являясь осевой частью прерывистых поясов.

Непрерывные и прерывистые вулканогенные зоны развиты как в эвгеосинклиналях, приуроченных к сопряжению континента и океана (Камчатка), платформы (палеоконтинента) и геосинклинальной системы или палеоокеана (Урал), так и в эвгеоантиклиналях, расположенных в сопряжении орогенной и геосинклинальной областей (Юго-Западный Алтай). Таким образом, они могут быть различными по позиции и возрасту — палеозойскими, кайнозойскими и др.

Непрерывные вулканогенные зоны. Эти пояса и зоны характеризуются рядом специфических особенностей. Они обладают значительной протяженностью (до 1000 км) при сравнительно небольшой ширине (до 10 км), часто приурочены к глубинным разломам, представляющим собой структуры Беньюфа, или к региональным разломам глубокого заложения. Они обычно формируются на коре океанического типа.

Вулканогенные зоны первого рода первоначально представляли собой рифты, трог и узкие приразломные прогибы, выполненные породами базальтовой формации начального этапа (океанической стадии) развития эвгеосинклиналей. Примерами таких зон на Камчатке может служить Периокеанический пояс, на Южном Урале — Присакмарская зона. Однако известны непрерывные зоны, сложенные иными формациями. Так, на площади Юго-Западного Алтая, развивавшегося на достаточно консолидированных каледонских структурах (на континентальной коре) в зоне сопряжения с Горным Алтаем в раннегеосинклинальный этап (в доостровную стадию), образовалась Холзунско-Сарымсактинская зона; она первоначально представляла собой приразломный прогиб, выполненный осадками и вулканитами преимущественно кислого состава и претерпевший впоследствии инверсию. К непрерывным зонам следует отнести также вулканогенные гряды

или хребты, сложенные слабодифференцированными формациями (андезитовыми, андезит-базальтовыми или андезит-дацитовыми). Они образовались благодаря перекомпенсации узких прогибов и носят, по Э. Н. Эрлиху, название вулканических биклиналей. На Южном Урале примером таких структур служит Ирландыкская зона (Бородаевская и др., 1976), а на Юго-Западном Алтае — Бородинско-Феклистовская зона. В этих зонах инверсии прогибов происходили благодаря проявлению вертикального восходящего вектора тектонических движений, обычно дифференцированных; иногда наблюдается распадение непрерывных зон линейного типа на прерывистую цепочку локальных вулканогенных структур и переход в зоны второго рода.

Непрерывные вулканогенные зоны развиваются относительно непродолжительное время, обычно в течение одной стадии, преимущественно океанической. В этом случае их можно назвать инициальными вулканогенными зонами. Они формируются на Южном Урале в силуре или в раннем девоне, на Камчатке в позднем мелу — палеогене. Эти зоны претерпевают обычно раннюю стабилизацию, и в дальнейшем они развиваются при многоосинклинальном режиме. Иногда, на площади таких зон формируются более поздние интрузивы, даже орогенные (калбинские гранитоиды пермского возраста в Холзунско-Сарымсактинской зоне на Алтае). В непрерывных зонах преимущественным развитием пользуются трещинные излияния базальтов, выполняющие трогои или рифты. С ними связаны комагматичные интрузивы габброидов, иногда в зонах глубинных разломов формируются пояса гипербазитовых интрузий. Вулканические хребты (биклинали) обычно образованы сближенными вулканическими постройками андезит-базальтового или андезитового состава. Этим вулканитам комагматичны небольшие интрузивы габбро-диоритов и диоритов. В целом интрузивные образования в непрерывных вулканогенных зонах пользуются относительно небольшим развитием. Проявления интрузивного магматизма принадлежат обычно габбро-плагиогранитной формации, и приурочены они к локальным поднятиям. Последние возникают в конце раннегеосинклинальной стадии при инверсии геосинклинального трога.

Линейные зоны вулканизма непрерывного типа, встречающиеся в эвгеосинклиналях, обычно не содержат вулканогенных месторождений. Узловое размещение рудных объектов, концентрация оруденения для них не характерны. В инициальных зонах океанической стадии рудоносность чаще всего проявляется в виде рассеянной минерализации, прожилково-вкрапленного медного и медно-никелевого оруденения, приуроченного к интрузивам (Прикамарская зона на Урале). Вулканогенные зоны, сложенные слабодифференцированными формациями андезитового вулканизма раннегеосинклинального этапа (доостроводужная и раннеостроводужная, или кордильерная, стадии), могут также содержать прожилково-вкрапленное оруденение (медное — в Ирландыкской зо-

не на Урале, полиметаллическое — в Холзунско-Сарымсактинской и Бородинско-Феклистовской зонах Юго-Западного Алтая). В последних двух зонах в Южноалтайском и Нижнебухтарминском районах намечаются мозаично-блоковое строение и значительно более дифференцированные, чем на остальной площади, вулканогенные формации (андезит-дацит-липаритовые) в Нижнебухтарминском районе, в котором известны небольшие полиметаллические месторождения. Такие участки наблюдаются и в Ирландской зоне на Урале, где на их площади известны небольшие медные месторождения прожилково-вкрапленного типа. Таким образом, прерывистость (неоднородность) в строении отдельных участков наблюдается иногда в некоторых вулканогенных зонах первого рода. В связи с этим целесообразно выделять зоны промежуточного типа или непрерывно-прерывистого строения, которые интересны в металлогеническом отношении.

Прерывистые вулканогенные зоны характеризуются рядом специфических особенностей, отличающих их от зон первого рода. Они обладают дискретным, узловым размещением продуктов магматизма и связанного с ним оруденения по простиранию зон. Прерывистые вулканогенные зоны особенно перспективны в отношении обнаружения крупных рудных объектов и геолого-экономических районов, которые приурочены к центрам магматической и металлогенической активности. Эти центры, находящиеся обычно в местах пересечения продольных глубинных разломов с поперечными или диагональными тектоническими зонами (часто скрытыми нарушениями), носят название вулканогенно-рудных центров (Василевский и др., 1976).

В прерывистых зонах не столь резко выражена линейность, как в вулканогенных зонах первого рода, что проявляется, в частности, в несколько большей ширине (десятки километров) и меньшей длине (сотни километров) прерывистых зон. Для них характерно мозаично-блоковое строение, обусловленное сеткой разломов, сопряженных обычно с глубинными разломами. Висячем боку последних и расположены описываемые зоны, которые часто формируются на уже консолидированном основании: древнем складчатом фундаменте (Камчатка), на древнем геосинклинальном поднятии или срединном массиве (Рудный Алтай), на структурах начальной стадии развития геосинклинали (Южный Урал) и др.

Прерывистость вулканогенных зон обусловлена неоднородным строением глубинных слоев горизонтов земной коры. Это выражается локальными поднятиями гранитного слоя, увеличенными мощностями базальтового слоя и различного рода геофизическими неоднородностями, которые фиксируются сейсмическими, гравиметрическими, магнитными, тепловыми и другими аномалиями. На Южном Урале Западно-Магнитогорский вулканогенный пояс и приуроченный к нему одноименный колчеданосный пояс, согласно сейсмическим и гравиметрическим данным, нахо-

дятся на склоне глубинного поднятия поверхности Конрада (базальтового слоя). На западе Магнитогорского мегасинклинория она находится на глубине всего лишь 2—6 км от поверхности земли, а восточнее, в его осевой части, погружается до 10—14 км. Поверхность Конрада имеет сложное строение, к ее локальным неглубоким депрессиям, в которых она находится на глубине 4—5 км, приурочены участки с медноколчеданными месторождениями ($\text{Cu} : \text{Zn} = 2 : 1$), а к более глубоким прогибам (глубина 6—12 км) — участки с медно-цинково-колчеданными ($\text{Cu} : \text{Zn} = 1 : 2$) и иногда даже с полиметаллическими месторождениями (Клемин, 1976). Вместе с тем на фоне таких прогибов базальтового слоя сейсмическими методами устанавливаются глубинные куполовидные поднятия (опорного отражательного горизонта), природа которых не вполне ясна (Халевин, Виноградов, 1976). Предполагается, что они фиксируют локальные поднятия гранито-метаморфического слоя или периферические магматические очаги, питавшие стратовулканы, к которым приурочены рудные поля с медно-цинково-колчеданными месторождениями (Гайским и Сибайским). Так, под Гайским рудным полем установлено такое куполовидное поднятие высотой 5—7 км и поперечным сечением 10—12 км, которое находится на глубине около 5 км от поверхности земли.

Рудноалтайская колчеданно-полиметаллическая провинция является частью колчеданосного вулканогенного пояса Юго-Западного Алтая, заложенного на коре континентального типа. Строение земной коры здесь сложное: участками (над поднятиями базальтового слоя) она была базифицирована и превращена в кору переходного типа. Рудный Алтай приурочен к поднятию поверхности Конрада и, соответственно, к участку с уменьшенной мощностью сиалического слоя, который здесь находится на глубине 8—12 км от поверхности на северо-западе провинции (Алейское вулcano-тектоническое поднятие) и опускается до 16—20 км на склонах поднятия и до 26 км и более — на его юго-восточном погружении. Описываемой колчеданосной провинции соответствует положительная гравитационная аномалия, которая обусловлена суммарным влиянием поднятия поверхности Мохо, базальтового и гранито-метаморфического слоев, а также, вероятно, повышенной базификацией последнего. Алтайские центры вулканизма и оруденения, соответствующие в геолого-экономическом понятии рудным районам, характеризуются средними по интенсивности остаточными гравитационными аномалиями (± 6 мгл), а также пониженными магнитными полями, которые фиксируют кислые вулканы рудоносной базальт-диоритовой формации (Принцпы и методы..., 1972).

Прерывистые вулканогенные зоны в колчеданосных провинциях приурочены к системам островных дуг как к четвертичным — современным (Камчатка, Курильский пояс), так и к их палеоаналогам (Урал и др.). Они формировались в раннегеосин-

клинальный этап в предостроводужную (Рудный Алтай) и в раннюю островодужную (Южный Урал) стадию. Основание таких зон бывает сложено однородными недифференцированными (базальтовыми) или слабодифференцированными (андезит-базальтовыми) формациями (Урал) или осадочными комплексами (Алтай). Рудоносные формации, вулканиты которых слагают прерывистые зоны и их вулканогенно-рудные центры, представлены дифференцированными формациями: контрастными липарит-базальтовыми (Урал) или базальт—липаритовыми (Рудный Алтай), чаще непрерывными формациями базальт-андезит-дацит-липаритовыми на Южном Урале и неполными андезит-дацит-липаритовыми (Малый Кавказ) (Хисамутдинов и др., 1972; Чернов, 1974; Бородаевская и др., 1976; Гончарова, 1976; Яковлев и др., 1977; и др.). Они бывают перекрыты слабодифференцированными андезит-базальтовыми или андезит-дацитовыми формациями, которые образовались в позднюю островодужную (кордильерную) стадию ранне- (Южный Урал) или позднегеосинклинального этапа (Рудный Алтай).

Появление вулканогенно-рудных центров в прерывистых вулканогенных зонах обусловлено физическими неоднородностями строения земной коры. Согласно геофизическим данным эти центры связаны с периферическими магматическими очагами (в поперечнике 4—8 км), которые располагаются под ними на глубине 2—7 км, как это установлено для Авачинской, Ключевской и других групп четвертичных — современных вулканов на Камчатке. Из такого очага обычно вниз до глубины 50—70 км в верхнюю мантию прослеживается сейсмическая зона (магмовод) столбообразной формы (в поперечнике 2 км). На Южном Урале длительно развивавшиеся одноэтапные (одностадийные) вулканогенно-рудные центры возникли при дискретной миграции частных эвгеосинклиналей или систем палеоостровных дуг и составляющих их вулканогенных зон от континента к палеоокеану, т. е. с запада на восток (Бородаевская и др., 1976). Более унаследованный характер развития, во всяком случае в течение всего раннегеосинклинального этапа, устанавливается для Алейского вулканогенно-рудного центра на Рудном Алтае.

Одноэтапные, а также одностадийные вулканогенно-рудные центры характеризуются резко ограниченным набором вулканогенных месторождений (например, колчеданного семейства), но компактными рудами. Последние образуют медноколчеданные месторождения на Южном Урале и колчеданно-полиметаллические — на Рудном Алтае. Вулканогенно-рудные центры этих провинций формируются в ранний этап (доостроводужную стадию) развития эвгеосинклиналей (Рудный Алтай) или в раннюю собственно островодужную стадию того же этапа развития эвгеосинклиналей (Южный Урал). На Южном Урале многие рудные поля (Гайское, Сибайское, Блявинское и др.) приурочены к долгоживущим вулканогенным центрам, которые представлены

стратовулканами или кальдерообразными депрессиями. Примером одного из таких центров является Гайский стратовулкан с одноименным рудным полем и месторождением. Рудные тела последнего прослежены на значительную глубину (до 2 км) в крутой жерловой зоне, выполненной несколькими поколениями искков, экструзий и субвулканических тел различного состава, но преимущественно кислого. Как уже отмечалось, этот вулканогенно-рудный центр геофизическими методами фиксируется на глубине 5—10 км от поверхности земли в виде глубинного куполовидного поднятия, которое трактуется по-разному, и в частности как древний вулкан, на который наложен более молодой Гайский стратовулкан.

Алтайские вулканогенно-рудные центры. В пределах Рудно-алтайской вулканогенной зоны выделяются три таких центра: Алейский, Синюшинский и Ревнюшинский, различающиеся между собой по масштабам и истории развития. На востоке, в Лениногорско-Зырянской вулканогенной подзоне, Синюшинский и Ревнюшинский центры существовали и развивались в течение среднедевонского этапа вулканизма. Наиболее крупный Алейский вулканогенно-рудный центр в одноименной подзоне формировался в течение всего раннегеосинклинального этапа (средний девон — фран). Каждый из указанных центров характеризуется длительным развитием и сложным строением. Будучи заложенными как крупные вулканотектонические поднятия, они окончательно оформились в герцинский этап в виде антиклинорий (Алейского, Синюшинского и Ревнюшинского). Анализ размещения колчеданно-полиметаллических месторождений отчетливо свидетельствует о приуроченности их к этим центрам: все они концентрируются либо в центральных частях их, либо по периферии (см. рис. 4, 5, 6).

Особенности развития вулканизма в пределах вулканогенно-рудных центров можно рассмотреть на примере Алейского центра. Ранний вулканизм эйфельского возраста локализовался главным образом в центральной его части, начиная с живетского времени отмечается постепенная миграция его к периферии. В это же время происходит, по-видимому, дифференциация единого вулканогенного поднятия на крупные блоки, одни из которых продолжают развиваться как вулканотектонические поднятия, другие — как новообразованные вулканотектонические депрессии. На этом этапе характерна активная роль разломов меридионального и широтного направления, которые, вероятно, наследуют древние, допалеозойские структуры. К концу ранней эйфельско-раннеживетского вулканического этапа были сформированы краевые и внутренние вулканотектонические депрессии: Таловско-Рубцовская, Восточно-Земногорская, Успенско-Раздольнинская, Прирубинская и Большереченская (Яковлев, Микунов, 1976).

В следующий позднеживетско-франский этап активный вулканизм еще заметнее мигрирует к периферии Алейского вулкано-

генно-рудного центра и локализуется в основном в пределах краевых вулкано-тектонических депрессий — Успенско-Раздольнинской, Змеиногорской и Прииртышской. Тектонический план крупных блоковых перемещений этого этапа заметно изменяется. Наряду с унаследованным развитием большинства указанных структур происходит четкое оформление Прииртышской краевой депрессии и вместе с тем затухание вулканизма в пределах Приубинской и Большереченской депрессий. Это обусловлено более активной ролью Иртышского глубинного разлома северо-западного направления. Роль субширотных разломов ограничивается перемещением отдельных блоков внутри краевых депрессий. На этом этапе происходит отчетливое обособление Шемонаихинского вулканогенно-рудного центра II порядка. Наряду с этим меняется характер вулканизма: липаритовые и базальт-липаритовые подформации раннего этапа сменяются трахилипарит-липаритовыми и базальт-трахилипарит-липаритовыми подформациями. Эта смена тектонического режима вулканизма происходит на фоне все более отчетливо проявленного воздымания центральной части вулканогенно-рудного центра и началом формирования гранитоидных интрузий, приуроченных к областям вулканогенных поднятий и располагающихся, вероятно, на месте периферических очагов раннего этапа вулканизма.

Таким образом, палеовулканический анализ средне-верхнедевонских вулканогенных толщ, проведенный для различных этапов вулканизма, позволил выделить в пределах Алейского центра вулканогенно-рудные центры II порядка, представленные как вулканогенными поднятиями II порядка (Шемонаихинское), на склонах которого размещаются вулкано-тектонические депрессии III порядка, так и разделяющими их вулкано-тектоническими (кальдерообразными) депрессиями II порядка (Успенской). С этими центрами вулканизма II порядка связаны рудные районы Шемонаихинский, Золотушинский и Змеиногорский. Большинство месторождений локализовано в пределах вулкано-тектонических депрессий II и III порядка, которые контролируют размещение рудных районов и полей колчеданно-полиметаллических месторождений. Вулканогенно-рудные центры II порядка характеризуются достаточно сложным строением, что хорошо видно на примере одного наиболее крупного из них — Шемонаихинского центра. В его строении выделяется центральное вулкано-тектоническое поднятие, имеющее сильно вытянутую в северо-западном направлении форму и ограниченное с северо-востока Приубинской вулкано-тектонической депрессией, а с юго-запада — Прииртышской краевой депрессией, смыкающимися на северо-западном фланге. Эти структуры развивались неодинаково. В течение раннего эйфельского этапа вулканизма наиболее активным прогибанием и накоплением мощных толщ вулкаников контрастной базальт-липаритовой подформации характеризовалась Приубинская вулкано-тектоническая депрессия, тогда как поздний этап наибо-

лее ярко проявился в пределах Прииртышской депрессии, где формировались вулканы базальт-трахилипарит-липаритовой подформации. Характерной особенностью вулканизма Шемонахинского центра является его антидромная направленность, которая наметилась впервые при формировании эйфельско-живетских толщ и с наибольшей наглядностью проявилась в течение верхнедевонского этапа. К осевому вулкано-тектоническому поднятию Шемонахинского центра также приурочены гранитоидные интрузии, формирование которых совпало с завершающими фазами вулканических этапов и которые объединяются вместе с девонскими вулканогенными формациями в вулкано-плутонические ассоциации.

Не менее сложное строение свойственно и вулкано-тектоническим депрессиям II порядка. Как правило, они расчленены синвулканическими разломами на ряд вулкано-тектонических блоков — локальных депрессий и поднятий. Причем вулканизм в пределах внутренних (кальдерообразных) депрессий обычно сосредоточен в их краевых частях, где в секторальных блоках часто фиксируются вулканические сооружения центрального типа — стратовулканы и экструзивно-купольные постройки. Примером такой структуры является Успенская депрессия с расположенным в ее пределах Золотушинским рудным районом (Яковлев, Микунов, 1976).

В краевых депрессиях локальные вулканические сооружения центрального типа вытянуты в виде цепочек вдоль простирания структуры. Поперечными разломами эти депрессии расчленены на структурно-фациальные блоки, обычно представляющие собой вулканические сооружения и разделяющие их межвулканические депрессии. На примере Прииртышской краевой депрессии хорошо видно, что месторождения обычно приурочены к центральным частям крупных стратовулканов, осложненных вершинными депрессиями (Николаевское, Камышинское и Рулихинское месторождения) (рис. 8). Таким образом, локальные вулканические структуры, располагающиеся в пределах вулкано-тектонических депрессий, представляют собой вулканогенно-рудные центры более высокого, III порядка.

Детальное изучение таких вулканогенно-рудных центров в Прииртышской краевой депрессии, а также в Кедровско-Бутачинской депрессии, расположенной в краевой части более крупного Синюшинского вулканогенно-рудного центра, с применением палеофациального картирования и метода палеовулканических реконструкций приводит к выводу о сложном строении и длительном развитии этих локальных центров. В частности, исследование петрохимических особенностей вулканических пород, слагающих локальные вулканические структуры в Прииртышской краевой депрессии, с учетом количественного распределения их показало, что они различаются по общему валовому составу кислых пород. Так, вулканы Камышинского вулканического сооружения ха-

рактируются меньшим содержанием кремнекислоты, бoльшим содержанием калия и магния, чем Рулихинский вулкан, а Фирсовское сооружение по количеству кремнекислоты занимает промежуточное положение между ними и отличается еще меньшим содержанием калия и магния. Установлено, что вулканиды, слагающие нижние части этих построек, в отличие от верхних частей, содержат меньшие количества кремнекислоты и больше калия и магния. Обращает на себя внимание, что характер и степень раз-

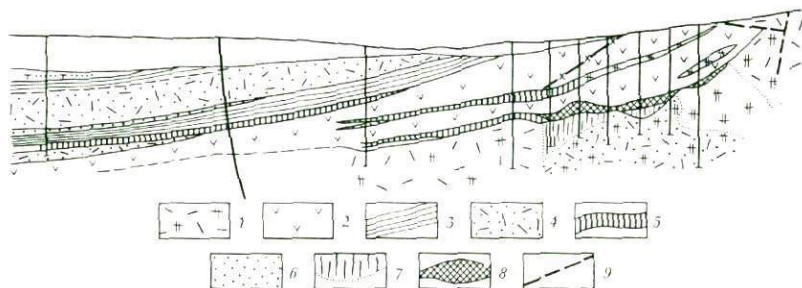


Рис. 8. Разрез через Рулихинское месторождение (по данным Шемонахинской ГРП):

1 — липаритовые порфиры; 2 — андезит-базальтовые порфириды; 3 — алеволиты; 4 — туфы липаритовых порфиров; 5 — карбонатные прослои; 6 — интенсивные гидротермальные изменения пород; 7 — прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация; 8 — рудные тела; 9 — разломы

личия между ними аналогичны различию между двумя фазами, установленному для расслоенных (при ликвации) пород липаритового состава. Все это дает основание предполагать, с одной стороны, участие процессов ликвации в формировании кислых вулканидов, а с другой — возможность установления связи между петрохимическими особенностями вулканических сооружений и составом ассоциирующих с ними руд.

Основные особенности строения и развития Синюшинского вулканогенно-рудного центра сближают его с Алейским центром. Девонский вулканизм этого региона с самого начала формирования базальт-липаритовой формации был локализован в центральной части Синюшинского вулканогенно-тектонического поднятия, где накапливались толщи липаритового состава эйфельского возраста. Уже в живете намечается расчленение поднятия на ряд блоков и концентрическая миграция вулканизма от центра к периферии, причем важную роль на этом этапе играли разломы субширотного направления. Движения по этим разломам обусловили, в частности, формирование Снегирихинской и Лениногорской внутренних вулканогенно-тектонических депрессий. В живете, особенно в позднем живете, вулканизм контролировался главным образом разломами северо-западного направления, по которым были за-

ложены краевые линейно-вытянутые вулкано-тектонические депрессии, обрамлявшие Синюшинское поднятие. Северо-западные разломы, контролировавшие вулканические сооружения в пределах краевых депрессий, последовательно смещались с течением времени от центра поднятия к его периферии, что обусловило ступенчатое строение краевых вулканических депрессий. Активный вулканизм в Синюшинском вулканогенно-рудном центре прекратился значительно раньше, чем в Алейском, практически в конце среднего девона, причем в центральной части затухание вулканизма фиксируется с начала живета. Таким образом, живетский этап знаменуется расчленением единого вулканического центра на ряд обособленных структур II порядка — вулкано-тектонических поднятий и депрессий, характеризующихся различным проявлением вулканизма, миграцией его от центра к периферической части при всевозрастающей роли разломов северо-западного направления. В это же время, по-видимому, в центральных частях вулкано-тектонических поднятий начинается формирование гранитоидов, приуроченных к периферическим вулканическим очагам. Вулканизм живетского этапа, локализованный главным образом в краевых депрессиях, протекал на фоне резко выраженных дифференциальных блоковых движений, что обусловило довольно быстрый размыв наиболее приподнятых блоков, особенно в центральной части этой структуры. Этим объясняется широкое развитие туфогенных конгломератов в живетских толщах и многочисленные находки в них обломков гранитоидов.

Так же как и в Алейском центре, структуры II порядка здесь довольно разнообразны. Лениногорская внутренняя депрессия представляет собой межвулканическую структуру, приуроченную к субширотной зоне разломов. Активный вулканизм в пределах этой структуры проявился на ранних этапах ее развития и характеризовался антидромной направленностью, причем вулканические центры фиксируются в краевой прикальдерной зоне депрессии, разбитой на секториальные блоки более высокого порядка. Эти структуры контролируют размещение месторождений Лениногорской группы.

Иное строение имеет краевая Кедровско-Бутачихинская вулкано-тектоническая депрессия. Вулканизм здесь начался позднее, но проявился значительно интенсивнее. Достаточно сказать, что суммарные мощности среднедевонских образований здесь превышают мощности отложений на Лениногорском рудном поле более чем в два раза. Специфической особенностью вулканизма этой зоны является широкое развитие крупных вулканических сооружений центрального типа, сложенных породами липаритового и дацит-липаритового состава (Острушинское, Познопаловское и др.). Эти крупные стратовулканы разделены межвулканическими депрессиями, в пределах которых происходило накопление терригенных, кремнистых, известковистых пород, переслаивающихся с вулканогенно-осадочными породами фаций удаленной зоны. Бо-

дее мелкие побочные центры нередко представлены обособленными крупными экструзивными куполами, роль которых особенно возрастает на поздней стадии вулканизма.

Кедровско-Бутачихинский вулканогенно-рудный центр II порядка контролирует размещение месторождений Тишинского рудного поля. Важную роль в строении описываемой краевой депрессии играют поперечные разломы, разделяющие ее на ряд структурно-фацальных блоков, являющихся захороненными вулканическими постройками, контролирующими размещение колчеданно-полиметаллических месторождений. Их следует рассматривать как вулканогенно-рудные центры III порядка. По особенностям своего строения они близки аналогичным локальным центрам Алейского вулканогенно-тектонического поднятия.

Большой интерес представляют собой особенности распространения пород основного состава в пределах краевой Кедровско-Бутачихинской депрессии. Уже давно было обращено внимание на то, что основные и кислые вулканы залегают обособленно друг от друга, что можно объяснить их формированием из самостоятельных магматических очагов. Структурный и палеовулканический анализ территории Лениногорского района со всей очевидностью убеждает в том, что центры извержений пород основного состава приурочены к участкам пересечения северо-западных и субширотных разломов, причем главная роль в этом принадлежит последним. Разломы субширотного направления, вероятно, характеризовались наиболее глубоким заложением. И хотя тектонические движения по ним были не столь постоянными, как по северо-западным разломам, но в те периоды, когда они возобновлялись, происходила связь с очагами основной магмы. По мнению авторов, только этим можно объяснить, что все центры основного вулканизма в Лениногорском районе сосредоточены в пределах субширотных зон разломов.

Анализируя в целом особенности строения и развития рудно-алтайских вулканогенно-рудных центров, можно указать их общие черты: 1) концентрически зональное строение, обусловленное миграцией вулканизма от центров к периферии и последующим внедрением гранитоидных интрузий в периферические магматические очаги, располагавшиеся под вулканогенно-тектоническими поднятиями; 2) соответствующее зональное расположение колчеданно-полиметаллических месторождений; 3) расчленение их на ряд соподчиненных обособленных центров II и III порядков.

Вулканогенно-рудные центры I порядка различаются между собой по продолжительности развития и этапам вулканизма, а также набору слагающих их подформаций. Этим вызвано и различие в составе месторождений, связанных с каждым из таких центров. Так, например, Зырянский вулканогенно-рудный центр характеризуется преимущественным развитием полиметаллических месторождений. На площади Синюшинского центра наряду с полиметаллическими, значительную роль играют колчеданно-

полиметаллические месторождения. Более сложная картина характеризует Алейский вулканогенно-рудный центр: крупное вулканогенное поднятие его центральной части обрамляется на северо-востоке дугообразной зоной барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений (Рубцовский и Змеиногорский рудные районы), а на юго-западе — полосой полиметаллических, переходных к колчеданно-полиметаллическим и барит-полиметаллических месторождений. Шемонаихинский центр II порядка характеризуется преимущественным развитием медноколчеданно-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений. Центры II порядка в пределах крупных структур различаются набором вулканогенных комплексов, участвующих в их строении, и, соответственно, характером рудных районов и полей, которые к ним приурочены. Вулканогенно-рудные центры III порядка характеризуются различиями в петрохимических особенностях слагающих их вулканитов, что, по-видимому, наложило отпечаток на характер гидротермального процесса и, возможно, на особенности состава и стадийности минералообразования месторождений, приуроченных к этим центрам.

В связи с тем что некоторые вулканогенно-рудные центры, особенно вулкано-купольные, живут длительно и развиваются унаследованно, на Рудном Алтае в них часто локализуются более молодые интрузии позднегеосинклинального (позднеостровной, или кордильерной, стадии) или орогенных этапов. Поэтому раннегеосинклинальные колчеданно-полиметаллические месторождения вулканогенного происхождения бывают преобразованы — регенерированы, метаморфизованы. В связи с этим они часто являются полигенными и полихронными рудными образованиями (Яковлев и др., 1975). Длительно развивавшиеся магматические центры на Рудном Алтае выделяются В. С. Кузбным (1976), который, однако, придерживается других позиций в части возраста и связи с магматизмом основных колчеданно-полиметаллических месторождений этой провинции. Последние формируются в заключительные, орогенные этапы развития магматических центров, а не с их раннегеосинклинальным этапом, как полагают авторы данной книги.

В заключение следует подчеркнуть, что непрерывные и прерывистые вулканогенные зоны являются отражением однородного и неоднородного глубинного строения участков земной коры; они сложены недифференцированными (слабодифференцированными) или, наоборот, дифференцированными (последовательными, контрастными) вулканогенными формациями; представлены вулканическими структурами линейного типа (вулканическими хребтами, биклиналями) или, наоборот, мозаично-блокового строения со структурами центрального типа (кольцевыми, стратовулканами, кальдерообразными депрессиями и кальдерами). Эта однородность или, наоборот, неоднородность отражается на локализации и масштабах оруденения. В первом случае оно

представлено обычно рассеянной минерализацией, во втором — наблюдается концентрированное оруденение, образующее промышленные месторождения. Для прерывистых вулканогенных зон характерны вулканогенно-рудные центры, часто длительно и унаследованно развивавшиеся. Эти закономерности дискретного магматического и металлогенического развития вулканических зон необходимо учитывать при прогнозно-металлогенических исследованиях.

ЧАСТЬ II

ПЕРВИЧНЫЕ И ПРЕОБРАЗОВАННЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

Глава 6

ПЕРВИЧНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние годы благодаря трудам В. И. Смирнова, Г. С. Дзюценидзе (1970, 1974), В. Н. Котляра (1974) и других исследователей получила дальнейшее развитие и широкое признание в кругах геологов, изучающих области древнего и молодого вулканизма, теория вулканогенного рудообразования. Накопление нового фактического материала по алтайским месторождениям вызвало необходимость пересмотра взглядов о генезисе этих месторождений.

Вулканогенная концепция алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений базируется не только на рассмотренных в предшествующих главах структурных, формационных и фациальных закономерностях размещения и локализации месторождений, но и на целом ряде характерных черт самих месторождений, критериях, которые позволяют выделять вулканогенные месторождения и даже их классифицировать в какой-то мере (Горжевский и др., 1975).

Прежде чем перейти к этим вопросам, необходимо подчеркнуть следующее. Установлено, что большинство месторождений Рудного Алтая развивалось длительно и претерпевало значительные преобразования в связи с более поздними магматическими, метаморфическими и тектоническими процессами (Смирнов, 1970; Яковлев и др., 1975). Вопросы преобразования будут рассмотрены в следующей главе. Однако формирование самих вулканогенных месторождений в течение раннегеосинклинального этапа (средний девон — фран) является достаточно сложным, что обусловлено, во-первых, неоднородностью рудного процесса, который часто был двухэтапным и полистадийным, а во-вторых, механизмом рудоотложения (гидротермально-осадочным и гидротермально-метасоматическим), который характеризуется различным, но вполне определенным сочетанием в пространстве и во времени. Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного

Алтая, связанные с девонским вулканизмом и объединенные в группу первичных вулканогенных месторождений, характеризуются достаточно широким разнообразием. Они различаются между собой по составу (серно- и медноколчеданные, медно-цинковые, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические), геологическим структурам, морфологии рудных тел, условиям залегания и т. д.

Основные положения, которые позволяют связывать колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая с девонским вулканизмом, сводятся к следующим: 1) повсеместное залегание месторождений в образованиях эйфельско-франской базальт-диоритовой формации и размещение их типов в соответствии с ее петрохимическими особенностями; 2) зависимость распределения различных типов месторождений от фациальных особенностей вулканитов; 3) приуроченность месторождений к региональным и локальным вулкано-тектоническим и вулканическим структурам; 4) многие месторождения характеризуются наличием стратиформных залежей, которые имеют корневые части в виде секущих зон прожилково-вкрапленных руд или жильных тел, при этом структурно-морфологическая зональность сопровождается минералого-геохимической зональностью; и соответствует смене фаций вулканитов по глубине их становления; 5) на ряде месторождений установлены гидротермально-осадочные руды серноколчеданного, медно-цинково-колчеданного и полиметаллического состава; 6) в пользу сингенетичного происхождения алтайских месторождений свидетельствует слабое изменение пород висячего бока рудных залежей и, наоборот, интенсивное развитие метасоматитов в лежащем боку на большинстве месторождений; таким же асимметричным строением характеризуются и эндогенные ореолы; 7) одинаковая степень метаморфизма и единый план деформаций рудных залежей, околорудных измененных пород и вмещающих их вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, что подтверждается минералого-геохимическими, термобарометрическими и структурно-петрофизическими критериями; 8) наличие на некоторых месторождениях внутрирудных и послерудных магматических пород средне- и верхнедевонского возраста; 9) присутствие рудокластов в висячем боку некоторых месторождений.

Имеется и много других данных, свидетельствующих о древнем возрасте алтайских месторождений, которые освещены в ранее опубликованных работах (Щерба и др., 1968, 1974; Яковлев и др., 1975; и др.); некоторые из них будут рассмотрены ниже.

Структурно-морфологические особенности рудных тел вулканогенных месторождений. Большинство месторождений этой группы характеризуется согласным залеганием рудных тел, располагающихся обычно в пачках переслаивания вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, слагающих реликты древних вулканических сооружений. При этом на месторождениях

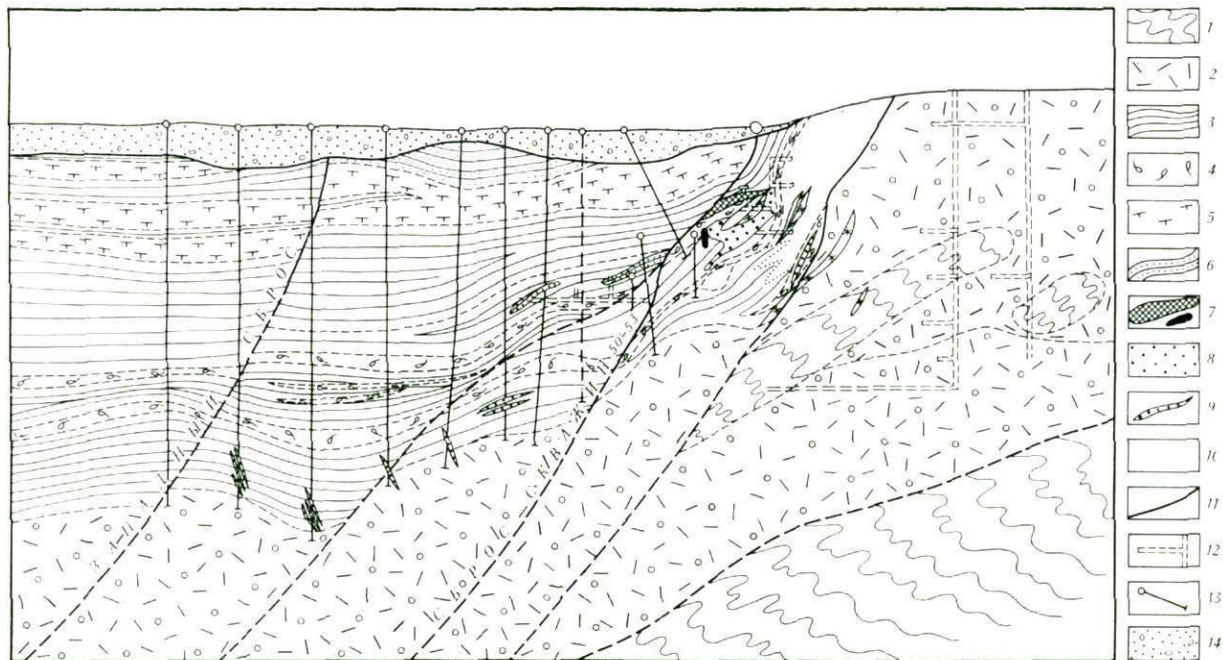


Рис. 9. Риддер-Сокольное месторождение (по данным Лениногорского комбината):

1 — породы метаморфической толщи; 2 — эффузивы и туфы кислого состава лениногорской свиты; 3 — осадочные породы кряковской свиты; 4 — туфы и игнимбитоподобные образования; 5 — вулканогенно-осадочные образования ильинской свиты; 6 — алевролиты сокольской свиты; 7 — плотные метасоматические руды; 8 — прожилково-вкрапленные руды; 9 — пластовые руды 2-й Риддерской залежи; 10 — серцитолиты; 11 — разломы; 12 — горные выработки; 13 — скважины; 14 — рыхлые отложения

можно выделить пологие, почти горизонтальные залежи (вторая Риддерская залежь, Рубцовское, Камышинское и др.) и крутые рудные тела (Тишинское, Шубинское, Гуслияковское) (рис. 9, 10 и 11). В большинстве случаев залегание рудных тел соответству-

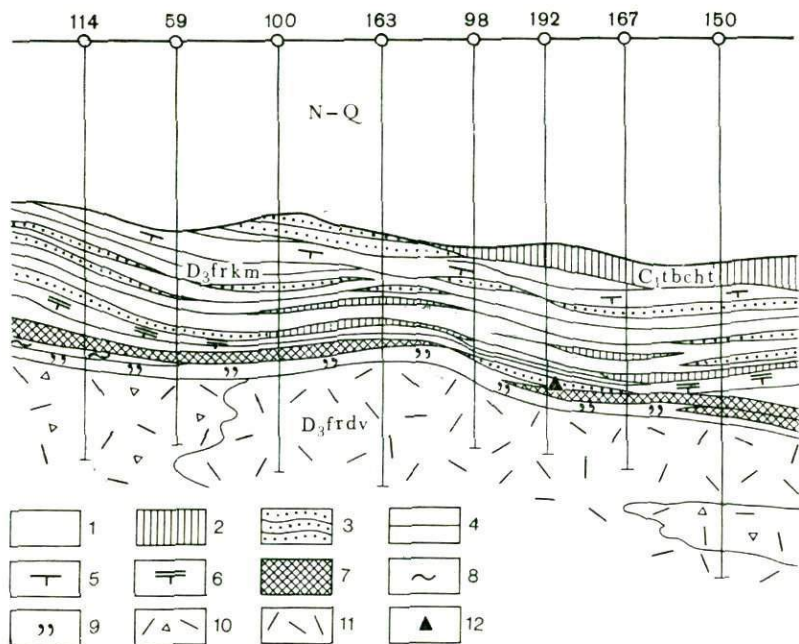


Рис. 10. Геологический разрез юго-восточного фланга Рубцовского месторождения (по В. И. Чинакову);

1 — неоген-четвертичные рыхлые отложения: глины, суглинки; 2 — терригенные отложения бухтарминской свиты: конгломераты, песчаники, гравелиты, аргиллиты; 3—6 — туфогенно-осадочные породы каменевской свиты: 3 — песчаники, гравелиты, туфоконгломераты и конгломератобрекчии, 4 — алевролиты глинистые, углистые, кремнистые и известковистые, 5 — туфы пепловые, 6 — туффиты; 7 — полиметаллические руды; 8 — хлоритолиты, серицитолиты и аргиллизиты; 9 — кремнистые алевролиты окварцованные; 10—11 — вулканогенные породы давыдовской свиты: 10 — лавобрекчии, 11 — лавы плагиолипаритовых и липарит-дацитовых порфиров; 12 — пункты обнаружения рудных обломков

ет залеганию вмещающих пород, т. е. устанавливается стратиграфность залежей, особенно в верхних горизонтах месторождений. Рудные тела месторождений, как правило, линзообразной, реже пластообразной формы. Помимо основного рудного тела на месторождениях часто присутствуют более мелкие второстепенные тела, располагающиеся параллельно главному выше или ниже по разрезу или на простирании его. Рудным телам свойственны довольно резкие контакты в кровле залежей и извилистые, в

подошве неровные. В ряде случаев массивные руды окружены зонами прожилково-вкрапленных руд, особенно со стороны лежащего бока. Будучи приуроченными к локальным вулканическим вулкано-тектоническим структурам, как это было показано в пре-

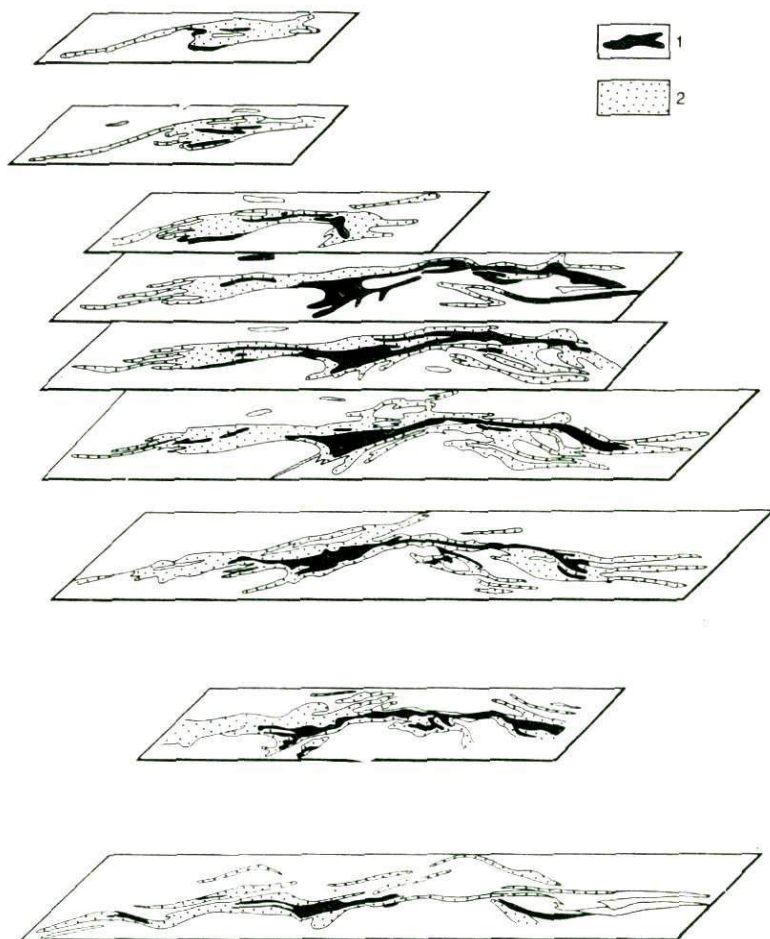


Рис. 11. Морфология главного рудного тела Тишинского месторождения (сопоставление погоризонтных планов с использованием материалов Тишинского рудника):

1 — сплошные руды; 2 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные

дыдущих разделах, указанные месторождения обнаруживают достаточно отчетливую связь с разрывными нарушениями — дорудными разломами, которые служили подводящими каналами

для рудоносных растворов. В ряде месторождений рудные тела непосредственно связаны с этими разломами, в других случаях они располагаются на некотором удалении от них, и тогда эта связь проявляется не столь очевидно. Более отчетливой связью с дорудными разломами и зонами повышенной трещиноватости характеризуются метасоматические рудные залежи, такие как Риддер-Сокольское, Николаевское месторождения и др. Пластообразные рудные тела, сложенные преимущественно рудами вулканогенно-осадочного генезиса, видимой связи с разломами не обнаруживают (2-я Риддерская залежь, Шубинское месторождение и др.). Многие месторождения характеризуются наличием стратиформных залежей, корневые части которых имеют вид зон повышенной трещиноватости и древнего расщепления, или жильных тел, связанных с синвулканическими разломами, уходящими на большую глубину. Примером такого рода структур является Камышинское месторождение, где пластообразные согласные рудные тела, сложенные вулканогенно-осадочными рудами и залегающие среди алеволитов в подошве гериховской свиты, непосредственно связаны с крутыми рудоподводящими зонами, к которым приурочены метасоматические рудные тела. Последние локализованы среди обломочных вулканогенных пород кислого состава таловской свиты. Аналогичная картина наблюдается и на Тишинском месторождении. Главное рудное тело месторождения со стороны лежачего бока сопровождается глубоко уходящей зоной гидротермально измененных и минерализованных пород, фиксирующих рудоподводящие пути для гидротермальных растворов, формировавшихся на первом этапе рудообразования (см. рис. 16). С этих позиций может быть рассмотрена структура Риддерского месторождения. Основная Риддерская залежь представляет собой метасоматическое рудное тело, формировавшееся в верхней части рудоподводящего нарушения и являющееся корневой частью для стратиформных гидротермально-осадочных руд 2-й Риддерской залежи (см. рис. 9).

Некоторым своеобразием характеризуется структура Сокольского месторождения. Залегающее почти горизонтально крупное линзообразное тело сплошных и прожилково-вкрапленных полиметаллических руд, содержащее в верхней своей части куполовидное скопление барит-полиметаллических руд, на нижних горизонтах сменяется серией крутоподводящих кварцево-карбонатных жил с существенно медным оруденением, которые фиксируют зону повышенной трещиноватости, служившую, по-видимому, рудоподводящим каналом. В целом в разрезе рудное тело имеет медузоподобные очертания.

Таким образом, среди первичных вулканогенных месторождений по структурно-морфологическим особенностям можно выделить две основные группы. Первая представлена согласными залежами, среди которых можно выделить два типа: 1) пологие линзообразные и пластообразные залежи (Рубцовское, Степное,

Таловское месторождения, 2-я Риддерская залежь и др.) и 2) крутопадающие залежи (Шубинское, Гусляковское месторождения и др.). Вторая группа представлена комбинированными залежами, в которых согласные рудные тела сочетаются с секущими корневыми частями. Их также можно разделить на два типа: 1) пологие, подобные Камышинскому и Сокольному месторождениям, и 2) крутые, локализованные среди крутозалегающих вмещающих пород. С известной долей условности к этому типу может быть отнесено Тишинское месторождение (см. рис. 11). Своеобразной разновидностью месторождений второй группы являются те, в которых стратиформные рудные тела (вулканогенно-осадочного генезиса) сочетаются с корневыми метасоматическими залежами, которые могут быть пространственно четко обособлены, как на отмеченном выше Риддер-Сокольном месторождении, или тесно сопрягаться между собой, как на Николаевском месторождении. Основное рудное тело этого месторождения имеет, вероятно, метасоматическую природу, в то же время на юго-западном фланге установлены слоистые руды в пачке песчано-алевролитовых пород, которые можно рассматривать как гидротермально-осадочные стратиформные образования. И наконец, можно выделить месторождения, подобные Стрежанскому, с очень сложной структурой, являющейся результатом последовательного формирования гидротермально-осадочных и метасоматических тел, а также с проявлениями регенерации. Месторождения и первой и второй групп могут быть как одноэтапными, так и двух- и многоэтапными.

Зональность рудных тел. Большинство первичных вулканогенных месторождений характеризуется отчетливо проявленной зональностью — как вертикальной (по мощности рудных тел), так и латеральной (по направлениям простирания и падения тел). Вертикальная зональность выражена закономерной сменой медных и медно-цинковых руд, в некоторых случаях серноколчеданных, снизу вверх — полиметаллическими, а затем барит-полиметаллическими рудами. Причину возникновения такой зональности мы склонны видеть главным образом в стадийном характере рудоотложения, а также в результате проявления различных этапов рудообразования. Наиболее наглядно зональность такого типа проявлена на Риддер-Сокольном месторождении (см. рис. 9). Здесь на нижних горизонтах преобладают существенно медные и медно-цинковые прожилковые руды, так называемый медно-цинковый горизонт. Выше по мощности рудного тела они сменяются полиметаллическими массивными и прожилково-вкрапленными рудами, которые в верхних частях рудных тел сменяются барит-полиметаллическими рудами, образующими нередко крупные изометричные скопления — баритовые купола (Попов, 1968).

В общих чертах эта зональность очень близка зональности знаменитых японских месторождений типа «куроко» (Вулканизм..., 1973). Близкая к описанной зональность отмечается, по

данным М. П. Астафьева, для месторождений Золотушинского рудного поля, рудные тела которых в всياчем боку сложены сплошными колчеданно-полиметаллическими рудами, а в лежачем боку — прожилковыми медными и медно-цинковыми рудами. На Шубинском месторождении от всياчего бока к лежащему отмечается закономерная смена типов руд: сплошные медно-цинково-колчеданные — сплошные медноколчеданные — сплошные серноколчеданные — вкрапленные серноколчеданные. В строении залежи принимают участие до трех таких зональных рудных ритмов (или горизонтов), к всиячему боку которых возрастают содержания меди, цинка, свинца (Золотарев и др., 1977). Тишинское месторождение также характеризуется признаками смены существенно серноколчеданных и медноколчеданных руд лежачего бока полиметаллическими рудами, преимущественно развитыми в всиячем боку. Правда, на этом месторождении вертикальная зональность в значительной степени затушевана процессами преобразования месторождения. Необходимо отметить, что подобная зональность свойственна как метасоматическим залежам, так и рудным телам, сложенным гидротермально-осадочными рудами. Существенным различием этих типов руд служит то обстоятельство, что метасоматические залежи характеризуются, как правило, неповторяющейся зональностью, тогда как в вулканогенно-осадочных рудах нередко наблюдается повторяющаяся зональность. Необходимо отметить еще одну особенность вертикальной зональности рудных тел. Пластообразные и лентовидные залежи первичных вулканогенных месторождений, в особенности не преобладающие значительных послерудных преобразований, характеризуются тем, что перекрываются практически неизменными вулканогенно-осадочными и осадочными породами (алевролитами, туфогенными песчаниками и др.). В лежачем боку вмещающие породы этих месторождений обычно в той или иной степени преобразованы гидротермально-метасоматическими процессами. Кроме того в лежачем боку рудных тел ряда месторождений присутствуют своеобразные вулканогенно-осадочные породы — различного рода кремнистые породы — микрокварциты, доломиты, иногда существенно хлоритовые породы с доломитом и др. Подобные образования известны на Тишинском месторождении, в лежачем боку которого установлены линзы микрокварцитов, доломитов, хлоритолитов; на Риддер-Сокольном месторождении, где микрокварциты лежачего бока характеризуются значительным площадным развитием. Рудные залежи Орловского месторождения подстилаются линзами оолитовых доломитолитов (Волков и др., 1972). Рудные тела Степного и Таловского месторождений залегают на кремнистых образованиях и перекрываются глинистыми алевролитами и реже туфами кислого состава. В ряде случаев указанные образования, развитые в лежачем боку месторождений, принимаются за зоны гидротермально измененных пород. Детальное изучение этих пород на ряде месторождений (Чепра-

сов, 1963; Сидоренко, 1959; Авдонин, 1976) показало, что они являются вулканогенно-осадочными породами, возникшими при активном участии гидротермальных растворов, выносивших на дно морского бассейна выщелоченные на глубине компоненты (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO и др.). Они отложились вблизи выводных каналов в виде илообразного или гелеобразного осадка, преобразованного впоследствии в линзы микрокварцитов, доломитолитов и других подобных пород, которые фиксируют самое начало гидротермального процесса, сформировавшего впоследствии гидротермально-осадочные руды, и могут рассматриваться как своеобразные зоны рудных тел из-за прожилково-вкрапленного оруденения, преимущественно серноколчеданного или медноколчеданного типа. В некоторых рудных телах гидротермально-метасоматического генезиса наблюдаются признаки симметричной зональности отложения. Обычным для таких случаев являются и закономерная смена вещественного состава руд с глубиной.

Латеральная зональность вулканогенных месторождений изучена значительно слабее. Тем не менее для ряда месторождений можно наметить некоторые закономерности в изменении состава, текстурно-структурных особенностей и генетических признаков руд, проявляющиеся по направлению от центральных (корневых) частей рудных тел к их периферии. Эти изменения, являющиеся результатом фациальной зональности, обычно согласуются с фациальными изменениями вмещающих пород, и поэтому их следует рассматривать совместно. Как было показано в предшествующих разделах, для вулканогенных месторождений наблюдается определенная связь характера оруденения с фациальными особенностями вмещающих пород. В общем виде эта связь выражается в том, что руды гидротермально-осадочного генезиса локализуются обычно в депрессиях, развивающихся между крупными вулканическими сооружениями и сложенными вулканогенно-осадочными и осадочными породами, тогда как метасоматические рудные тела в большей степени тяготеют к самим вулканическим постройкам и формируются путем метасоматического замещения вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Для некоторых месторождений характерна именно такая связь оруденения с фациальным составом вмещающих пород, которая приводит к возникновению латеральной зональности. Примером такой зональности может служить Риддер-Сокольное месторождение. Вулканогенно-осадочные руды второй Риддерской залежи располагаются в стороне от рудоподводящих путей и практически не сопровождаются метасоматитами со стороны лежащего бока. Роль этих пород в какой-то степени играют линзовидные пласты доломитолитов гидротермально-осадочного происхождения, располагающиеся преимущественно в нижней части рудоносного интервала. Метасоматическая залежь на том же месторождении и участки, прилегающие к рудоносным разломам, сопровождаются гидротермально-метасоматическим изменением пород, интенсив-

ность которого резко падает от разломов в направлении к гидротермально-осадочным рудам. Возникающая таким образом асимметричная латеральная зональность подчеркивается и усиливается присутствием во Второй Риддерской залежи горизонтов обломочных руд, возникших, вероятно, в результате размыва гидротермально-метасоматических руд Главного рудного тела (Проблемы генезиса..., 1977).

В известной степени строение рудной залежи Николаевского месторождения дает основание отмечать здесь наличие латеральной зональности, выражающейся в отмеченной выше смене гидротермально-метасоматических руд центральной части рудной залежи гидротермально-осадочными рудами юго-западного фланга. Не исключено, что шлейф вулканогенно-осадочных руд первоначально был распространен здесь гораздо шире, образуя подковообразное полукольцо, главным образом в южной части месторождения, но затем был уничтожен послерудными вулканическими и тектоническими процессами. Элементы латеральной зональности проявлены и на Тишинском месторождении. Рудоносная зона в целом характеризуется закономерной сменой серноколчеданного и медноколчеданного оруденения западного фланга медно-цинковым и полиметаллическим оруденением восточного фланга. Главное рудное тело имеет неоднородное строение и состоит из трех рудных столбов, представляющих собой участки существенного увеличения мощности. Эти участки характеризуются заметным увеличением роли массивных руд. Состав руд в рудных столбах также разнотипный. Западный столб сложен полиметаллическими существенно цинковыми вкрапленными рудами, Центральный — массивными рудами того же состава, Восточный — массивными и вкрапленными рудами полиметаллического состава.

На восточном фланге рудного тела установлена смена гидротермально-метасоматических руд, представленных своеобразным рудным штокверком, согласными полосчатыми рудами, близкими по текстурно-структурным особенностям слонстым рудам гидротермально-осадочных месторождений. В свою очередь, эти руды на периферии рудного тела сменяются слонстыми микрокварцитами, содержащими прослой и линзообразные выделения сульфидов, преимущественно пирита. Кроме того в пределах рудной зоны наблюдается закономерная смена гидротермально-осадочных пород, подстилающих рудное тело: в центральной части развиты микрокварциты, переходящие на флангах последовательно в хлоритолиты, доломитолиты и алевролиты, содержащие анкерит (Авдонин, 1976). Возникновение подобной латеральной зональности может быть проиллюстрировано обобщенной схемой развития процесса оруденения при формировании первичных вулканогенных месторождений (см. рис. 3).

Характер латеральной зональности Тишинского месторождения в сочетании с имеющимися данными о своеобразном четко-

видном строении и кулисообразном расположении рудных столбов позволяет, по мнению В. В. Авдочина, допустить для этого месторождения схему последовательного формирования рудных столбов, в общем весьма близкую той, которая предполагается для Сибайского месторождения на Урале (Жабин и др., 1974).

Рассматривая зональность рудных тел вулканогенных месторождений, необходимо выделять: 1) гидротермально-метасоматические руды корневых частей, сопряженные с гидротермально-осадочными, т. е. руды одноэтапных месторождений, 2) гидротермально-метасоматические руды наложенные, являющиеся продуктом других этапов. Пространственное совмещение руд разных типов и этапов нередко приводит к противоречивым взаимоотношениям их.

Особенностям зональности гидротермального изменения пород, а также зональности эндогенных геохимических ореолов посвящена специальная глава. Следует подчеркнуть только одно обстоятельство, имеющее непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу. И гидротермально-метасоматические изменения пород, и геохимические ореолы первичных вулканогенных месторождений характеризуются резко выраженной асимметричностью, развиваясь преимущественно со стороны лежачего бока рудных тел. Более того, проникновение изменений и геохимических ореолов на весьма небольшие расстояния в породы висячего бока в ряде случаев можно объяснить процессом последующего преобразования месторождений, а иногда и проявлением более поздних этапов рудообразования.

Особенности строения гидротермально-осадочных руд. Как видно из вышеизложенного, в составе рудных тел первичных вулканогенных месторождений можно выделить два основных типа руд: гидротермально-метасоматические и гидротермально-осадочные. Поскольку первые многократно описаны в литературе, а особенности, обусловленные их происхождением, не имеют принципиального значения для выяснения наличия или отсутствия связи с вулканизмом, здесь рассматриваются основные черты гидротермально-осадочных руд. Согласно характеристике В. И. Смирнова (1967), рудам такого генезиса должны быть свойственны: седиментационная ритмичность отложения рудного вещества; специфическая форма рудных прослоев, отличающихся прямолинейной нижней и бугорчатой верхней границами; признаки деформации руды и породы, синхронные седиментации; совместное смятие прослоев руды и расщепление при послерудных деформациях. Впервые на Алтае наиболее достоверные гидротермально-осадочные руды были установлены на 2-й Риддерской залежи и детально изучены И. В. Покровской и О. А. Ковриго (1970).

Впоследствии руды вулканогенно-осадочного генезиса были обнаружены В. М. Окружным (1975) на Стрежанском месторождении. Для руд раннего этапа этого месторождения свойственны слоистые текстуры, образованные чередованием рудных и неруд-

вых слоев. Рудные слои сложены пиритом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом мощностью 2—30 мм. Перудные прослои мощностью 1—20 мм представлены зеленовато-серыми до черных слонистыми известковистыми туфоалевролитами, содержащими в разных количествах примесь углистого вещества. Рудным прослоям присущи признаки диагенетических преобразований, выраженные в уплотнении, проседании; асимметричное строение, обусловленное закономерным уменьшением крупности сульфидных частиц от подошвы к кровле рудного слоя; наличие неизмененных обломков осадочных и вулканогенно-осадочных пород, элементов ритмичного строения, следов микроползания. Сульфидные компоненты, слагающие рудные слои, образуют комковатые, обломковидные выделения размером 1—5 мм, которые обнаруживают метаколлоидное строение. Рудные и перудные слои смяты в складки с образованием слонисто-плойчатых текстур и осложнены последующими микродислокациями. Некоторые разновидности этих руд обладают штрихполосчатыми текстурами, являющимися переходными от слонистых текстур к вулканогенно-осадочным породам. Они образованы ориентированными по слонистости туфоалевролитов веретенновидными выделениями агрегатов сфалерита, пирротина и пирита, редко халькопирита. В этих рудах широко развиты метаколлоидные структуры. Наиболее отчетливо колломорфное строение сохраняет пирит, в агрегатах которого фиксируются даже радиальные трещинки спирезиса. Метаколлоидные структуры агрегатов пирита совместно с агрегатами сфалерита и халькопирита весьма разнообразны: глобулы, глобуллиты, почки, оолиты, сферолиты и др. Однако в большинстве случаев колломорфные структуры завуалированы процессами перекристаллизации с образованием мелкозернистого кристаллического агрегата.

Слонистые руды гидротермально-осадочного генезиса широко развиты на Шубинском месторождении (Золотарев и др., 1977). Они характеризуются слонистым и ритмично-слоистым строением и повсеместным развитием собственно колломорфных оолитовых, почковидных и радиально-лучистых структур пирита. В углистых алевролитах, перекрывающих крупные залежи, обнаружены фрамбoidalные формы пиритов.

Слонистые гидротермально-осадочные руды с большим или меньшим обоснованием выделяются на Тишинском, Николаевском, Камышинском и других месторождениях.

В последние годы на ряде алтайских месторождений (Зыряновского района и Прииртышья), связь с вулканизмом которых наиболее активно оспаривается, установлены факты, свидетельствующие о проявлении сингенетичной сульфидной минерализации. Так, на Зыряновском месторождении выделяется сингенетичный этап заражения халькофильной минерализацией или даже этап образования серноколчеданных руд (Проблемы генезиса..., 1977). В связи с этим следует отметить, что признаки сульфидной (в основном пиритовой) минерализации, сингенетичной формиро-

банию вулканогенных толщ, отмечались всегда и повсеместно. Это не оспаривалось даже наиболее последовательными сторонниками постекладчатого формирования алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. В настоящее время на многих месторождениях (Николаевское, Тишинское, Орловское, Снегирихинское, Гуеляковское и др.) встречены гидротермально-осадочные руды серноколчеданного состава, на других (Стрежанское, Шубинское) — медно-цинково-колчеданные, на Риддер-Сокольном, Рубиновском, Степном, Таловском и других — полиметаллические. Все эти факты свидетельствуют, что в результате гидротермально-осадочного рудообразования формируются не только серноколчеданные залежи, но и медно-цинковые и полиметаллические руды, т. е. можно считать установленной принципиальную возможность формирования таким путем всего разнообразия по минеральному и химическому составу руд, слагающих алтайские месторождения. При этом следует особо подчеркнуть те факты, которые свидетельствуют, что это разнообразие гидротермально-осадочных руд не всегда является следствием последующих процессов «облагораживания» ранее образованных серноколчеданных залежей, а имеет часто и первичную природу. Наиболее убедительным доказательством этого служат руды Второй Риддерской залежи.

Гидротермально-осадочный генезис стратиформных рудных залежей многих месторождений подтверждается не только текстурно-структурными особенностями руд и геологическими взаимоотношениями их с вмещающими породами. Имеющиеся данные по изотопному составу серы сульфидов также позволяют выделить руды, формировавшиеся одновременно с вмещающими их породами. Для большинства гидротермально-метасоматических руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая характерен однородный изотопный состав серы сульфидов, близкий к метеоритному уровню, что является свидетельством глубинного ювенильного источника серы (Авдонин и др., 1972; Замятин и др., 1974). В рудах гидротермально-осадочного генезиса наблюдаются максимальные вариации изотопного состава, что указывает на биогенно-осадочную природу серы. Наличие серы биогенного происхождения было зафиксировано в рудах Второй Риддерской залежи (пирит, обогащенный изотопом S^{34} до 12,0‰) и одного из рудопроявлений Кедровско-Бутачихинской зоны, а также в слонстых рудах Стрежанского месторождения, для пиритов которого, согласно В. М. Округину (1973), характерны широкие вариации изотопного состава серы с колебаниями содержания δS^{34} от $-4,5$ до $+14$ ‰. Сера биогенного происхождения обнаружена в пиритах, встречающихся в виде вкраплений во вмещающих осадочных породах Тишинского и Стрежанского месторождений. В то же время необходимо отметить, что на всех объектах, где обнаружены сульфиды с серой биогенного происхождения, установлено, что они ассоциируют с сульфидами, ко-

торые по изотопному составу серы не отличаются от сульфидов гидротермально-метасоматических руд. Таким образом, можно предполагать, что основная масса серы гидротермально-осадочных руд поступила из того же источника, который генерировал серу гидротермально-метасоматических руд, при этом биогенные процессы, признаки которых можно считать доказанными, не играли сколько-нибудь заметной роли в рудообразовании.

Имеющиеся в настоящее время данные по изотопному составу свинца также не отвергают для ряда месторождений (Орловского, Зыряновского, части руд Ридлер-Сокольного) синхронности и возможной парагенетической связи оруденения с девонским вулканизмом (Шергина и др., 1974).

Одним из доказательств гидротермально-осадочного генезиса слоистых руд ряда месторождений служат результаты декрепитации сульфидов. Как правило, эти руды, в отличие от метасоматических, не обнаруживают эффекта декрепитации. Эти явления были установлены для руд Стрежанского, Шубинского и Гусляковского месторождений (Округин, Золотарев, 1975). Газово-жидкие включения в сфалеритах слоистых вулканогенно-осадочных руд Стрежанского месторождения характеризуются объемом газовой фазы до 5% и температурой гомогенизации 50—95°. Изучение газово-жидких включений в рудном кварце Шубинского, Степного и Таловского месторождений показало, что основное отложение медно-цинковых руд происходило из холодноводных растворов.

Использование современных методов микроанализа для выявления критериев различия гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических руд дает обнадеживающие результаты. В частности, весьма интересные данные, свидетельствующие о наличии скрытой минералого-геохимической зональности, получены в последние годы при изучении содержания элементов-примесей в пиритах (Еремин, 1977). Установлено, что пириты разных генераций в пределах единых колчеданных и колчеданно-полнметаллических месторождений дифференцируются по содержанию кобальта и никеля, их отношениям, а также по степени колебаний этих величин, возрастающей от ранних генераций к поздним. В слоистых рудах гидротермально-осадочного генезиса наблюдается единая закономерность, выраженная в однонаправленном изменении кобальто-никелевого отношения от кровли каждой залежи к ее подошве. Уменьшение этого отношения от всячего бока к лежащему и наличие асимметричной зональности слоистого типа подтверждают первичную гидротермально-осадочную природу руд.

К вопросу о рудокластах. Важным признаком девонского возраста алтайских месторождений является наличие рудокластов в всячем боку. В процессе изучения колчеданных месторождений в различных провинциях рудокластам придается очень большое значение. Необходимость тщательного изучения этих образований

вызвана тем, что в ряде случаев обособления рудного вещества, принимаемые за обломки руд, при более детальном рассмотрении оказываются метасоматическими энгенетическими образованиями, возникающими в результате избирательного замещения. Доказательством метасоматического происхождения рудных галек является наличие сульфидной минерализации в цементе конгломератов. Но, учитывая процессы регенерации, широко развитые на рудных полях, этот факт не является бесспорным доказательством энгенетичности рудокластов. С другой стороны, нередко встречаются обломки руд в различных магматогенных брекчиях — автомагматических, эксплозивных, а также в брекчиях тектонического происхождения. В каждом конкретном случае необходимы весьма веские доказательства для отнесения обломков к рудокластам, образованным при разрушении (размыве, вулканических взрывах, оползневых явлениях и др.) рудных тел и попадающим в осадочные и стратифицированные вулканогенные породы при обычных условиях седиментации. В настоящее время можно перечислить несколько случаев таких образований. На Николаевском месторождении в туфах, залегающих непосредственно выше рудной залежи и замещаемого рудой экструзивного тела лавитовых порфиров верхнедевонского возраста, встречаются многочисленные обломки руд, отвечающих по составу рудам раннего колчеданного этапа (Наумов, 1973). Некоторые исследователи отрицают возможность отнесения вулканогенных обломочных пород, содержащих рудокласты, к нормальным пирокластическим образованиям и, основываясь на том, что цементирующая масса этих пород в ряде случаев напоминает цемент магматогенных брекчий, относят эти породы к эксплозивным брекчиям верхнепалеозойского возраста (Кузубный, 1975; и др.). Собранные авторами дополнительные материалы показывают, что рудокласты сосредоточены в нижней части пирокластического горизонта, в которой отсутствуют признаки магматического цемента и для которой весьма характерны обломки и оползневые глыбы осадочных пород — углистых алевролитов с фауной верхнедевонского возраста. Важным доказательством сингенетичности туфов и алевролитов являются многочисленные признаки, свидетельствующие о том, что большое количество осадочного материала попадало в туфы в виде нелитифицированных обрывков пластичного материала, а также признаки нормальной седиментации терригенного материала, выражающиеся в наличии тонких углесто-глинистых линзовидных прослоев в цементе туфов. Таким образом, можно утверждать, что руды раннего этапа Николаевского месторождения сформировались до отложения пачки туфов, перекрывающей рудоносный горизонт. Рудные обломки обнаружены в песчаниках каменевской свиты, залегающих непосредственно над рудным телом Рубцовского месторождения (И. Г. Чиряков, 1976).

Как уже отмечалось, горизонты своеобразных «валунчатых»

руд 2-й Риддерской залежи являются не чем иным, как скоплением рудных обломков, образовавшихся при размыве основной рудной залежи Риддер-Сокольного месторождения. Кроме того, рудокласты встречаются здесь в магматогенных (эруптивных) брекчиях, которые связаны с девонским вулканизмом (Проблемы генезиса..., 1977).

Взаимоотношения руд с магматическими образованиями. Важным критерием связи первичных вулканогенных месторождений с девонским вулканизмом являются многочисленные факты пересечения руд дайками, субвулканическими телами и упомянутые выше случаи пересечения руд магматогенными брекчиями. Одним из наиболее сложных обстоятельств при решении вопроса о взаимоотношениях руды и жильных пород является наличие в последних рудной минерализации. Сульфидная минерализация в дайках на контакте с рудными телами часто является не результатом наложения руд на эти дайки, а следствием процессов регенерации рудного вещества при термальном воздействии магматического расплава на руду. Поэтому для достоверного установления взаимоотношения даек и руды нередко необходимы тонкие детальные исследования рудных минералов в экзо- и эндоконтактных частях дайки, включающие изучение минерального состава, структур, элементов-примесей. Иногда хорошие результаты дает изучение газовой-жидких включений в минералах руд. Некоторые дополнительные данные можно получить при детальном изучении состава околорудно-измененных пород в экзоконтактах даек. Для некоторых месторождений было установлено, что в результате теплового воздействия на серпичитовые метасоматиты в последних отмечаются изменения фазового состава серпичитов (Авдонин, Поленков, 1975).

На Риддер-Сокольном месторождении андезитовые порфириды, являющиеся корнями эффузивов пльинской свиты, залегающей стратиграфически выше рудной залежи, пересекают руды раннего этапа и несут наложенную медно-цинковую минерализацию второго этапа. Маломощные диабазовые дайки пересекают эруптивные брекчии, содержащие в обломках все типы руд (Проблемы генезиса..., 1977).

На Стрежанском месторождении наблюдается контактовый метаморфизм и переотложение ранних слоистых вулканогенно-осадочных руд, обусловленное внедрением субвулканических липаритовых порфиров, с которыми, вероятно, связано и на которые накладывается оруденение позднего полиметаллического этапа. Дифференцированные дайки верхнепалеозойского комплекса малых интрузий оказывают термальное воздействие на руды месторождения, что фиксируется разгерметизацией газовой-жидких включений в минералах руд и метасоматитов и очищением минералов руд от элементов-примесей (Округин, 1974). Аналогичные случаи пересечения руд ранних этапов дайками магматических пород поздних комплексов и субвулканическими телами описаны

для других месторождений Рудного Алтая, Урала и других провинций.

Этапы формирования месторождений. В истории формирования вулканогенных колчеданных и полиметаллических месторождений В. И. Смирнов (1967) выделяет три этапа: 1) предрудного гидротермального изменения боковых пород с перегруппировкой щелочей, кремнезема, кальция, магния и железа; 2) массового отложения дисульфидов железа и 3) облагораживания их медью, цинком и свинцом за счет вытеснения сульфидного железа. Эта схема в общих чертах справедлива и для алтайских первичных вулканогенных месторождений. Большинство этих месторождений характеризуется длительной и сложной историей формирования, которая подразделяется на несколько этапов и стадий. Этапы рудообразования представляют собой крупные обособленные части единого процесса, характеризующиеся определенным составом рудоносных растворов, термодинамическим режимом, приводящим к формированию самостоятельного комплекса руд и гидротермально измененных пород и отделенные друг от друга значительным временным интервалом, в течение которого может происходить более или менее существенная структурная перестройка, сопровождаемая актами магматической деятельности и изменением условий рудообразования. Руды и околорудные породы различных этапов отличаются между собой по составу, текстурно-структурным особенностям, условиям локализации, взаимоотношениям с вмещающими породами и др. Последовательная смена этапов является результатом закономерной эволюции магматического очага, генерирующего рудоносные растворы, а также отражает общее изменение геологической обстановки рудоотложения. Продукты проявления последовательно сменяющихся друг друга этапов обычно пространственно совмещены в пределах одного месторождения и даже одного рудного тела. Тем не менее они нередко характеризуются определенной пространственной обособленностью, что находит выражение в зональном строении рудных тел и рудоносных зон. Реже отмечаются случаи разобщенного проявления различных этапов, формирующих самостоятельные рудные тела. Каждый из рудных этапов может быть подразделен на несколько стадий, характеризующихся обычно формированием определенного минерального парагенезиса, сменной температурного режима и др. Иногда стадии бывают разделены незначительными по масштабам тектоническими подвижками, не приводящими к существенным структурным перестройкам.

Достаточно отчетливо этапность формирования руд проявлена на Николаевском месторождении (Вейц, 1953; и др.). Обобщение результатов минералогических исследований с учетом новых данных по геологии месторождения, предпринятое в последнее время В. А. Наумовым (1973) и М. А. Тойбазаровым (1973), убедительно свидетельствует о проявлении двух этапов: раннего — медноколчеданного, в течение трех стадий которого происхо-

дило формирование кристаллически зернистых руд серноколчеданного, медного и медно-цинкового состава, и позднего — полиметаллического, проявившегося в формировании метаколлоидных руд, накладывающихся на ранние ассоциации. Как указывалось выше, руды раннего этапа встречаются в виде обломков в надрудных туфах. Помимо этого второму этапу предшествовало внедрение даек диабазовых порфиритов и магматогенных брекчий (Наумов, 1973).

Ранний медноколчеданный и поздний полиметаллический этапы проявлены на Тишинском месторождении (Авдонин, 1974, 1976). Первый проявился в формировании прожилково-вкрапленных и отчасти массивных руд серноколчеданного и медноколчеданного состава, второй привел к отложению полиметаллических, существенно цинковых руд. В третий этап произошли метаморфизм и регенерация руд первых двух этапов.

На Риддер-Сокольном месторождении выделены три этапа рудообразования (Покровская, 1970; Ковриго, 1970). Первый — этап формирования осадочно-гидротермальных руд; второй — гидротермальный, в результате которого происходило отложение серноколчеданных, медно-цинковых и барит-полиметаллических руд; третий — метаморфогенно-гидротермальный, завершившийся формированием руд сульфидно-серицитового типа. Руды первого этапа рассечены субвулканическими телами андезитовых порфиритов, на которые наложены медно-цинковые руды второго этапа. Третий этап отделен от предыдущих внедрением эксплозивных брекчий, которые содержат обломки всех пород и руд. Руды сульфидно-серицитового типа замещают цемент этих брекчий. Отмеченная выше зональность месторождения обусловлена обособленной локализацией руд различных этапов, для каждого из которых характерны свои изотопные отношения серы. Для первого этапа среднее значение δS^{34} составляет 1,9‰, для трех последовательных стадий второго этапа (серноколчеданный, цинково-медный и барит-полиметаллический) — соответственно 5,1; 2,5; 0,53‰, для двух стадий третьего этапа (сульфидно-серицитовой и кварцево-карбонатной) — 2,4 и 0,8‰. Таким образом, наблюдается заметное утяжеление серы в начале каждого этапа и облегчение внутри этапов при межстадийных переходах (Замятин и др., 1974). Это соответствует ранее полученным данным, свидетельствующим о том, что сульфиды ранних стадий и этапов месторождений Лениногорского района заметно обогащены изотопом S^{34} по сравнению с поздними сульфидными (Авдонин и др., 1972).

Таким образом, имеющиеся данные по изотопному составу серы сульфидных руд колчеданно-полиметаллических месторождений подтверждают полигенную природу, а также сложность и длительность процесса их образования. В то же время причины различия в изотопном составе серы для продуктов последовательно проявленных этапов недостаточно ясны. В большинстве случаев они объясняются сменой окислительно-восстановительного

потенциала. С другой стороны, нельзя отрицать определенную роль в этом процессе направленной эволюции магматогенного источника и связанных с ними рудоносных растворов (Замятин и др., 1974; и др.).

К приведенной характеристике этапов рудообразования необходимо добавить, что в рудных телах, сложенных метасоматическими рудами, каждый из них имеет определенные температурные параметры. Результаты изучения газово-жидких включений в рудных и жильных минералах методами декрепитации и гомогенизации показывают, что отложение рудных минералов происходит, как правило, в интервалах температур от 400 до 100°, при этом в течение каждого этапа (а иногда и отдельных стадий) происходит постепенное снижение температуры и новое возрастание с началом следующего этапа (Сакия, 1973; Округин, 1974; Золотарев, 1974).

Как видно из приведенных данных, большинство описываемых месторождений характеризуется проявлением двух основных этапов оруденения: раннего колчеданного, или медноколчеданного и позднего полиметаллического. Судя по имеющимся данным, эта тенденция смены существенно колчеданного оруденения полиметаллическим свойственна месторождениям данного класса в различных регионах (Алтай, Урал, Тува, Кавказ). Это свидетельствует о том, что причина закономерной смены этапов рудообразования обусловлена в первую очередь эволюцией глубинных магматических очагов. Детальное изучение субвулканических, экструзивных и лавовых образований, развитых на рудных полях, показало широкое участие в их формировании процессов ликвации, проявившихся главным образом до излияния магмы, а также при застывании ее в субвулканических условиях и на поверхности. В результате ликвации расплав расщепляется на две фазы. Первая характеризуется повышенным содержанием кремнекислоты и более высокой температурой застывания, вторая отличается повышенным содержанием калия, магния и летучих компонентов и, соответственно, более низкой температурой застывания. Кроме того, установлено, что первая фаза в большинстве случаев обогащена кобальтом, никелем, хромом, ванадием и медью, тогда как во второй концентрируются свинец, молибден, олово, серебро, барий и др. Поведение цинка менее определено: в одних случаях он концентрируется в первой фазе, в других — во второй. Указанная дифференциация в распределении компонентов, в первую очередь рудообразующих, в расслоенном силикатном расплаве позволяет, по мнению авторов, интерпретировать ее как возможную причину двухэтапного формирования колчеданно-полиметаллических месторождений.

Вполне вероятным представляется процесс, в результате которого при застывании первой фазы в расслоенном рудогенерирующем очаге генерируются рудоносные растворы, отлагающие руды первого этапа. Затем, после дальнейшего снижения темпе-

ратуры, начинается застывание второй фазы, которое сопровождается отделением растворов, обусловивших полиметаллический этап оруденения. Состав руд и характер изменения вмещающих пород хорошо согласуются с особенностями состава фаз расслоенного расплава. Вероятность такого процесса подтверждается не только особенностями состава, строения и пространственного размещения руд и метасоматитов, но и отчетливо проявленными признаками неодновременного застывания обеих фаз, а также пространственным разобщением их (Авдонин, 1976).

Заканчивая краткую характеристику этапности формирования колчеданно-полиметаллических месторождений, необходимо отметить следующее. Как отмечают многие исследователи (Смирнов, 1974; Яковлев, 1972; и др.), гидротермально-осадочные руды обычно формируются в результате проявления раннего этапа, в то время как продукты позднего, в данном случае полиметаллического, этапа накладываются на ранние руды, «облагораживая» их. Справедливость этого положения видна на примере многих месторождений (Тишинское, Стрежанское и др.). Однако упомянутые выше факты весьма разнообразного состава руд гидротермально-осадочного происхождения (от серноколчеданных до полиметаллических) позволяют говорить об идентичности седиментационных и гидротермально-метасоматических руд и о синхронности их формирования. Доказательством этому положению служит Вторая Риддерская залежь, формирование которой происходило одновременно с образованием метасоматических руд основной Риддерской залежи. Вероятность более позднего метасоматического наложения полиметаллической минерализации на ранее сформированные седиментационные пиритовые руды для этого месторождения практически исключена в связи с тем, что процессы замещения в таком масштабе не фиксируются при детальном минералогическом изучении руд. Кроме того, и во вмещающих породах отсутствуют следы каких-либо гидротермальных процессов. Указанная возможность опровергается также результатами, полученными И. В. Покровской (1975) при изучении отношения редких элементов в рудах и вмещающих породах и использовании метода осколковой радиографии. Установленные факты идентичности отношений редких элементов и в рудах, и во вмещающих осадочных породах и однородного распределения в них трекков свидетельствуют о том, что в процессе формирования руд этого месторождения наложенные гидротермальные процессы не играли существенной роли (Проблемы генезиса..., 1977).

Таким образом, можно сделать вывод, что и ранний колчеданный, и поздний полиметаллический этапы способны давать как гидротермально-метасоматические, так и гидротермально-осадочные руды, хотя последние преимущественно формируются в раннем этапе. При этом следует обратить внимание на то, что руды метасоматического генезиса, в отличие от вулканогенно-осадочных, характеризуются более сложным минеральным составом.

вом и значительно более высоким содержанием элементов-примесей. В метасоматических рудах (в особенности позднего этапа) установлено большое количество редких минералов висмута, сурьмы, серебра. Аналогичные факты заметно пониженного содержания элементов-примесей в гидротермально-осадочных рудах по сравнению с гидротермально-метасоматическими отмечены в месторождениях других регионов (Дистанов, Ковалев, 1975). Возможно, что это поможет отличить гидротермально-осадочные руды от метасоматических в некоторых сложных случаях, особенно при их преобразовании.

Приведенные в настоящем разделе основные черты первичных вулканогенных месторождений далеко не исчерпывают всего разнообразия их особенностей, но, по мнению авторов, убедительно свидетельствуют о древнем возрасте многих алтайских месторождений и связи их с девонским вулканизмом.

Глава 7.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На принципиальную возможность участия рудных компонентов, мобилизованных при метаморфическом преобразовании месторождений и вмещающих их пород, в образовании медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений давно обращали внимание многие исследователи. Наибольшую популярность эта концепция получила применительно к месторождениям, залегающим в докембрийских толщах, которые были выделены в особую метаморфическую группу. Однако учет влияния процессов послерудных преобразований на характер проявления эндогенного оруденения более молодых металлогенических эпох также не менее важен, что было убедительно показано на примере палеозойских медноколчеданных месторождений Южного и Среднего Урала (Заварицкий, 1950). В последующем большое внимание проблеме переотложения при формировании рудных месторождений уделялось зарубежными геологами. Среди них нужно в первую очередь отметить Г. Шнейдерхена (1957) и его последователей, которые отводили первостепенную роль процессам пострудной перегруппировки в образовании рудных концентраций. Месторождения, возникшие в результате этого, были названы регенерированными, или вторично-гидротермальными. Анализ фактического материала по конкретным месторождениям выявил существенные недостатки этой концепции, что не позволило принять данную гипотезу в предлагаемом виде.

В последнее время в ряде колчеданноносных провинций СССР и за рубежом был собран значительный материал, свидетельст-

вующий о том, что в формировании конечного облика месторождений принимают участие послерудные процессы различного вида и интенсивности (Смирнов, 1970, 1972). Наиболее убедительные примеры приведены по колчеданным месторождениям Урала (Бородаевская и др., 1975; Ярош, 1973) и ряду рудных полей Казахстана, заключающих стратиформные месторождения разного типа (Щерба, 1968; Яковлев и др., 1975; и др.), а также по полиметаллическим месторождениям Северного Прибайкалья (Ручкин и др., 1975).

За рубежом большая роль метаморфической мобилизации и перегруппировки рудного вещества отводится в формировании полиметаллических месторождений в различных странах (Австралии, Канады, Японии и др.).

Кроме новых обширных геологических данных о переотложении рудных компонентов в последнее время появился также большой материал по экспериментальным исследованиям поведения сульфидных руд в условиях, соответствующих различным типам метаморфизма (Белевцев и др., 1972; и др.). Они доказывают, что любой из известных типов метаморфизма (дислокационный, контактовый или региональный) фиксируется ощутимым перераспределением рудных компонентов сульфидных месторождений. При этом заметная миграция соединения Cu , Pb , Zn должна начинаться при довольно незначительных температурах и давлениях.

Чувствительными к преобразованиям оказываются и околорудные метасоматиты. Поэтому очевидна недостаточность исследований, при которых комплекс разнообразных гидротермально-измененных пород на колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях рассматривается как результат единого процесса и укладывается в единую метасоматическую колонку. Это делает необходимым специальное изучение процессов послерудных преобразований и новообразований, по существу, любого месторождения, расположенного в палеовулканической области.

Классификация и терминология процессов преобразования. В литературе, затрагивающей проблему переотложения рудного вещества, используются в основном следующие термины: регенерация, ремобилизация, трансформация и мобилизация. Три первых обычно применяются в одном значении как синонимы.

Под регенерацией в приложении к рудным месторождениям Г. Шнейдерхен (1957) принимал процесс «возрождения» рудных тел из ранее существовавших под действием более позднего ортогенеза с присутствием или без одновременных интрузий и субсеквентного магматизма. Согласно Краускопфу (1967), «мобилизация является удивительно неопределенным словом, которое означает любой процесс, благодаря которому ионы или продукты частичной плавки приходят в состояние, которое дает возможность перемещаться от одного места к другому». Анализируя возможные способы мобилизации на основе геологических данных и

обобщения лабораторных наблюдений предложена следующая классификация явлений мобилизации (Mookerjee, 1970).

Мобилизация

Химическая	Промежуточная	Физическая
1) раствор	1) частичное плавление и перемещение как кристаллического агрегата	1) пластическое течение и тектоническая ликвация
2) диффузия		2) плавление
3) газовый перенос		

Различные типы мобилизации рудного и нерудного вещества месторождений фиксируются в перекристаллизации, которая является одним из наименее изученных процессов (Григорьев, 1961). При перекристаллизации за счет исходного тела образуется новое тело, очень часто по ряду признаков неотличимое от тел, подвергшихся преобразованию.

Специально проведенный литературный анализ закономерностей выражения процессов переотложения на сульфидных месторождениях мира убеждает, что их удобно рассматривать в рамках основных видов метаморфических процессов, обуславливающих эти явления: дислокационных, контактово-термальных, региональных, гидротермальных.

Из терминов, обозначающих процессы переотложения, авторами принимаются регенерации, ремобилизации и мобилизация (Яковлев, и др., 1975). Современный геологический материал по ряду колчеданосных палеовулканических областей показывает, что эти процессы могут проявляться с разной интенсивностью. Первичные месторождения или рудные тела, подвергшиеся преобразованиям любого вида, называются здесь преобразованными. В отдельных случаях в процессе преобразований или мобилизации рудного вещества могут быть сформированы новые, ранее не существовавшие рудные тела или месторождения. Их предлагается называть новообразованными.

Регенерация и ремобилизация при послерудных дислокациях. Сюда относятся наиболее доказательные и легко выявляющиеся примеры послерудного переотложения вещества на месторождениях. Вместе с тем возникающие в результате этого процесса вторично-эпигенетические взаимоотношения иногда неверно интерпретируются как первичные, что приводит к неоправданному омоложению возраста месторождений. Течение сульфидов при динамическом воздействии устанавливается в отложении пластичных сульфидов: галенита и халькопирита в тенях давления пирита и трещиноватости кварца в соответствии с принципами Рикке и Зандера. Такие явления сейчас хорошо изучены геологи-

чески и экспериментально, и легко распознаются. Труднее обстоит дело с ассоциациями минералов, переотложенных в трещины при участии растворов. В результате формируются рудные жилы, пересекающие рудные тела.

В некоторых случаях их генезис однозначно определяется по характерным текстурам. Например, на полиметаллическом месторождении Среднем (Змеиногорский район) так сформировались жилы (состоящие главным образом из струйчатого галенита), располагающиеся всегда вблизи от материнских рудных тел.

На месторождении Покровское № 2 подобные жилы образуют агрегаты струйчатого марказита и халькопирита. Иногда удается установить переотложения рудного вещества, обусловленные деформациями, синхронными с осадконакоплением. Так, на Стрежанском месторождении еще во время осадконакопления происходило подводное микрооплзание рудного вещества, сминавшегося в микроскладки. При этом халькопирит выжимался в мелкие трещины, развитые в ядрах сильно пережатых микроскладок. Количество и продуктивность таких прожилок коррелируются со степенью смятия прослоев руд.

В тех случаях, когда переотложенные рудные минералы не обладают ориентированными текстурами, их происхождение в результате переотложения можно выявить при сопоставлении регенерированных жил и материнских рудных тел, которые в районе жил обеднены переотлагаемыми минералами. Последнее особенно характерно для случаев ремобилизации рудных компонентов, рассеянных во вмещающих породах. Так, в результате ремобилизации образовались многочисленные свинцовые и иногда полиметаллические рудопроявления Южного Алтая; она проявилась в собирательном переотложении распыленных в известняках сульфидов в плоскости трещины расщепления. Ремобилизация приводит к образованию на периферии рудопроявления отрицательных аномалий (Ушкингыйское месторождение). Дислокационный характер ремобилизации в этом случае подтверждается нахождением в рудных зонах веретеновидных просечек, сложенных галенитом, халькопиритом, буланжеритом и бурнонитом.

Минеральный состав рудных зон и жил, возникших в результате воздействия одностороннего давления, в основном определяется пластичностью рудных минералов. Максимальной пластичностью обладает галенит, несколько меньшей — халькопирит и пирротин, еще в меньшей степени пластичен сфалерит. Пирит является хрупким минералом. Количественное соотношение минералов в регенерированных и ремобилизованных жилах определяется их содержанием в преобразованных рудах и положением минералов в отмеченном ряде пластичности.

Опыт исследования сульфидных месторождений показывает, что регенерация и ремобилизация при последрудных дислокациях не приводят к образованию самостоятельных интересных в промышленном отношении рудных тел. Масштабы переотложений

невелики, и максимальная величина перемещения не превышает первых десятков метров.

Регенерация и ремобилизация в условиях контактового метаморфизма. Учет явлений переотложения, обусловленных воздействием различных послерудных интрузий, особенно важен по следующим причинам: во-первых, внедряющийся магматический расплав благодаря значительному отличию по температуре способен существенно нарушить термодинамическое равновесие во вмещающей среде и вызвать радикальное перераспределение вещества; во-вторых, формирующиеся при переотложении генетические соотношения с магматическими телами оказываются сходными с парагенетическими и генетическими. Поэтому правильная оценка явлений переотложения способствует верному пониманию регионально-металлогенетических событий, построению схем магматизма и оруденения, целеустремленному направлению поисково-разведочных работ.

Изучение процессов преобразования рудных концентраций под воздействием послерудных магматических масс на Рудном Алтае показало, что решающее влияние оказывали режим температурных полей магматических тел, конкретная геологическая структура и парциальное давление серы и кислорода во вторично-гидротермальных растворах.

Роль динамики температурных полей, очевидно, является наиболее существенной. При этом наибольшее влияние оказывает длительность теплового воздействия, градиенты температурного поля, направленность миграции температурного поля.

Длительность теплового воздействия, определяет глубину преобразований месторождений. Она находится в прямой зависимости от величины магматического тела и глубины его становления. По длительности теплового воздействия, оказанного магматическими телами, на Рудном Алтае можно выделить группы месторождений, подвергшиеся тепловому воздействию: 1) очень большой длительности (сотни тысяч лет и более); 2) большой длительности (десять тысяч лет); 3) средней длительности (десять тысяч лет); 4) малой длительности (сотни лет и менее). Месторождения первых двух групп находятся в экзоконтактной зоне крупных интрузивных тел гранитов, застывавших на больших или средних глубинах (табл. 3). Значительная длительность метаморфического воздействия привела к радикальному переорождению состава руд и околорудных метасоматитов (Вавилонское, Карчигинское, Талово-Тургусунское, Старковское месторождения на Рудном Алтае), что выразилось в различных явлениях: 1) повсеместное преобразование пирита и марказита в пирротин и часто в магнетит, а барита — в бариевые полевые шпаты; 2) в полном разложении блеклых руд и минералов, представляющих собой твердые растворы; 3) в образовании за счет околорудных кварц-серпичитовых и железомagneзиальных метасоматитов различных типов роговиков.

Тепловое воздействие средней и малой длительности обычно связано с небольшими интрузивными и субвулканическими телами, дайками. В случае малой длительности контактное воздействие ограничивается перекристаллизацией руд на расстоянии первых десятков сантиметров от контакта. Мобилизация сульфидобразующих компонентов обнаруживается на еще меньшем удалении от контактов даек. Это обстоятельство особенно характерно для даек и объясняется тем, что, несмотря на довольно высокие температуры расплава, время их сохранения даже в эндоконтактной области невелико. В некоторых работах отмечается отсутствие каких-либо заметных изменений в рудах на контактах с дайками небольших размеров и даже в ксенолитах руды внутри них. Расчеты температурных полей даек мощностью 1—2 м показывают, что температуры выше 400°С, способны вызвать заметную перекристаллизацию среднетемпературных сульфидов около дайкообразного тела мощностью 1 м с начальной температурой 1300°С, распространялись на зону до 2,5 см. Такие температуры сохранялись здесь около суток. Ощутимое перераспределение рудообразующих компонентов следует ожидать около даек, мощность которых превышает 15—20 м. Вместе с тем пояса даек, создававшие более длительно сохранившиеся тепловые поля, могли приводить к существенным перераспределениям рудных компонентов в пересекаемых ими рудных зонах. Такой случай описан для северной части Зыряновского рудного района, где дайкам, пересекающим продуктивные среднедевонские вулканогенные толщи, сопутствует сульфидная минерализация, а дайки того же пояса в осадочных толщах, подстилающих и перекрывающих рудоносные вулканы, не сопровождаются каким-либо заметным оруденением (Марьин, 1976).

Температурные градиенты тепловых полей определяют степень переотложения рудных компонентов и степень концентрации или рассеяния компонентов. Температурные поля, имеющие даже высокие температуры, но низкие градиенты (менее 0,1°/м), оказываются неспособными вызвать существенное переотложение руд (Карамышевское, Покровское № 2). Наиболее интенсивное переотложение происходит при высоких градиентах температурного поля — более 1°/м (Старковское рудное поле, Верхубинское месторождение, Становая зона, Новоберезовское месторождение). Среднетемпературные градиенты (0,1—1°/м) приводят к частичному переотложению рудных компонентов. Перемещения обычно захватывают ранее существовавшие рудные зоны и прилегающие к ним участки вмещающих пород (Рулихинское, Корболихинское, Верхубинское, Орловское).

Направленность миграции температурного поля предопределяет различную степень метаморфизма и переотложения месторождений, расположенных в разных частях экзоконтакта интрузивов. Неоднородное развитие во времени теплового поля интрузивных тел вызывается их становлением в конкретных геологиче-

Преобразованные месторождения

Тип	Термодинамические условия преобразований												
	типы роговиков и метасоматитов. Минеральные парагенезисы	температура	давление	тепловые поля гранитоидных интрузий									
				температурные градиенты	длительность действия	направленность миграции к рудному объекту							
Сильнометаморфизованные	роговики, роговикоподобные метасоматиты	Sta—Ged—Q Alm—And—Cor Sta—Ged—Sill—Alm Sta—Alm—Cor—Chl—Q Cor—Ged—Q	высокое, 1,5—3,0 кбар	низкие, иногда средние	однаправленная	однонаправленная							
		Alm—Cor—And—Chl Alm—Cor—Bi—Chl—Q					высокотемпературные, 480—540°C	очень большая (сотни тысяч лет)	разнонаправленная				
		Alm—Bi—Chl—Q Ep—Q—Gross—Pl—Pr Ep—Q—Pr—Pl Gross—Ep—Q—Pr—(Act—Ant)								среднее, 1—1,5 кбар	высокие (Δ 1 град/м), иногда средние	малая (сотни лет)	однаправленная
		Q—Ser Q—Ser—Chl Q—Ka—Ser—(Chl—Ta)											
Q—Ser Q—Ser—Chl Q—Ka—Ser—(Chl—Ta)	низкие (<0,1 град/м)	большая (десятки тыс. лет)	разнонаправленная										
Q—Ser Q—Ser—Chl Q—Ka—Ser—(Chl—Ta)				средняя	средняя	средняя							

по Ю. И. Демину, Г. Ф. Яковлеву (1975 г.)

Преобразованные рудные тела								Примеры месторождений рудопроявлений
форма рудных тел	рудолокализирующие структуры	изменение состава руд		эндогенная зональность	этапы рудообразования	концентрация или рассеяние рудного вещества		
		минерального	химического					
пластовая	складчатые	пирит → пирротин	без изменения	вторичная (прямая по отношению к интрузиву)	ранний и поздний**	без изменения	Вавилонское, Карчигинское	
жильная штокверковая	трещинные кливажные	пирит → пирротин, магнетит, барит → целъзиан или гиалофан, блеклые руды — арсенопирит	привнос Mo, Sr Pb вынос Cu, Zn		поздний**	концентрация	Талово-тургусунское, Парыгинское	
жильная, первичная пластовая	трещинные и первичные вулканические				ранний* и поздний**	рассеяние	Звездный Восточно-Старковское	
лентообразная	зоны расланцевания	пирит → пирротин с кубанитом, валле-риитом	без изменения		поздний**	без изменения	Таловское Новоберезовское	
штокверковая первичная пластовая	кливажные и первичные вулканические		вынос Cu, Zn, Pb			рассеяние	Старковское	
жильная и первичная пластовая	разрывные перемещения и первичные вулканические	пирит → пирротин, разложение блеклых руд	без изменения		ранний* и поздний**	без изменения	Верхубинское Рухинское	
первичная пластовая, линзовидная	первичные вулканические	слабая пирротинизация разложения блеклых руд	без изменения или с привносом Ba, Pb		загущенная первичная, иногда азональны	ранний	концентрация	Покровское Зареченское

* Вулканогенный (гидротермально-осадочный, гидротермально-метасоматический);
 ** Плутоногенный (скарновый, гидротермально-метасоматический, гидротермальный).

ских структурах, всегда ориентированных определенным образом. В связи с этим развитие температурных полей в областях месторождений, приуроченных к разным частям экзоконтактов, может быть однонаправленным, разнонаправленным и комбинированным.

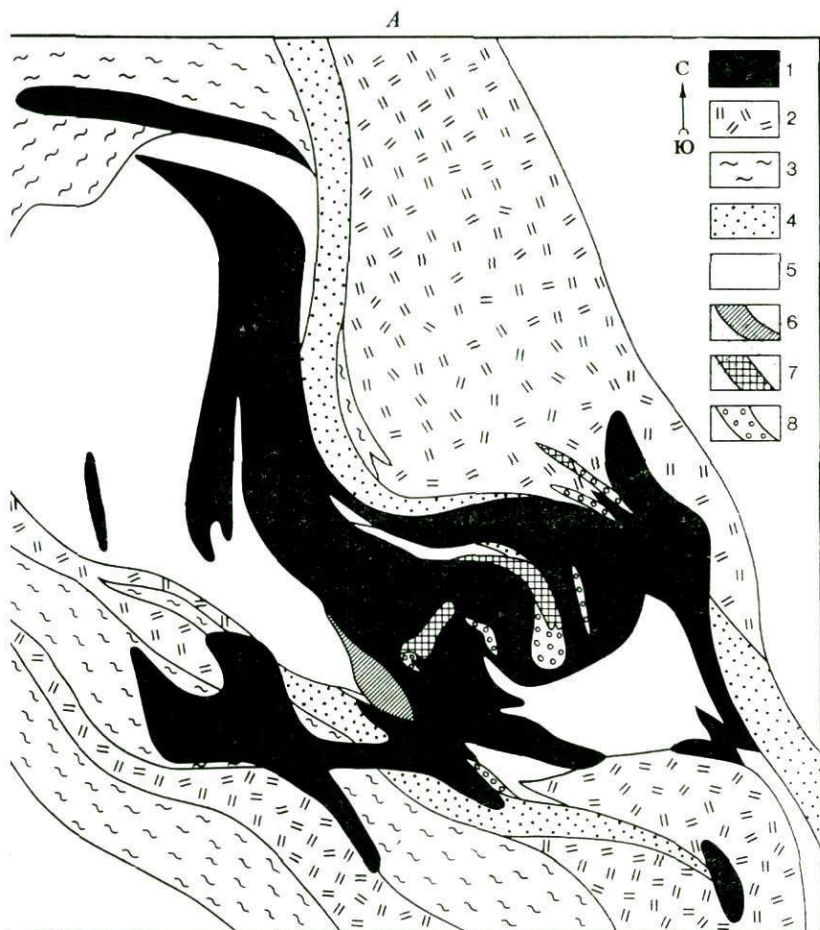
Однонаправленное развитие температурного поля характеризуется почти одинаковой ориентировкой вектора градиента температур на протяжении всего времени становления интрузивного тела. При разнонаправленном развитии температурного поля ориентировка вектора градиента температур меняется во времени. Под комбинированной направленностью понимается повторяющаяся миграция изотерм температурного поля с сохранением близкого направления вектора градиента температур по отношению к рудному объекту. При изучении этого типа преобразований рудных полей и месторождений необходим совместный анализ отмеченных факторов температурного воздействия, каждый из которых в конкретной геологической обстановке может оказать решающее значение. В отдельных случаях при однонаправленной миграции температурного поля и его высоких градиентах происходит почти полное переотложение доинтрузивных руд (Новоберезовское месторождение), хотя длительность воздействия была средней. Наоборот, даже при большой длительности становления интрузива месторождение подвергается слабому контактовому воздействию, так как температурное поле мигрировало в противоположную сторону от него (Стрежанское месторождение) (рис. 12). При этом особое внимание следует обратить на зоны стабилизации температур, которые являются наиболее благоприятными для концентрации при переотложении рудных компонентов (Демин и др., 1976).

При постановке работ на рудных полях и месторождениях, подвергшихся контактовому воздействию, необходимо различать два случая: 1) между интрузивом и рудовмещающими породами существовал лишь незначительный массообмен; 2) рудовмещающие породы и руды претерпели воздействие флюидно-тепловых потоков.

В первом случае происходит лишь перекристаллизация рудных минералов без существенного перемещения рудного вещества от мест его первичного залегания даже при длительном воздействии (Риддер-Сокольное, Орское, им. 50-летия Октября). Во втором случае характерны не только перекристаллизация руд и околорудных метасоматитов, но интенсивный перенос рудообразующих и породообразующих компонентов, а также устанавливается привнос компонентов нехарактерных вулканогенных месторождений (Талово-Тургусунское).

Роль геологической структуры при переотложении наиболее существенна в том, что она контролирует степень распыленности перераспределенного рудного вещества и глубину переотложения. В случаях, когда внедрение интрузивных тел происходило после

азования хорошо проницаемых структур, например зон рассеивания, они вызывают преимущественное рассеяние ранее централированных рудных тел (Старковское рудное поле). В за-



ис. 12. А. Схематизированная геологическая карта центральной части

Стрежанского месторождения:

— субвулканические липаритовые порфиры; 2 — дацитовые порфиры;
 — лавовые брекчии дацитовых порфиритов; 4 — туфы дацитового со-
 гава; 5 — туфогенно-осадочные породы; 6 — эвсталяционно-осадочные руды;
 7—8 — гидротермально-метасоматические руды II этапа; 7 — серно-
 колчеданные, 8 — колчеданно-полиметаллические

тых или частично закрытых структурах обычно преобладает центрация мобилизованной минерализации. Для этого в неко-
 лых случаях оказывается достаточно мелких складок внутри

хорошо проницаемых зон расланцевания (Иртышское месторождение). Интрузивные тела, внедрению которых сопутствовало или предшествовало расланцевание и интенсивное трещинообразование, могут привести к существенному или полному переотложению древних руд, что на Рудном Алтае особенно характерно для месторождений, находящихся в зонах смятия.

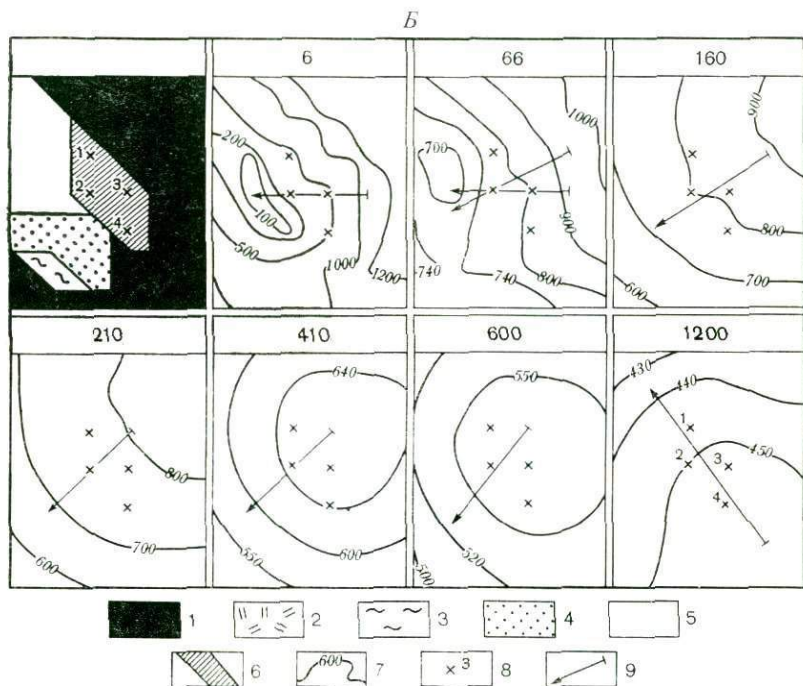


Рис. 12. Б. Геотектоническая схема околорудного пространства эксгаляционно-осадочного рудного тела и эволюция локального теплового поля субвулканических липаритовых порфиров:

1—6 — усл. обозн. см. рис. 12, А; 7 — изотермы и их значения в °С; 8 — узлы, в которых производился расчет температур; 9 — векторы градиентов температур. Цифры в рамках — расчетное время с момента внедрения субвулканического тела липаритовых порфиров

Роль эволюции парциального давления серы и кислорода при переотложении была показана ранее (Демин, Безмен, 1973).

Преобразование колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая под воздействием послерудных интрузий. Характерной чертой Рудного Алтая является широкое развитие интрузий, разнообразных по составу, размеру и времени внедрения. В настоящее время описаны факты метаморфического воздействия на рудные тела интрузивов средне-, верхнедевонского — пермского возраста.

Преобразования рудных тел под воздействием субвулканических тел, связанных с девонским вулканизмом, наиболее полно охарактеризованы на Стрежанском месторождении, где средневерхнедевонские субвулканические липаритовые порфиры, завершающие девонскую вулканическую деятельность, метаморфизуют слонсто-полосчатые и гидротермально-осадочные руды (Демин и др., 1976). В результате термального метаморфизма происходит перекристаллизация рудных и перудных прослоев, приводящая к укрупнению зернистости рудных минералов, а на отдельных участках, обычно совпадающих с зонами максимального развития инъекций липаритовых порфиров, — к исчезновению коллоидных текстур и слонистости.

Почти повсеместно вблизи контактов субвулканических липаритовых порфиров в слонсто-полосчатых рудах происходит пирротинизация пирита, разложение сульфосолей с образованием арсенопирита, стягивание из рудных прослоев халькопирита к контактам инъекций липаритовых порфиров, ассоциирующихся здесь с валлернитом.

Процессы перестроения проявлены в экзоконтактной зоне субвулканического тела весьма неравномерно. Это связано с тем, что субвулканическое тело имело сложную форму, и его кристаллизация протекала в среде, весьма неоднородной по структурным и петрофизическим характеристикам. Моделирование на ЭВМ процесса кристаллизации субвулканического тела и динамики его тепловых полей показывает, что его кристаллизация имеет сложный характер и началась во многих местах одновременно. Вместе с тем участки субвулканического тела, прилегающие к залежи эксгальационно-осадочных руд, кристаллизовались довольно быстро. Наиболее длительное время расплав сохраняется в восточной и юго-восточной частях тела, что связано с развитием здесь пород с высокой теплоемкостью. Тепловое поле приобретает во времени четкий восточный юго-восточный эксцентриситет (рис. 12). Моделирование показывает, что в связи с отмеченным эксцентриситетом воздействие на слонсто-полосчатые руды высоких температур (выше 700°C) было кратковременным. Кроме того из-за сложной структуры вмещающих пород и вогнутости контакта липаритовых порфиров в районе линзы вулканогенно-осадочных руд векторы максимальных градиентов на протяжении всего периода становления субвулкана были направлены в сторону рудной залежи (см. рис. 12), что предопределило слабую степень ее перестроения. В местах, где продвижение изотерм в область экзоконтакта было однонаправленным, сохранилась лишь рассеянная прожилково-вкрапленная минерализация.

На месторождениях Рудного Алтая неоднократно отмечалось воздействие на рудные тела жильных пород основного состава, связанных со зменногорским интрузивным комплексом или предшествующих его образованию. Чаще всего они представлены дайками, мощность которых редко превышает 10 м. Как показано

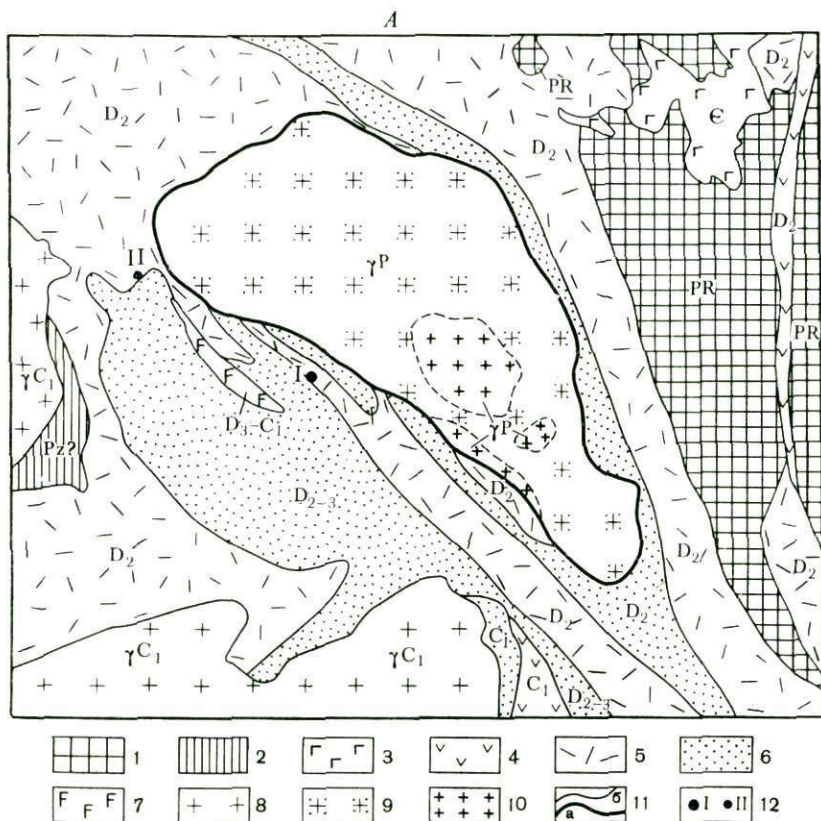
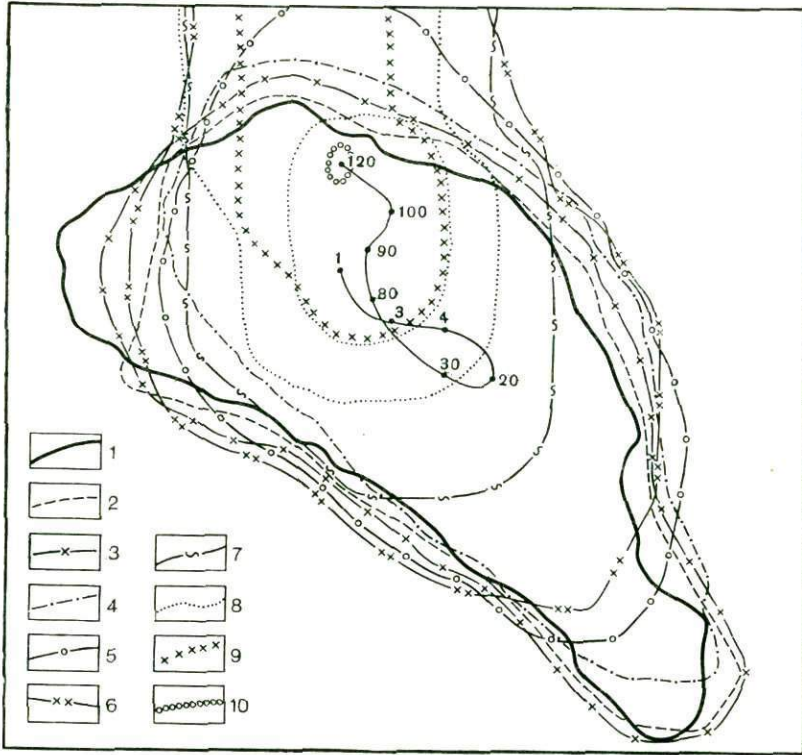


Рис. 13. А. Геологическая схема Белоубинского синклиория:
 1 — протерозойские сланцы Горного Алтая; 2 — метаморфическая толща нижнего палеозоя Синоушинского антиклиория; 3 — породы основного состава кембрия; 4 — породы основного состава среднего девона; 5 — осадочно-вулканогенные толщи среднего девона (успенская, хайдунская свиты); 6 — терригенные толщи среднего и верхнего девона (холзунская, большереченская и белоубинская свиты); 7 — габбро-диабазы (D_3-C_1); 8 — граниты змеиногорского комплекса; 9 — крупнозернистые граниты калбинского комплекса; 10 — мелкозернистые граниты калбинского комплекса; 11: а — границы Белоубинского гранитного массива, б — прочие геологические границы; 12 — месторождения; I — Старковское, II — Стрежанское

выше. магматические тела таких размеров неспособны вызвать существенного перераспределения вещества. Метаморфические преобразования, вызванные их внедрением, обычно ограничиваются перекристаллизацией сульфидов и нерудных минералов в рудах (Стрежанское, Риддер-Сокольное месторождение), реже отмечается пирротинизация пирита, образование за счет барита бариевых полевых шпатов (Змеиногорское) и биотита по хлориту и серишиту (Старковское).

Б



Б. Эволюция во времени изотермы 400°C и центра максимальных температур:

1 — границы Белоубинского гранитного массива; 2—10 — положение изотермы 400°C на разные моменты времени: 2 — 100 тыс. лет, 3 — 300 тыс. лет, 4 — 1 млн. лет, 5 — 2 млн. лет, 6 — 3 млн. лет, 7 — 8 млн. лет, 8 — 9 млн. лет, 9 — 10 млн. лет, 10 — 12 млн. лет

При отсутствии новообразованных минералов выявить контакто-метаморфическое воздействие даек на руды удастся лишь применением тонких методов: изучение газовой-жидких включений, химического состава сфалеритов и элементов примесей в льфидных минералах (Демин и др., 1976). Более полно признаки контактового метаморфизма руд раннеэокавказскими интрузиями проявлены на месторождении Покровском № 2, где рудное тело залегает в контакте плитчатой интрузии основного состава мощностью до 100 м. С ее внедрением в зоне экзоконтакта происходит пирротинизация пирита и марказита, образование шрита и актинолита за счет хлорита окколрудных метасоматитов, стягивание халькопирита к области контакта с интрузией. вследствие этого здесь хорошо проявлена обратная зональность, характеризующаяся приуроченностью медноколчеданных руд к

висячему боку рудной залежи, а цинковых и полиметаллических руд — к лежащему боку. На других участках месторождения, где рудные тела залегают внутри разреза вулканогенных пород кислого состава, для рудного тела характерна обычная зональность по мощности.

Вблизи гранитных интрузивов змеиногорского комплекса отмечаются более интенсивные преобразования месторождений (Яковлев и др., 1975). Они проявляются в изменении минерального состава руд, окolorудных измененных пород, морфологии

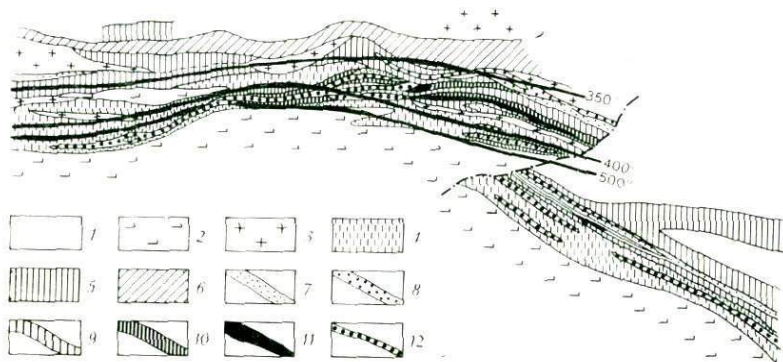


Рис. 14. Температурное поле штока кварцевых диоритов и минеральная зональность Новоберезовского месторождения, геологический план гор. + 250 м (по П. Ф. Иванкину и др., 1971): 1 — зеленокаменные сланцы; 2 — кварцевые диориты; 3 — плагногранит-порфиры; 4 — роговики; 5 — зоны предрудного выщелачивания; 6 — зоны хлоритизации; 7—12 — сульфидные руды: 7 — вкрапленные колчеданные, 8 — сплошные колчеданные, 9 — пирит-халькопиритовые, 10 — пирит-халькопирит-сфалеритовые, 11 — полиметаллические, 12 — халькопирит-пирратитовые. Сплошными жирными линиями показаны изотермы расчетного температурного поля

рудных тел и их зональности. Наиболее характерно появление минеральных ассоциаций, содержащих пирротин, а из нерудных — типоморфные контактовые минералы.

Контактово-метаморфические преобразования фиксируются образованием вторичной рудной зональности по отношению к гранитным массивам. В этом отношении показателен пример Новоберезовского месторождения, на котором под действием резкоградиентного теплового поля тела кварцевых диоритов (рис. 14), внедрившегося со стороны висячего бока месторождения, сформировалась обратная зональность по сравнению с установленной для преобразованных рудноалтайских месторождений (Яковлев и др., 1975; Горжевский и др., 1975).

Примером месторождения с четко проявленной обратной зональностью является Иртышское, под которым на глубине около 1,5 км залегает одноименный массив змеиногорских плагногранитов. Высокотемпературные колчеданные руды с бариевыми

полевыми штатами находятся здесь в верхней части месторождения в области развития температуропроводных вулканогенно-осадочных пород, в то время как полиметаллические руды тяготеют к корневым зонам месторождения. Зернистость руд увеличивается к нижним частям месторождения, что, вероятно, связано с более длительным сохранением здесь температурного интервала кристаллизации.

Преобразования вызывают формирование рудных тел, резко отличающихся по морфологии от первичных рудных залежей, залегающих обычно согласно или субсогласно с вмещающими породами. Нередко они образуются при переотложении рудообразующих компонентов в трещинные структуры и занимают резко секущее положение по отношению к залежам первичных руд, что позволяет установить их поригенность. Такие явления отмечаются на Рулихинском, Корболихинском, Верхубинском месторождениях и др. Из рис. 15 видно, что Корболихинское месторождение является единственным рудным объектом в Зменогорском рудном районе, подвергшимся высокотемпературному воздействию гранитов, тепловые поля которых в пределах этого месторождения были разноградиентными. Следует отметить, что перемещение рудного вещества, достаточные для формирования самостоятельных рудных тел, происходят в условиях контактового воздействия, вызывающего преобразования минерального состава руд и околорудных метасоматитов, в то время как изменение зональности может не сопровождаться изменением минерального состава месторождения.

На месторождениях, преобразованных под воздействием гранитоидов зменогорского комплекса, наиболее часто наблюдаются отклонения от стадийности, характерной для первичных месторождений: отмечается цементация полиметаллических руд колчеданными (Корболихинское, Орловское месторождения и др.).

Преобразование месторождений под воздействием гранитов калбинского комплекса в целом подобны преобразованиям, вызываемым воздействием гранитных тел зменогорского комплекса. Вместе с тем намечаются и некоторые отличия: 1) в экзоконтактовых частях массивов калбинного комплекса наблюдается большее рассеяние мобилизованных компонентов; 2) при преобразовании высокими температурами захватываются более широкие территории; 3) при переотложении иногда привносятся элементы, не характерные для первичных месторождений (висмут, молибден, вольфрам и др.). В связи с указанными особенностями вторичной зональностью охватываются целые рудоносные зоны и рудные поля. Наиболее сложная зональность возникает при совмещении редкометалльной, регенерированной полиметаллической и первичной минерализации. Здесь в приконтактовой области Тургусунского массива гранитов расположены высокотемпературные редкометалльные проявления, на большем удалении от массива развиты радиометалльно-полиметаллические, в которых вы-

сокотемпературная регенерированная полиметаллическая минерализация накладывается на редкометалльную. В зоне слабого воздействия гранитов наблюдаются среднетемпературные полиметаллические рудные объекты.

Отмеченные особенности преобразований под воздействием калбицких гранитов, вероятно, связаны с их становлением и

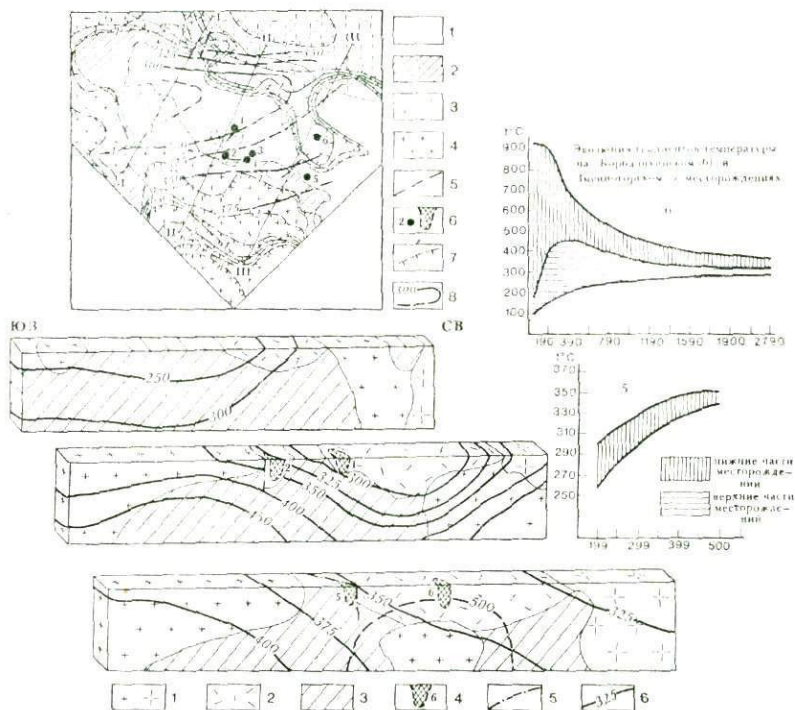


Рис. 15. Положение месторождений Змеиногорского рудного района в температурных полях гранитов:

1 — граниты; 2 — осадочно-вулканогенные породы девона; 3 — сланцы нижнего палеозоя; 4 — месторождения; 5 — разломы; 6 — изотермы, °С

формированием тепловых полей в сложноскладчатых структурах и условиях большей глубинности.

Преобразование руд гидротермальными растворами. На Рудном Алтае этот процесс наиболее хорошо проявлен в образовании сульфидоносных кварцевых и карбонатно-кварцевых жил, широко развитых в Лениногорском, Зырянском и Хаширо-Большереченском районах. Эти жилы содержат сульфиды исключительно на участках, где они пересекают рудные тела или рудные зоны. На удалении от рудных зон количество сульфидов в них

резко уменьшается. Состав сульфидной части жил зависит от состава рудных зон, которые они пересекают, и температуры их образования. Так, высокотемпературные кварцевые и карбонат-биотит-кварцевые жилы часто содержат гексагональный пирротин, в то время как низкотемпературные либо вообще не имеют пирротина, либо в их составе встречается исключительно моноклинный пирротин.

На месторождениях и рудных полях Ленингорского района кварцевые жилы развиты особенно широко и были подробно изучены. Они сложены молочно-белым кварцем, иногда с карбонатом, реже в зависимости от состава вмещающих пород, в них появляется хлорит и биотит. Некоторая часть кварцевых жил, тесно, пространственно ассоциирующаяся с рудными зонами и телами, содержит сульфидную минерализацию. Мощность отдельных жил достигает 1—2 м при протяженности в несколько десятков метров. Однако часто они бывают представлены разветвленной сетью прожилков мощностью 1 см и более; чаще встречаются жилы мощностью в несколько сантиметров.

В локализации кварцевых жил большое значение имеет структурный и литологический контроль. Жилы развиты в зонах повышенного расщепления, совпадая с ним или рассекая под углом 50—90°; выполняют зоны дробления, цементируя обломки вмещающих пород и метасоматитов (Шубинское месторождение), а также тяготеют к контактам пород и литологическим разностям с низкой прочностью (углисто-глинистые сланцы и алевролиты).

Сульфидоносная разновидность этих жил распространена в пределах рудных зон месторождений. Некоторые из этих жил, содержащих рудные минералы, известны с начала прошлого века как рудопроявления. По данным спектрального и химического анализа в сульфидоносных жилах содержание ряда элементов значительно выше, чем в боковых породах.

Сульфидоносные кварцевые жилы отличаются от безрудных только наличием рудных выделений, полностью совпадая по внешнему облику и температурному режиму образования. В рудоносных жилах содержатся халькопирит, маложелезистый сфалерит, галенит (часто крупнокристаллический), блеклая руда, пирротин, магнетит и др. Пирит, как правило, образует лишь мелкие выделения и скопления, тяготеющие к зальбандам жил. Выделения сульфидов имеют форму гнезд, неправильные звездообразные и прожилковые очертания, а также развиты иногда в виде мелких вкраплений. Рудная минерализация образует беспорядочные скопления в зальбандах жил: в их внешних частях (эндоконтактах) развиты гнезда и прожилковидные выделения, направленные в крест или под углом к стенкам жилы. Количество и размер рудных выделений уменьшаются к центру, и в случае ее значительной мощности они исчезают. Иногда образуются очень крупные гнезда (до 5—6 см), редко — большие (галенит-кварцевые жилы Зыряновского месторождения). Гнезда могут иметь как

поли-, так и мономинеральный состав. Нерудные породы обычно представлены карбонатом, реже — хлоритом, биотитом, серпичитом, калиевым полевым шпатом в зависимости от типа метасоматитов, рассекаемых жилами. Например, среди хлоритовых и полевошпатовых метасоматитов Типинского месторождения развиты галенит и сфалеритсодержащие хлорит-кварцевые и калиевополевошпат-кварцевые жилы. В биотитовых роговиках в районе Старковского месторождения распространены биотит-кварцевые жилы. На существование полиметаллического Гусяковского месторождения в жилах развиты те же минералы с большим количеством блеклой руды, обильно распространенной в рудах. Пирротина, практически не распространенного в рудах, нет и в жилах, тогда как на Старковском и Стрежанском месторождениях, Козлушинском и Королевском рудопроявлениях пирротина является частым спутником как руд, так и кварцевых жил. В районе Калитеевского железорудного проявления в кварцевых жилах среди песчаников с рассеянным магнетитом, содержатся его мельчайшие выделения. Таким образом, на всех известных объектах состав сульфидов жил соответствует составу рудных тел, отличаясь, по-видимому, только некоторой рафинированностью и обогащением в крупных количествах преимущественно легкорастворимыми сульфидами.

Сульфидоносные кварцевые жилы являются одним из самых поздних проявлений в районе. Как указывалось, они используют и секут зоны расланцевания и дробления. Иногда отмечается экранирование кварцевых жил плоскостями расланцевания (Стрежанское месторождение). Жилы пересекают рудные метасоматиты, колчеданные и полиметаллические руды; накладываются даже на роговики, связанные с Белоубинским гранитным массивом пермского возраста. Таким образом, возраст формирования их можно считать верхнепалеозойским или даже более молодым.

Предполагается, что при гидротермальном процессе, выразившемся в формировании кварцевых жил, широко проявились экстрагирование сульфидов из рудных тел и ореолов вкрапленных руд (а также и нерудных минералов), перенос и перетекание их внутри жил. Часть рудного вещества отгонялась к контактам жил, оставшая кристаллизовалась внутри жил. Таким образом, имела место ремобилизация сульфидов. Это подтверждается исключительной пространственной связью сульфидоносных жил с рудными телами, так как безрудные жилы развиты на удалении от них, сходством минерального состава, преимущественным развитием в жилах легкорастворимых сульфидов. При смене одного типа руд другим (например свинцово-цинкового — менее распространенным медноколчеданным) в пределах одной рудной зоны изменяется, соответственно, и состав сульфидов в жилах (Гусяковское месторождение). Более высокое содержание элементов в жилах, нежели во вмещающих метасоматитах, и иногда их раз-

личие (Ульбинское рудопроявление) предполагают скорее явления ремобилизации вещества из рудных тел, чем мобилизацию из боковых пород. Явления мобилизации имели место, по-видимому, лишь в районе Калитеевского рудопроявления, где в сравнительно удаленных жилах имеются очень мелкие выделения магнетита, рассеянного во вмещающих туфогенных песчаниках. Перенос сульфидов, очевидно, не превышал нескольких десятков метров.

Анализ рудных парагенезисов и температур образования жильных минералов показывает, что парциальное давление серы падало по мере падения температуры формирования кварцевых жил. Это свидетельствует о том, что сера для построения решетки сульфидов в жилах заимствовалась из рудных тел. Подобные явления распространены при прохождении рудоносных растворов поздних стадий на ранее сформированные минеральные ассоциации. Очень четко этот процесс проявлен при образовании висмутосодержащей минеральной ассоциации Стрежанского месторождения.

Новообразование колчеданно-полиметаллических месторождений. При протекании всех метаморфических процессов резко нарушается термодинамическое равновесие, в связи с чем происходит приспособление вещества к новым условиям, что сопровождается перегруппировкой компонентов, слагающих минералы горных пород. При этом нередко освобождаются рудообразующие компоненты, находящиеся в породах либо в виде рассеянных в них рудных минералов, либо в виде элементов решетки породообразующих минералов или элементов-примесей.

Одним из первых развил гипотезу о возможности вовлечения рассеянных в породах рудообразующих компонентов для образования месторождений Зменногорского района Ю. А. Долгов (1968). Согласно его гипотезе, в области образования трещинных структур образуются градиенты давлений, направленных в их сторону. Это вызывает сток в трещинные структуры гидротермальных растворов, выщелачивающих из вмещающих пород полезные компоненты. Эта гипотеза получила название адиабатической мобилизации. С ее помощью были сделаны попытки объяснить генетические особенности Корболихинского месторождения. Следует отметить, что она особенно удачно объясняет отрицательные геохимические ореолы, существующие вокруг месторождения.

Используя механизм, близкий адиабатической мобилизации, Д. И. Горжевским (1973) был предложен интересный вариант прохождения бария на месторождениях, так называемой «баритовой линии» Зменногорского района. Эти исследования показали, что вполне возможен вынос бария из гранитов зменногорского комплекса, который высвобождается при альбитизации калиевого полевого шпата. Однако это положение, доказанное для бария, не выяснено для других элементов.

В последние годы мысль о большой роли компонентов, рассеянных во вмещающих породах, развивалась, исходя из метаморфогенной гипотезы М. С. Козловым и др. (1972). Последняя точка зрения основана на низком значении фоновых концентраций рудообразующих компонентов во вмещающих рудноалтайские месторождения вулканогенных породах по сравнению с их содержанием в вулканогенных отложениях соседних районов Зайсанской геосинклинальной области.

Несмотря на то что современный уровень исследований и набор фактов, свидетельствующих в пользу отмеченных точек зрения, пока незначительны, следует признать их реальность.

Образование промышленных, рудных концентраций, образовавшихся при переотложении сульфидов, рассеянных во вмещающих породах, в трещинные структуры под воздействием направленного давления, описано Гриппом (1960) на примере свинцового месторождения Лайсвелл и медного месторождения Вайт Пайн. Подобными являются некоторые свинцовые месторождения и рудопоявления Южного Алтая и Заводицкого района.

Наиболее убедительно доказана возможность образования промышленно интересных сульфидных руд из рассеянных во вмещающих породах рудных компонентов под действием тепловых полей интрузивных тел месторождений Сардинии (Зуфарди, 1971), рудного района Драмен в Скандинавии (Vokes, 1968), Рудного Алтая. Эти месторождения приурочены к порфирировым телам, содержащим интенсивную сульфидную вкрапленность. По-видимому, под влиянием теплового потока от интрузий гранитов в трещинные зоны, которые здесь контролируют руды, были мобилизованы свинец как наиболее подвижный компонент и незначительное количество меди, цинка и других компонентов.

В последнее время были проведены эксперименты по частичному извлечению металлов из руд и горных пород Рудного Алтая в электрическом поле (Рысс, 1975). Эти исследования показывают, что различные породы «отдают» разное количество рассеянных в них металлов, а из некоторых пород их не удается извлечь. Следует отметить, что электрические поля непременно сопровождают процессы метаморфизма. Особенно велика их роль при контактовом метаморфизме. Происхождение их может быть связано с объемной электрической поляризацией горных пород под действием теплового потока.

Допуская возможность новообразования даже некоторых месторождений в результате мобилизации рассеянных рудных компонентов из вмещающих пород, нельзя рассматривать с этих позиций все рудноалтайские месторождения, как это делает М. С. Козлов (1972), так как в этом случае необъяснимы важнейшие черты колчеданно-полиметаллических месторождений: полигенность и полихронность, разнотипность структур локализации и минерального состава и др.

ТИПЫ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ
ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Большинство колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений характеризуется развитием более или менее обширных ореолов, интенсивно измененных гидротермальными процессами пород. Исключения составляют месторождения гидротермально-осадочного генезиса, залегающие среди однородных туфогенно-осадочных образований в удалении от рудоподводящих каналов. Исследование гидротермально измененных пород имеет важное значение для решения ряда генетических вопросов, а также для направления поисковых и разведочных работ.

В настоящее время степень изученности метасоматитов, вмещающих колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в различных регионах Союза, в частности на Урале и Рудном Алтае, достаточно высокая. Для ряда месторождений они детально изучены с точки зрения их состава, установлены основные черты зональности, последовательность образования метасоматитов и их рудоносности (Курек, 1953; Хисамутдинов, 1956; Чекваидзе, Исакович, 1971; Авдонин, 1975; и др.).

Опыт изучения гидротермально-метасоматических образований на ряде колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая приводят к выводу, что при разработке генетических и поисковых вопросов, помимо обязательного в таких случаях изучения состава и зональности метасоматитов, необходимо обращать внимание на признаки последовательного образования различных их типов. Кроме того, следует учитывать факты, свидетельствующие о наложении более поздних минеральных ассоциаций на ранние, а также критерии, позволяющие судить о формировании различных типов метасоматитов в связи с определенными этапами рудообразования. Специального изучения заслуживают вопросы позднего (послерудного) преобразования метасоматитов под влиянием последующих процессов метаморфизма.

Минеральный состав и зональность метасоматитов. Ореолы гидротермально измененных пород Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений характеризуются, как правило, отчетливо выраженным зональным строением. В общем случае этим месторождениям свойственны двусторонне-симметричные метасоматические колонки, внутренние зоны которых сложены моно-кварцевыми или кварц-серицитовыми породами, а внешние — кварц-альбит-карбонат-хлоритовыми породами, близкими по составу к пропилитам. Такая же зональность в общих чертах присуща многим колчеданным месторождениям Урала, Закавказья и других регионов (Логинов, 1974).

Следует различать два типа зональности метасоматитов. Первый, наиболее широко распространенный на колчеданных, медно-

колчеданных, медно-цинковых месторождениях и полиметаллических месторождениях медного профиля (месторождения Припутья — Белоусовское, Березовское, в Ленингорском районе — Старковское месторождение и некоторые рудопроявления Белоубинской и Кедровско-Бутачихинской зоны), образовался в результате проявления единого гидротермального процесса (имеются в виду первичные руды), который тем не менее в некоторых случаях обладает довольно отчетливой стадийностью. Второй тип зональности наблюдается на большинстве колчеданно-полиметаллических, преимущественно свинцово-цинковых, месторождениях (Риддер-Сокольное, Тишинское, Стрежанское и др.), которые формируются в результате нескольких последовательных этапов. Каждый из них характеризуется специфической минерализацией и соответствующим типом метасоматоза.

Зональность первого типа обусловлена проявлением кварц-серицитового метасоматоза, предшествующего оруденению и сопровождающего рудоотложение. Как правило, в таких случаях формируется метасоматическая колонка, внутренние зоны которой сложены кварцитами или кварц-серицитовыми породами с отдельными участками монокварцевых пород или серицитолитов. В промежуточных зонах развиты в основном кварц-хлорит-серицитовые породы с различным количественным соотношением слагающих их минералов. Внешние зоны колонок сложены кварц-хлорит-карбонатными и кварц-хлорит-серицит-карбонатными породами. Помимо этого во всех зонах широко развита вкрапленность пирита.

Таким образом, в целом указанный ряд парагенезисов характеризует процессы стадии кислотного выщелачивания, сопровождающие колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение. В зависимости от конкретных геологических условий, состава вмещающих пород, температурных особенностей процесса, кислотности растворов, активности щелочей и углекислоты минеральный состав каждой из зон приобретает на различных месторождениях свои специфические особенности. Так, на Тишинском месторождении в породах внешней зоны (раннего этапа минерализации), развитой по эффузивам основного состава, в парагенезисе с кварцем, кальцитом и хлоритом присутствует альбит. Кроме того, наблюдается определенная зональность в распределении карбонатов: по мере удаления от внутренних частей колонки доломит сменяется анкеритом, а затем кальцитом. Значительно изменяются свойства минералов переменного состава — серицитов и хлоритов. Слюдистые серицитоподобные агрегаты в метасоматитах алтайских месторождений представлены всеми переходными расстояниями между мусковитами и фенгитами. Почти во всех изученных объектах в мономинеральных пробах серицитов устанавливается присутствие иллита, монтмориллонита, каолинита, диккита. Отмечается некоторая зависимость состава серицитов от положения их в различных зонах метасоматической колонки. Так,

во внутренних зонах в слюдах возрастает содержание K_2O и уменьшается количество молекулярной воды (Андреева, 1973).

Большим разнообразием минеральных видов характеризуются хлориты алтайских, колчеданно-полиметаллических месторождений. В их составе присутствуют клинохлоры, пеннинны, прохлориты, лейхтенбергиты и шериданиты. Отложение хлоритов относится, как правило, к стадии сопряженного отложения, чем и объясняется их максимальное распространение в промежуточных и внешних зонах, а также в непосредственной близости от рудных тел, обычно со стороны лежащего бока (Волков и др., 1972). При этом почти повсеместно отмечается, что колчеданные руды сопровождаются железомagneзными разностями хлоритов, а с полиметаллическими ассоциируют магнезиальные разности корундофиллитов и шериданитов (Тишинское, Риддер-Сокольное и Стрежанское месторождения). При этом следует иметь в виду, что магнезиальные хлориты, сопровождающие полиметаллическое оруденение, относятся к продуктам не кварц-серпичитового изменения, а магнезиального метасоматоза, проявляющегося на более позднем этапе.

Основные этапы формирования метасоматитов. Как было отмечено выше, в истории формирования значительной группы колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая можно выделить два основных этапа: ранний колчеданный и поздний полиметаллический. Каждый из них сопровождается соответствующим этапом гидротермального изменения вмещающих пород. Метасоматическая колонка низкотемпературного процесса кислотного выщелачивания, сопровождающего колчеданный этап оруденения, в основных чертах рассмотрена выше. Раннему этапу, протекающему обычно на небольших глубинах и в приповерхностных условиях, нередко сопутствует гидротермально-осадочное рудоотложение. В лежащем боку эксгальационно-осадочных рудных залежей наблюдаются случаи интенсивного изменения вмещающих пород, которые фиксируют рудоподводящую структуру, являвшуюся тем каналом, по которому рудоносные растворы достигали дна морского бассейна, где и осуществлялось отложение руд. В этом случае породы лежащего бока месторождения преобладают кварц-серпичитовое изменение с формированием типичной для него зональной метасоматической колонки, в центральных частях которой нередко образуются штокверковые или прожилково-вкрапленные сульфидные руды. Изменения такого типа детально описаны на Урупском, Худесском и других месторождениях Северного Кавказа (Скрипченко, 1966), а также на некоторых месторождениях Южного Урала, Японии и других провинций.

Нередко рудные залежи эксгальационно-осадочных месторождений залегают на значительном удалении от рудоподводящих каналов. В этом случае они не сопровождаются сколь-нибудь заметным изменением вмещающих пород. Примером таких месторождений является Вторая Риддерская залежь Риддер-Сокольно-

го месторождения (Покровская и др., 1970). Для некоторых алтайских месторождений свойственно довольно своеобразное проявление гидротермально-осадочных процессов рудообразования. Оно заключается в том, что вблизи выводящих каналов и на некотором удалении от них совместно с сульфидами образуются породы, генезис которых вызывает дискуссии¹. В последние годы большинство исследователей (Андреева, 1973; Верещагин, 1971; и др.) считают эти породы метасоматическими образованиями и пытаются рассматривать их как составные части метасоматических колонков стадии кислотного выщелачивания. Однако новые данные, полученные авторами при детальном изучении Тишинского месторождения, позволяют иначе объяснить генезис этих пород.

Во-первых, обращает на себя внимание пространственное размещение этих пород. Линзообразные и неправильной формы тела кварцитов располагаются в центральной части рудоносной зоны несколько выше контакта осадочных пород сокольной свиты с нижележащими вулканогенными образованиями ильинской свиты. На флангах и несколько выше стратиграфически залегают главным образом хлоритолиты, а еще дальше от центральных частей зон преобладают доломитолиты и известковистые (с доломитом) алевролиты (рис. 16).

Микрокварциты представляют собой плотные светлые достаточно однородные породы, по внешнему виду напоминающие окремненные алевролиты. Нередко в них обнаруживаются признаки слонистости (рис. 17). В целом эти образования близки к микрокварцитам Лениногорского рудного поля, осадочный или вулканогенно-осадочный генезис которых доказывают З. В. Сидоренко (1958), В. Л. Чепрасов (1964) и др. При макроскопическом изучении устанавливается, что они представляют собой тонкие кремнистые массы с небольшой примесью серицита, хлорита, рутила и пирита. Вместе с тем метасоматические кварциты, образованные при замещении вулканогенных пород ильинской свиты, сложены обычно более крупнозернистым агрегатом кварцевых зерен. Они характеризуются разнозернистой структурой и, кроме того, реликтами первичных пород. Наиболее вероятным способом образования линзовидных и пластообразных тел микрокварцитов в сокольной свите является осаждение их в виде гелеобразных масс из поступавшего в морской бассейн кремнезема, выщелоченного гидротермальными растворами из нижележащих пород в процессе их кварц-серицитового метасоматоза.

Более сложным является вопрос о происхождении так называемых хлоритолитов и доломитолитов. Собственно хлоритолиты на Тишинском месторождении представлены линзовидными телами небольшой мощности, залегающими согласно с вмещающими

¹ Имеются в виду некоторые разновидности так называемых вторичных кварцитов, хлоритолитов и доломитолитов.

их осадочными породами, иногда в непосредственной близости от тел микрокварцитов. Эти тела сложены главным образом магнетитово-железистыми разностями хлоритов с примесью пирита и карбонатов, среди которых преобладает доломит. Увеличение относительного количества доломита вплоть до его резкого преобладания в количественном отношении приводит к постепенному пере-

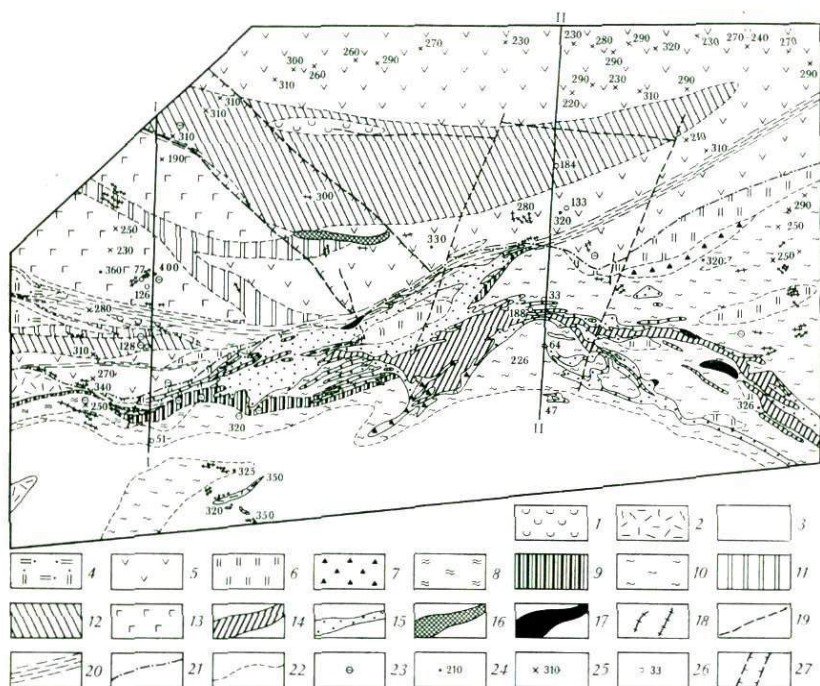


Рис. 16. Ореол гидротермальных изменений Тишинского месторождения (схематический план карьера):

- 1 — туфы андезит-базальтовых порфиров лежачего бока; 2 — липаритовые порфиры; 3 — углисто-глинистые сланцы и алевролиты висячего бока; 4 — штокверковые кварциты; 5 — узловатые кварциты; 6 — микрокварциты гидротермально-осадочного генезиса; 7 — хлоритолиты; 8 — доломитолиты; 9 — серицитолиты; 10 — кварц-серицитовая порода; 11—12 — кварц-серицит-хлоритовая порода с реликтами калишпатовых изменений по андезит-базальтовым порфиритам и их туфам; 13 — калишпатовые метасоматиты; 14—17 — руды: 14 — сплошные полиметаллические, 15 — прожилково-вкрапленные, 16 — сплошные серноколчеданные, 17 — сплошные медноцинковые; 18 — кварцевые и кварц-карбонатные жилы; 19 — разломы и крупные трещины; 20 — зона интенсивного расслаивания; 21 — граница вулканогенной и осадочной толщ; 22 — границы зон метасоматического изменения; 23 — пробы кварцевых жил недекрепитирующие; 24 — температуры начала декрепитации кварца; 25 — температуры начала декрепитации пирита; 26 — скважины; 27 — положение предполагаемого рудоподводящего канала

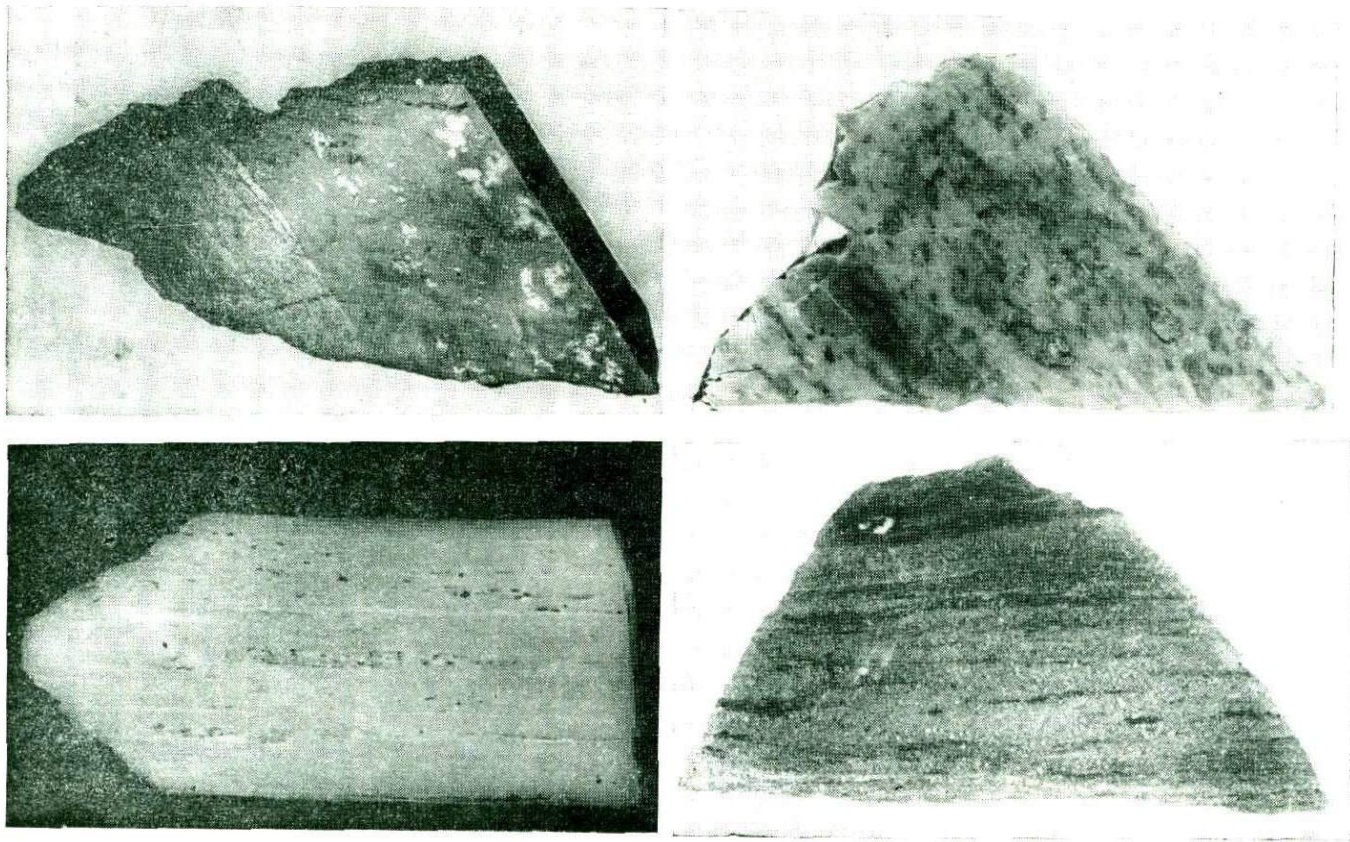


Рис. 17. Гидротермально-осадочные микрокварциты с вкрапленностью сингенетического пирита. Фотографии полированных шлифов (1/2 nat. вел.)

ходу хлоритолитов в доломитолиты. Для последних весьма характерны разности своеобразных оолитоподобных пород, состоящих из довольно крупных (до 1—2 см в диаметре) зонально построенных оолитов доломита, сцементированных тонкочешуйчатым агрегатом хлорита. Доломитовые оолиты состоят из внутреннего ядра, сложенного тонким агрегатом хлорита, и чередующихся кольцевых зон доломита и хлорита. Иногда цементирующая масса и кольцевые зоны в оолитах доломита представлены не хлоритом, а серицитом или смесью этих минералов. Состав и текстурно-структурные особенности пород полностью исключают возможность образования их метасоматическим путем за счет каких-либо исходных пород. Кроме того, следует отметить, что оолитоподобные выделения доломита в большом количестве присутствуют в известковистых алевролитах, сменяющих по простиранию и не несущих никаких следов гидротермального воздействия. Оолиты доломита в этих алевролитах обладают всеми признаками снеженетических образований.

На основании изложенного наиболее вероятным следует считать гидротермальное происхождение описываемых пород за счет выщелоченных гидротермальными растворами из нижележащих толщ MgO , K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , т. е. генезис этих образований в общем аналогичен генезису микрокварцитов. Следует отметить, что зональность распространения их вблизи предполагаемого подводящего канала, смена микрокварцитов хлоритолитами, а затем доломитолитами соответствуют относительной подвижности слагающих их компонентов, и порядок их отложения обратен порядку их растворения в исходных породах. Этот вывод иллюстрируется наблюдаемой на Лениногорском рудном поле приуроченностью линзовидных прослоев доломитолитов к тому же статиграфическому уровню, на котором располагается Вторая Риддерская залежь. Хлоритолиты, аналогичные тем, которые присутствуют на Лениногорском рудном поле и Тишинском месторождении, отмечены в лежащем боку рудных залежей Орловского месторождения, причем в них встречаются и оолитоподобные образования кальцита (Волков и др., 1972).

Таким образом, на ряде алтайских месторождений процесс гидротермально-осадочного рудоотложения сопровождается формированием своеобразных гидротермально-осадочных пород, материалом для образования которых послужили компоненты, вынесенные рудоносными растворами, которые являлись также поставщиками и рудных компонентов. Расположение основной массы руд в месторождениях такого типа свидетельствует о том, что металлы поступали в основном несколько позже нерудных компонентов. Это согласуется с имеющимся в настоящее время данными, которые указывают на то, что гидротермальная проработка вмещающих пород предшествовала рудообразованию. Иными словами, гидротермально-осадочные кварциты, хлоритолиты и доломитолиты являются продуктами процесса, аналогичного в

известной степени стадии сопряженного отложения, которая одновременно с этими процессами и в конечном итоге под влиянием тех же растворов развивается на глубине. Здесь же на некоторой глубине от поверхности идет процесс гидротермально-осадочного рудообразования, и одновременно с последним образуются сопряженные метасоматические залежи колчеданных руд. Прожилково-вкрапленные сульфидные руды преимущественно серноколчеданного состава, синхронные эксгалационно-осадочной сульфидной минерализации, отмечены на Тишинском месторождении среди гидротермально измененных пород ильинской свиты.

Следовательно, на Тишинском месторождении первым, наиболее ранним является этап колчеданного рудообразования. Ему сопутствует кварц-серицитовое изменение вмещающих пород, а также сопряженные с ним во времени гидротермально-осадочное рудообразование и осаждение выщелоченных гидротермальными растворами компонентов в виде микрокварцитов, хлоритов и доломитов. Ранний колчеданный этап проявлен практически на всех месторождениях Лениногорского района, изученных авторами. Однако более или менее отчетливая связь этого этапа с гидротермально-осадочным рудообразованием проявлена только на Риддер-Сокольном и Стрежанском месторождениях.

Вторым, достаточно обособленным процессом рудообразования на большинстве алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений является полиметаллический этап, руды которого, как правило, пространственно совмещены с рудами раннего колчеданного этапа. В большинстве случаев полиметаллическое рудообразование сопровождается интенсивным магниезальным метасоматозом, формы проявления которого могут быть различными в зависимости от конкретных геологических условий каждого месторождения. В некоторых случаях этот процесс выражается в интенсивном огальковании пород, в других — хлоритизации и доломитизации. Так, на Стрежанском месторождении полиметаллическая минерализация сопровождается зонально построенным ореолом, внутренние части которого сложены хлорит-талыковыми породами и талькитами с постоянной, но незаконномерно меняющейся примесью кварца и доломита. К периферии ореола возрастает степень окварцевания, выраженного в образовании метасоматитов от серицит-хлорит-кварцевых до карбонат-кварцевых состава. Мощность зоны хлорит-талыковых пород, имеющих непосредственный контакт с рудным телом, 8—10 м, кварц-хлоритовых и монохлоритовых пород 10—50 м, а серицит-хлорит-кварцевых 30—60 м. Интенсивный магниезальный метасоматоз, выразившийся в широком развитии метасоматических хлоритовых, хлорит-талыковых, талыковых и карбонатно-талыковых пород, описан на Корбалхинском месторождении (Венцловайте, 1969). Близкие к ним метасоматиты известны на Лазурском, Греховском и других месторождениях (Ляхницкая, 1961; Сидоренко, 1963). Магниезальный метасоматоз, сопровождавший полиметаллическое

оруденение, проявлен на Березовском, Зырянском месторождениях и др.

Магнезиальный метасоматоз с образованием талькосодержащих парагенезисов характеризует обычно сравнительно высокотемпературные условия рудообразования. Интервал температур для Корбалихинского месторождения от 275 до 400°С (при рН 3,8—7) (Венцловайте, 1974) и для Стрежанского месторождения 340—400° (Округин, 1975).

Однако в большинстве месторождений магнезиальный метасоматоз проявлен в образовании зон, сложенных только магнезиальными хлоритами, доломитами, которые от аналогичных по составу пород гидротермально-осадочного происхождения отличаются по положению относительно рудных тел. Хлоритолиты и хлорито-доломитовые породы метасоматического происхождения располагаются, как правило, в непосредственном контакте с полиметаллическими рудами, иногда образуя вокруг рудных тел своеобразную оторочку. Кроме того, мономинеральные хлоритовые породы этого этапа отличаются от хлоритолитов гидротермально-осадочного генезиса. Во-первых, они сложены более магнезиальными хлоритами, а во-вторых, более однородным составом; в них отсутствует примесь терригенного материала, углистого вещества и др. Краевые зоны метасоматической колонки, характеризующиеся развитием хлорит-карбонатных ассоциаций, обладают всеми признаками метасоматических образований с часто наблюдаемыми реликтами замещенных пород.

Необходимо отметить еще одну особенность процесса магнезиального метасоматоза: интенсивное развитие перечисленных выше ассоциаций наблюдается только в непосредственной близости от рудных тел, тогда как на более глубоких горизонтах основное развитие получают процессы кислотного выщелачивания, протекающие по той же схеме, что и процессы, сопровождающие ранний этап колчеданного оруденения.

Как уже было отмечено, зоны гидротермально измененных пород на месторождениях, возникших в результате проявления двух этапов оруденения, характеризуются весьма сложным строением, обусловленным совмещением двух метасоматически различных колонок. Благодаря этому нередко наблюдаются зоны, сложенные почти мономинеральным магнезиальным хлоритом среди кварц-серицитовых пород внутренней зоны раннего этапа, или хлорито-доломитовые образования в пределах внутренних зон, в которых отсутствует карбонат, что хорошо видно на примере Тишинского месторождения. Попытки объяснить подобные случаи усложнением единой метасоматической колонки приводят к ошибочной трактовке процесса и необходимости необоснованных допущений.

Помимо охарактеризованных двух основных этапов оруденения, на ряде месторождений Рудного Алтая проявлен наиболее поздний, барит-полиметаллический этап. Как правило, руды это-

го этапа слагают наиболее верхние части месторождений (Риддер-Сокольное). На этом этапе не отмечается значительных гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород. Они обычно ограничиваются формированием маломощного ореола баритизированных пород, в которых кроме того развивается серицит. В целом этот этап изменения пород может рассматриваться как проявление каллевого метасоматоза (Хисамутдинов, 1973).

Влияние поздних преобразований на состав метасоматитов.

Приведенные данные по составу и строению ореолов околорудных изменений на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая показывают, что они обусловлены главным образом индивидуальными особенностями гидротермального процесса, его стадийностью и первичной специализацией рудообразующих растворов. В то же время сопоставление ряда месторождений, локализованных в различных структурно-фациальных зонах, позволяет установить отчетливую связь состава метасоматитов с последующим изменением месторождений, выразившимся в наложении на них контактового, зеленокаменного, динамотермального и других типов метаморфизма, которые приводят к существенным преобразованиям химического и минерального состава метасоматитов.

Для ряда месторождений установлена важная роль процесса контактового изменения вмещающих пород и метасоматитов и регенерации руд (Демин, и др., 1974; Хисамутдинов, 1974). Описаны факты ороговикования околорудных кварц-серицитовых пород с образованием в них андалузита, кордиерита и других типоморфных контактовых минералов в зонах контактового воздействия интрузий (Авдонин и др., 1975; Яковлев и др., 1975). По мнению некоторых ученых (Логинов, 1974; и др.), присутствие в кварцитах и кварц-серицитовых околорудных породах многих колчеданных месторождений таких минералов, как андалузит, топаз, корунд, диаспор и другие, является результатом их контактового изменения. Это подтверждается на примере месторождений Среднего Урала, тогда как в менее метаморфизованных месторождениях Южного Урала они отсутствуют.

Процессы преобразования метасоматитов под воздействием магматических тел обсуждаются в последнее время в литературе чаще, чем другие типы метаморфических преобразований гидротермально измененных пород. Вместе с тем эти явления изучены еще недостаточно, чтобы провести их генетическую систематику и вывести руководящие принципы выделения новообразованных парагенезисов.

Контактовые преобразования наиболее уверенно распознаются при воздействии на околорудные измененные породы месторождений крупных интрузивных тел, когда минеральный, а иногда и химический состав первичных кварц-серицитовых и железомagneзиальных метасоматитов претерпевает весьма радикальные

изменения. В результате их ороговикования возникают парагенезисы, содержащие корднерит, андалузит, биотит, андрадит и другие типоморфные контактовые минералы. Сами метасоматиты при этом приобретают характерные роговиковые структуры. На Рудном Алтае процессы ороговикования гидротермально измененных пород с образованием высокотемпературных контактовых парагенезисов проявились на рудных полях, расположенных вблизи крупных гранитоидных интрузивов (Талово-Тургусунское, Таловско-Рулихинское, Старковское, Вавилонское, Верхубинское и др.). Нередко удается установить, что доля минералов, образовавшихся при последующем метаморфизме, и степень замещения ими минералов первичных гидротермально измененных пород возрастает по мере приближения к контактам интрузива. Особенно это заметно, когда тепловым полем интрузива захватывалось несколько месторождений или рудных зон. В подобных случаях возникает своеобразная вторичная зональность околорудных измененных пород по отношению к интрузиву или его тепловому полю. Примером может служить Старковское рудное поле, которое почти целиком подвергалось температурному воздействию в интервале 500—200°С при внедрении орогенного батолита биотитовых гранитов. На трехкилометровом расстоянии от контакта гранитного массива продукты первичного гидротермального изменения затронуты контактным метаморфизмом очень слабо. Он ощущается лишь в локальной биотитизации и актинолитизации вблизи высокотеплопроводных пород, создававших локальные участки повышенных температур. Для таких участков характерно укрупнение листочков серицита и их частичное замещение биотитом. В 500 м от контакта интрузива биотит и актинолит развиты в гидротермально измененных породах уже повсеместно, и с ними в ассоциации иногда встречается андрадит, изредка корднерит. В рудных зонах Восточно-Старковского рудопроявления, находящегося на расстоянии 2,2—1,8 км от юго-западного контакта гранитного массива, кварц-биотит-корднеритовые породы образуют самостоятельные тела мощностью до 60 м, выдержанные по простиранию и падению. На участках, где рудные зоны развиваются по породам основного состава, первичные альбит-кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты замещаются характерными ассоциациями с актинолитом и биотитом. Замещаемая ассоциация типична для внешних зон метасоматической колонки выщелачивания пород основного и среднего состава (Логинов, 1974). Появление в ней двух указанных минералов нельзя объяснить, если рассматривать процесс как одноактный. Действительно, именно эти минералы будут лишними против количества фаз, получаемых из правила фаз для данного парагенезиса, даже если его записать при $V = \text{const}$ $f_{in} = K_{in} + 1$, хотя В. П. Логиновым он рассматривается при $f = K_{in}$. Для актинолита и корднеритсодержащих метасоматитов Восточно-Старковского рудопроявления характерны крупнозернистые роговикоподобные структуры. Незамещенные мине-

ралы первичных пород здесь встречаются гораздо реже, чем на большем удалении от интрузивного массива.

Подобная зональность описывается М. Г. Хисамутдиновым (1956) для Таловско-Рулихинского рудного поля. Здесь на Таловском месторождении, расположенном в 0,5 км от гранитов, широко развиты корднерит-флогопитовые и мономинеральные флогопитовые метасоматиты. На Рулихинском месторождении, залегающем в 1,5 км от контакта того же гранитного массива, роговикоподобные и скарноидные парагенезисы занимают значительно меньшие объемы и являются более низкотемпературными. Среди окolorудно-измененных пород на этом месторождении преобладают продукты кислотного выщелачивания и магнезиального метасоматоза, обычные для рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.

Еще более четкая прямая минеральная и температурная зональность метасоматитов, возникшая в результате воздействия орогенных гранитов, описана Д. Г. Ажгиреем и В. В. Коробовым для Талово-Тургусунского рудного поля. По их данным редкометальные и редкометалльно-полиметаллические рудные объекты, сопровождающиеся высокотемпературными метасоматитами, расположены в непосредственной близости от гранитного интрузива. На удалении от контакта с гранитами развиты полиметаллические рудопроявления, которым сопутствуют средне-низкотемпературные метасоматические кварц-серпичитовые породы и хлориты.

Выявление зональности окolorудно-измененных пород по отношению к гранитам, особенно орогенным, с которыми трудно представить даже парагенетическую связь полиметаллического оруденения, привело большинство исследователей к представлениям об их контактово-метаморфическом генезисе. Наиболее вероятными причинами этого являются: неблагоприятные условия метаморфизма для образования зональности; зональность затухает на процессах регрессивной стадии.

Контрастная зональность при контактовом метаморфизме может быть сформирована только в температурных полях с достаточно резкими температурными градиентами при довольно длительном их сохранении во времени. В противном случае большие территории могут находиться в одних термодинамических условиях, при которых образуются однотипные минеральные ассоциации. Такие условия, очевидно, господствовали на Вавилонском рудном поле, находящемся в экзоконтакте Шульбинского гранитного массива калбинского комплекса, формирование которого происходило (по данным парагенетического анализа роговиков) на глубинах более 5 км, т. е. на фоне высоких температур вмещающих пород (Яковлев и др., 1975). В связи с этим высокие температуры (более 450°) захватывали большие площади и привели к образованию широкого со слабо выраженной зональностью контактового ореола.

По-видимому, тем же обусловлена повсеместная биотитизация метасоматитов на Орловском месторождении (Волков и др., 1972). Приблизительные расчеты теплового поля массива плагио-гранитов, залегающих под месторождением, показывают, что все месторождение и большая часть разреза девона очень продолжительное время находились под воздействием температурного поля между изотермами 300—350°. При таких же температурных условиях произошла биотитизация метасоматитов нижних частей рудных зон Корбалихинского месторождения.

Выявление контактового метаморфизма измененных пород под воздействием интрузивных тел небольших размеров является более сложным вопросом. Примером может служить Габриэлевское месторождение, для которого характерно развитие симметричного ореола кварц-серицитового изменения. На участке месторождения, как и в пределах всей северо-западной части Кедровско-Бутачихинской зоны, широко проявлена биотитизация вулканогенных пород кислого состава. Пространственная связь этих изменений с поясом габброидных тел верхнедевонско-нижекаменноугольного возраста, развитие биотита в самих габброидных телах позволяют рассматривать биотитизацию как результат контактового воздействия габброидов на вмещающие породы. Возможно, биотитизация не является следствием воздействия габброидов, а скорее представляет собой процесс, сопровождающий формирование габброидного комплекса и вызванный довольно мощным тепловым потоком, сопутствовавшим становлению этого комплекса. При картировании ореола околорудных метасоматитов на рассматриваемом месторождении отчетливо устанавливается, что они не накладываются на габброиды. Более того, в экзо-контактных частях этих тел, располагающихся в пределах ореола изменений, широким развитием пользуется биотит-кварцевая ассоциация, часто встречается эпидот, в отдельных участках отмечается развитие эпидозитов.

Все это свидетельствует о том, что процессы изменения пород, сопровождающие формирование габброидного комплекса, являются более поздними и накладываются на кварц-серицитовые изменения предрудного этапа, которые затухиваны в значительной степени последующими процессами. По-видимому, весьма важную роль в этом отношении играет процесс регрессивного метаморфизма, развивающийся в связи с понижением температуры после застывания габброидов и выразившийся в развитии кварц-хлоритовых и кварц-хлорит-серицитовых ассоциаций, которые замещают ранее образовавшийся биотит. Результатом этого же процесса нужно, по-видимому, считать широкое развитие во вмещающих породах стильпномелана. Процессам регрессивного изменения до сих пор не придается должного значения, а это часто влечет за собой неправильную интерпретацию наблюдаемых взаимоотношений между минеральными ассоциациями.

Значительную роль в изменении внешнего облика минерального и химического состава метасоматитов играют процессы послерудного динамического и динамотермального метаморфизма. Взаимоотношение процессов рудообразования и расланцевания является одним из основных вопросов при определении возраста оруденения. Некоторые исследователи, опираясь на факты, свидетельствующие о развитии кварц-серпичитовой ассоциации и сульфидной минерализации по зонам расланцевания, считают, что руды вместе с сопровождающими их зонами метасоматитов паложены на расланцованные породы (Попов, 1973; Коржинский, 1974). Изучение вмещающих пород и руд Тишинского месторождения позволяет прийти к выводу об интенсивном проявлении послерудных процессов динамотермального метаморфизма (Авдонин и др., 1975).

Интенсивный динамометаморфизм массивных руд Главного рудного тела Тишинского месторождения фиксируется расланцеванием их в эндоконтактовой части и наличием анизотропии физико-механических свойств (Маньков, 1969; Старостин и др., 1973). Отдельные рудные прожилки, особенно на флангах рудных тел, заключенные в пластичных кварц-серпичитовых породах, часто будинированы и деформированы. Процесс расланцевания руд сопровождается перекристаллизацией их, в результате чего на участках выклинивания происходит переотложение халькопирита и сфалерита, нередко наблюдается выделение струйчатого галенита. Часто рудные обособления, ассоциирующиеся с альбитом и кварцем, обтекаются пластичной серпичитовой массой. Серпичит также бывает перекристаллизован с образованием на участках выклинивания в «тенях давления» крупнокристаллических агрегатов мусковита. Иногда рудные обособления бывают раздроблены, и серпичит проникает по трещинам дробления. Будинированию подвергаются не только руды, но и другие образования, если они заключены в более пластичные породы. В частности, наблюдались случаи исключительно интенсивного будинирования микрокварцитов, узкие линзовидные тела которых располагаются среди серпичит-кварцевых пиритизированных пород во внутренних зонах метасоматической колонки. Образование таких будин сопровождается выделением гнезд кварца в промежутках между ними. Весьма показательными являются деформации кварц-сульфидных жил, в результате которых происходит расщуривание их на мелкие будины и переотложение сульфидов, в первую очередь халькопирита в торцевых частях будин. Кварц-сульфидные жилы, завершающие процесс рудообразования, как правило, практически не декрепитируют, что объясняется вскрытием включений в результате интенсивных деформаций кварца. В этих кварцевых жилах наблюдаются первичные включения сложной формы нередко с твердой фазой. Объем газовой фазы составляет 25—30% и температура гомогенизации их 320—340°. Количество этих включений незначительно, а также незначителен декрепита-

нионный эффект. Большая часть их вскрыта и имеет заполнение, аналогичное вторичным включениям. Последние образуют системы, располагающиеся по трещинам, объем газовой фазы 5—10%, температура гомогенизации их 60—150°. Среди этих включений преобладают холодноводные. Вторичные включения характеризуются очень мелкими размерами 0,0001—0,001 мм.

В отличие от кварц-сульфидных жил, на месторождении выявлена группа поздних кварцевых жил, занимающих отчетливо секущее положение по отношению к рудным телам и ориентировке кливажа и образовавшихся в связи с процессами послерудного метаморфизма. Кварц здесь характеризуется температурами начала декрепитации 320—350°. Многочисленные первичные включения в жилках гомогенизируются при температурах 180—240°. Связь таких жил с процессами динамометаморфизма подтверждается тем обстоятельством, что газово-жидкие включения в блоках кварца, располагающихся между крупными будинами кварцитов, характеризуются такими же показателями.

Таким образом, послерудные процессы преобразования месторождения не ограничиваются динамометаморфизмом. В них принимает активное участие гидротермальный процесс, фиксирующийся в перекристаллизации и перераспределении рудного вещества и минералов гидротермально измененных пород в формировании сериит-кварцевых жил. Эти процессы имеют важное значение для расшифровки истории формирования месторождения. Их учет совершенно необходим при установлении последовательности образования различных минеральных ассоциаций.

На Тишинском месторождении, например, широким развитием пользуются калишпатовые метасоматиты, образовавшиеся за счет измененных андезит-базальтовых порфиритов и их туфов, вероятно, в результате гидротермального процесса, сопровождавшего или завершившего формирование экстрезивных тел (или более молодых интрузий), характеризующихся повышенным (8—10%) содержанием K_2O и приуроченных к успенской свите, перекрывающей рудовмещающую толщу. Взаимоотношение описываемых метасоматитов с кварц-сериитовой ассоциацией однозначно указывает на более позднее происхождение последней. Однако вывод о более позднем развитии кварц-сериитовых метасоматитов, сопровождающих процесс рудоотложения, и, таким образом, о дорудном возрасте калиевого метасоматоза, является ошибочным. Кварц-сериитовая ассоциация, накладываемая на калиевые метасоматиты, формировалась не в рудную стадию, а в результате проявления позднерудного и послерудного метаморфизма за счет перекристаллизации и перераспределения вещества ранее сформированных кварц-сериитовых пород. Такое образование калиевых метасоматитов доказывается отчетливым наложением кварц-калишпатовой ассоциации на пиритизацию ранних стадий, рудного процесса и широким развитием среди них кварц-калишпатовых жил с доломитом и значительным содержанием

сульфидов, в том числе галенита, сфалерита, халькопирита. Эти жилы также подвержены послерудным деформациям. Они сложены преимущественно катаклазированным кварцем, содержащим единичные первичные включения с объемом газовой фазы 25—30% и температурой гомогенизации 278—350°. Эти включения так же, как и включения в кварц-сульфидных жилах, вскрыты сериями трещин, по которым развиты вторичные холодноводные включения. Помимо этого в кварц-калишпатовых жилах наблюдается поздняя генерация кварца с включениями, гомогенизирующимися при температуре 165—240°. Эта генерация связана с этапом динамотермального метаморфизма (Авдонин, 1974).

Для определения характера возможного влияния калиевого метасоматоза на состав серицитов, образовавшихся в ранний этап кислотного выщелачивания, было предпринято изучение нескольких мономинеральных проб серицита, отобранных в непосредственной близости от рудного тела, но на различных расстояниях от центра наиболее интенсивного проявления калиевого метасоматоза. Пробы были отобраны на западном фланге рудного тела со сторон висячего и лежащего бока по мере удаления от эпцентра калиевых метасоматитов (табл. 4). Расстояние между крайними пробами немногим более 200 м. В результате рентгенофазового анализа в пробах 2748 и 2752 был определен каолинит, в пробах 2749, 2737, 2709 помимо этого установлено присутствие разбухающей фазы (предположительно монтмориллонит). Наличие этих глинистых минералов подтверждается дифрактограммами проб, снятыми после прокалывания и после насыщения глицерином. Пробы 2706 и 2730 по структурным характеристикам наиболее близки к мусковиту. В первой из них определено присутствие диккита. Суммируя данные рентгенофазового анализа, получают ряд изменений структурных примесей в сериците: каолинит (2752 и др.) — разбухающая фаза, предположительно монтмориллонит (2709 и др.) — диккит (2706 и др.) — серицит — мусковит (2730). В том же направлении меняется и ряд химических свойств. Для проб начала ряда, т. е. наиболее удаленных от участка развития калишпатовых метасоматитов, характерно минимальное (до нулевого) содержание алюминия в четверной координации, которое отчетливо увеличивается по мере приближения к этому участку. Соответственно увеличивается содержание Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и уменьшается содержание SiO_2 , а также отмечается смещение пиков, характерных для серицитов от 19,80 до 10,05, что свидетельствует, по-видимому, об уменьшении количества смешанослойных образований в структуре серицита. Экспериментальными работами установлено, что в процессе преобразования глинистых минералов в сериците ведущую роль играет содержание в растворе хлоридов калия при той же температуре и давлении, преобладание катионов кальция и магния ведет к образованию агрегатов ряда хлорит — вермикулит (Фран-Камеицкий и др., 1969). Учитывая вышеизложенное и опираясь на

данные экспериментальных работ, можно считать, что значительную часть массы рассматриваемых метасоматитов первоначально составляли глинистые минералы, реликты которых и обнаружены при рентгенофазовом анализе (Авдонин, Поленков, 1974).

Реликты гипогенного каолинита и разбухающей фазы (монтмориллонита), а также смешанослойных образований обнаружены в метасоматитах ряда месторождений Рудного Алтая и Южного Урала (Гайское, Блявинское, им. XIX партсъезда, Ашебутакское и др.). При этом отмечается отчетливая зависимость количества реликтовых глинистых минералов и состава метасоматитов от проявления различных метаморфизирующих факторов. На Тишинском месторождении такими факторами послужили калиевый метасоматоз и последующий динамометаморфизм. Эти явления устанавливаются и на медноколчеданных месторождениях Южного Урала. Так, на месторождении им. XIX партсъезда установлено исчезновение глинистых минералов в составе кварц-серицитовых пород на контакте их с субвулканическими телами кислого состава, которые, в свою очередь, в дальнейшем также претерпели стадию кварц-серицитового изменения. На Ашебутакском рудном поле каолинит и гидрослюда в значительных количествах отмечаются только в связи с проявлениями позднего полиметаллического этапа оруденения, продукты которого локализованы в вулканогенных толщах, не подвергшихся сколько-нибудь существенной нагрузке и метаморфизму, тогда как в кварц-серицитовых породах раннего колчеданного этапа, претерпевших вместе с вмещающими их породами метаморфизм фации зеленых сланцев, глинистые минералы отсутствуют.

Наличие реликтовых глинистых минералов, наряду с хорошо оформленными в структурном плане серицитами, свидетельствует о том, что первоначально облик метасоматитов больше соответствовал продуктам фумарольно-сульфатарного типа. Об этом свидетельствует и тот факт, что глинистые минералы, реликты которых отмечаются в метасоматитах колчеданных месторождений палеозойского возраста, значительно шире распространены на месторождениях более молодого возраста.

Из изложенного выше следует, что минеральные ассоциации и их взаимоотношения, наблюдаемые в метасоматитах колчеданных месторождений, в значительной степени являются результатом поздних процессов преобразования, которые в ряде случаев искажают первоначальные взаимоотношения. С этих позиций обычно фиксируемая более поздняя кристаллизация серицита по отношению к хлориту может быть объяснена преобладанием на ранних стадиях в реагирующих с глинистыми минералами растворах катионов железа, магния и кальция, что приводит в результате ионно-обменных реакций к скорейшему и преимущественному образованию хлорита, в то время как образование серицита связано с более поздним неравномерным и непостоянным во времени усилением роли калия в этих растворах. Появление парагонита,

который характерен для уральских месторождений и практически отсутствует в рудноалтайских месторождениях, объясняется, вероятно, большой активностью натрия в ходе регионального метаморфизма, которая обусловлена петрохимической специализацией вмещающих вулканогенных толщ.

Изложенные данные сильно затрудняют применение парагенетического анализа для изучения околорудных метасоматических образований колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений без детального учета всех последующих преобразований метасоматитов.

Глава 9

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Приведенные в предыдущих разделах данные свидетельствуют о разнообразии сочетаний механизмов формирования колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и длительности протекания процессов рудообразования. В этой главе предпринята попытка систематизировать материалы, касающиеся генетических особенностей, закономерностей строения и размещения рудноалтайских месторождений, в виде таблицы и на этой основе выделить генетические типы месторождений Рудного Алтая. Своевременность постановки такой задачи очевидна, так как все имеющиеся к настоящему времени группировки рудноалтайских месторождений по генетическому принципу чаще всего отражают представления о ведущем значении верхнепалеозойских процессов рудообразования, что не отвечает новейшему фактическому материалу. За последние годы большинством геологов, изучающих месторождения Рудного Алтая, признано, что они являются сложными рудными образованиями, многоэтапными и многостадийными, существенная часть которых имеет вулканогенную природу.

В предлагаемой систематике выделяются три генетических типа месторождений (табл. 5): 1) первичные вулканогенные; 2) преобразованные вулканогенные; 3) новообразованные. Эти группы не равны по объему и неодинаково обеспечены фактически материалами, на которых основано их выделение. Центральным вопросом систематики является деление вулканогенных месторождений на первичные и преобразованные. Такое разделение в определенной степени условно, поскольку многочисленные данные свидетельствуют о том, что месторождения, приуроченные к палеовулканическим областям, по существу, никогда не сохраняют свой первозданный облик, а всегда претерпевают перекристаллизацию, сопровождающуюся процессами переотложения различного масштаба. В основу разделения месторождений на первую

Генетический тип месторождений	Вулканогенные			
	моногенные		полигенные	
	вулканогенно-осадочные	гидротермально-метасоматические		
Возраст руд	среднедевонский	верхнедевонский	среднедевонский	верхнедевонский
Формы связи оруденения с магматическими формациями и комплексами	парагенетически связаны главным образом с раннегеосинклинальной базальт-дипаритовой формацией		парагенетически связаны с базальт-липаритовой формацией, флюид-порфировым комплексом	
Взаимоотношение руд с магматическими породами	руды, метаморфизованы интрузивами и дайками позднегеосинклинальных комплексов		рудные тела первого этапа, метаморфизованы поздними субвулканическими телами базальт-липаритовой формации, а руды поздних этапов дайками позднегеосинклинальных магматических комплексов	
Этапность и стадийность рудообразования	руды одноэтапны, в некоторых месторождениях установлена стадийность		руды образованы в два и более этапов, но более характерно сочетание вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических руд	
Рудовмещающие и рудоконтролирующие фации	фации вулканогенных пород	осадочные и вулканогенно-осадочные, фации удаленной зоны	преимущественно околожерловая и промежуточная группы, а также экструзивная и субвулканическая фации	вулканогенно-осадочные руды тяготеют к фациям промежуточной и удаленной зоны. Гидротермально-метасоматические руды приурочены к фациям прижерловой промежуточной, реже удаленной зон, к экструзивной, субвулканической, гиповулканической фациям
	фации интрузивных пород	субвулканические, малоглубинные, гипабиссальные		

лических месторождений Рудного Алтая

Преобразованные вулканические		Новообразованные
частично преобразованные	интенсивно преобразованные	
средне-верхнедевонский верхнедевонский раннекаменноугольный, пермский	верхнепалеозойский	верхнепалеозойский каменноугольный
парагенетически связаны с базальт-липаритовой формацией и преобразованы под воздействием более молодых гранитоидов	месторождения регенерированы под воздействием более молодых гранитоидов Змеиногорского и Калбинского комплексов	косвенная, интрузивные вулканогенные и осадочные породы являются источником рудообразующих веществ
руды первых этапов подвергались контактовому и региональному метаморфизму, руды поздних этапов накладываются на роговики, связанные с гранитоидами, и дайки	оруденение накладывается на роговики, связанные с гранитоидами	оруденение эпигенетично по отношению к вмещающим породам, верхнепалеозойским дайкам основного состава, роговикам Змеиногорских гранитоидов
четко проявлены этапы и стадии рудообразования	этапность и стадийность проявляются слабо, присутствуют реликты первичных руд	руды одноэтапны, наблюдаются отклонения от обычной стадийности рудноалтайских месторождений
фации промежуточной и прижерловой зон, контактовые и фронтальные части флюид-порфировых тел	—	удаленных зон
гипабиссальные, субвулканические средней глубинности	малой и средней глубинности	средней глубинности

Генетический тип месторождений		Вулканогенные		
		монокенные		полигенные
		вулканогенно-осадочные	гидротермально-метасоматические	
Рудо-контролирующие и рудовмещающие структуры	региональные	склоны вулканических поднятий, красные части вулканогенных депрессий		
	локальные	межвулканические и межкупольные депрессии	вулканы центрального типа, их склоны, экструзивно-субвулканические центры, экструзивные купола	стратовулканы, экструзивно-субвулканические сооружения, крупные экструзивные купола, вулканогенно-осадочные руды тяготеют к склоновым частям указанных структур и локализуются в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, перекрывающих их
Морфология рудных тел		пластовые и линзообразные	линзообразные жильные, неправильной формы	пластовые, линзообразные, сложной формы
Минеральный тип месторождений		серноколчеданные медно-цинковые колчеданно-полиметаллические	колчеданно-полиметаллические и полиметаллические	—
Околорудные гидротермальноизмененные породы		гидротермальные изменения не характерны, кварц-дацитовые породы могут изменяться в лежачем боку рудных тел	преимущественно метасоматиты кварц-серпичитового состава	совмещение метасоматических колонок различных этапов, для ранних наиболее характерны кварц-серпичитовые изменения, поздние сопровождаются магnezияльным метасоматозом
Метаморфизм рудовмещающих пород		средне-низкотемпературные пропилиты		
Характерные тектуры руд		слоистые, ритмично-полосчатые, обломочные (конгломератовидные валунчатые)	преобладают тектуры замещения массивные брекчиевидные	массивные, густовкрапленые, ритмично-слоистые, слоисто-полосчатые, брекчиевидные метаколлоидные

Преобразованные вулканические		Новообразованные
частично-преобразованные	интенсивно преобразованные	
крылья вулканических антиклиналей	зоны смятия	разломы широтного направления
сочетание вулканических, вулканотектонических и тектонических структур	крылья горст-антиклиналей зоны повышенного расслабления и трещиноватости, разломы	зоны расслабления и трещины, оперяющие разломы
пластовые, линзообразные жильные комбинированной формы	секущие лентообразные жильные штокерки	жильные, реже пластообразные
преимущественно колчеданно-полиметаллические	простые по минеральному составу с часто ведущим значением медно-пирротиновой ассоциации	полиметаллические, свинцовые, реже полиметаллические
метасоматиты образовались в два и более этапов. Сохраняются гидротермально измененные породы, характерные для первичных месторождений, и присутствуют продукты их контактового и регионального метаморфизма	преобладают одностадийные метасоматиты, обнаруживающие зональность по отношению к интрузивным телам	преобладают продукты кислотного выщелачивания
роговики и скарноиды, сформировавшиеся в интервале температур от 550 до 350°, средне-низкотемпературные		низкотемпературный и среднетемпературный региональный и контактовый метаморфизм
массивные, пятнистые, сетчатые, полосчатые	характерны текстуры, обусловленные переротложением рудного вещества в трещинные структуры полосчатые, прожилковые сетчатые	—

Генетический тип месторождений	Вулканогенные		
	моногенные		полигенные
	вулканогенно-осадочные	гидротермально-метасоматические	
Особенности эндогенной зональности	эндогенная зональность не характерна, отмечается зональность отложения, в рудах минерально-геохимическая асимметричная зональность слоистого типа	симметричная и близкая к ней зональность	отчетливая вертикальная зональность (обусловлена этапностью и стадийностью); нередко проявлена латеральная зональность, обусловленная фашиальными особенностями
Примеры месторождений	Гусялковское, Золотушинское, Новозолотушинское, Габриэлевское, Покровское, Тишинское, Сугатовское, Сургутановское, Шубинское, Рубцовское	Риддер-Сокольное, Стрежанское, Николаевское, Камышинское, Снегирихинское, Таловское, Степное	

Примечание. В преобразованных месторождениях сохраняются в большей (для черты, свойственные первичным вулканогенным месторождениям.

и вторую группы положен принцип, отражающий количественную сторону процессов переотложения, сопровождающих явления преобразования месторождений. К преобразованным отнесены месторождения, на которых в результате метаморфических преобразований возникли новые рудные тела или, наоборот, зоны рассеянной минерализации из ранее компактных рудных залежей. Третья генетическая группа — новообразованные месторождения — выделяется в порядке постановки вопроса.

К первичным вулканогенным месторождениям отнесены месторождения, залегающие в породах раннегеосинклинальных базальт-липаритовой и андезит-дацитовой формаций и парагенетически связанные с различными их комплексами. По имеющимся к настоящему моменту данным можно считать, что этот тип объединяет разновозрастные месторождения от низов среднего девона до верхнего девона (возможно, до нижнего карбона). Эта генетическая группа подразделяется на две подгруппы: моногенные и полигенные месторождения.

В подгруппу моногенных первичных вулканогенных месторождений выделены объекты, все рудные тела которых имеют одинаковый генезис. Общей отличительной чертой этих месторож-

Преобразованные вулканические		
частично преобразованные	интенсивно преобразованные	Новообразованные
для залежей первых этапов характерна загущенная первичная зональность. Переотложенная минерализация зональна по отношению к интрузивным телам	обычны аномалии в зональности. Часты рудные тела с обратной зональностью	слабо проявлена вертикальная зональность, азональные
Таловское, Рудихинское, Старковское, Орловское, (Старое), Верхубинское, Корбалхинское, Опеньшевско-Орловское (новое)	Заречинское, Новоберезовское, Талово-Тургунское, Иртышское, Карьерное, Гереховское, Александровское, Вавилонское, Пьяноярское, Зырянское	Зареченское, Ушкынгийское, Саралкабулакское, Заводинское

частично преобразованных) или в меньшей степени (в интенсивно преобразованных)

дений является одноэтапность, хотя стадийность в них может быть проявлена весьма разнообразно. Намечается деление подгруппы моногенных месторождений на два типа: гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический (см. табл. 5). Это подразделение предварительное, и несомненно, для большинства месторождений условно, так как обычно вулканогенно-осадочный процесс сопровождается гидротермально-метасоматическим, и их продукты часто пространственно совмещены. Одна из важнейших целей этого подразделения — заострить внимание на общих чертах и различиях гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического процессов, представления о которых и целенаправленность подбора фактического материала в этом направлении на рудноалтайских месторождениях еще несовершенны. Обычно о продуктах гидротермально-осадочного процесса ограничиваются полосчато-слоистыми рудами, имеющими ритмичное строение. Такие руды установлены в настоящее время лишь на нескольких месторождениях Рудного Алтая (Риддер-Сокольное, Стрежанское и др.), где запасы их невелики. Рудные залежи отличаются ярко выраженной горизонтальной ритмичной слоистостью с мощностью чередующихся рудных и нерудных слоев от

миллиметров до первых сантиметров (чаще 0,5—1 см). Гидротермально-осадочная природа таких руд у всех исследователей не вызывает сомнения, так как наряду с признаками осадочного их происхождения (слоистость, следы размыва подстилающих слоев, наличие ясно выраженных подводных оползней, линзы и пласты кластических брекчий, локальные проявления резко различная степень затвердения осадков), наблюдаются факты, указывающие на связь их с вулканическими процессами: присутствие пеплового материала и наличие в вулканомиктовых прослоях гидрослюд (каолинита, монтмориллонита). Вместе с тем большинство исследователей даже не рассматривают вероятность такого же происхождения руд, отличающихся слабо выраженной слоистостью или ее отсутствием, хотя участки массивных руд встречаются иногда внутри залежей с хорошо проявленной ритмичной слоистостью или градационной слоистостью (Николаевское месторождение). При выделении залежей гидротермально-осадочных руд должен использоваться комплекс признаков, учитывающих прежде всего общее геологическое их положение, строение и состав ореолов гидротермально измененных пород, текстурные и структурные особенности. Для них наиболее характерна приуроченность к межвулканическим и межкупольным депрессиям, реже кратерным зонам слабоэродированных вулканов центрального типа, согласная с вмещающими породами пластовая и линзообразная форма залежей, асимметричное строение эндогенных ореолов, присутствие в перекрывающих породах рудокластов и наличие в лежащем боку кварцитов, доломитолитов, гидрослюдистых минералов. Кроме слоистых текстур следует обратить внимание на различные обломочные текстуры (валунчатые, конгломератовидные). Можно предполагать, что в более глубоких морских условиях наряду с гидрослюдами может присутствовать магнезиальный хлорит, являющийся обычным в морских осадках в других районах. В последнее время установлено, что гидротермально-осадочные руды нередко сопровождаются специфическими породами (микрокварцитами, доломитолитами, хлоритолитами), развитыми преимущественно в лежащем боку и имеющими также вулканогенно-осадочный генезис. Эти породы, пользуясь терминологией Г. Н. Щербы (1974), можно назвать парагенными.

Для гидротермально-метасоматических месторождений моногенной подгруппы характерны некоторые черты, отмеченные для рассмотренного генетического типа. Вместе с тем локальные структуры, контролирующие их размещение, существенно отличны. Наиболее часто отмечается приуроченность гидротермально-метасоматических месторождений к стратовулканам, экстрезивам, субвулканическим сооружениям, крупным экстрезивным и лавовым куполам. Весьма типична ассоциация рудных залежей гидротермально-метасоматического происхождения с флюид-порфировым комплексом базальт-диоритовой формации (Яковлев,

1972). Рудные тела формируются в малоглубинных, субвулканических, реже гипабиссальных условиях и сопровождаются симметрично построенными ореолами гидротермально измененных пород и первичными геохимическими ореолами. Ведущими текстурами руд являются текстуры замещения вмещающих пород, массивные, брекчиевидные. Рудные тела присутствуют одинаково часто в линзообразной и жильной форме. В отличие от месторождений предыдущей группы, являющихся главным образом серноколчеданными, медно-цинковыми, рудные объекты этой группы относятся к колчеданно-полнметаллическим.

К полигенным вулканогенным месторождениям отнесены месторождения, сформировавшиеся в два и более этапов. При этом наиболее характерно сочетание гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического этапов, разделенных магматическими процессами или структурной перестройкой. Гидротермально-метасоматический этап обычно является многостадийным. Однако установлены случаи многоэтапного развития гидротермально-метасоматического процесса при формировании отдельных месторождений. Каждый последующий этап отличался от предыдущего условиями рудообразования и был отделен значительными геологическими событиями: внедрением даек, накоплением стратифицированных толщ, существенной структурной перестройкой. В результате этого продукты различных этапов значительно отличны по минеральному составу и контролируются различными структурными элементами (Авдонин и др., 1975).

Как было отмечено выше и следует из табл. 5, к типу первичных вулканогенных месторождений отнесены месторождения, минеральный состав и морфология которых не претерпели радикальных изменений в результате послерудных преобразований, хотя в отдельных случаях их проявление установлено. Причины, вызвавшие эти преобразования, различны: деятельность более поздних гидротермальных растворов, дислокационный и региональный метаморфизм, контактовое воздействие даек субвулканических тел, интрузивных образований различного возраста. Однако данными процессами охвачены, как правило, сравнительно небольшие объемы гидротермально измененных пород и заключенных в них руд. Такие преобразования осуществляются без ощутимых признаков перемещения вещества руд и вмещающих пород. Вместе с тем преобразования меняют на отдельных участках минеральный состав руд, их текстурно-структурный рисунок, осложняют первичную минеральную зональность, затушевывают возрастные взаимоотношения между различными минеральными ассоциациями. Примерами таких месторождений являются Тишинское, Стрежанское, Покровское № 2. Несмотря на это, перегруппировка рудообразующих компонентов ограничивается пределами первичных рудных тел.

Преобразованные вулканогенные месторождения сохраняют характерные черты первичных вулканогенных месторождений,

хотя в результате послерудных преобразований возникают новые особенности, связанные с условиями протекания метаморфических процессов. По степени сохранности первичных рудных залежей месторождения этого генетического типа разделены на частичное и интенсивно преобразованные.

На частично преобразованных месторождениях процессы перекристаллизации рудной и нерудной части рудных тел устанавливаются повсеместно. Однако степень их проявления неодинакова в различных частях, одного и того же месторождения, в результате чего процессы преобразования приводят к переотложению рудных компонентов лишь на отдельных их участках, где формируются новые рудные тела, приобретающие самостоятельное промышленное значение наряду с первичными (Старковское, Рулихинское, Корбалихинское и др.). Чаще всего эти явления удается объяснить с позиций контактового преобразования доинтрузивных залежей внедрившимися магматическими образованиями, тепловое поле которых неравномерно охватывает рудные зоны месторождений. Направление нарастания степени преобразований может быть установлено при минералогическом картировании руд и гидротермально измененных пород. По мере увеличения степени метаморфических преобразований изменяется минеральный состав, происходит текстурно-структурная перестройка, затушевывается зональность первичных руд, а затем осуществляются экстракция и вынос наиболее подвижных компонентов. Зоны минерализации или рудные тела, возникшие в результате переотложения, контролируются иными структурными элементами по сравнению с первичными вулканогенными рудными залежами. На месторождениях, преобразованных под воздействием послерудных процессов более поздних, чем вулканическая деятельность, регенерированные рудные тела приурочены к структурам, не связанным с вулканизмом. Например, положение и морфология регенерированных рудных тел в экзоконтактовых зонах калбинских гранитов определяются разрывными структурами, зонами повышенной трещиноватости и расщепления, возникшими и подновившимися при их внедрении.

К интенсивно преобразованным вулканогенным месторождениям относятся те, на которых рудные тела, образовавшиеся при метаморфических преобразованиях, по своему объему превосходят первичные руды. В наиболее интенсивно переработанных месторождениях присутствуют лишь реликты первичных руд. В таких случаях этапность и стадийность формирования руд выражены слабо, и на происхождение рудных тел в результате метаморфических преобразований указывают лишь аномальные особенности зональности (минеральной и температурной) или стадийности месторождения. Например, обратная вертикальная зональность (Иртышское), обратная зональность по мощности рудных тел (Новоберезовское) порожденные внедрением магматических тел зменногорского комплекса (Яковлев и др., 1975;

Горжевский и др., 1975). На таких месторождениях наблюдается отклонение от обычной стадийности: например, на ранних стадиях наблюдается образование баритсодержащих минеральных ассоциаций, которые на первичных вулканогенных месторождениях завершают рудный процесс.

Интенсивно преобразованные месторождения приурочены к самым мобильным герциническим структурам Рудного Алтая — Иртышской и Северо-Восточной зонам смятия и их ветвям, где значительно возрастает мощность вмещающих пород, резко повышается насыщенность разнообразными магматическими и особенно гранитными интрузивными телами, вызывающими наиболее радикальную переработку первичных рудных тел. В этой связи до настоящего времени остается распространенной точка зрения о плутоногенном и скарновом происхождении ряда месторождений (Кузубный, 1975), отнесенных нами к интенсивно преобразованным вулканогенным месторождениям (Яковлев и др., 1977). Однако ряд особенностей рудной зональности и стадийности, строения и размещения рудных тел объяснить с позиций известных закономерностей образования скарновых и плутоногенных месторождений сложно. Кроме того, на отдельных участках интенсивно преобразованных месторождений, где метаморфические процессы проявлены слабее, устанавливаются признаки первичных вулканогенных месторождений (Велигура, 1974).

К новообразованным месторождениям условно отнесены месторождения, эпигенетичные ко всем известным в их районах магматическим породам, наложенные на молодые структуры и отличающиеся тем, что их руды не несут никаких ощутимых следов метаморфизма. В качестве примера можно привести месторождение Баритовой линии в Змеиногорском рудном районе. Несмотря на определенное температурное воздействие змеиногорских гранитов на вмещающие породы, в рудах сохранились разнообразные колломорфные структуры, вюртцит, блеклые руды, марказит, отсутствует даже слабая пирротинизация. Эти месторождения отличаются от всех месторождений Рудного Алтая повышенным содержанием бария и благородных металлов, которые связывают с выносом их из эндоконтакта гранитного массива Мохнатых Сопок при альбитизации (Горжевский и др., 1977). Следует отметить, что по особенностям зональности и стадийности эти месторождения в некоторой степени похожи на интенсивно преобразованные месторождения: слабо развитая эндогенная зональность, не повсеместно проявленная обратная стадийность, появление барита в значительных количествах на первых стадиях рудообразования.

Основные характерные черты и особенности всех выделенных нами генетических групп и подгрупп колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая приведены в табл. 5.

Проблема генезиса алтайских месторождений очень сложна, и для того чтобы ее решить, требуются дальнейшие коллективные

усилия. Но уже сейчас можно сказать, что вулканогенная гипотеза получила широкое распространение. В настоящее время практически нет геологов, сомневающих в роли вулканизма в рудообразовании. Представителями различных направлений она понимается по-разному: одни считают, что с девонским вулканизмом связана только рассеянная минерализация (в основном пиритная), другие ассоциируют с ним промышленные рудные залежи.

Многие месторождения связаны с вулканизмом, о чем свидетельствует наличие гидротермально-осадочных слонистых руд и сопряженных с ними гидротермально-метасоматических рудных тел корневых частей. Но этим не ограничивается вулканогенное рудообразование, так как оно формирует мощные рудные тела гидротермально-метасоматического типа, сопровождающиеся не только подрудными, но и надрудными, правда не так резко выраженными, метасоматитами. Этим легко объясняются надрудные геохимические ореолы и другие факты, противоречащие представлениям о сингенетических месторождениях. Эту связь следует понимать более широко, как ассоциацию алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений с девонской базальт-липаритовой формацией. Если же иметь в виду преобразования первичных вулканогенных месторождений или отдельных рудных тел путем мобилизации рассеянного рудного вещества, то все стороны длительного формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, на что впервые обратил внимание В. И. Смирнов (1970), встанут во всем своем объеме, но для этого необходимы дальнейшие углубленные исследования.

Глава 10

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУДНОАЛТАЙСКОЙ И ДРУГИХ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

В последнее время появилось несколько классификаций колчеданноносных провинций (Смирнов, 1975; Бородаевская и др., 1976; Горжевский, 1976; и др.). Во многих из них на первый план выдвигается позиция провинции в зонах сопряжения палеоконтинентов и палеоокеанов, положение их относительно таких геоструктурных зон, как срединные массивы, первичность или вторичность геосинклиналей и другие критерии преимущественно геотектонического плана. Принимается во внимание и глубинное строение, история геологического развития, набор формаций и типы месторождений колчеданного семейства, которые определяют профиль провинции. Иногда рассматриваются взаимоотношения колчеданного и других типов оруденения, в первую очередь медно-порфирового.

Признавая важность при классификационных построениях геотектонических принципов, была предложена такая систематика колчеданосных провинций, в которой на первом месте стоял бы формационный принцип (Яковлев и др., 1977). Его придерживаются в некоторых случаях и другие геологи (Бородаевская, Ширай, 1976). При этом авторы исходили из следующих позиций: 1) геотектонические построения бывают иногда недостаточно обоснованными и дискуссионными; 2) петрохимический профиль колчеданосных формаций, пользующихся преимущественным распространением в провинции, определяет ее металлогенический профиль; 3) в настоящее время эти формации легко диагностируются; 4) рудоносные формации имеют важное поисковое значение. В связи с этим в основу выделения основных типов колчеданосных провинций положен формационный принцип (табл. 6), дополненный геотектоническими (табл. 7), структурными и фациальными (табл. 8), а также металлогеническими характеристиками (табл. 9). Здесь рассмотрены только палеовулканические провинции на примерах Южного Урала и Рудного Алтая, а также Малого Кавказа, Балканской, Камчатско-Курильской провинций и др. Не рассматриваются колчеданосные терригенные геосинклинали, характеризующиеся своей спецификой. Намечаются три основных типа провинций, характеризующихся определенным набором рудоносных формаций, который определяется их тектонической позицией, глубинным строением и историей развития, что, в свою очередь, отражается на особенностях геологического строения и металлогении провинций: базальтоидный (медноколчеданный) южноуральского типа; липаритоидный (полиметаллическо-колчеданный) рудноалтайского типа и андезитонидный (медно-полиметаллическо-колчеданный) малокавказского типа.

Южноуральская палеовулканическая область хорошо известна как довольно выдержанная в металлогеническом отношении провинция, богатая медно- и медно-цинково-колчеданными месторождениями различных масштабов. Она представляет собой герцинскую первичную геосинклиналь, развивавшуюся в ордовикско-верхнепалеозойский тектоно-магматический цикл, в начальный и ранний этапы которого проявился базальтоидный магматизм. Главной современной структурой этой провинции является Магнитогорский мегасинклинорий, образовавшийся на месте эвгеосинклинального прогиба, приуроченного к зоне сопряжения платформы (палеоконтинента) и геосинклинальной области (палеоокеана). Она была заложена на коре океанического типа, превратившейся в дальнейшем в кору переходного и местами даже континентального типа, которая наращивалась с запада на восток и, несмотря на это, в настоящее время является сокращенной: общая мощность земной коры 44—47 км при мощности базальтового слоя 25—35 км. Магнитогорская эвгеосинклинальная область состоит из нескольких частных эвгеосинклиналей, к одной из которых (Западно-Магнитогорской) приурочен одно-

Таблица 6

**Формационная характеристика
колчеданосных палеовулканических провинций Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая**

Колчеданосные провинции		Рудоносные вулканогенные формации				
наименование	формационный тип	петрохимическая серия	формационный ряд	химический состав преобладающих вулканитов	рудоносность	эволюция вулканизма
Рудно-алтайская	липаритоидный (фемит-салический)	кали-натровая	слабодифференцированная андезит-дацитовая контрастная базальт-липаритовая недифференцированная дацит-липаритовая	средний (андезитов 70—80%) кислый (дацитов и липаритов 80—90%) кислый (дацитов и липаритов более 90%)	слаборудоносная рудоносная иногда рудоносная	— ангидромная (или автономная)
Мало-кавказская	андезитоидный (сали-фемитический)	кали-натровая и натровая	дифференцированная андезит-дацит-липаритовая базальт-андезит-дацит-липаритовая	средний (андезитов 60—70%)	рудоносная	гомодромная (или автономная)
Южно-уральская	базальтоидный (фемический)	натровая	слабодифференцированная андезит-базальтовая	основной (андезит-базальтов 80—90%)	слаборудоносная	—
			дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая	основной (базальтов 70—95%)	рудоносная	гомодромная
			контрастная липарит-базальтовая недифференцированная базальтовая		иногда рудоносная	

**Геотектоническая характеристика
колчеданоносных палеовулканических провинций Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая**

Таблица 7

Колчеданоносные провинции		Палеотектоническая позиция в зоне сопряжения	Тип земной коры	Геотектонический режим	Тектоно-магматическое развитие геосинклинали		Тектонические структуры I порядка		Тип палеовулканических поясов
наименование	геотектонический тип				этапы	стадии	палеоструктуры	современные структуры	
Рудно-алтайская	эвгеоантиклинальный вторично-геосинклиальный (регенерированный), наложенный на срединные массивы, геоантиклинальные поднятия и другие зоны ранней консолидации	орогенной и геосинклинальной области	переходный континентальный	устойчивый (длительно развивающиеся вулканогенно-рудные центры)	позднегеосинклиальный раннегеосинклиальный	позднеостроводужная предостроводужная	вулканические хребты вулканотектонические поднятия (эвгеоантиклинали)	биклинали антиклинориг (Алейский)	непрерывный прерывистый
Малокавказская	эвгеосинклинальный-эвгеоантиклинальный	срединного массива и геосинклинальной области	континентальный переходный (мозаично-блоковый)	неустойчивый (кратковременные вулканогенно-рудные центры)	позднегеосинклиальный раннегеосинклиальный	позднеостроводужный предостроводужный	вулканотектонические прогибы (эвгеосинклинали) и вулканотектонические депрессии на срединных массивах	антиклинориги и синклинориги	прерывистый
Южно-уральская	эвгеосинклинальный первично-геосинклиальный	платформы (палеоконтинента) и геосинклинальной области (палеооксана)	переходный океанический	устойчивый (длительно развивавшиеся вулканогенно-рудные центры)	раннегеосинклиальный начально-геосинклиальный	раннеостроводужная предостроводужная океаническая	вулканические хребты вулканотектонические прогибы (эвгеосинклинали) вулканические трогги (рифты)	биклинали синклинориги (Магнитогорский) синклинальные зоны	непрерывный прерывистый

Структурная и фациальная характеристики колчеданосных палеовулканических провинций Южного Урала, Малокавказья и Рудно-Алтая

Колчеданосные провинции		Рудоносные вулканотектонические и вулканические структуры			Рудовмещающие фацис вулканитов и зоны их развития	
наименование	структурный тип (по главным вулканическим зонам)	региональные	локальные		фацис	зоны фацис
			рудных полей	месторождений и рудных тел		
Рудно-алтайская	необращенный	вулканотектонические поднятия (эвгеоантиклинали) и осложняющие их наложенные вулканотектонические депрессии	стратовулканы (склоны, реже их центральные части) кальдерообразные депрессии, межвулканические депрессии	секториально-прикальдерные зоны, вулканические купола (лавовые, экструзионные) междулопные депрессии, прототектонические структуры субвулканических тел, жерловые структуры, сив- и поствулканические трещины, разломы и зоны расщепления	осадочно-туф-фитовые, субвулканические экструзионные жерловые	промежуточная, удаленная, реже жерловая-прижерловая
Малокавказская	обращенный необращенный	вулканотектонические поднятия, образовавшиеся на месте вулканотектонических депрессий (эвгеосинклидалей), и вулканотектонические депрессии	стратовулканы (центральные части и склоны), кальдерообразные депрессии	жерловые структуры, вулканические купола (экструзионные и др.), прототектонические структуры субвулканических и гиповулканических тел, сиввулканические и поствулканические разломы и трещины	субвулканические экструзионные жерловые	жерловая-прижерловая, промежуточная, удаленная
Южно-уральская	обращенный	вулканотектонические поднятия, вулканические хребты и щитовые вулканы, образовавшиеся на месте вулканотектонических депрессий (эвгеосинклидалей, трогов, рифтов)	стратовулканы (центральные части, склоны), кальдерообразные депрессии, вулканические биклиналы	жерловые структуры, вершинные депрессии стратовулканов (кратерные, кратерно-кальдерные), секториально-прикальдерные зоны, биклиналы, прототектонические структуры субвулканических тел, сиввулканические разломы, трещины и зоны расщепления	жерловые субвулканические экструзионные	жерловая-прижерловая, промежуточная, удаленная

**Металлогеническая характеристика
колчеданоносных палеовулканических провинций Южного Урала, Малого Кавказа и Рудного Алтая**

Колчеданоносные провинции		Типо-морфные металлы	Типы месторождений	Механизм и этапы рудообразования	Структурно-морфологические типы рудных тел	Соотношение колчеданных и медно-порфировых руд	Примеры колчеданоносных провинций
наименование	металлогенический тип						
Рудноалтайская	полиметаллическо-колчеданный	Zn, Pb, Cu	барит-полиметаллический, полиметаллическо-колчеданные, медно-полиметаллическо-колчеданные	ранний сопряженный гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический, поздний гидротермально-метасоматический, этап метаморфизма и регенерации (сильно проявлен)	согласный, пластовый и линзовидный секущий жиллообразные и линзовидные сложной формы секущий штокверковый жильный сочетание первого и второго типов	в разновременных зонах колчеданные руды раннегеосинклинального этапа (доостроводужной стадии) в эвгеосинклиналях медно-порфировые и полиметаллическо-порфировые позднегеосинклинального этапа (позднеостроводужной стадии) в вулканических биклиналих	Рудный Алтай, Гиссар, Япония (неогеновые островные дуги) и др.
Малокавказская	медно-полиметаллическо-колчеданный	Cu, Zn, Pb, Sn	медно-цинково-колчеданные, полиметаллическо-колчеданные, серноколчеданные (редко)	ранний сопряженный гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический, поздний гидротермального выполения и гидротермально-метасоматический	согласный пластообразный и линзовидный секущий жиллообразный, жильный и штокверковый сложной формы — сочетание первого и второго типов	иногда в одних и тех же вулканических зонах: колчеданные руды в раннегеосинклинальном этапе (доостроводужную стадию) медно-порфировое в позднегеосинклинальном этапе (островодужную стадию)	Малый Кавказ, Балканы (Среднегорская зона в Болгарии, Борская зона в Югославии) и др.
Южно-Уральская	медноколчеданный	Cu, Zn	полиметаллическо-колчеданный (редко), медно-цинково-колчеданные, медно-колчеданные, серноколчеданные	ранний сопряженный гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический, поздний гидротермально-метасоматический, этап метаморфизма	согласный пластовый и линзовидные секущий линзовидный и жиллообразный сложной формы — сочетание первого и второго типов	в разных вулканических зонах в раннегеосинклинальном этапе: колчеданные руды в доостроводужную стадию во внутренних зонах систем палеоостровных дуг медно-порфировые руды в островодужную стадию во внешних зонах систем палеоостровных дуг	Южный Урал, Северный Кавказ, Чингиз-Тарбагатай (Предчигизье), Япония (палеоостровные островные дуги, Мугоджары, Кипр) и др.

пменный колчеданосный пояс. Каждая из этих эвгеосинклиналей была, вероятно, системой палеоостровных дуг, состоявшей из тыловой, внутренней и внешней вулканических зон, которые располагались в висячем боку глубинного разлома типа структуры Беньофа (Смирнов, 1975; Бородаевская и др., 1976). Колчеданосные зоны, входящие в состав этого пояса, приурочены к внутренним вулканическим зонам и расположены преимущественно на склонах положительных линейных структур — вулканических хребтов или вулканотектонических поднятий.

Западно-Магнитогорский колчеданосный пояс, как установлено гравиметрическими и сейсмическими исследованиями, находится на склоне глубинного поднятия поверхности Конрада, к прогибам которой приурочены колчеданосные зоны. При приближении базальтового слоя к поверхности земли (на глубине 1—4 км) вулканические зоны, сложенные базальтами или андезит-базальтами, слабопродуктивны — в них наблюдаются лишь серноколчеданные рудопроявления. К локальным депрессиям поверхности Конрада приурочены зоны с медноколчеданными или медно-цинково-колчеданными месторождениями (Клемин, 1976). На фоне таких прогибов сейсмическими методами устанавливаются глубинные куполовидные поднятия, к которым приурочены Гайское, Сибайское и другие рудные поля.

Развитие описываемой провинции происходило в океаническую предостроводужную и островодужную стадии раннегеосинклинального этапа. В первую стадию образовались вулканы недифференцированной базальтовой формации, в предостроводужную — вулканы колчеданосных формаций — контрастной липарит-базальтовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой, а в раннеостроводужную — слабодифференцированной андезит-базальтовой формации, с интрузивными коагматами которой связано медное жильково-вкрапленное оруденение. Они сложены продуктами субмаринного базальтоидного магматизма натровой серии, образующими толщи общей мощностью 5—7 тыс. м. Среди них преимущественно развиты вулканы эффузивной фации основного состава (диабазы, базальтовые и андезит-базальтовые порфириты), составляющие до 80% объема вулканогенных толщ. Они содержат прослой кремнистых пород и яшм. Вулканы дацитового и липаритового состава проявлены локально, но являются непременным, обычно завершающим членом рудоносных формаций. Помимо эффузивов и пирокластов, они представлены экструзивными и субвулканическими породами ранней и поздней группы, с которой часто пространственно и по времени связано колчеданное оруденение. Намечается смена во времени трещинных излияний базальтов формированием вулканов центрального типа сначала щитовых, сложенных базальтами и андезит-базальтами, а затем стратовулканов, образованных вулканистами андезитового, дацитового и липаритового состава. В завершении иногда образуются кальдерообразные депрессии,

выполненные кислыми вулканитами и туфогенно-осадочными отложениями (Сопко, Серавкин, 1976). Таким образом, четко выражено гомодромное развитие вулканизма.

Основными рудоносными структурами являются стратовулканы и кальдерообразные депрессии, реже биклинали и трог (Бородаевская и др., 1974; Яковлев, 1976). Стратовулканы располагаются на склонах положительных структур линейного типа (вулканические гряды, поднятия) или центрального типа (щитовые вулканы). Они часто осложнены вершинными депрессиями (кратерными, кратерно-кальдерными и др.). Стратовулканы, иногда длительно развивавшиеся, сопровождаются хорошо проработанными жерловыми зонами, фиксируемыми несколькими поколениями жерловин, экструзий и субвулканических тел различного, преимущественно кислого, состава. К структурам такого рода приурочены рудные поля с крупными медно-цинково-колчеданными месторождениями (Гай, Сибай). Здесь в туфогенно-осадочных отложениях, выполняющих депрессии, залегают пластобразные и линзовидные гидротермально-осадочные залежи слонистых руд. На глубине они переходят в гидротермально-метасоматические руды, замещающие вулканические брекчии, туфы и другие породы жерловой зоны. Тела прожилково-вкрапленных руд этого типа имеют крутое залегание и иногда прослеживаются на большую глубину по падению.

Кальдерообразные депрессии первоначально закладывались у подножия стратовулканов в виде кольцевых и дуговых разломов, к которым и приурочены месторождения, например, Майского рудного поля. В зрелую стадию происходило их дальнейшее развитие с образованием кальдерообразных депрессий, которые могут быть простыми, сформировавшимися в один вулканический этап (Абесайское рудное поле), или сложными, возникшими в два этапа (Блявинское рудное поле). Месторождения бывают приурочены к прикальдерной зоне, но не повсеместно, а только в некоторых секторных блоках, ограниченных дуговыми и радиальными разломами. В таких длительно развивавшихся участках сосредоточены мелкие гнездовые вулканы, экструзивы и субвулканические тела; они тектонически и гидротермально хорошо проработаны. Например, к контактам субвулканических пород приурочены линзовидные рудные тела. С кальдерообразными депрессиями, в которых, по сравнению с длительно во времени развивавшимися стратовулканами, происходило, вероятно, расщепление периферического магматического очага, рассредоточение магматического материала и полезных компонентов, связаны средние и мелкие месторождения.

При всем разнообразии фаций вулканитов, которые развиты на рудных полях, ведущими для медноколчеданного оруденения являются вулканиты жерловой и поздней субвулканической фаций; особенно благоприятны контакты породы с контрастными физико-механическими свойствами (Старостин, 1976).

На месторождениях Южного Урала помимо самостоятельно-го гидротермально-метасоматического оруденения устанавливается несколько сочетаний руд разного типа: 1) наиболее часто сопряжены гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические руды медного или медно-цинкового состава, принадлежащие к одному этапу; 2) гидротермально-метасоматические руды указанного состава, связанные с поздними субвулканическими телами и наложенные на ранние серноколчеданные залежи гидротермально-осадочного происхождения, и 3) более позднего полиметаллического оруденения, наложенного на руды первых двух типов.

Последний случай наблюдается на рудных полях (Теренсайское, Южно-Курортское и др.), которые приурочены к зоне сопряжения Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба с Восточно-Уральским геоантиклинальным поднятием, где мощность сиалического слоя больше, чем на площади других колчеданосных зон Южного Урала.

Аналогом колчеданосной провинции Южного Урала является Северо-Кавказская и ряд зарубежных провинций (например палеозойская Японии). Мугоджарская провинция, приуроченная к базальтовым трогам или рифтовидным зонам, заложенным на маломощной континентальной коре, рассеченной глубинными разломами, немного отличается от предыдущих. Здесь развиты базальтовые формации с небольшими проявлениями кислого вулканизма, преимущественно субвулканической фации, с которыми парагенетически связывают медноколчеданные месторождения. Последние, в отличие от аналогичных месторождений Южного Урала, характеризуются повышенным содержанием кобальта и значительным метаморфизмом руд, возникшим под влиянием более поздних гранитоидных интрузий. К рифтовым зонам на океанической коре приурочена Кипрская провинция, сложенная базальтовыми формациями, а месторождения ее представлены главным образом серноколчеданным и отчасти медноколчеданным типом (Бородаевская и др., 1976).

Таким образом, Южный Урал, Северный Кавказ и многие другие палеовулканические провинции с медно- и медно-цинковоколчеданными месторождениями первоначально развивались как крупные эвгеосинклинальные прогибы, в конечном счете превратившиеся в мегасинклинии. Но эти прогибы в раннегеосинклинальный этап были тектонически значительно дифференцированы, и на их фоне образовывались положительные вулканические зоны и вулканотектонические структуры инверсионного или аккумулятивного характера (вулканические гряды, вулканотектонические поднятия, стратовулканы и др.). С ними связаны колчеданосные зоны и рудные поля. В троговых (или рифтовидных) зонах Мугоджар, Кипра и аналогичных им провинциях был хорошо проявлен начальный этап развития геосинклинали (океаническая стадия), характеризовавшийся нисходящими и незначитель-

ными восходящими (происходившими, вероятно, уже в раннегеосинклинальный этап) движениями.

В описываемой группе эвгеосинклинальных провинций с базальтоидным рядом формаций, с которыми связаны серно- и медно-цинковые месторождения, могут быть выделены две подгруппы колчеданосных провинций: собственно эвгеосинклинальная (Южный Урал) и торговая рифтовидная (Мугоджары, Кипр).

Рудноалтайская провинция. Эта довольно выдержанная в метаталлогеническом отношении провинция богата полиметаллическо-колчеданными месторождениями различных масштабов. Она представляет собой герцинскую вторичную геосинклиналь, развивавшуюся в среднедевонско-верхнепалеозойский тектоно-магматический цикл. В ранний его этап (доостроводужную стадию) в течение среднего девона и франского века проявился липаритоидный вулканизм. В современной структуре Рудноалтайская колчеданосная провинция представлена одноименным мегантиклинорием, образовавшимся на месте эвгеоантиклинального поднятия. Эта провинция была приурочена к зоне сопряжения орогенной области каледонид Горного Алтая и герцинид Зайсанской геосинклинальной системы и отделена от последних глубинными разломами типа зон смятия: Иртышским и Белорецко-Маркакульским или Северо-Восточным (Нехорошев, 1966). Вторичная геосинклиналь Рудного Алтая сформировалась в результате преобразования каледонского геоантиклинального поднятия или, по П. Ф. Иванкину (1972), даже более древнего срединного массива, и поэтому описываемая колчеданосная провинция относится к регенерированному типу (Горжевский, 1976). Она была заложена на коре континентального типа, общая мощность которой 44—49 км при мощности гранитного слоя 26—29 км, участками (над поднятиями базальтового слоя) она была базифицирована и превращена в кору переходного типа. Рудный Алтай приурочен к поднятию поверхности Конрада, которому соответствует положительная гравитационная аномалия, обусловленная суммарным влиянием поднятия поверхностей Мохо, базальтового и гранитно-метаморфического слоя, а также, вероятно, повышенной базификацией последнего.

Таким образом, колчеданосные провинции Южного Урала и Рудного Алтая приурочены к глубинным поднятиям. Однако на Южном Урале такое поднятие более резко выражено, в связи с чем мощность сиалического слоя здесь в 2—2,5 раза меньше, чем на Рудном Алтае. Это и явилось, вероятно, одной из важнейших причин в различии рядов вулканических формаций на Урале (базальтоидный ряд) и на Алтае (липаритоидный ряд) и связанных с ними колчеданных месторождений: в первой провинции — медного и медно-цинкового состава, во второй — полиметаллического.

Рудноалтайская геоантиклиналь состояла из частных эвгеоантиклиналей или вулкано-тектонических поднятий (Алейского,

Синюшинского), на месте которых образовались антиклинории. Эти вулканогенные геантиклинали были осложнены региональными разломами, сопряженными с Иртышским глубинным разломом, и связанными с ними красвыми и внутренними вулканотектоническими депрессиями (Яковлев, Микунов, 1976). На площади Рудного Алтая в девоне существовала система палеостровных дуг (Филатов, Ширай, 1970). Это справедливо для фаменского века, когда накапливались вулканиты андезит-дацитовый формации позднеостроводужной стадии, которые были слаборудоносны (Хисамутдинов, 1974). Островная дуга была расположена в десятием боку Иртышского глубинного разлома, игравшего, вероятно, роль зоны Бенъофа, в доостроводужную стадию (средний девон — фран), когда образовались вулканиты рудоносной базальт-липаритовой формации и связанные с ней полиметаллическо-колчеданные месторождения. Вулканическая зона, к которой приурочена Рудноалтайская колчеданосная провинция, имеет сложное мозаично-блоковое строение, обусловленное раздроблением древнего складчатого основания в десятием боку Иртышского глубинного разлома. Она состоит из указанных вулканотектонических поднятий и осложняющих их депрессий, которые являются региональными рудоносными структурами.

Рудоносная раннегеосинклиальная базальт-липаритовая формация кали-натровой серии мощностью 3—4 км сложена продуктами субмаринного вулканизма преимущественно кислого состава (липаритового, дацитового), образующими до 80% вулканитов, что составляет 50—60% объема всего разреза; подчиненное значение имеют базальтовые и андезит-базальтовые порфириды и их туфы. По всему разрезу формации наблюдаются прослои, иногда пачки туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов. Среди кислых вулканитов значительным распространением, помимо эффузивов и туфов, пользуются породы экструзивной и субвулканической фации. Последние представлены как породами ранней группы, напоминающими эффузивы и тесно с ними связанными, так и поздними субвулканическими образованиями (липаритовыми порфирами, их автомагматическими брекчиями), содержащими повышенное количество щелочей (особенно калия), летучих и цветных металлов. Они выделяются во флюид-порфировый комплекс, который входит в состав базальт-липаритовой формации; с ними связывают полиметаллическо-колчеданное оруденение (Яковлев, Яковлева, 1973). Помимо вулканогенных пород, встречаются девонские гранитоидные интрузии, которые образуют с первыми вулканоплутоническую ассоциацию (Чернов, 1974).

На Рудном Алтае, в отличие от Урала, сначала образуются стратовулканы, сложенные продуктами преимущественно кислого вулканизма; затем наступает стадия кальдерообразования; при этом формируются околорешинные локальные депрессии или более крупные кальдерообразные депрессии. В этот период происходят трещинные излияния базальтов. Таким образом, наме-

чается антидромное развитие вулканизма, возможно, автономные извержения кислого и основного состава, что связано с разными магматическими очагами, питавшими их, и объясняется особенностями глубинного строения и истории тектоно-магматического развития Рудного Алтая, отличными от строения и истории Южного Урала.

На Рудном Алтае, как и на Урале, локальными рудоносными структурами являются стратовулканы и кальдерообразные депрессии, а кроме того, межвулканические депрессии. В отличие от Урала, рудные поля и месторождения здесь приурочены к склонам стратовулканов, на которых развиты дополнительные вулканические сооружения в виде одиноких вулканов, лавовых и экструзивных куполов и субвулканических тел (Тишинское, Стрежанское, Гуслияковское и др.). Другой тип рудоносных стратовулканов характеризуется наличием вершинных депрессий, заполненных базальтами (Николаевское, Рулихинское, Камышинское и др.). Межвулканические депрессии, расположенные между стратовулканами, являются третьим типом рудоносных структур (Лениногорское поле). Четвертым типом являются кальдерообразные депрессии, формирующиеся на стратовулканах или как самостоятельные структуры (Зологушинское, Семеновское и др.). Здесь, как и на Южном Урале, секторные блоки прикальдерных зон являются благоприятными для локализации оруденения. Только медно-колчеданно-полиметаллические месторождения (Николаевское, Сугатовское и др.), напоминающие уральские, тяготеют к жерловым зонам и, соответственно, породам этих фаций. Колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к фациям пород промежуточной и удаленной зон вулканизма (Риддер-Сокольное, Новозолотушинское), а барит-полиметаллические — к вулканитам этих же зон, не содержащих повышенного количества карбонатных и кремнистых пород (Змеиногорское, Рубцовское и др.). Для колчеданосных полей Рудного Алтая установлены их структурно-петрофизические типы (областей растяжения, областей сжатия), которые обладают комплексом структурно-геологических характеристик и структурно-петрографических параметров (Старостин, 1976).

На месторождениях Рудного Алтая устанавливается несколько сочетаний руд разного типа: 1) сопряженные гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические полиметаллические руды (Шубинское); 2) наложенное на ранние гидротермально-осадочные руды серноколчеданные, медноколчеданные, медноцинково-колчеданные и полиметаллические; гидротермально-метасоматическое полиметаллическое оруденение, связанное с поздними субвулканическими телами (Тишинское, Риддер-Сокольное, Стрежанское, Николаевское и др.); 3) наложенные (возможно регенерированные) ранние гидротермально-осадочные руды полиметаллического состава барит-полиметаллического оруденения жильного типа (Таловское, Степное и др.).

Кроме этого, в связи с воздействием гранитоидных интрузий и контактового метаморфизма, а также других метаморфических процессов первичные вулканогенные месторождения Рудного Алтая бывают значительно преобразованы — регенерированы или метаморфизованы (Яковлев и др., 1975), как например, на Старковском, Рудихинском, Новоберезовском и других месторождениях, возможно, особенно на тех, которые находятся в зонах смятия (Иртышское, Белоусовское и др.). Вместе с тем эти процессы могли приводить к мобилизации рассеянного рудного вещества и образованию новых полиметаллических месторождений, примером чему могут служить месторождения Зыряновского района, которые контролируются послескладчатыми структурами (зонами повышенного расслаивания, трещиноватости и др.), а не доскладчатыми вулканическими структурами, как на месторождениях, упомянутых выше.

Малокавказская палеовулканическая провинция, в отличие от Южного Урала и Рудного Алтая, является неустойчивой в металлогеническом отношении. Она характеризуется развитием как медноколчеданных, так и колчеданно-полиметаллических месторождений средних масштабов, а также других представителей колчеданной формации (например серноколчеданных), но более мелких. Малокавказская киммерийско-альпийская вторичная геосинклиналь была заложена в позднем триасе — ранней юре на неоднородном байкальском субстрате Закавказского срединного массива и развивалась, вероятно, на земной коре переходного типа мозаичного строения. Системой региональных разломов геосинклиналь была расчленена на отдельные значительно погруженные и приподнятые блоки, различающиеся по тектоническому режиму, характеру магматизма и металлогении. Как геосинклиналь она формировалась в течение трех тектоно-магматических этапов (юрско-мелового, верхнемелового и палеогенового) и только в палеогене претерпела орогенический этап развития. Для Малого Кавказа, как и для Урала, характерны раннегеосинклинальные вулканогенные формации различного состава (недифференцированные, контрастные, непрерывные, слабодифференцированные), но в них всегда преобладают андезитовые вулканы (60—70%), и поэтому эту колчеданноносную провинцию можно отнести к андезитоидному типу, так же как и Балканскую. Следует подчеркнуть, что среди них колчеданноносными являются формации, в которых завершающими бывают вулканы умереннокислого (андезит-дацитового, дацитового) и кислого состава (липарит-дацитового, липаритового), с которыми и связывают колчеданные месторождения Малого Кавказа.

В Малокавказской киммерийско-альпийской геосинклинали выделяется несколько частных эвгеосинклиналей, к одной из которых (Сомхето-Карабахской) приурочена юрская колчеданноносная зона. В современной структуре она представляет собой мегантиклинорий, сформировавшийся на месте эвгеосинклиналь-

ного прогиба и состоящий из серии антиклинорий (Алавердский, Кафанский и др.) и синклинорий. Антиклинории образовались на месте юрских вулcano-тектонических поднятий, трактуемых как очаговые структуры (Котляр, Мурадян, 1976), к которым приурочены колчеданосные районы и поля. Колчеданные месторождения связаны с раннегеосинклинальной (байосской) непрерывной вулканической базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией (мощностью 3000 м), которая образовалась в доостроводужную и островодужную стадии.

В результате неравномерного развития Сомхето-Карабахского эвгеосинклинального прогиба возникли вулcano-тектонические, возможно вулканические (биклиналиного строения), поднятия, на площади которых формировались кислые вулканы, часто представленные субвулканической фацией. С последними связаны колчеданные месторождения. Таким образом, колчеданосная формация описываемой зоны развивалась иначе, чем на Урале и Алтае. Причем островная дуга состояла здесь из одной вулканической зоны, расположенной непосредственно в всячем боку палеоструктуры Беньофа, в отличие от Южного Урала, где имеются сопряженные пары таких зон — внутренняя и внешняя. Возможно, в связи с этим, наряду с колчеданными месторождениями, в Сомхето-Карабахской зоне известны и медно-порфировые рудопоявления, тогда как на Урале они находятся в разных зонах (медноколчеданные — во внутренних, меднопорфировые — во внешних зонах). Сомхето-Карабахская эвгеосинклиналь является зоной развития преимущественно медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных месторождений (Алаверды, Шамлуг, Кафан, Кедабек и др.), редко серноколчеданных (Чирагидзор и др.), иногда колчеданно-полиметаллических (Ахталское, Шаумянское и др.). Появление последних на примере Ахталского барит-полиметаллического месторождения объясняется резким увеличением мощности (среди основных и средних вулкаников) пород кислого состава, слагающих вулкан центрального типа, к которому и приурочено месторождение. Они появились в результате автономно действовавшего магматического очага (Сопко, 1967). Таким образом, помимо гомодромной эволюции вулканизма, не исключается и автономное развитие кислого вулканизма.

Рудные районы и поля приурочены к раннегеосинклинальным вулcano-тектоническим поднятиям, в строении которых принимают участие вулканические постройки центрального типа. В последующем благодаря складчатым деформациям они превратились в вулканические брахиантиклиналы (Доорогенная металлогения..., 1976). Рудные поля и месторождения приурочены к вулканическим постройкам центрального типа, сложенным в ядерных частях вулканиками андезитового, дацитового и липаритового состава. Среди локальных рудоносных структур меньшим распространением пользуются кальдерообразные депрессии (Кедабекское и другие рудные поля).

В Кедабекском рудном районе рудоносная байосская формация состоит из двух субформаций. Базальт-андезит-базальт-андезитовая субформация характеризуется высокой степенью эксплозивности (60—70%) и образует гряды линейно-кулисных цепочек жерловых и кальдерных структур длительного развития. Вулканисты дацит-липаритовой субформации образуют две полукольцевые структуры на склонах ранних вулканогенных гряд и представляют собой совокупность экстрезивных построек, вулканокуполов с эруптивными центрами и полями трубок взрывов, а также субвулканическими и гиповулканическими интрузиями, контролируемые разрывами нескольких этапов. В разрезе субформации преобладают лавы, лавобрекчии и их корневые аналоги.

Руды колчеданной формации Кедабекского района, объединяющие серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинковые, медно-мышьяковые, барит-полиметаллические типы оруденения, образуют две субпараллельные зоны, приуроченные к полукольцевым липаритовым постройкам. Залежи линзовидных и пластообразных тел прожилковых руд месторождений и рудопроявлений Кедабекского рудного района в пределах этих построек приурочены к корням экстрезивий (Ахмедабад, Масхет), вулканокуполам (Астрикчат, Шекарбек), многожерловым каналам кальдер (Шамлуг, Гариблы), жерловинам (Новогореловка), брахиформным структурам (Битти-Булах, Кедабек) и др. Залежи колчеданных руд здесь локализованы внутри и вне жерловых пологих сбросов и сбросо-сдвигов.

Фации вулканистов, в которых залегают месторождения, относятся преимущественно к жерловой-прижерловой зоне. Иногда в жерловых фациях здесь залегают колчеданные руды, но особенно часто они приурочены к субвулканическим телам. Разнообразны структурно-морфологические особенности месторождений: согласные пластообразные, линзовидные, секущие жильные и штокверковые, а также их сочетания с первыми.

Для Малокавказских месторождений устанавливается исключительно большое разнообразие руд, серноколчеданных, медно-цинково-колчеданных, полиметаллическо-колчеданных и других, которым соответствуют основные типы колчеданных месторождений Малого Кавказа (Шамлуг, Алаверды, Ахтала и др.). Они относятся к субвулканическому гидротермально-метасоматическому типу, иногда гидротермального выполнения (Кафан) и редко гидротермально-осадочному (Астрикчайское месторождение). Месторождения формировались длительно, в несколько этапов и стадий (Алиев, 1976). Наиболее ранними являются серноколчеданные руды, на которые накладываются более поздние медно-цинковые с баритом (Алаверды, Кедабек, Астрикчай), медно-мышьяковые с баритом (Битти-Булах), свинцово-цинковые с баритом (Ахтала, Агдара и др.), борнит-халькопиритовые и тетраэдрит-сфалерит-халькопиритовые руды (Чирагидзор). Иногда серноколчеданный этап отделяется от более поздних дайками

основного и среднего состава. О многоэтапности формирования колчеданных месторождений свидетельствуют обломки колчеданных руд (в породах кровли), которые представлены гальками в конгломератах, образовавшихся в результате локального размыва и дезинтеграции нижележащих руд (Чирагидзор, Тоганалы, Кафан и др.), или рудокластами, вынесенными в пирокластические породы кровли при более поздних эксплозивных извержениях. В пределах вулкано-тектонических структур рудных полей наблюдается четкая горизонтальная и вертикальная концентрическая и ленточная полиасцендентная зональность фаций метасоматитов с серноколчеданной, медноколчеданной и полиметаллическо-колчеданной минерализацией. Колчеданные месторождения приурочены к широким полям гидротермальных метасоматитов: к вторичным кварцитам (Чирагидзор, Тоганалы и др.), реже к пропилитам (Асрикчай) и метасоматитам промежуточного типа (Кедабек).

Большое влияние на характер проявления вулканизма, состав, строение, объем и петрохимические особенности вулканогенных формаций оказали строение и мозаичность земной коры, особенно сиалической оболочки, в момент заложения различных прогибов. Эти особенности глубинного строения сказываются и в характере проявления колчеданной минерализации в различных структурно-формационных зонах Малого Кавказа. Разнородное строение фундамента и различные мощности коры оказали определенное влияние на характер проявления магматических процессов и состав колчеданных месторождений и внутри самих колчеданозонных зон (Доорогенная металлогения..., 1976). Большинство месторождений формируется в конце вулканического процесса, приведшего к образованию раннегеосинклинальных хорошо дифференцированных формаций, и именно в период липарит-дацитового вулканизма, синхронно с внедрением субвулканических образований (Кашкай, 1956; Магакьян, 1965). Байосская последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация образовалась в режиме островных дуг; с ней комагматична позднебайосская плагиогранитная формация.

Иную тектоническую позицию занимает Болнисская зона, представляющая собой наложенный прогиб, сложенный вулканогенными толщами верхнего мела мощностью 2—2,5 км. Этот прогиб подстилается различными комплексами, в том числе докембрийскими срединного массива (Болнисская глыба), который окружен молодыми палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными прогибами. Маднеульская колчеданозонная вулканическая зона расположена между выступами (Локским и Храмским) срединного массива и является поперечным прогибом, который унаследованно развивался и в палеогене. Мощность земной коры здесь 45—50 км, а мощность гранитного слоя 16—20 км. Основной структурой поперечного прогиба является пологая антиклиналь. Тектоническое строение зоны определяется крупными разломами

(взбросо-сдвигами) северо-западного и субширотного простирания. Нарушения северо-восточной ориентировки не играли существенной роли в формировании структуры зоны, но они являлись главными путями проникновения магмы и гидротермальных растворов. К таким подводящим каналам северо-восточного простирания приурочены крупные полигенные вулканические аппараты. Рудоносная контрастная базальт-липаритовая формация верхне-мелового возраста (верхний сенон — сантон); рудовмещающими в ней являются эффузивы и туфы кислого состава турона — сантона. Характерна крайняя неустойчивость фаций как по простиранию, так и по вертикали. При накоплении пород кислого состава происходит ритмичное изменение, которое заключается в смене бурной эксплозивной деятельности (пирокласты) спокойной эффузивной, затем накоплением осадков и внедрением субвулканических тел. Намечаются три ритма (этапа) вулканической деятельности, каждый из которых характеризуется вначале накоплением пирокластических пород, затем формированием покровов дацитов и липарит-дацитов и, по мнению авторов, также субвулканических тел и экструзивов. К верхней части первого ритма, по данным Г. Г. Скипина (1973), приурочено Маднеульское колчеданно-полиметаллическое месторождение. В Болнисском районе установлены три полигенных вулканических аппарата, сложенных породами кислого состава. К одному из них и приурочено Маднеули, с другим центром связаны медноколчеданные Цителсопельское и Квели-Болнисское месторождения, третий — также является перспективным. Помимо колчеданосных зон в районе характерно присутствие железорудного и марганцевого оруденения (Назаров, 1967).

На основании изложенного выше материала составлены формационные (см. табл. 6), геотектонические (см. табл. 7), структурные и фациальные (см. табл. 8), а также металлогенические (см. табл. 9) характеристики рассмотренных колчеданосных налевовулканических провинций разного типа: Южноуральского базальтоидного, Малокавказского андезитоидного и Рудноалтайского липаритоидного. Представленный в таблицах сравнительный анализ имеет как теоретическое, так и практическое значение при прогнозировании и поисках в аналогичных провинциях.

ЧАСТЬ III

РУДНЫЕ ПОЛЯ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕНИНОГОРСКОГО РАЙОНА

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДЕВОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЛЕНИНОГОРСКОГО РАЙОНА

Лениногорский район располагается в восточной краевой части Рудноалтайской геоантиклинальной зоны и приурочен к области сопряжения ее с Белоубинско-Южноалтайской геосинклинальной зоной. Многие важные особенности геологического строения Лениногорского района обусловлены близостью расположения его к структурам Горного Алтая. Этим объясняется наличие в районе серии крупных региональных разломов северо-западного простирания, проходящих вдоль границ структурно-формационных зон и подзон. Указанные разломы считаются ветвями Северо-Восточной зоны смятия (Нехорошев, 1968).

В структурном отношении Лениногорский район охватывает Синюшинский антиклинорий и частично сопряженные с ним Быструшинский и Белоубинский синклинории (рис. 18). Синюшинский антиклинорий в ядерной части сложен гранитоидами одноименного массива, прорывающего интенсивно метаморфизованные породы нижнего палеозоя. Крылья антиклинория сложены вулканогенно-осадочными образованиями среднедевонского возраста. В осевой части Быструшинского синклинория развиты главным образом нижнекаменноугольные отложения. Белоубинский синклинорий сложен вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями девона.

Лениногорский район характеризуется глыбово-складчатой тектоникой. Помимо указанных региональных разломов северо-западного простирания, важную роль в строении района и его рудоносности играют зоны разломов субширотного простирания: Лениногорская в центральной части района и Снегирихинско-Теремковская на севере.

Обилие разрывных нарушений длительного развития обусловило неоднородное строение района и большое разнообразие магматических, в частности вулканических, пород. Значительные площади слагают крутоскладчатые осадочно-вулканогенные тол-

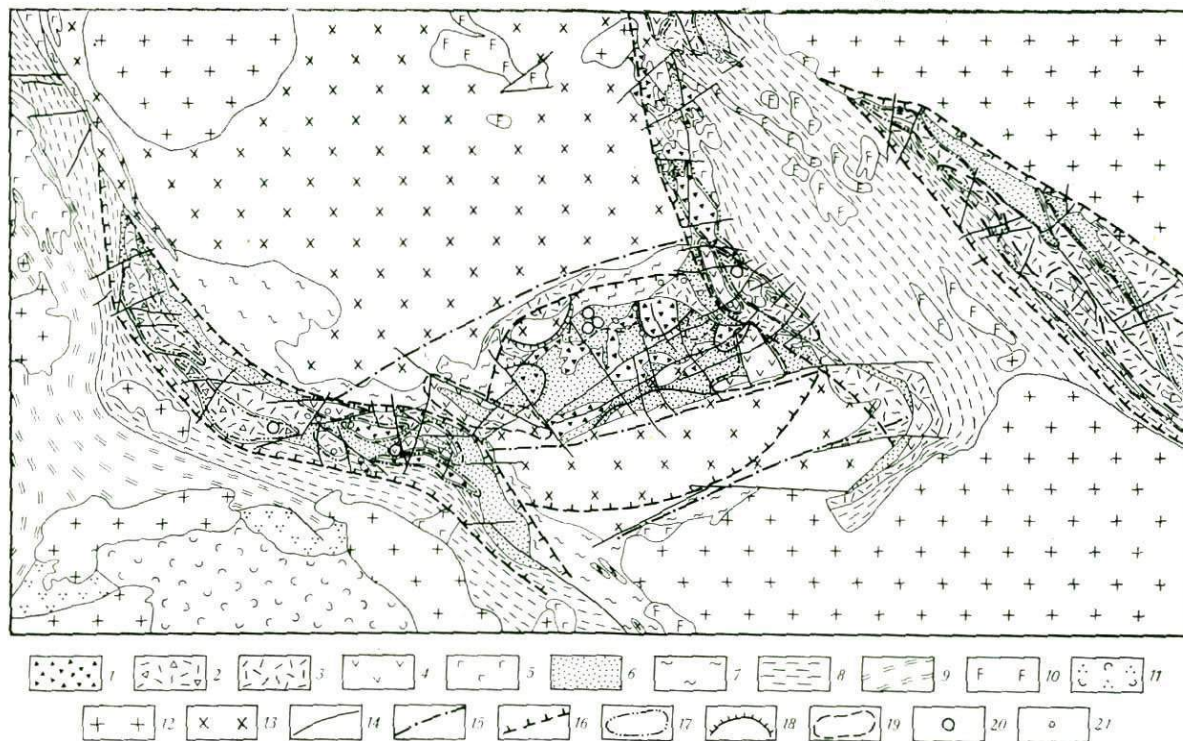


Рис. 18. Схема вулканизма Ленинградского района:

1—6 — среднедевонская базальт-липаритовая формация: 1 — экструзивные липаритовые и липарит-дацитовые порфиры, 2 — породы околожерловой и промежуточной групп фаций липаритового состава, 3 — породы промежуточной и удаленной групп фаций липаритового состава, 4 — андезит-базальтовые порфириты и их туфы промежуточной группы фаций, 5 — субвулканические андезит-базальтовые порфириты; 6 — осадочные и вулканомиктовые породы удаленной группы фаций; 7 — метаморфизованные породы терригенной песчано-сланцевой формации нижнего палеозоя; 8 — аспидная формация позд-

неживецко-франского возраста; 9 — известково-терригенная формация раннекаменноугольного возраста; 10 — габбро-диабазы; 11 — орогенная липаритовая формация верхнекаменноугольного возраста; 12 — гранитоиды калябинского комплекса; 13 — габбро-плагитогранитовая формация средне-верхнедевонского возраста; 14 — разломы; 15 — поперечные синвулканические разломы; 16 — границы краевых вулкано-тектонических депрессий и внутренней Лениногорской депрессии; 17 — контуры локальных вулканических сооружений кислого состава; 18 — контуры экстрезий в прикальдерной части Лениногорской депрессии; 19 — контуры локальных вулканических сооружений основного состава; 20 — колчеданно-полиметаллические месторождения; 21 — рудопроявления

щи среднего и верхнего девона, образующие крылья Синюшинского антиклинория и Белоубинского синклинория. И только центральная часть района (Лениногорское рудное поле) сложено пологоскладчатыми отложениями среднего девона. Большим развитием пользуются магматические образования, наибольшее значение из которых (в отношении размещения полиметаллического оруденения) имеют среднедевонские вулканогенные комплексы и комплексы субвулканических пород, входящие в состав среднедевонской базальт-липаритовой формации. Интрузивные массивы габброидов и гранитоидов (досреднедевонские, девонские, нижнекаменноугольные, средне-верхнекаменноугольные и пермские) хотя и занимают значительные площади, обнажаясь в центральной части Синюшинского антиклинория и крупных антиклиналях Белоубинско-Южноалтайской зоны, но рудогенетического значения для колчеданно-полиметаллических месторождений, вероятно, не имеют, хотя и оказывают существенное влияние на руды некоторых месторождений, являясь основными факторами их преобразования.

Стратиграфо-литологический разрез среднедевонских рудовмещающих толщ. Наиболее древними породами района являются метаморфические образования, развитые в ядерной части Синюшинского антиклинория, объединенные в метаморфическую свиту ориентировочной мощностью около 1000 м. По составу и степени метаморфизма свита подразделяется на две толщи (Щерба, 1957). Нижняя толща представлена вулканогенными породами среднего и основного состава, превращенными в результате регионального метаморфизма в кварц-альбит-актинолитовые, кварц-альбит-эпидотовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы. Верхняя толща представлена менее метаморфизованными терригенными породами: туфогенными песчаниками, алевролитами, известковистыми туффитами, превращенными в кварц-серицит-хлоритовые, хлорит-карбонатные сланцы. На основании сходства литолого-петрографического разреза верхней толщи с отложениями ханхаринской свиты Горного Алтая возраст метаморфической свиты определяется средневерхнеордовикским. Однако не исключена вероятность и более молодого нижне-среднедевонского возраста самых верхних частей этого разреза (Гончарова, Авдонин, 1973). На крыльях Синюшинского

антиклинория и в древних широтных зонах широким развитием пользуются осадочно-вулканогенные образования среднего девона, преимущественно эйфельского яруса, к которым и приурочены все известные в районе колчеданно-полиметаллические месторождения и большинство рудопроявлений.

В основании разреза эйфельских отложений, главным образом в центральной части района, залегают породы ленногорской свиты, представленные пирокластическими и лавовыми фациями пород липаритового состава, смешанными агломератовыми туфами и туфогенно-осадочными породами (туффитами, алевролитами, туфопесчаниками и туфогравелитами). Количество последних в верх по разрезу увеличивается, и вышележащая крюковская свита является уже осадочной, сложенной ритмично-слоистыми туффитами, алевролитами, глинистыми, кремнистыми сланцами и песчаниками с прослоями мергелистых пород и линзами доломитов. На крыльях Синюшинского антиклинория в разрезе свиты присутствуют линзы липаритовых порфиров и их туфов. Залегающая выше по разрезу ильинская свита повсеместно сложена туфами и лавами андезит-базальтового состава, смешанными туфами и туфогенными конгломератами. Вулканогенные образования основного состава приурочены только к участкам пересечения субширотных и северо-западных разломов. На Ленногорском рудном поле разрез эйфельских отложений завершается осадочной сокольней свитой (известково-глинистые, кремнисто-глинистые и углистые алевролиты), содержащей маломощные линзы вулканогенных пород липаритового и дацитового состава, большей частью в верхних частях разреза. В соседних с Ленногорским рудным полем зонах эти вулканогенные породы широко развиты и образуют так называемую успенскую свиту со сложным строением. Общая мощность эйфельских отложений колеблется от 1500 до 5000 м. На отложениях успенской свиты залегает довольно мощная толща осадочных пород, преимущественно алевролитов и песчаников, выделяемая на юго-западном крыле Синюшинского антиклинория в шишуновскую свиту верхнеживетского возраста. В нижних частях разреза свиты на некоторых участках отмечают вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. На северо-западном крыле Быструшинского синклинория на шишуновской свите залегает верхнедевонская алейская свита, сложенная осадочными и вулканогенно-осадочными породами — алевролитами, полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, туффитами и туфами андезитовыми, смешанными и реже кислыми.

В Белоубинском синклинории живетские отложения представлены большереченской свитой, сложенной вулканомиктовыми осадочными породами и различными по составу туффитами.

Геологические формации и магматические комплексы. На основе формационного анализа осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, участвующие в строении Ленногорско-

го района, объединены в ряд формаций, характеризующих раннегеосинклиналию, позднегеосинклиналию стадии и орогенный этап развития рассматриваемой территории (Хисамутдинов и др., 1972; Кропачев, 1975).

Базальт-липаритовая (кварцево-кератофировая) раннегеосинклиналию формирования среднедевонского возраста включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Ленингорской, крюковской, ильинской, сокольской и успешской свит. Основой базальт-липаритовой формации являются разнообразные по текстуре, структуре и размеру обломков лавы, туфы даштовских и липаритовых порфиров, игнимбритоподобные породы, в сумме достигающие 70—80% ее объема. Лавы и туфы базальтовых пород, иногда образующие выдержанные пачки, имеют подчиненное значение (10—15%). Вместе с вулканогенными породами в строении формации участвуют осадочные и вулканомиктовые породы. Кроме того, сюда входят две группы субвулканических тел: ранние — тесно связанные с эффузивными породами и формирующиеся одновременно с ними — и поздние — преимущественно кислые тела, завершающие становление формации. Общая мощность формации колеблется от 2000 до 4500 м.

Песчано-сланцевая (аркозавая) позднегеосинклиналию формирования распространена главным образом в пределах Быструшинского и Белоубинского синклиналиев. В ее состав входят: в Быструшинском синклиналии — шипуновская живетского возраста и верхнедевонская алейская свиты (а за пределами района — тарханская, бухтарминская и ульбинская свиты нижнего карбона); в Белоубинском синклиналии — большереченская и белоубинская свиты. В строении аркозавой формации участвуют разнообразные серые и черные с примесью углестого вещества гравелиты, аркозовые песчаники, аргиллиты, алевролиты и иногда их известковистые разновидности. Мощность формации достигает 7000—8000 м. Становление формации в Белоубинском синклиналии завершается в конце турнейского — начале визейского века, а в Быструшинском синклиналии — не ранее верхов нижнего визе.

Габбро-плагиогранитовая позднегеосинклиналию формирования (змеиногорский комплекс интрузий) представлена в Ленингорском районе интрузивными массивами Синюшинского антиклиналии. Горные породы, составляющие эту формацию, представлены габброноритами, габбро, диоритами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, адамелитами, плагиогранитами, аляскитами и сопровождающими их жильными образованиями. Эта формация образовалась, вероятнее всего, в намюрское время, но для ее поздних дериватов не исключается среднекарбонный возраст.

Гранитовая формирования орогенного этапа образована крупными многофазовыми массивами (Белоубинским и др.). Первыми в этих массивах формируются порфировидные двуслюдяные и биотитовые граниты и гранодиориты. Затем следует формирова-

ние биотит-роговообманковых гранитов, граносенитов и щелочных гранитов. Становление массивов завершается внедрением аплитовых и пегматитовых жил. Возраст формации верхнепалеозойский, вероятнее всего пермский.

Среди большого разнообразия магматических пород, пользующихся широким развитием в Лениногорском районе, в рудоносном отношении представляют интерес главным образом вулканогенные породы эйфельского возраста и комплексы поздних субвулканических тел, входящие в состав раннегеосинклинальной базальт-липаритовой формации.

Базальт-липаритовая формация в Лениногорском районе может быть подразделена на ряд комплексов. Среди вулканогенных комплексов намечаются по крайней мере три: 1) раннеэйфельский липарит-дацитовый (лениногорская, крюковская свиты); 2) среднеэйфельский контрастный базальт-липаритовый (ильинская свита); 3) позднеэйфельский липаритовый, липарит-дацитовый (успенская свита). Эти комплексы пород являются рудовмещающими, с ними связаны и генетически колчеданно-полиметаллические месторождения Лениногорского района.

В каждый из указанных комплексов входят близкие по составу и возрасту, обычно согласно залегающие (силлы и лакколиты) субвулканические тела ранней группы. В районе широко развиты поздние субвулканические тела кислого состава, завершающие становление формации, характеризующиеся присутствием автомагматических брекчий. Большая часть этих образований совместно с экзурзиями входит в состав флюид-порфирирового комплекса. Образования этого комплекса предпочтительно приурочены к широтным зонам (Лениногорской, Снегирихинско-Теремковской), от которых они отходят вдоль региональных разломов северо-западного направления. Рудоносные порфирировые тела часто сопровождаются разнообразными брекчиями, среди которых важное значение имеют автомагматические брекчии, свидетельствующие о сложном, по крайней мере двухэтапном, формировании таких тел: раннем гипабиссальном и позднем субвулканическом или даже экзурзивном. Это обусловлено наличием большого количества флюидов в остаточных магматических камерах и пульсационной тектонической обстановкой, а именно сменой условий сжатия условиями растяжения, и отразилось на их тектурных, структурных и других особенностях строения (Яковлева, 1962). Вулканические породы всех комплексов, слагающих базальт-липаритовую формацию, относятся к кали-натровому типу нормального известково-щелочного ряда. Породы частично или полностью альбитизированы с нормальным или немного пониженным содержанием щелочей. Полевошпатовая известь содержится в них в нормальных количествах, за исключением кислых разновидностей, в которых ее содержание заметно понижено. Количество глинозема в породах очень неустойчиво, резко колеблется от нормального до повышенного.

Ранее было высказано мнение, что особенности строения и состава формации позволяют считать породы кислого состава, обладающие повышенным содержанием калия и глинозема, продуктами палингенной магмы (выплавки из сиалической коры). Такое предположение, объясняющее преобладание кислых пород в составе формации, влечет за собой вывод о существовании в среднем девоне на Рудном Алтае более мощной, чем обычно на ранней стадии геосинклинали, сиалической составляющей земной коры. Основные вулканические породы и ассоциирующие с ними породы среднего состава определенно являются продуктами базальтовой толентовой магмы. К дифференциатам последней, возможно, принадлежат кислые вулканические породы натрового профиля. Таким образом, намечаются две разновидности кислых магм (базальтоидного и анатектического происхождения), смешение которых в промежуточных очагах и их дифференциации приводят к образованию неустойчивых в петрохимическом отношении кислых вулканических пород и отдельных геологических тел.

Таким образом, среднедевонские вулканические породы Лениногорского района по геологическим и петрохимическим признакам относятся к раннегеосинклинальной гетерогенной формации, в которой базальтоиды чистой линии совмещены с продуктами анатектического происхождения.

Региональные и локальные вулканические структуры. Распределение фаций и мощностей вулканогенных и осадочных пород, изменения петрохимического состава вулканитов по вертикали и латерали дают возможность восстановить в общих чертах историю развития среднедевонского вулканизма в Лениногорском районе. Начало геосинклинального развития характеризовалось медленным погружением всей области Рудного Алтая и накоплением терригенных толщ. Геосинклинальная переработка каледонского основания, предшествующая вулканизму, была обусловлена возникновением системы субширотных и северо-западных разломов, расчленивших область на блоки, характеризовавшиеся дифференцированными погружениями. Девонский вулканизм района с самого начала формирования базальт-липаритовой формации развивался на каледонском складчатом основании, что явилось основной причиной широкого развития кислого вулканизма центрального типа.

Характер развития вулканизма непосредственно в пределах крупных вулканических поднятий (структур первого порядка), примером которых на территории Лениногорского района является структура Синюшинского антиклинория, окончательно не выяснен. Резкое уменьшение мощностей девонских отложений и преобладание терригенных фаций по направлению к ядру Синюшинского антиклинория позволяют отнести эту структуру к областям устойчивых поднятий, которые периодически в течение длительного времени подвергались размыву. В современной струк-

туре это поднятие представляет собой антиклинорий, ядро которого сложено гранитоидами змеиногогорского комплекса и вмещающими их метаморфическими породами нижнего палеозоя. Присутствие гранитоидов в ядрах крупных антиклинорий (Синюшинского, Алейского) следует, вероятно, объяснить приуроченностью их к структурам древних девонских вулканических очагов. С этих позиций наиболее вероятно, что гранитоиды относятся к средне-верхнедевонскому возрасту (может быть до нижнекаменноугольного включительно). Многочисленные находки обломков разнообразных гранитоидов и жильных пород в туфогенных конгломератах, туфах, различных брекчиях среди средне- и верхнедевонских вулканогенных толщ в различных районах Рудного Алтая, в том числе Лениногорском, подтверждает это положение.

Помимо крупных структур первого порядка — вулканогенных геоантиклиналей и разделяющих их прогибов, — на территории Лениногорского района отчетливо выделяются охарактеризованные выше вулканотектонические внутренние и краевые депрессии. Основные особенности строения и развития их можно рассмотреть на примерах Лениногорской внутренней депрессии и Кедровско-Бутачихинской краевой депрессии (рис. 18).

Лениногорская внутренняя депрессия развивается на Синюшинском вулканотектоническом поднятии I порядка (вулканогенной геоантиклинали). Она представляет собой, вероятнее всего, межвулканическую (кальдерообразную?) депрессию, приуроченную к субширотной зоне разломов и поэтому несколько вытянутую вдоль нее (на 10—12 км при ширине 6—8 км). В настоящее время, по всей видимости, сохранилась только ее северная половина, к которой и приурочено Лениногорское рудное поле. Депрессия выполнена образованиями раннеэйфельского вулканического этапа, который начался с кислого вулканизма (лениногорская свита) и завершился вулканогенно-осадочными и известковистыми осадочными отложениями крюковской свиты. В завершении этого раннего этапа проявился и основной вулканизм ильинской свиты, что свидетельствует об антидромном развитии вулканизма. При этом вулканические центры лениногорского времени фиксируются в краевой (прикальдерной) зоне депрессии. Разломами субширотного и субмеридионального направления Лениногорская депрессия расчленена на секториальные блоки, в строении которых можно видеть своеобразные черты проявления вулканизма. В частности, не исключено, что главное Риддер-Сокольное вулканическое сооружение представляет собой секториальную вулканотектоническую структуру более высокого порядка, к которой и приурочено Риддер-Сокольное месторождение. В этом же блоке сосредоточены основные эффузивы и субвулканические дайки (корни эффузивов) ильинской свиты — производные трещинных излияний, приуроченных также к краевой (прикальдерной) зоне.

Центральная часть Кедровско-Бутачихинской зоны (Тишин-

ское рудное поле), расположенная на сопряжении краевой Кедровско-Бутачихинской и внутренней Лениногорской депрессий, характеризовалась в ранний этап примерно таким же развитием вулканизма. Завершение раннеэфельского вулканического этапа ознаменовано началом формирования Риддер-Сокольного и Тишинского месторождений. Причем этим этапом практически заканчивается вулканизм в пределах Лениногорской депрессии. В дальнейшем она развивалась как межвулканическая депрессия, вулканогенный материал в которую поступал главным образом из расположенных в краевых зонах крупных вулканических сооружений. Последняя вспышка вулканизма относится к живетскому времени, к моменту формирования осадочных отложений сокольной свиты, когда в центральной части этой структуры были сформированы крупные субвулканические тела и экструзии липаритовых порфиров флюид-порфирового комплекса, и завершения формирования Риддер-Сокольного и, вероятно, несколько позднее Тишинского месторождения.

Иное строение имеет краевая Кедровско-Бутачихинская вулканотектоническая депрессия. Она формировалась на склоне Сивюшинского вулканогенного поднятия при активной роли разломов северо-западного направления, которые и служили основными магмовыводящими каналами. Вулканизм в этой зоне начался несколько позже, о чем свидетельствует практически полное отсутствие вулканитов, синхронных лениногорской свите. Зато интенсивно проявился позднеэфельский и живетский вулканизм (ильинская и в особенности успенская свиты). Есть основания утверждать, что активный вулканизм продолжался в пределах этой депрессии и позже, охватывая начальный период формирования шипуновской свиты. В отличие от охарактеризованной выше Лениногорской депрессии, в пределах краевой Кедровско-Бутачихинской депрессии вулканизм проявился значительно интенсивнее. Достаточно сказать, что суммарные мощности среднедевонских образований здесь более чем в два раза превышают мощности отложений на Лениногорском рудном поле. Специфической особенностью вулканизма этой зоны является широкое развитие крупных вулканических сооружений центрального типа, сложенных породами липаритового и дацит-липаритового состава. Наиболее значительные из подобных сооружений — Острушинское и Познопаловское, образующие крупный Бутачихинский стратовулкан, — сложены наряду с пластами лав и туфов последовательно сформированными экструзиями, каждая из которых имеет довольно сложное строение. Помимо этого, в околожерловых частях таких сооружений присутствует большое количество субвулканических тел ранней группы и пород флюид-порфирового комплекса.

Наиболее крупные вулканические сооружения типа стратовулканов были разделены межвулканическими депрессиями, в пределах которых происходило накопление терригенных пород,

переслаивающихся с вулканогенно-осадочными породами фаций удаленной зоны. Особенности формирования подобного рода структур были описаны на примере Тишинского рудного поля (Старостин и др., 1973).

Более мелкие побочные центры нередко представлены обособленными крупными экструзивными куполами (рис. 19). Примером наиболее простой по строению экструзии является купол горы Белолуговской. В основании вулканического сооружения находится пологий купол, сложенный тонкофлюидалными липаритовыми порфирами. В верхней его части присутствуют небольшие прослои крупносферолитовых пород. Флюидалные липаритовые порфиры вверх постепенно сменяются лавовыми брекчиями и игнимбритоподобными породами, а затем туфами. Формирование экструзивных образований кислого состава, в особенности поздних, возникших в завершающую стадию вулканизма, сопровождалось заметно проявленными процессами ликвации, что нашло отражение в образовании своеобразных флюидалных и обломковидных пород. В связи с этим следует отметить достаточно широко развитие игнимбритоподобных пород, приуроченных, как правило, к крупным центрам кислого вулканизма и сформированных, по-видимому, при ведущей роли процессов ликвации (Авдонин и др., 1975). Такого рода образования обычны для успенской свиты и, как показывают результаты палеовулканического анализа, широко распространены в девонских вулканогенных комплексах Рудного Алтая. Они образуют довольно протяженный пояс, что свидетельствует о приуроченности их к крупному синвулканическому разлому.

Следует отметить, что аналогичные разломы, обрамляющие Синюшинскую геоантиклиналь и контролировавшие вулканические сооружения, с течением времени последовательно смещались от центра этой крупной структуры, определяя ступенчатое строение краевых вулканических депрессий.

Бурное развитие вулканизма в пределах описываемой структуры и формирование крупных стратовулканов периодически приводило к поднятию вершин над уровнем моря, о чем свидетельствуют признаки субаэральных условий формирования пород, в частности краснокаменное изменение некоторых разностей околосферловых пород. В прибрежно-морских условиях отлагались, вероятно, также пачки агломератовых туфов и туфогенных конгломератов ильинской свиты.

Важную роль в строении Кедровско-Бутачихинской краевой депрессии играют поперечные разломы, разделяющие ее на ряд структурно-фациальных блоков. Некоторые из них почти полностью соответствуют крупным вулкано-купольным сооружениям, другие представляют собой более или менее обособленные части еще более крупных сооружений. Иными словами, блоки являются захороненными вулканическими постройками или их частями. Эти вулканические структуры, в той или иной степени эродированные

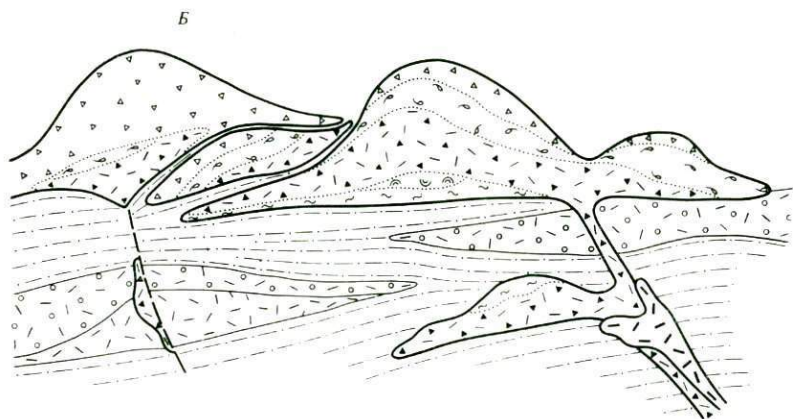
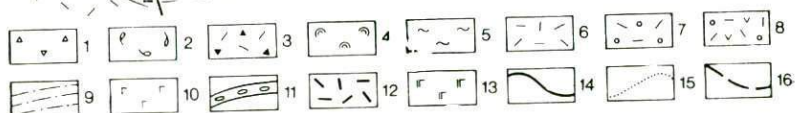
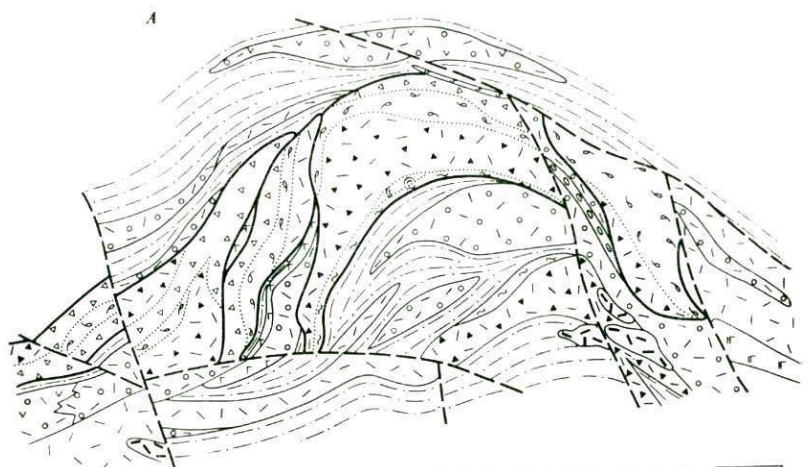


Рис. 19. Познопаловское экструзивное сооружение:

А — схема геологического строения участка. Благодаря крутому, практически вертикальному залеганию пород план дневной поверхности представляет собой, в сущности, разрез, который может служить основой для палеовулканической реконструкции.

Б — схематическая реконструкция последовательного формирования экструзий:

1 — обломочные туфовидные породы купольной части экструзий; 2 — лавовые брекчии; 3 — липаритовые порфиры экструзивные с крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата; 4 — сферолитовые липаритовые порфиры; 5 — спекшиеся и игнимбритоподобные туфы; 6 — фельзитовые липаритовые порфиры эффузивные; 7 — туфы липаритовых порфиров; 8 — смешанные туфы; 9 — осадочные и вулканогенно-осадочные образования; 10 — андезит-базальтовые порфириты эффузивные; 11 — конгломераты; 12 — субвулканические тела липаритовых порфиров; 13 — дайки диабазов; 14 — контуры экструзивных куполов; 15 — границы фациальных переходов; 16 — разломы

и деформированные, играют важную роль в размещении колчеданно-полиметаллических месторождений.

Выявление локальных вулканических структур: стратовулканов, разделяющих их межвулканических депрессий, экструзивных построек, лавовых куполов, отдельных вулканических аппаратов — сопряжено с известными трудностями, которые определяются главным образом плохой сохранностью этих образований и их интенсивной деформацией. В связи с этим не только применяются детальное геологическое картирование, палеофациальный и палеовулканический анализ, но и широко используются петрофизический и тектонофизический методы. На Тишинском рудном поле исследования такого рода позволили детально расшифровать историю формирования вулкано-тектонических структур с выделением синвулканического и поствулканического периодов их развития (Старостин, 1973).

Большой интерес представляют собой особенности распространения пород основного состава в пределах краевой Кедровско-Бутачихинской депрессии. Уже давно было обращено внимание на то, что основные и кислые вулканы залегают обособленно друг от друга, что можно объяснить их формированием из самостоятельных магматических очагов (Авдонин и др., 1975). Структурный и палеовулканический анализ территории Лениногорского района со всей очевидностью убеждает в том, что центры извержений пород основного состава приурочены к участкам пересечения разломов северо-западного и субширотных простираний с преобладающим последних. Они характеризуются наиболее глубоким заложением, и хотя движения по ним были не столь постоянными, как движения по северо-западным разломам, в периоды их возобновления именно эти структуры являлись определяющими при формировании вулканических очагов основной магмы. По мнению авторов, этим можно объяснить сосредоточенность всех центров основного вулканизма в Лениногорском районе, в пределах субширотных зон разломов.

Глава 12

ЛЕНИНОГОРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Основные черты геологического строения и особенности рудной минерализации Лениногорского рудного поля, были разработаны многими исследователями (Проблемы генезиса..., 1977), в результате чего было выяснено следующее: 1) региональная позиция рудного поля — приуроченность его к центральной части Синошинского антиклинория, северо-восточная половина Лениногорской грабен-синклинали; 2) особенности строения вулканогенно-осадочных толщ с выделением (снизу вверх) лениногорской (вулканогенной), крюковской (существенно осадочной), ильинской (вулканогенной, среднего состава) и сокольской (осадочной) свит

среднего девона; 3) основные черты геологического строения — пологие брахиантиклинали, разделенные синклинальными прогибами; крупные разрывные нарушения — Северный надвиг, Южный разлом и другие; купольные структуры, связанные предполагаемыми центрами вулканизма; 4) морфология рудных тел — кварц-баритовые купола и согласные пласто-линзообразные залежи в верхних горизонтах крюковской свиты; секущие, крутопадающие тела в нижних горизонтах; 5) полигенность рудной минерализации — сингенетичные вулканогенно-осадочные руды и эпигенетические гидротермально-метасоматические руды; околорудные гидротермально-метасоматические образования — серицитолиты, доломитолиты, хлоритолиты, микрокварциты и др.

Несмотря на большой объем проведенных исследований, многие вопросы разработаны слабо и являются в значительной мере дискуссионными: 1) обоснование основных этапов формирования структуры рудного поля; 2) соотношения сингенетичного и эпигенетичного оруденения и пространственные закономерности его формирования; 3) характер связи рудной минерализации со среднедевонским вулканизмом; 4) структурно-формационный и фациальный анализ рудовмещающих толщ. Для решения этих задач авторы предприняли попытку применить методику структурно-петрофизического анализа, включающего комплексное изучение объемной анизотропии физико-механических свойств горных пород и руд, трещиноватости, микроструктурные и тектоно-физические исследования, проводившиеся на базе детального геологического картирования.

Геологическое строение рудного поля. Лениногорское рудное поле приурочено к пологоскладчатым вулканогенно-осадочным породам среднего девона, формирующим широтную синклинальную складку к осевой части Спютюшинского антиклинория (см. рис. 18). В соответствии со схемой стратиграфического расчленения, разработанной Г. Н. Щербой (1957), в которую авторами внесены некоторые дополнения, в пределах рудного поля выделяются нерасчлененная метаморфическая толща предположительно нижнепалеозойского возраста и стратифицированные среднедевонские (эйфельские) отложения.

Нерасчлененные нижнепалеозойские отложения (метаморфическая толща) представлены интенсивно метаморфизованными вплоть до хлорит-эпидот-кварцевых сланцев осадочными (песчано-глинистыми) и вулканогенными (липаритовые порфиры и их туфы) образованиями. Возраст пород дискуссионный, поскольку фауны в них не обнаружено, а соотношения с фаунистически охарактеризованными толщами нечеткие. Ориентировочно мощность описанных образований 600—700 м. Выше залегают фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные отложения эйфельского возраста (Щерба, 1957; Попов, 1968; и др.), расчлененные на четыре свиты: лениногорскую, крюковскую, ильинскую и сокольскую (рис. 20).

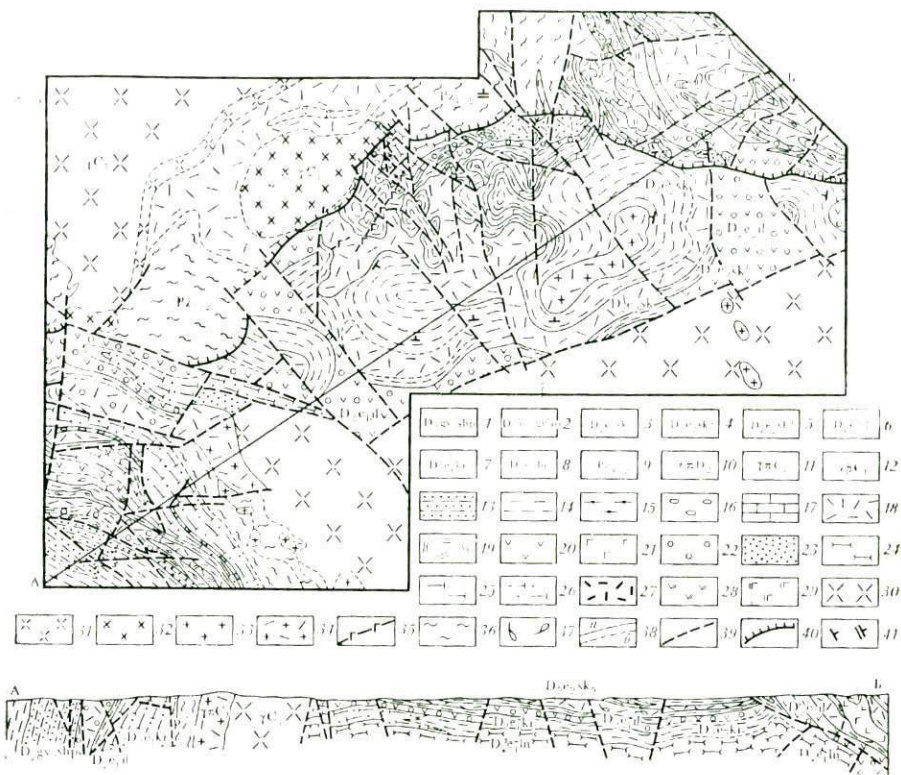


Рис. 20. Схема геологического строения Лениногорского рудного поля: 1 — шипуновская свита: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 2 — успешная свита: переслаивание алевролитов с туфами липаритовых порфиров; 3 — сокольная свита, верхняя толща: алевролиты, туффиты кислого состава, песчаники; 4 — сокольная свита, средняя толща: лавы и лавобрекчии липаритовых порфиров; 5 — сокольная свита, нижняя толща: алевролиты, песчаники, средние и мелкообломочные туфы кислого состава, туффиты кислого состава; 6 — ильинская свита: андезит-базальтовые порфириты с прослоями туфоалевролитов, туфы и туффиты смешанного состава; 7 — крюковская свита: известковистые, углистые, кремнистые алевролиты, агломератные туфы; 8 — лениногорская свита: агломератные туфы и туффиты с прослоями туфоалевролитов, липарит-дацитовые порфириты; 9 — ниже-среднепалеозойские отложения, нерасчлененные кварц-хлорит-эпидотовые сланцы; 10 — субвулканические липаритовые порфириты; 11 — субвулканические андезит-базальтовые порфириты; 12 — плагιοграниты, гранодиориты; 13 — песчаники; 14 — алевролиты; 15 — кремнистые алевролиты; 16 — конгломераты; 17 — известняки; 18 — липаритовые порфириты; 19 — дацитовые порфириты; 20 — андезитовые порфириты; 21 — базальтовые порфириты; 22 — среднеобломочные туфы; 23 — мелкообломочные туфы; 24 — туффиты кремнистые тонкообломочные; 25 — туфогенные алевролиты; 26 — туфогенные песчаники; 27 — субвулканические липаритовые порфириты; 28 — андезитбазальтовые порфириты; 29 — диабазовые порфириты; 30 — плагιοграниты; 31 — микрозернистые плагιοграниты; 32 — гранодиориты; 33 — гранит-порфириты; 34 — гранофириты; 35 — дайки диабазов; 36 — кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые сланцы; 37 — лавовые брекции; 38 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 39 — разрывные нарушения; 40 — надвиги, взбросы; 41 — элементы залегания

Ленинградская свита сложена пластами и линзами грубообломочных туфов и туффитов кислого и смешанного состава, в подчиненном количестве присутствуют в основании разреза отдельные мелкие потоки лав и лавобрекчий липаритовых и дацитовых порфиров и прослои кремнистых туфогенных алевролитов. Мощность свиты 300—500 м. Переход к вышележащим отложениям крюковской свиты постепенный, согласный; граница проводится по смене грубообломочных туфов и туффитов алевролитами. Крюковская свита состоит из алевролитов, известковистых, кремнистых туффитов, пепловых, мелко-, средне- и грубообломочных туфов смешанного состава, реже встречаются флюидалные лавы липарито-дацитовых порфиров, песчаники, конгломераты и известняки. Туфы и туффиты в районе месторождений интенсивно переработаны гидротермально-метасоматическими процессами и превращены в доломитолиты, серицитолиты, хлоритолиты и микрокварциты. Мощность свиты колеблется от 250 до 500 м. Контакт с перекрывающей ильинской свитой согласный и проводится по появлению в разрезе первого прослоя туфов основного или среднего состава. Ильинская свита представлена лавами и туфами андезит-базальтовых порфиритов, реже липаритовых порфиров с прослоями туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и известняков. Свита характеризуется сильной фашиальной изменчивостью с резкими колебаниями мощности от первых метров до 400 м. Граница с вышележащей сокольской свитой постепенная. Сокольская свита завершает разрез среднедевонских отложений и представлена тремя толщами. Нижняя сложена алевролитами, средняя — выдержанным потоком липаритовых порфиров, верхняя — алевролитами с прослоями туфов кислого состава, песчаников и маломощными линзами миндалекаменных базальтовых порфиритов. Максимальная видимая мощность на юго-западном фланге 400 м.

В строении среднедевонского разреза, суммарная мощность которого 2—2,5 км, выделяются два крупных ритма. Нижний состоит из лав липаритовых и дацитовых порфиров, сменяющихся мощной толщей пирокластов кислого состава (ленинградская свита), над которыми залегают пачка осадочных пород (крюковская свита). Завершают ритм эффузивы и пирокласты основного и среднего состава (ильинская свита). Верхний ритм начинается лавами экструзивных и субвулканических образований биотитовых липаритов сокольской свиты с перекрывающими их маломощными пластами туффов и туффитов кислого состава. Далее следует мощная толща осадочных пород (алевролиты, аргиллиты), в верхней части которой выделяются пачки миндалекаменных базальтовых порфиритов. Субвулканические образования подразделяются на ранние и поздние (Яковлев, 1972). Ранние представлены дайками и силлами андезит-базальтовых порфиритов, синхронными с эффузивами ильинской свиты, а также дайками и штоками липаритовых порфиров, ассоциирующими с эффузивами

кислого состава ленинградской свиты. К поздним относятся дайки и силлы андезит-базальтовых порфиритов и диабазов, прорывающие отложения сокольной свиты. Условно к поздним телам отнесены также дайки и штоки липаритовых порфиров, залегающие среди пород крюковской свиты (гора Риддерская) и встреченные на участках развития жерловых фаций липаритовых порфиров сокольной свиты. Возраст поздних субвулканических тел средне-позднедевонский.

Таким образом, по особенностям литологического, химического и фациального состава описанные девонские образования могут быть отнесены к раннегосинклинальной контрастной базальт-липаритовой формации.

Интрузивные породы. С севера и юга Ленинградское рудное поле ограничено гранитоидами Синюшинского и Ивановского массивов. С ними тесно связана жильная серия, представленная дайками, жилами, штоками и силлами гранит-порфиритов, микрогранитов, гранофиров, липаритовых порфиров, диоритов, габбро-диоритов, диабазов и габбро-диабазов. Непосредственно в рудной зоне из интрузивных образований встречена только серия крутопадающих диабазовых даек северо-восточного простирания. Они пересекают рудные тела и гидротермально-метасоматические породы и являются отчетливо пострудными.

Структура рудного поля. Рудное поле приурочено к северо-восточной части пологой Ленинградской синклинальной складки широтного простирания, которая с севера и юга ограничена полями развития гранитоидов и нерасчлененных ниже-среднепалеозойских метаморфических пород. Углы падения на крыльях синклинали достигают 20—25°. В центральной части обнажаются липаритовые порфиры и алевролиты сокольной свиты, на северном крыле — отложения ленинградской, крюковской и ильинской свит, на южном крыле, северо-восточном и юго-западном замыкающих синклинали отмечаются выходы туфов смешанного состава ильинской свиты.

Сочленение Ленинградской синклинали с гранитоидами Синюшинского массива и ниже-среднепалеозойскими породами проходят по Северному надвигу с амплитудой 200—300 м. По данным геологоструктурного картирования в районе Ильинского месторождения и к северу от него авторами установлено, что амплитуда перемещения по надвигу не превышала 200—300 м.

Южная граница синклинали проходит по предполагаемому Обручевскому разлому, отделяющему среднедевонские отложения от гранитоидов Ивановского массива. На западе граница рудного поля с Кедровско-Бутачихинской зоной проводится по Второму Громатушинскому разлому, осложняющему центральную часть узкой Громатушинской антиклинали западно-северо-западного простирания. На востоке сочленение с Успенско-Карелинской зоной проходит по Успенскому надвигу, падающему на северо-

северо-восток под углами 12—30° и выраженному мощной зоной расслаивания.

Ленинградская синклиналь осложнена более мелкими антиклинальными складками восточно-северо-восточного простирания. Наиболее крупная из них, Северная, прослеживается вдоль се северного крыла на расстоянии 10—12 км при ширине 2—3 км, падение пород на крыльях антиклинали 15—20, иногда достигает 30°. Наиболее древними отложениями, обнажающимися в ядре складки, являются агломератовые туфы ленинградской свиты. В породах ильинской свиты наблюдается тенденция в сокращении мощностей в сводовой части антиклинали. Южнее выделяется Центральная антиклиналь, также субширотного простирания. Она выражена только в породах сокольной свиты и связана с формированием экструзивного-субвулканического сооружения, сложенного породами кислого состава (вулканокупольная брахиантиклиналь). Описанные две субширотные антиклинали, в свою очередь, осложнены более мелкими складками. Рассмотрим часть из них, окартированных в пределах наиболее изученной Северной антиклинальной структуры. Здесь выделяются брахиоформные складки: 1) антиклинальные — Риддерская, Крюковская, Быструшинская, Юго-Западная и Сокольная; 2) синклинальные — Заводская, Белкина, Южно-Сокольная и Юго-Восточная. У Риддерской брахиантиклинали в плане изометричные очертания: в поперечнике она достигает 1,5 км. Со всех сторон она ограничена разломами. В ядре антиклинали обнажаются пологозалегающие (10—15°) грубообломочные туфы и туффиты крюковской свиты. Крылья имеют крутые падения (до 60°) и сложенные осадочными породами крюковской свиты и мелко-среднеобломочными туфами ильинской свиты. Крюковская брахиантиклиналь с востока непосредственно примыкает к Риддерской и имеет близкие с ней форму и размеры. С востока и запада брахиантиклиналь ограничена сбросами, на севере осложнена Северным надвигом, а южное крыло полого (10—20°) погружается на юг. Ядро складки сложено теми же фациями, что и в Риддерской антиклинали, но принадлежащими ленинградской свите, а на крыльях развиты вулканогенные отложения крюковской свиты. Особенностью описанных структур является: 1) преобладающее развитие вулканогенных фаций и широкое распространение среди них крупнообломочных глыбовых разностей; 2) закономерное увеличение размеров обломков в глыбовых туфах по мере приближения к центральным частям структур; 3) повышенное количество ранних и поздних субвулканических тел. На основании изложенных фактов Г. Н. Щерба (1957) и авторы данной книги относят эти брахиантиклинали к деформированным вулканокупольным структурам. По времени заложения они являются среднедевонскими конседиментационными, поскольку по ограничивающим их разломам происходит резкая смена фаций и мощности крюковской и ильинской свит.

Описанные выше брахпантиклинали осложнены кварц-баритовыми куполами. Всего известно около 20 куполов, размеры их колеблются в широких пределах (диаметр основания — от 250 до 30 м, высота — от 60 до 10 м). Углы падения пород на крыльях куполов меняются от 18—30° в периферийных частях до 60° в центральных. Все купола приурочены к пластовым зонам отслоения и дробления на контакте алевролитов и кремнистых пород крюковской свиты. Контакты с алевролитами в апикальных частях куполов согласные, боковые же контакты часто секущие. Наблюдается своеобразная диапиритизация алевролитов кварц-баритовыми куполами. По периферии куполов часто наблюдаются шлейфы тектонических брекчий с кварц-баритовыми породами.

Наряду со складчатыми структурами на рудном поле широко распространены разломы, которые по времени заложения могут быть условно разделены на три группы: 1) досреднедевонские; 2) средне-верхнедевонские и 3) позднепалеозойские.

Досреднедевонские разломы представлены двумя сопряженными системами — субширотной (Заводской, Юго-Заводской, Риддерской, Филипповской) и субмеридиональной северо-северо-западной (Западный, скважин 50—53, шх. Николаевской, Белкии, Восточный). Субширотные разломы характеризуются крутым (70—80°) падением на юг и по простиранию прослеживаются на 1,5—2 км. Субмеридиональные разломы падают на восток-северо-восток или запад-юго-запад под углами 45—80°, довольно протяженные (до 3—5 км) и прекрасно выделяются зонами с глиной трения, сериями кварцевых и кварц-карбонатных жил, тектоническими брекчиями, сцементированными кварцем, серицитом и хлоритом. По этим разломам происходит смена фаций и мощностей ильинской и крюковской свит. Для обеих систем разломов характерны многократные сбросо-сдвиговые перемещения, устанавливаемые по бороздам скольжения, данным микроструктурного и петрофизического анализа кварцевых жил из зон разломов. Амплитуды перемещений с 90—100 м на нижних горизонтах заметно уменьшаются вверх по разрезу, а в липаритовых порфирах сокольной свиты часто даже полностью затухают.

Средне-верхнедевонские разрывы представлены малоамплитудными сбрососдвигами и взбрососдвигами, занимающими диагональное положение по отношению к субмеридиональным разломам, которые они смещают. Амплитуды перемещений по малоамплитудным сбросам 10—20 м, по простиранию они прослеживаются от 0,5—1 км и падают на северо-запад и северо-восток под углами 45—70°. Рассматриваемые нарушения выражены зонами интенсивного рассланцевания, глинками трения; заметных изменений фаций и мощностей среднедевонских отложений по ним не наблюдается. В породах сокольной, а иногда и ильинской свит эти нарушения полностью затухают (Поперечный, Андреевский разломы и др.).

Позднепалеозойские разломы представлены Северным надви-

гом и серией более мелких поспойных срывов. Северный надвиг приурочен к контакту гранитоидов Сияншинского массива и метаморфической толщи со среднедевонскими отложениями. Плоскость надвига, представляющая собой довольно правильную ровную поверхность, падает на северо-запад или север под углами $25-40^\circ$. Надвиг выражен зоной милонитизированных и брекчиро-

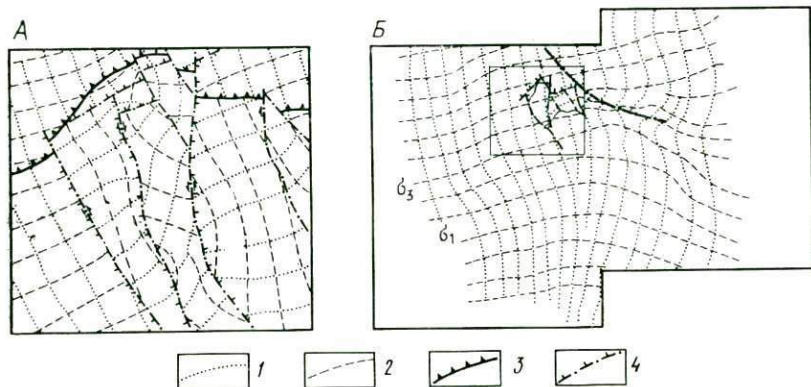


Рис. 21. Траектории осей минимальных и максимальных главных нормальных напряжений:

А — восстановленные для глубоких горизонтов Риддер-Сокольного месторождения; Б — восстановленные для верхних горизонтов Лениногорского рудного поля: 1 — траектории максимальных нормальных напряжений (σ_1); 2 — траектории минимальных нормальных напряжений (σ_3); 3 — Северный надвиг; 4 — разрывы, ограничивающие блоки

ванных пород, глиной трения мощностью 1—4 м. В обломках встречаются гранитоиды и среднедевонские породы. Амплитуды перемещения по надвигу 200—300 м. Небольшие малоамплитудные (2—3 м) надвиги отмечаются среди среднедевонских отложений в районе Риддерской и Центральной залежей. Плоскости этих нарушений почти согласные со слонгостью (углы падения $15-20^\circ$), выражены зонами интенсивного расщепления и глиной трения. Как правило, они встречаются на контакте пластичных углистых и известковистых алевролитов с более крепкими кремнистыми породами. Анализ разрывных и складчатых структур позволяет выделить в вертикальном разрезе рудного поля два структурных горизонта, граница между которыми проходит по подошве липаритовых порфиров сокольной свиты (рис. 23). В пределах нижнего горизонта развиты описанные выше типы складок и допозднепалеозойские разломы, а структура верхнего представлена пологой ($10-15^\circ$) моноклиалью, падающей на юго-юго-восток, осложненной пологими блюдцеобразными брахиформными складками (антиклиналями и синклиналями).

Околорудные изменения вмещающих пород, согласно данным Н. Н. Курека (1939) и наблюдениям авторов, разделяются на две основные группы, из которых первая ассоциирует с медно-цинковыми (хлоритолиты), а вторая — с полиметаллическим оруденением (кварциты, серицитолит-доломитолиты, кварц-баритовые породы).

Метасоматиты первой группы представлены главным образом хлоритолитами. Они образуют зоны мощностью 0,5—5 м, развивающиеся по алевролитам и состоящие почти исключительно из хлорита (60—90%). В виде примесей отмечается крупнокристаллический доломит и перекристаллизованный кварц. Таким образом, здесь имеется зона железомagneзиально-кальциевого метасоматоза, где происходит привнос железа, магния и кальция и вынос глинозема, кремнекислоты и щелочей.

Метасоматиты второй группы тесно ассоциируют с полиметаллическими рудами и разделяются на две подгруппы: первая связана с жильными и гидротермально-метасоматическими (вкрапленными и сплошными) рудами; вторая — с полиметаллическими рудами, локализующимися в кварц-баритовых куполах. Гидротермально-метасоматические изменения первой подгруппы представлены кварцитами и серицитолит-доломитолитами.

По данным многих исследователей и наблюдений авторов, на рудном поле выделяются два основных типа руд — полиметаллический, медно-цинковый — и два второстепенных.

Рудные тела по структурно-морфологическим признакам можно разделить на три типа: пластовые, жильные и купольные.

Пластовые залежи представлены двумя классами: сингенетичным (седиментационным) и эпигенетическим. Сингенетичные характерны для гидротермально-осадочных полиметаллических руд и представляют собой согласные с вмещающими осадочными породами (алевролитами) залежи типа Второй Риддерской и характеризуются ритмичным строением. Они представлены чередованием прослоев сульфидов (мощность от нескольких миллиметров до первых метров) и алевролитов (мощность от 1 см до 2 м). Общая мощность рудоносных пачек колеблется от первых метров до 30 м, протяженность по простиранию 200—250 м, а по падению — 100—150 м. В основании пачки наиболее мощный пласт сульфидов (более 1 м), а выше — серия более мелких. Контакты рудных прослоев с алевролитами согласные. Поверхность ровная, либо волнистая с неправильными очертаниями карманов. Описываемые прослои нарушены малоамплитудными крутопадающими разрывами и пологими срывами. Перемещения по нарушениям не превышают 1—5 см и часто являются диагенетическими.

Эпигенетические пластовые тела вмещают значительную часть гидротермально-метасоматических руд. Среди них можно выделить залежи в зонах межслоевого отслоения и дробления и пласты замещенных рудой вулканогенно-осадочных пород. Рудные тела в зонах межслоевого отслоения детально описаны П. П. Бу-

ровым, Н. Н. Куреком (1939) и К. Ф. Ермолаевым (1957). Они представлены послойными срывами, приуроченными к контакту известковистых и углистых алевролитов с кремнистыми породами (кремнистые туффиты, пепловые туфы и др.). Данные зоны межслоевых отслоений и дробления широко развиты на рудном поле (районы рудных залежей — Центральная, Юго-Западная, Победа и Перспективная), образуя «критический горизонт», к которому приурочена значительная часть сплошных и прожилково-вкрапленных полиметаллических руд.

Пласты замещенных рудой вулканогенно-осадочных пород представляют собой пологозалегающие под экранами слабопроницаемых пород пласты и линзы туфов и туффитов, благоприятных по физико-механическим свойствам для метасоматического рудозамещения. Обычно это не крупные тела мощностью 1—2 м, имеющие в плане форму изометричной линзы, простирающиеся от нескольких десятков до 100 м. Они встречены в толще кремнистых алевролитов и туффитов крюковской свиты, несколько таких тел вскрыто карьером. Руды представлены главным образом вкрапленными текстурами, но на отдельных участках переходят в сплошные. Формирование руд предшествует и частично сопутствует образованию метасоматитов (серцитолит-доломитолитов).

Жильный тип рудных тел широко развит на месторождении и представлен кварц-карбонат-полиметаллическими и кварц-халькопиритовыми рудами. Наиболее распространены жилы, выходящие трещины свола. В целом на рудном поле отмечаются жилы, ориентированные в самых различных направлениях. На суммарной диаграмме, построенной по данным замеров более 1000 жил, намечается поясовое близгоризонтальное расположение полюсов рудовмещающих трещин. В пределах пояса отчетливо выделяются четыре максимума, соответствующих двум сопряженным системам крутопадающих трещин северо-северо-западного и восток-северо-восточного направления.

Трещинные структуры, вмещающие медно-цинковое оруденение, наиболее распространены и вскрыты в районе Центральной залежи, меньше на Второй Юго-Западной и Белкиной залежах. Все они приурочены к одному горизонту, располагаясь вблизи контакта грубообломочных туфов ленингорской свиты с алевролитами крюковской свиты и за его пределами заметно затухая. В верхних частях крюковской свиты медно-цинковые жилы пересекаются полиметаллическими. Жилы медно-цинкового горизонта обычно имеют ровные четкие контакты с вмещающими породами. Наиболее крупные из них прослеживаются на 100—150 м по простиранию и до нескольких десятков метров по падению при мощности 30—50 см.

Полиметаллические жилы распространены повсеместно, но особенно развиты в пределах верхнего продуктивного свинцово-цинкового горизонта. В центральных частях месторождения пре-

обладают жилы северо-западного простирания, а на западном фланге — северо-восточного.

Анализ рудовмещающих трещинных структур позволил наметить тесную связь выявленных систем рудных жил с основными структурными элементами рудного поля. Прежде всего установлено, что вблизи крупных конседиментационных разломов досреднедевонского заложения развиты субпараллельные им системы рудных жил. По мере удаления от разломов в пределах брахиантиклинальных складок развиваются радиальные системы жил. Падение их более крутое в центральных частях брахиантиклиналей и заметно выполаживается на крыльях. Повсеместно встречаются пологозалегающие жилы, приуроченные к плоскостям отслоения на контактах пластов с различающимися физико-механическими свойствами. По вертикали наблюдается тенденция в увеличении угла наклона жил ($80-90^\circ$) и в развитии всего нескольких систем, иногда даже одной. Это объясняется большим влиянием на глубине разломов фундамента, по которым проходят блоковые движения, сформировавшие в породах девонского вулканогенно-осадочного чехла брахиформные складки.

Куполовидные залежи сложены кварц-баритовыми гидротермальными образованиями. Полиметаллическое оруденение формирует участки повышенной вкрапленности, развитой главным образом в верхней части куполов, которая к основанию их сменяется прожилково-вкрапленным и жильным типом.

Таким образом, повсеместно на рудном поле в вертикальном разрезе отчетливо проявляется зональность рудолокализирующих структур, отмечавшаяся и раньше рядом исследователей (Ермолаев, 1957; Попов, 1968; Малыгин, 1968). Выделяются две зоны развития рудных тел: верхняя, приуроченная к кровле крюковской свиты, характеризующаяся широким распространением купольных и пластовых залежей, и нижняя, где развиты главным образом жильные руды. Среди последних выделяются по составу два типа руд — медно-цинковый, формирующий нижний продуктивный горизонт, и полиметаллический, развитый выше.

Этапы формирования структур. По данным проведенного авторами исследования установлено, что современная структура рудного поля сформировалась в три основных этапа: 1) синвулканический; 2) сининтрузивный; 3) постинтрузивный. Каждый из выделенных этапов, в свою очередь, разделяется на стадии, различающиеся вариациями палеотектонического поля направлений.

Синвулканический этап является наиболее важным в истории формирования структуры. В это время активно протекали процессы вулканизма, осадконакопления, залежились конседиментационные разломы: сброс скв. 50—53, Николаевский, Западный сброс и др. Они разделили рудное поле на отдельные блоки, отличающиеся мощностями и фациями среднедевонских отложений. Вулканическая деятельность способствовала заложению конседиментационных вулканогенно-осадочных мульдообразных пониже-

ний и поднятий, определивших в будущем пространственную позицию рудоносных кварц-баритовых куполов. Анализ фаций и мощностей позволил Г. Н. Щербе (1957) впервые для рудного поля выделить вулканокупола, под которыми он понимал своеобразные структуры, образовавшиеся в результате обжимания мощных линз пирокластов более пластичными осадочными породами, а также наметить вероятные центры извержений. Структурно-петрофизический анализ слагающих рудное поле образований показал, что синвулканический этап разделяется на две основные стадии: ранневулканическую и поздневулканическую.

Ранневулканическая стадия охватывает период формирования среднедевонских вулканогенно-осадочных отложений (лениногорская, крюковская, ильинская и сокольная свиты) и ранних субвулканических тел. Для него характерно однородное палеотектоническое поле напряжений, при котором сжимающие усилия были ориентированы в северо-западном направлении близгоризонтально и растягивающе — в северо-восточном направлении под углом около 40° . Подобное поле напряжений способствовало сбросо-сдвиговым движениям по конседиментационным северо-северо-западным разломам (скв. 50—53, Николаевскому и др.) и фиксировалось в ориентировке частиц вулканогенно-осадочных пород, в резких колебаниях мощностей толщ и изменения фаций в зонах отмеченных выше разломов. Особенно отчетливо это видно в плане Андреевского карьера (рис. 22), где мощность ильинской свиты в западном крыле сброса скв. 50—53 увеличивается в десятки раз по сравнению с восточным, а развитые восточные туфогенные алевролиты сменяются туфами и туффитами среднего состава. Постоянные, но неравномерные движения по конседиментационным разломам, спорадические проявления вулканической деятельности преимущественно в пирокластических фациях для крюковской и ильинской свит, в условиях прибрежной зоны мелководного моря с сильными течениями — все это приводило к частым локальным размывам, отразившимся в образовании мелких линз конгломератов от мелкообломочных до валунно-галечных. Среди материала этих конгломератов постоянно встречаются обломки калиевых гранитов (Осипов, 1962). Следует также отметить, что среди развитых в нижней части разреза крюковской свиты туффитов кислого состава, выделяемых многими исследователями в самостоятельную лениногорскую свиту (Попов, 1968), также фиксируются гальки гранитов (район горы Риддерской).

Во вторую подстадию, соответствующую времени формирования сокольской свиты, после образования сложного экструживно-лавого тела, покрывшего большую часть площади рудного поля (Щерба, 1968; Авдонин и др., 1975), палеотектоническое поле напряжений было развернуто по сравнению с полем предыдущей подстадии на $70-90^\circ$ по часовой стрелке, и, кроме того, растягивающие усилия стали близгоризонтальными. На структурно-петрофизических диаграммах липаритовых порфиров из

Андреевского карьера отчетливо фиксируются линейные близгоризонтальные северо-западные ориентировки, соответствующие напряжениям течения вещества. В этот период практически прекращаются движения по северо-западным конседиментационным

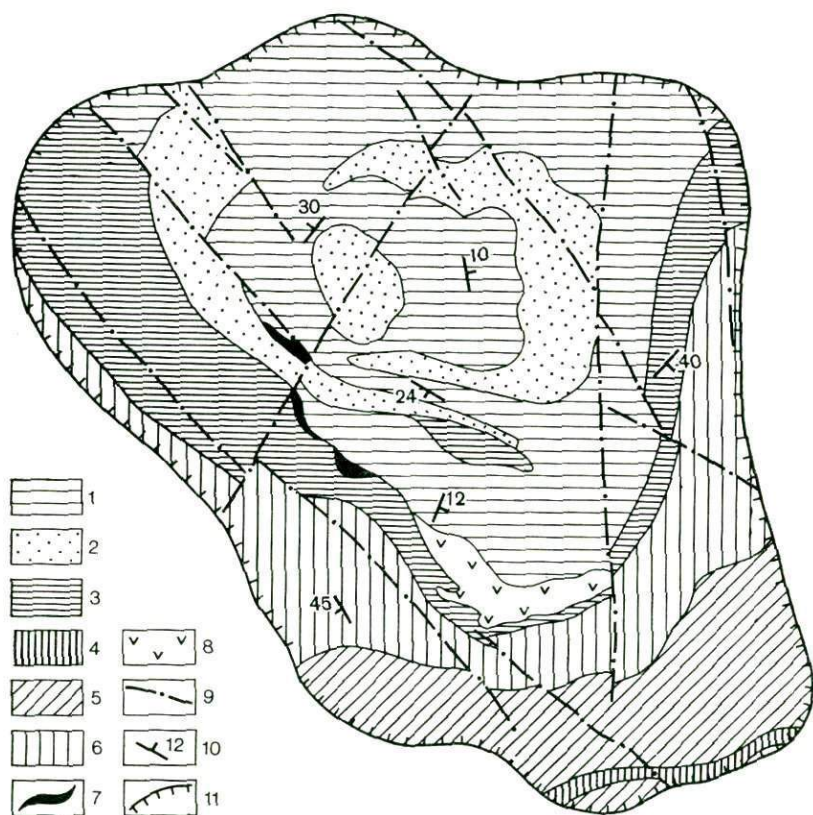


Рис. 22. Петрофизическая схема Андреевского карьера: 1—6 — петрофизические группы пород; 7 — сплошные рудные тела; 8 — кварц-баритовые образования; 9 — разломы; 10 — элементы залегания; 11 — контур карьера

разломам. Вверх по разрезу при переходе из отложений ильинской свиты в сокольную они постепенно расщепляются, амплитуды смещений по ним уменьшаются, и в верхних горизонтах сокольской свиты они затухают. В связи с этим и брахисиноклинальные структуры, формировавшиеся в течение крюковского и ильинского времени, консервируются под покровкой отмеченного выше пологозалегающего экструзивно-лавового тела. Смена палеотектонического режима привела к образованию субширотных

конседиментационных мутьдообразных понижений, выполненных алевропелитами с редкими прослоями и линзами туфов кислого состава, маломощных миндалекаменных базальтовых порфири-тов (рис. 20).

Поздневулканическая стадия характеризуется внедрением поздних субвулканических тел и интенсивным проявлением гидро-термально-метасоматических процессов, завершивших среднеде-вонский вулканизм на данной территории, и палеотектоническим полем направлений, для которого характерна крутая (под углом 40—80°) ориентировка сжимающих усилий. В течение этой стадии тектонический режим неоднократно менялся. Анализ структурных и структурно-петрофизических диаграмм жил различного состава (кварцевых, кварц-карбонатных, медно-цинковых, полиметаллических и др.) и разновозрастных разрывов позволяет наметить четыре подстадии, последовательно сменяющие друг друга во времени: 1) медно-цинковую, 2) полиметаллическую, 3) кварц-баритовую, 4) поздних кварцевых жил. Кроме того, каждая подстадия характеризуется пульсационным палеотектоническим полем напряжений, находящим отчетливое отражение в зональном строении рудоносных жил, а также локальными изменениями этих полей, зависящими от особенностей конседиментационных структур, сформировавшихся к этому времени.

Медно-цинковая подстадия выделена на основании изучения систем сфалерит-халькопиритовых жил, развитых в пределах залежей Центральной, Быструшинской и Второй Юго-Западной. Статистический и тектоно-физический анализ, а также детальное картирование в карьере и подземных выработках позволили установить следующее: 1) медно-цинковые жилы пересекаются более поздними полиметаллическими; 2) сжимающие усилия в это время были ориентированы близвертикально под углом 50—85°, и пространственная ориентировка их варьировала от субмеридиональной на Центральной залежи до юго-восточной и южной на Быструшинской и Второй Юго-Западной.

Полиметаллическая подстадия в значительной мере унаследует системы разрывов, образовавшихся в предыдущие подстадии, что отчетливо фиксируется на структурных диаграммах элементов залегания жил. Однако в это время формируются и новые сопряженные системы, главным образом на участках, где пространственная ориентировка вновь возникшего палеотектонического поля напряжений существенно (более чем на 60—70°) отличается от существовавшего ранее (Вторая Юго-Западная и Быструшинская залежи). Так, преобладающая ориентировка колеблется от северо-западной до северо-северо-восточной, а углы наклона от 20 до 50°.

Барит-полиметаллическая подстадия охватывает период времени, в течение которого формировались известные, детально описанные в литературе рудоносные купола (Проблемы генезиса..., 1977). Структурно-петрофизические диаграммы ориентиро-

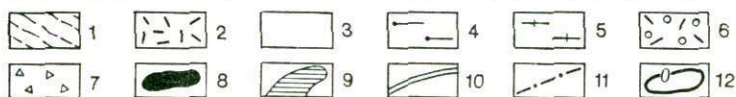
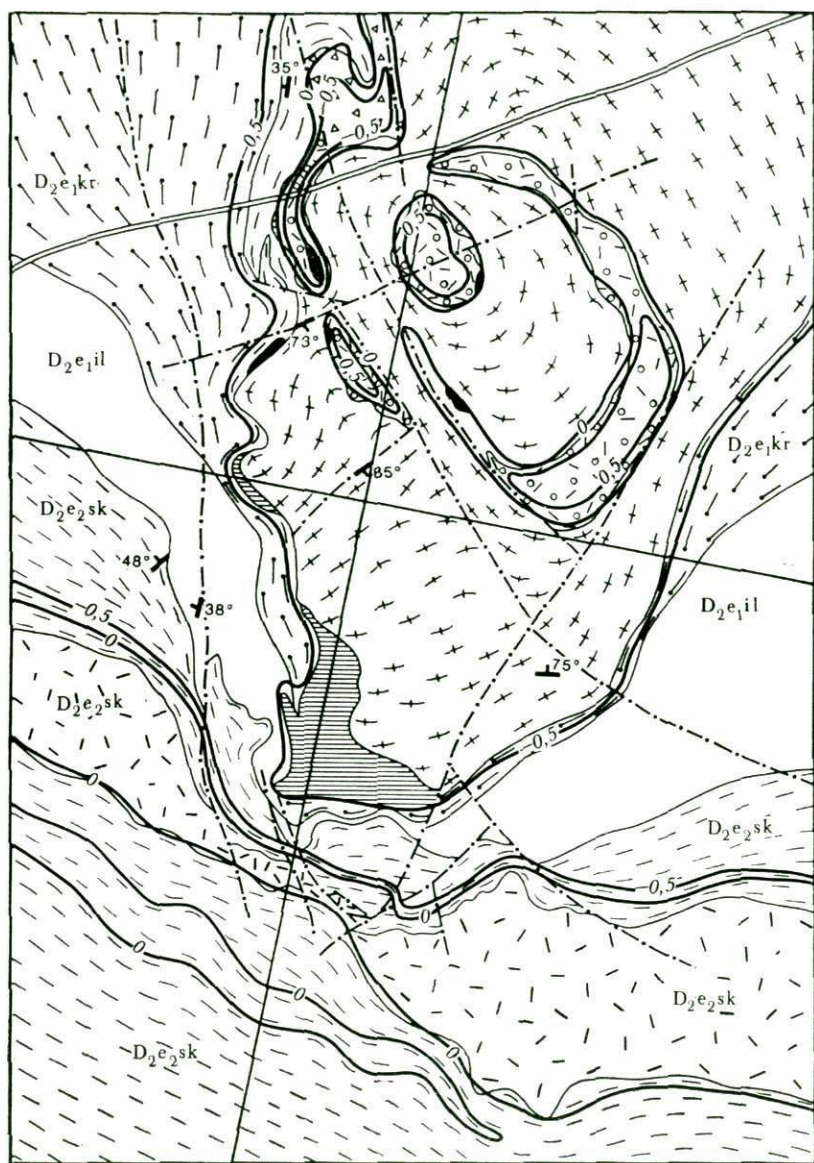


Рис. 23. План изолинии $K_{ПК}$ Андреевского карьера:
 1 — алевролиты, аргиллиты; 2 — липаритовые порфиры; 3 — туфы и туффиты среднего состава; 4 — известковистые алевролиты; 5 — кремнистые алевролиты; 6 — туфы кислого состава, грубообломочные; 7 — тектонические брекчии; 8 — сплошные рудные тела; 9 — кварц-баритовые образования; 10 — дайки диабазов; 11 — разломы; 12 — изолинии равных значений $K_{ПК}$

ванных образцов пород, слагающих боковые части одного из куполов в Андреевском карьере, дают возможность ориентировочно наметить фрагмент палеотектонического поля напряжений во время его формирования. Интересно отметить своеобразное положение (под углами $40-60^\circ$ соответственно к западу и востоку) сжимающих усилий и северо-северо-западное близгоризонтальное положение растягивающих усилий в разрезе, ориентированном в восточно-северо-восточном направлении. Цепочки подобных куполов венчают осевые зоны конседиментационных антиклинальных структур. Наряду с простыми куполами имеются двухъярусные грибообразные сооружения (район Второй Юго-Западной, Перспективной и Центральной залежей). Повсеместно наблюдается диапиритизация ими более пластичных алевролитов крюковской свиты. Мощность экструзивно-лававого тела липаритовых порфиров на участке Риддер-Сокольного месторождения над кварц-баритовыми куполами сокращается. Всюду в основании и на крыльях купольных структур широкими шлейфами развиты тектонические брекчии, интенсивно переработанные гидротермально-метасоматическими процессами. В этих брекчиях устанавливается многократное дробление с последовательной цементацией обломков гидротермальными образованиями более поздних генераций: кварц-баритовой, кварц-карбонат-сульфидной, кварц-анкеритовой, поздней пиритовой (колломорфный агрегат).

По мнению авторов, кварц-баритовые купола возникли в результате прорывов напорных концентрированных гидротермальных растворов, которые, естественно, использовали уже существовавшие к этому времени конседиментационные брахиантиклинальные структуры. Следами подобных гидродинамических прорывов являются наблюдаемые в корневых зонах куполов и по их периферии жильные системы и тела, как правило, интенсивно гидротермально переработанных брекчий, которые называют эруптивными (Тащина, Чепрасов, 1965). Детальное картирование морфологии залежей брекчий позволяет установить, что это гетерогенные тела. Под термином «эруптивные брекчии» обычно объединяют линзы конгломератов, тектонические брекчии, жилообразные тела выдавливания конгломератов по трещинам в более высокие горизонты и незначительно развитые собственно эруптивные брекчии. Детальные эксплуатационные работы, особенно на Центральной залежи, позволяют установить, что, несмотря на локальные неровности контактов брекчий, и то исключительно кровли залежей, они имеют линзовидную форму. В разрезе месторождений имеется серия подобных пологозалегающих тел.

В синвулканический этап формировались вулканогенно-осадочные слоистые полиметаллические руды (Щерба, 1968; Покровская, Ковриго, 1970).

Подстадия поздних кварцевых жил завершает синвулканический этап. В это время сохраняется в целом характерная для всего этапа северо-восточная ориентировка сжимающих усилий.

Однако, в отличие от предыдущих подстадий, растягивающие и сжимающие усилия располагаются близгоризонтально. Наблюдения в карьере, подземных выработках и на поверхности показывают, что тектонический режим в этот период был достаточно стабилен и привел к образованию одной сопряженной системы трещин скола, выполненных безрудным кварцем.

Сининтрузивный этап. Следующим крупным этапом в истории формирования современной структуры рудного поля является внедрение в среднедевонские толщи интрузий змеиногорского комплекса. Изучение структурно-петрофизических особенностей развитых вдоль северной и южной границ рудного поля интрузивных образований позволило предварительно наметить три стадии в их становлении: 1) прототектоническую; 2) дайковую; 3) постинтрузивную, гидротермальную.

Прототектоническая стадия характеризуется очень сложным палеотектоническим полем напряжений, не только различающимся для Сияюшинского и Ивановского массивов, но и сильно варьирующим в пределах каждого из них. Ориентировочно наблюдаются преобладающие северо-восточные и субширотные направления сжимающих усилий, наклоненных в среднем на $25-40^\circ$ на запад либо юго-запад, а растягивающие усилия преимущественно субширотные и наклонены на $30-40^\circ$ к востоку.

Дайковая стадия выделена на основании изучения сопряженных систем даек различного состава, широко развитых в зонах эндо- и экзоконтактов интрузий. Среди них по составу выделяют дайки мелкозернистых гранит-порфиров, аплитов, микрогранитов, флюидалных гранофиоров, габбро, габбро-диабазов и базальтовых порфиритов. Не останавливаясь на подробном структурном анализе всего дайкового комплекса, ибо это выходит за пределы данного исследования, можно отметить, что тектонические режимы, существовавшие в период образования всех названных выше типов были довольно близки. Для них характерно устойчивое близгоризонтальное юго-восточное направление сжатия и северо-восточное — растягивающих усилий. Отмеченное поле напряжений не имеет аналогов в более поздних стадиях и этапах, проявившихся на данной территории, но соответствующие ему сопряженные системы неминерализованных трещин скола установлены в породах и рудах в Андреевском карьере и на Заводской залежи.

Гидротермальная стадия активно проявилась в зоне контакта Сияюшинского гранодиоритового массива и привела к образованию значительных ореолов интенсивно метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных девонских образований, аналогичных описанным для Кедровско-Бутачихинской зоны (Авдонин и др., 1975). Здесь часто встречаются актинолит-кварц-эпидотовые, хлорит-эпидот-кварцевые породы, кроме того, в изобилии встречаются прожилки кварца и эпидота. В зоне эндоконтакта (гора Круглая) среди гранитов и гранодиоритов встречаются

значительные блоки (десятки и сотни метров) девонских вулканогенно-осадочных пород, в частности, западный склон горы Круглой сложен почти полностью флюидальными липаритовыми порфирами. Детальное картирование участка рудного поля севернее Ильинского месторождения и структурно-тектонифизический анализ развитых здесь разрывов и складок позволили выделить среди метаморфизованных пород толщи, соответствующие отложениям крюковской, ильинской и сокольной свит рудного поля и установить, что образование плейчатости в метаморфических породах и систем трещин, выполненных кварцем и эпидотом, происходило в условиях, когда сжимающие усилия были ориентированы в субширотном, а растягивающие — в субмеридиональном направлениях. На участке, расположенном южнее Каменного карьера, максимальное сжатие ориентировано в северо-западном направлении. Близкое поле направлений восстанавливается по сопряженным трещинам скола, выполненным кварцем и карбонатом в районе Заводской залежи.

Постинтрузивный этап наиболее активно проявился по северной периферии рудного поля. В это время произошло образование Северного надвига и сопутствующее ему расщепление. Палеотектоническое поле напряжений, реконструированное по хорошо проявленным сопряженным системам трещин скола (фактически две системы расщепления), пересекающих сплошные метаморфические образования и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (район урочища Чашино), показывает субмеридиональное близгоризонтальное направление сжимающих усилий и широтное под углами 30—40° растягивающих усилий. Трещины скола, соответствующие подобному полю напряжений, установлены также в дайках и вулканогенно-осадочных породах рудного поля (рис. 21).

Глава 13

ТИШИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Тишинское рудное поле (Попов, 1968; Маньков, 1969; Яковлев и др., 1973; и др.) расположено в центральной части Кедровско-Бутачихинской рудоносной зоны, которая представляет собой узкую полосу вулканогенно-осадочных пород среднедевонского возраста, слагающих юго-западное крыло Спешюшинского антиклинория. В ядре антиклинория обнажаются гранитоиды нижнекаменноугольного или верхнепалеозойского зменногорского комплекса, прорывающие породы метаморфической толщи (кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-эпидот-актинолитовые сланцы и др.).

Среди вулканогенно-осадочных отложений среднего девона в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны выделены следующие свиты: 1) крюковская, образованная песчаниками и алевролитами, туфогенными, известковистыми образованиями и др.; 2) ильин-

ская, сложенная липаритовыми порфирами, андезит-базальтовыми порфиритами, разнообразными по составу туфами, туффитами, лавовыми брекчиями, а также известковистыми алевролитами и другими породами с признаками краснокаменных изменений; в основании свиты залегает прерывистый горизонт кварцевых конгломератов; 3) успенская, состав которой определяется преимущественным развитием эффузивных и пирокластических образований липаритового и липарит-дацитового состава. Выше залегает алевролиты шипуновской свиты, в нижней части которой встречаются вулканогенные породы кислого состава.

Магматические комплексы. Вулканогенные образования девонского возраста составляют единую раннегеосинклинальную контрастную базальт-липаритовую формацию, которая подразделяется авторами на несколько магматических комплексов.

Эйфельский базальт-липаритовый комплекс представлен породами крюковской и пльинской свит, сложен кислыми и основными вулканитами примерно в равных количествах. Липаритовые порфиры формируют потоки и экструзивные тела, их туфы образуют накопления, резко увеличивающиеся по мощности вблизи вулканических центров. Потоки базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов имеют небольшое развитие в центральной части рудного поля. Широким распространением пользуются пирокластические образования — крупнообломочные, бомбовые и глыбовые туфы основного и смешанного состава. Одинаковое стратиграфическое положение потоков липаритовых порфиров и андезит-базальтовых порфиритов, переслаивание их, наличие смешанных туфов, содержащих обломки лав кислого и основного состава, свидетельствуют об одновременном проявлении кислых и основных излияний.

Позднеэйфельско-живетский липаритовый комплекс состоит из вулканитов успенской и низов шипуновской свит. Комплекс характеризуется довольно однородным составом и строением — сложен преимущественно кислыми эффузивами. Вблизи вулканических центров мощность потоков и экструзивных тел значительно увеличивается, позышается роль лавовых брекчий, игнибритоподобных пород и крупнообломочных туфов. Между вулканическими сооружениями отлагаются мелко- и тонкообломочные туфы, осадочные и вулканогенно-осадочные породы: глинистые, кремнистые сланцы, туфогенные песчаники и алевролиты, фациально-замещающие и перекрывающие вулканиты.

Среднедевонские субвулканические образования представлены телами неправильной формы, размером до 1 км при мощности 3 м. Они сложены породами различного состава: липаритовыми и дацитовыми порфирами, андезитовыми и базальтовыми порфиритами. Эти субвулканические породы принадлежат к ранней группе и поэтому близки к эффузивным аналогам по петрографическим и петрохимическим свойствам. Они завершают деятельность отдельных ритмов и входят в состав соответствующей

щих эффузивных комплексов. Взаимоотношения с рудными процессами свидетельствуют об их дорудном происхождении.

Верхнедевонский субвулканический комплекс представлен телами кислого и основного состава. Липаритовые, липарит-дацитовые порфиры и их автомагматические брекчии слагают дайки и тела неправильной формы (300—500 м). Они образуют скопления тел (узлы, пучки) в центральных частях вулканических сооружений. Породы характеризуются крупнопорфировым строением, столбчатой отдельностью и наличием приконтактовых изменений. В эндоконтактах они становятся флюидальными, брекчиевидными и мелкопорфировыми. В экзоконтактовых зонах развивается слабое окварцевание пород. Вследствие характерного облика и состава липаритовых порфиров преобладающей роли калия среди щелочей, повышенного содержания летучих компонентов, фиксируемых аксессуарными минералами, они выделены во флюид-порфировый комплекс (Яковлев, Яковлева, 1973).

Диабазы, базальтовые и андезит-базальтовые порфириты слагают пластообразные согласные залежи, а также секущие дайкообразные тела размером 0,5—1 км при мощности 50—100 м. Приконтактовые изменения в них незначительны, выражаются образованием маломощной зоны закалки. Породы нередко интенсивно рассланцованы, на рудных участках подвергаются гидротермальным изменениям: окварцеванию, серицитизации и пиритизации. Геологический возраст субвулканических тел определяется тем, что они прорывают отложения среднего и низы верхнего девона, проявляют комагматичность с эффузивами и являются определенно более древними, чем гипабиссальные интрузии габброидов, так как на горах Острухе и Габриэль наблюдаются пересечения субвулканических липаритовых порфиров телами габбро-диабазов. Следовательно, субвулканические породы определяются девонским возрастом и относятся к поздней группе, завершающей вулканическую деятельность формации.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный гипабиссальный комплекс состоит из сравнительно крупных тел габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов (по простиранию до 2 км, мощность 200—250 м), образующих протяженные пояса северо-западного направления. Породы массивные, крупнозернистые, только в эндоконтактовых зонах наблюдаются мелкозернистые разности. Экзоконтактовые изменения выражаются образованием ореолов биотитовых роговиков. Габброиды являются определенно пострудными, так как не изменены гидротермальными процессами. На рудных участках они оказывают контактное воздействие на околорудно измененные кварц-серицитовые породы, вызывая их биотитизацию и перекристаллизацию. Верхняя возрастная граница их точно не установлена. Однако, судя по намечающейся комагматичности их с диабазами субвулканической и эффузивной фаций, можно предполагать верхнедевонско-нижнекаменноугольный возраст.

На основании петрохимических наблюдений вулканитов эффузивной, жерловой и субвулканической фаций среднедевонской базальт-диаритовой формации в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны четко устанавливается принадлежность их к нормальному известково-щелочному ряду. На диаграмме Заварицкого фигуративные точки эффузивных пород образуют непрерывный ряд с некоторым сгущением в области кислых и основных разностей. Этот ряд располагается между вариационной линией известково-щелочного типа и фемической осью. Отмеченные признаки свидетельствуют о развитии пород различной кислотности с небольшим количеством разностей среднего состава о нормальном или несколько пониженном содержании в них полевошпатовой извести и щелочей. Эффузивные породы разделены по кислотности на две группы: кислые и основные породы. Векторы кислых эффузивов образуют скопление, ближе всего располагающееся к вектору среднего дацита по Дели. Однако высокое содержание в них кремнекислоты (70—78%) и петрографический облик (фельзитовые, аллотриноморфнозернистые структуры основной массы при наличии большого количества вкрапленников кварца) свидетельствуют о принадлежности их к диаритовым или диарит-дацитовым разностям. Завышенные значения коэффициента «в» объясняется, по-видимому, вторичными изменениями пород (слабой пиритизацией и карбонатизацией). При пересчетах химических анализов горных пород все количество железа, магния и марганца входит в состав нормативного темноцветного минерала, и тем самым завышается их содержание. Все кислые эффузивы сильно пересыщены глиноземом, отличаются от среднего мирового диарита пониженными содержаниями щелочей, извести и более магнезиальным характером темноцветного минерала.

Эффузивы основного состава широко развиты только в Ильинской свите. Векторы, отображающие химический состав, на диаграмме А. Н. Заварицкого образуют рой в области средних мировых типов — базальта и андезит-базальта. Андезит-базальтовые порфириты изученного района (по среднему содержанию) резко отличаются от базальтовых порфиритов пересыщенностью глиноземом, что свидетельствует о содержании в них слюды в качестве темноцветного минерала. Базальтовые порфириты, по-видимому, имели первичный моноклинный пироксен, в настоящее время замещенный роговой обманкой и хлоритом. Сравнение со средними типами по Дели показывает, что в базальтовых порфиритах Кедровско-Бутачихинской зоны содержится пониженное количество щелочей при нормальном соотношении натрия и калия и достаточно высокое содержание полевошпатовой извести. Андезит-базальтовые порфириты, наоборот, характеризуются пониженным содержанием извести и повышенным — щелочей. По-видимому, в них происходил небольшой вынос кальция при альбитизации полевых шпатов.

Фигуративные точки субвулканических пород образуют на

диаграмме А. Н. Заварицкого непрерывный ряд, располагающийся аналогично эффузивным породам в поле развития нормальных известково-щелочных пород. Векторы, отвечающие субвулканическим породам, сосредоточены на щелочной и известковистой плоскостях вблизи средних мировых типов по Дели или рассеяны между ними и фемической осью. Это свидетельствует о принадлежности изученных субвулканических пород к нормальному известково-щелочному ряду, наличии среди них пород различной кислотности и о нормальном или немного пониженном содержании в них щелочей и полевошпатовой извести. Средние составы субвулканических пород изученного района близки к средним мировым типам по Дели. Особенно четко это устанавливается для субвулканических диабазов и габбро-диабазов, которые по всем петрохимическим параметрам очень близки к среднему базальту. Наблюдается только незначительный недостаток щелочей, который возмещается полевошпатовой известью. По-видимому, диабазы первоначально имели более основной плагиоклаз при общем количестве его, аналогичном среднему типу. Андезит-базальтовые порфиры сильно пересыщены глиноземом, являются слюдосодержащими породами. В них заметно повышено количество щелочей за счет уменьшения полевошпатовой извести, что вызвано альбитизацией полевых шпатов. Вектор, соответствующий среднему составу субвулканических липаритовых порфиров, очень близок таковому эффузивных липаритовых порфиров (Острушинской и Познопаловской вулканических построек). От мирового типа по Дели субвулканические липаритовые порфиры отличаются сильной пересыщенностью глиноземом, магниезиальным характером темноцветной слюды, пониженным содержанием извести и щелочей при незначительном преобладании натрия над калием. Приведенный анализ химического состава пород показывает, что субвулканические и эффузивные породы Тишинского рудного поля обладают близкими петрохимическими свойствами. Это свидетельствует об их комагматичности и принадлежности к единой петрографической кали-натровой серии.

Вулкано-тектонические структуры. В целом Кедровско-Бутахинская зона представляет собой крупную линзу вулканогенно-осадочных пород, заключенную между метаморфизованными породами предположительно нижнего — среднего девона и осадочными отложениями шипуновской свиты позднеживетского возраста. Породы, слагающие зону, залегают круто, почти вертикально. Максимальная мощность вулканогенных пород ильинской и успенской свит характерна для центральной части зоны, тогда как на северо-западе и юго-востоке зоны наблюдается резкое уменьшение мощностей свит и почти полное выклинивание вулканогенных частей разреза. Палеовулканический анализ позволил выявить определенные закономерности в строении зоны.

Характер распределения фаций вулканогенных пород среднедевонского возраста (ильинской и успенской свит) при законо-

мерном уменьшении мощностей этих образований от центральной части зоны к периферии позволяет выделить здесь крупную вулканическую структуру — Бутачихинский стратовулкан. Он характеризуется длительным формированием и сложным строением. В его составе отчетливо выделяются более мелкие последовательно сформированные вулканические сооружения кислого и основного состава. Как правило, это сравнительно небольшие по масштабам вулканы центрального типа и экструзивно-субвулканические аппараты, иногда сильноэродированные. Некоторые из них (Козлушинский и Литвиновский) имеют довольно простое строение, представляя собой, по существу, экструзивные купола. Другие характеризуются сложным строением, обусловленным многократными последовательными формированиями экструзивных и субвулканических образований. Наиболее крупные сооружения (Острушинский вулкан) представляют собой реликты захороненных построек типа стратовулканов. Совокупность всех этих образований, концентрация и относительная величина построек возрастают в центральной части Кедровско-Бутачихинской зоны и образует сложное длительное формировавшееся сооружение — Бутачихинский вулкан. Особенности формирования этого сооружения на разных стадиях его развития, миграция центров максимальной вулканической активности, вызванной сложной тектонической обстановкой, и обусловленная этими причинами фациальная неоднородность различных частей рассматриваемой территории позволили установить, что Кедровско-Бутачихинская зона характеризуется блоковым строением. В ее пределах выделено пять структурно-фациальных (вулкано-тектонических) блоков: Таловский, Черемшанский, Острушинский, Центральный (Тишинское рудное поле) и Юго-Восточный. Каждый из этих блоков характеризуется определенным набором фаций и мощностей развитых в его пределах вулканогенно-осадочных образований. Блоки отделены один от другого разломами субширотного и северо-восточного направлений, имеющими конседиментационное заложение и впоследствии неоднократно подновляющиеся. Каждый из этих блоков характеризуется приуроченностью к нему одного или нескольких из числа названных выше вулканических сооружений.

В пределах Тишинского рудного поля в толщах ильинской и успенской свит выделены три такие вулканические постройки: Познопаловская, Сигнальная и Козлушинская (рис. 24).

Познопаловское вулканическое сооружение является наиболее крупным и сложным продуктом вулканической деятельности преимущественно диаритового состава. Слагающие его породы прослеживаются по простиранию более чем на 5 км. Познопаловский стратовулкан начал формироваться в форме вулканической постройки центрального типа с раннеэфельского времени на песчаниках и алевропесчаниках крюковской свиты. В центральной наиболее мощной и сложнопостроенной части широким развитием

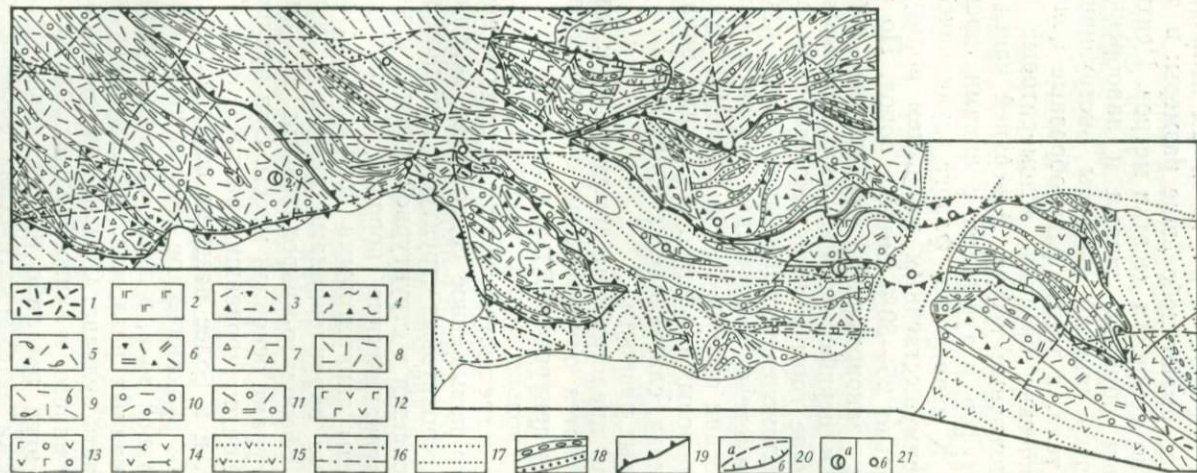


Рис. 24. Палеовулканическая схема Тишинского рудного поля:

1—2 — субвулканическая фация: 1 — липаритовые порфиры, 2 — андезит-базальтовые порфириты; 3—6 — экструзивная фация: 3 — липаритовые порфиры, 4 — флюидальные ликвированные липаритовые порфиры и игнимбриты, 5 — лавовые брекчии, 6 — дацит-липаритовые порфиры; 7 — грубообломочные туфы околосредовой зоны; 8—13 — группа фаций промежуточной зоны: 8 — липаритовые порфиры, 9 — лавовые брекчии, 10 — туфы липаритовых порфиров, 11 — туфы липарит-дацитовых порфиров, 12 — андезит-базальтовые порфириты, 13 — туфы андезит-базальтовых порфиритов; 14—18 — группа фаций удаленной зоны: 14 — слоистые туфы и туффиты андезит-базальтового состава, 15 — туфопесчаники, туффиты, 16 — алевролиты, туффиты, 17 — известковистые алевролиты, 18 — туфогенные конгломераты и гравелиты; 19 — контуры вулканических сооружений; 20: а — разломы, б — надвиги; 21: а — месторождения: Тишинское 1, Габриэлевское 2, б — рудопоявления

пользуются лавы, лавобрекчии, экструзивные и ранние субвулканические тела кислого состава. В поперечном разрезе отмечается следующая зональность: в нижних частях преобладают разнообломочные туфы липаритовых порфиров с подчиненным количеством лавовых потоков. Последние имеют небольшие размеры: в длину несколько сотен метров и по мощности десятки метров. Центральная часть сложена главным образом лавами и лавобрекчиями липаритовых порфиров, здесь широко развиты экструзивные и ранние субвулканические тела, а также разнообразие обломочные породы (автомагматические брекчии, агломератовые лавы, несортированные грубообломочные туфы). В верхней части наблюдается переслаивание туфов и туффитов с лавами, преобладают лапиллиевые туфы. К западу на фланге вулканического сооружения в разрезе преимущественным развитием пользуются туфы, а лавы слагают только 25—30% объема пород. По обломочности устанавливается закономерное уменьшение размера обломков в направлении к периферической зоне описываемого сооружения. И на меридиане горы Сигнал уже широким развитием пользуются тонкообломочные витрокластические туфы и игнимбриты, а также в заметных количествах туффиты и туфогенные алевролиты. В строении стратовулкана принимают участие лавы и лавобрекчии липаритовых порфиров с мелкими вкрапленниками кварца и плагиноклаза, слагающие не более 10—15% объема породы и их фельзитовые разности.

Субвулканические тела представлены двумя типами: ранним и поздним. Первые образуются одновременно с формированием вулкана и характеризуются приуроченностью к прижерловой зоне. В отличие от лав, они несколько лучше раскристаллизованы, и фельзитовидные разности встречаются только в приконтактной зоне, характерно несколько повышенное содержание вкрапленников и широкое развитие сферолитовых структур в основной массе. Главное же отличие заключается в структурной позиции и морфологии тел. Поздние субвулканические породы распространены ограниченно и представлены липаритовыми порфирами с обильными (40—30%) крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата, гранофировыми, сферолито-микролитовыми и гивидиоморфно-зернистыми структурами основной массы. Они приурочены как к древним разломам, контролировавшим распределение фаций вулканогенных пород, так и к более поздним поствулканическим нарушениям, осложняющим вулканическое сооружение. Подобные тела встречены в прижерловой зоне, в зонах субмеридиональных, субширотных и северо-западных разломов, осложняющих западное крыло и купольную часть вулкана. Обычно это мелкие штоки, дайкообразные тела, реже пласто- и линзообразные залежи. Непосредственно у контактов этих тел либо на некотором удалении от них фиксируются залежи автомагматических брекчий, содержащие обломки вмещающих пород, развитых главным образом на глубоких горизонтах и сцементированных тонкозернистым маг-

матическим материалом. В обломках разнообразной формы и размеров преобладают липаритовые порфиры (лавовые, ранние, поздние субвулканические фации), реже осадочные и вулканогенно-осадочные породы крюковской и ильинской свит.

В строении описываемой вулканической постройки, помимо вулканитов кислого состава, представляющих собой результаты эксплозивной деятельности вулканического очага кислой магмы, значительную роль играют осадочные породы, а также вулканогенно-осадочные и вулканические базальтового и иногда андезитового состава. Кроме того, отмечаются смешанные вулканокластические и вулканогенно-осадочные образования. Фациальный анализ отложений, слагающих Познопаловский стратовулкан, показывает, что породы основного состава являются продуктами деятельности самостоятельных вулканических центров. Наблюдается некоторая асимметрия в составе, мощностях вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований основного и среднего состава, слагающих восточную, центральную и западную части описываемого стратовулкана. Это выражается в широком развитии бомбовых и лапиллиевых туфов и отдельных прослоев лав андезит-базальтового состава в восточной части вулканической постройки, где, таким образом, можно выделить обособленный центр вулканизма основного состава. В западной части постройки присутствуют только туффиты и резко подчиненное количество мелкообломочных туфов, которые тяготеют к другому центру андезит-базальтового вулканизма, располагающемуся в районе горы Сигнал.

Сигнальное вулканическое сооружение формировалось одновременно с Познопаловским и сложено главным образом вулканогенными образованиями андезит-базальтового состава. Его длина (ширина основания) около 1,5 км и ширина (высота) 600—800 м. В центральной части установлены лавовые потоки, имеющие часто брекчиевый облик, бомбовые и лапиллиевые туфы. По периферии постройки развиты туфы средне- и мелкообломочные, и значительную роль играют туффиты среднего состава, туфогенные алевриты и песчаники. Как по периферии, так и в центральных частях постройки значительный объем слагают породы кислого состава, представляющие собой окранные участки Познопаловского стратовулкана. Среди них преобладают литовитрокластические туфы и тонкообломочные туффиты, подчиненную роль играют небольшие пластообразные тела лав и ранних субвулканических тел. Общая картина взаимного распределения фаций вулканогенных пород основного и кислого состава дает основание предполагать существование обособленных центров кислого и основного вулканизма.

Современный эрозионный срез Козлушинского вулканического сооружения обнажил на дневной поверхности часть центрального аппарата, сложенного лавовыми брекчиями липарит-дацитовых порфиров. Здесь откартировано крупное субвулканическое тело,

приуроченное к прижерловой зоне, ориентированное в субмеридиональном направлении. Склоны конуса вулкана сложены потоками флюидальных лав, линзами туфов. В северо-западном и юго-восточном направлениях наблюдается резкая смена фаций, причем, как и в случае рассмотренных ранее более древних структур, эта смена происходит по субмеридиональным разломам. Туфы и лавы липарит-дацитовых порфиров сменяются туффитами кислого состава, туфогенными алевролитами, глинисто-углистыми сланцами. В верхней купольной части вулканической постройки установлены своеобразные брекчии. Цемент их тонкообломочный вулканогенно-осадочный, а обломки представлены вулканическими бомбами и лапидлями. Встречаются угловатые обломки осадочных пород. В основании Козлушинского вулкана залегают линзовидные, пластообразные тела поздних крупнокварцевых субвулканических липаритовых порфиров. Склоны вулкана достаточно крутые, угол наклона 35° .

Острушинское вулканическое сооружение расположено в западной части рудного поля, а также в пределах развития отложенной успешной свиты. В сводовой части ее широким распространением пользуются породы околожерловых фаций: бомбовые, и глыбовые туфы липаритовых порфиров, лавовые брекчии. К этим же участкам приурочены скопления спекшихся игнимбритоподобных туфов, встречаются реликты пемзовых потоков. На склонах этой постройки развиты туффиты, ближе к сводовой части они представлены глыбовыми разностями, а по мере удаления сменяются крупно- и среднеобломочными разностями.

Рудные тела Тишинского месторождения, открытого в 1958 г. (Г. Ф. Яковлев и др.) и разведанного залегают среди лав и туфов андезит-базальтового состава верхних горизонтов ильинской свиты и осадочно-вулканогенных образований нижней подсвиты успешской свиты. Месторождение претерпело длительную и многоэтапную историю развития, что привело к сложному его строению. Рудовмещающие толщи характеризуются крутым падением пластов, опрокинутым залеганием и интенсивной дислоцированностью. В карьере и подземных выработках наблюдаются многочисленные факты, свидетельствующие о том, что руды подвергались деформации и участвовали в складчатости.

Главное рудное тело представляет собой вытянутую в субширотном направлении пластообразную залежь вкрапленных и массивных руд, характеризующуюся согласным залеганием с вмещающими породами. Рудному телу свойственно резкое преобладание длины по простиранию над средней мощностью, наличие пережимов и раздувов мощности по простиранию и падению (см. рис. 11). В пределах рудного тела, по данным А. И. Кателенца (1971), выделяются три рудных столба: Центральный, Восточный и Западный. По падению отмечается уменьшение мощности рудного тела и расчленение его на субпараллельные ветви. Отчетливо проявлено западное склонение рудного тела. По минераль-

ному составу выделяются серноколчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды, сплошные и прожилково-вкрапленные. По текстурно-структурным особенностям они весьма разнообразны: наблюдаются полосчатая, массивная, гнездовая и брекчиевидная текстуры. Большой интерес для выяснения генезиса месторождения представляют ритмично-полосчатые руды, приуроченные к выклинкам рудного тела и по ряду признаков сходные с гидротермально-осадочными рудами Второй Риддерской залежи.

Вторым по важности рудным объектом Тишинского рудного поля является Габриэлевское месторождение. Оно располагается вблизи разлома, разделяющего Центральный и Острушинский структурно-фациальные блоки. Рудные тела месторождения залегают в отложениях успенской свиты, которые надвинуты по Габриэлевскому надвигу на флишондную толщу аргиллитов, алевролитов и песчаников шипуновской свиты. Рудные тела залегают почти вертикально, имея форму маломощных пластовых залежей, в общем согласных с вмещающими породами и приуроченных к зоне разлома северо-западного простирания. Этот разлом, возможно, сопрягался с древним разломом, ограничивающим Острушинский структурно-фациальный блок, но в результате последующих усложнений структуры смещен по сравнительно молодому Габриэлевскому надвигу. Выделяются три типа руд: колчеданные, которыми сложено большинство рудных тел, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические. Для рудного тела и рудной зоны в целом отмечается обратная вертикальная зональность, проявленная в уменьшении содержания меди и увеличении содержания цинка и свинца с глубиной. Отмечается также зональность по мощности рудного тела, которая заключается в постепенной смене серноколчеданных руд медноколчеданными и медно-цинково-колчеданными, слагающими центральную часть рудного тела. Рудообразование на Габриэлевском месторождении происходило, по-видимому, в позднюю стадию синвулканического этапа после деформации ранних вулканических структур, обновления ранних разломов и образования локальных зон расланцевания. В поствулканический этап все руды на Габриэлевском месторождении претерпели интенсивный динамометаморфизм и контактовое воздействие габброидов верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса.

Этапы формирования структуры рудного поля. Тишинское рудное поле сформировалось в два этапа (синвулканический и поствулканический), каждый из которых, в свою очередь, разделяется на ряд стадий.

В синвулканический этап реставрация древней вулканической структуры особенно сложно и дискуссионно в сильнометаморфизованных и дислоцированных отложениях Кедровско-Бутачихинской зоны. Однако авторами намечены основные элементы этой структуры и ее последовательные изменения (рис. 25). Ранняя стадия

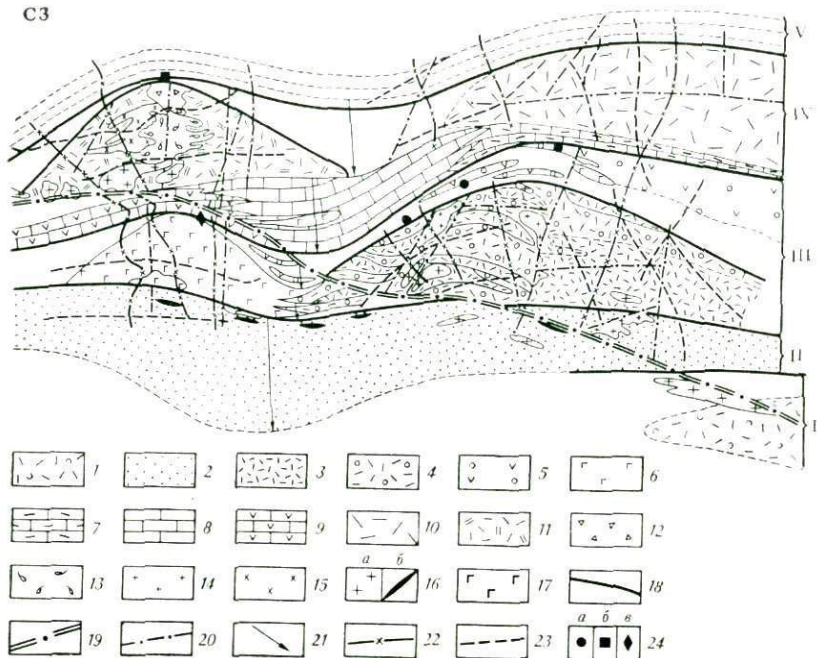


Рис. 25. Реконструированный схематический палеоструктурный разрез через центральную часть Тишинского рудного поля для ранневулканических стадий синвулканического этапа:

1 — бомбовые туфы липаритовых порфиров; 2 — песчаники; 3 — вулканогенные образования липаритового состава; 4 — грубообломочные несортированные туфы липаритовых порфиров (прижерловая фация); 5 — туфы и туффиты среднего состава; 6 — туфы и брекчии основного состава (прижерловая фация); 7 — известковистые алевролиты с прослоями туффитов кислого состава; 8 — известковистые алевролиты с прослоями глинистых сланцев; 9 — переслаивание алевролитов и туффитов среднего состава; 10—11 — соответственно лавы липаритовых и липарит-дацитовых порфиров; 12 — вулканогенно-осадочные брекчии; 13 — лавовые брекчии прижерловой фации; 14—17 — субвулканические тела соответственно ранние: 14 — липаритовых и 15 — липарит-дацитовых порфиров; поздние: 16 — липаритовых порфиров; а — показанные в масштабе, б — вне масштаба, 17 — основного состава; 18 — границы свит; 19 — синвулканический разлом; 20 — разломы, 21 — ось прогиба, разделяющего Познопаловское и Сигнальное сооружения; 22—23 — оси главных нормальных напряжений; 22 — минимальных, 23 — максимальных; 24 — рудная минерализация: а — полиметаллическая, б — сериоколчеданная, в — гематит-магнетитовая. I—V — свиты; I — ленингорская, II — крюковская; III — ильинская; IV — успенская; V — шипуновская

охватывает период образования вулканогенно-осадочных отложений ленинградской, крюковской, ильинской, успешской и шишунинской свит Эйфель-живетского возраста, протекавший в обстановке дифференцированных нисходящих движений. В эту стадию последовательно сформировались вулканические сооружения (Познопаловское, Сигнальная, Козлушинская) и разделяющие их синвулканические синклинали. По образовавшимся в это время разломам и системам трещин скола, заполненным прожилками халцедоновидного кварца, были построены палеотектонические поля напряжений по методике М. В. Гзовского. Намечается близгоризонтальное, согласное со слоистостью направление главной нормальной оси напряжений, субвертикальная ориентировка максимального сжимающего усилия и несколько наклоненная к подошве вулканических сооружений в разрезе в форме веера ориентировка растягивающих усилий. В эту же стадию происходили активные движения по широтному крутопадающему разлому, находившемуся на севере рудного поля и контролировавшему вулканическую деятельность среднедевонского времени.

Поздняя стадия охватывает заключительный период синвулканического этапа и характеризуется активными тектоническими подвижками. Она подразделяется на ряд подстадий, последовательно усложнивших вулканическую структуру. Первая подстадия представлена складчатыми структурами, сформировавшимися синхронно осадконакоплению в приповерхностных условиях. Обычно это небольшие складки поперечного изгиба с горизонтально ориентированными шарнирами в связи с блоковыми вертикальными движениями, мелкие складки гравитационного оползания, синвулканические разрывы и структуры локальных проседаний. Они развиты в периферических участках палеовулканических сооружений (Познопаловского и Козлушинского). Наблюдается тенденция в затухании интенсивности тектонических деформаций к верхам разреза синхронно ослаблению вулканической активности. Вторая подстадия отмечается становлением поздних субвулканических тел кислого состава, штокообразной, пластовой, грибообразной и дайкообразной формы, приуроченных к субширотным и субмеридиональным разломам и развитых в пределах древних вулканических сооружений. Третья подстадия характеризуется активным проявлением и завершением тектонических процессов, сопровождавшихся гидротермальной деятельностью, генетически связанной с вулканизмом. В это время формируются узкие, локальные зоны кварц-серицитовых сланцев, приуроченные к субширотным разломам, а также повсеместно развитые системы кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жил и прожилков. Тектоно-физический анализ этих нарушений позволил установить, что на фоне в целом круто ориентированных сжимающих усилий и близгоризонтальных промежуточных и растягивающих вблизи субмеридиональных конседиментационных (синвулканических) разломов в надкурольной части палеовулканов тектоническое поле

заметно искажалось. Это создавало благоприятные условия для формирования полостей отслаивания в гетерогенной слоистой серии, особенно на контактах осадочных пород и лавовых образований, а также внутри осадочных пачек на границах прослоев, различающихся по упругопрочностным характеристикам.

Поствулканический этап по времени совпадает с орогенным и посторогенным периодом развития района. Ранняя его стадия характеризовалась региональной трансформацией пологой синвулканической структуры в крутопадающую, участками с опрокинутым залеганием. Моноклираль под влиянием внедрившихся в это время интрузий зменногогорского комплекса была рассечена системой трещин скалывания, которые пересекают не только все развитые на рудном поле породы и руды, но также и рассланцованные породы. Морфологически они выражены серией довольно редко расположенных трещин большой протяженности с очень ровной поверхностью. Среди них наиболее широко и повсеместно развита система пологих трещин, наблюдающихся во всех обнажениях. Встречаются также диагональные системы трещин, в большей или меньшей степени наклоненные к горизонту. Реставрация тектонического поля напряжения этой стадии свидетельствует о многоэтапности формирования описываемых трещин. При этом намечается тенденция к выделению двух основных направлений ориентировки тектонических напряжений. Одно поле палеотектонических напряжений имеет устойчивую субмеридиональную ориентировку главных сжимающих усилий. Оно достаточно однородно в пределах рудного поля, несмотря на имеющиеся локальные искажения. Вторая система тектонических напряжений ориентирована перпендикулярно первой. Оси максимальных сжимающих напряжений направлены почти широтно (рис. 26).

Локализация колчеданно-полиметаллических месторождений.

Сформированные в синвулканический этап структурные элементы, являющиеся частями описанной вулкано-тектонической структуры Тишинского рудного поля, определили пути движения гидротермальных рудных растворов и условия локализации рудных тел. Все известные месторождения и рудопроявления рудного поля закономерно располагаются по отношению к палеовулканическим сооружениям и по их структурной позиции разделяются на три типа: 1) внутри вулканических построек; 2) вблизи контакта построек с перекрывающими их осадочными толщами; 3) в слоистых толщах, захороняющих палеовулканические сооружения.

Оруденение в вулканических сооружениях. Примером данного типа является Габриэлевское месторождение, приуроченное к восточному флангу Острушинского палеовулкана (см. рис. 24) и залегающие в лавах и туфах прижерловой фации. Околорудные гидротермальные изменения представлены окварцеванием и серицитизацией. Рудная минерализация контролировалась субширотными крутопадающими разломами. Оруденение медноколчеданное, эпигенетическое, многостадийное (колчедан-

ная, медноколчеданная, полиметаллическая стадии). Пириты серноколчеданной стадии характеризуются повышенным содержанием изотопа S^{34} (в среднем до 5‰) по сравнению с более поздними пиритами, ассоциирующими с сульфидами меди и цинка, для

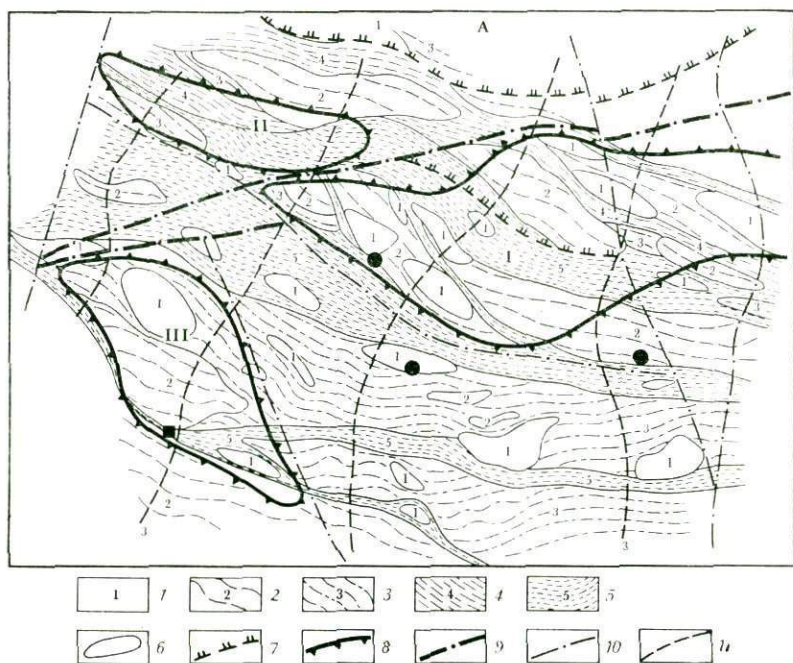


Рис. 26. Палеотектоническое поле напряжений для стадии регионального расщепления:

1—6 — тектоническая характеристика пород: 1 — массивные без макроскопически наблюдаемых следов расщепления, 2 — с повышенной трещиноватостью, согласной с общим планом расщепления, 3 — слабо-расщепленные, с отчетливо сохранившимися первичными текстурно-структурными особенностями, 4 — расщепленные, первичный облик устанавливается только под микроскопом, 5 — динамометаморфические сланцы с редкими реликтами первичных пород, 6 — границы блоков пород, расщепленных в разной степени; 7 — надвиги; 8 — контуры вулканических сооружений; 9 — крупные синвулканические разломы; 10 — мелкие разломы; 11 — направление сжимающих усилий

которых изотоп S^{34} составляет 2—3‰. Рудные тела имеют форму уплощенных крутопадающих линз и жилеобразных тел, сложенных главным образом густо вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами.

Оруденение, локализованное в зоне контакта вулканических сооружений с перекрывающими осадочными толщами. К этому типу относятся

Козлушинское, Глазковское рудопроявления и, возможно, северо-западная залежь Тишинского месторождения. Рудная минерализация по составу варьирует в широком диапазоне, от серноколчеданной (Козлушинское рудопроявление) до колчеданно-полиметаллической (Ульбинское рудопроявление). Оруденение связано с линзами халцедоновидных кварцитов, являющихся продуктом сольфатарной деятельности. Для пиритов с Козлушинского рудопроявления характерна сера биогенной природы (средний дефицит изотопа S^{34} составляет 10,1‰).

Оруденение в слоистых толщах, захороняющих палеовулканическое сооружение, представлено основной залежью Тишинского месторождения, которая расположена на границе ильинской и успенской свит, в толще туфогенных известковистых алевролитов и аргиллитов и туфитов среднего состава. Месторождение приурочено к участку пересечения субширотного разлома с древним конседиментационным (синвулканическим) Западно-Маячным разломом. Основная рудная залежь имеет в целом форму плоской, почти вертикально залегающей линзы, простирающейся в широтном направлении и резко выклинивающейся по Западно-Маячному разлому на восточном фланге. Наблюдается широкий ореол гидротермально измененных пород со стороны лежащего бока (к северу), представленный главным образом хлоритизированными, серицитизированными и окварцованными образованиями. Характерно, что эндогенные геохимические ореолы так же, как и ореол гидротермально измененных пород, ориентированы в субмеридиональном направлении, вдоль Западно-Маячного разлома. Месторождение расположено в надкупольной части Познопаловского палеовулканического сооружения. Вблизи рудных тел, в зоне рудоконтролирующего разлома, фиксируются небольшие штоки и линзы поздних субвулканических тел крупнокварцевых липаритовых порфиров. Руды представлены сплошным и прожилково-вкрапленным типом с колчеданно-полиметаллическим составом. Наряду с метасоматическими рудными образованиями устанавливаются залежи заполнения полостей отслаивания и приоткрывающихся трещин. Реконструкция палеотектонических полей напряжений, проведенная по сопряженным трещинам скола, складкам и зонам плейчатости, сформировавшимся в предрудное и интрудное время, показывает резкий изгиб и разворот главных нормальных осей напряжений, что способствовало созданию в надкупольной части стратовулкана полостей отслаивания и благоприятствовало приоткрыванию внутрислойных трещин.

Структурно-петрофизический анализ ориентированных образцов из сплошных массивных руд показал, что в руде выделяются два отчетливых направления анизотропии упругих свойств. Одно отражает линейность отложения (полосчатость, ритмичность состава и строения, прослой нерудного и др.) и ориентировано по азимуту 240—250°. Второе характеризует пострудный динамоме-

таморфизм и имеет явно деформационную природу. Оно ориентировано по азимуту 320—340°. Кроме того, как внутри рудных тел, так и на их контактах фиксируются локальные зоны дробления, разлистования и будинажа. В рудах месторождения наиболее обогащены тяжелым изотопом серы ранние пириты из вкрапленности в метасоматитах (в среднем до 3,5‰), меньше в пиритах из массивных медноколчеданных руд и полиметаллических руд (в среднем около 2‰). Все это свидетельствует о гидротермально-метасоматическом генезисе и древнем девонском возрасте главной массы колчеданно-полиметаллических руд Тишинского месторождения.

Анализ геологических предпосылок и поисковых признаков, получивших отражение на прогнозной карте Тишинского рудного поля, показывает перспективность его на поиски новых рудных залежей и продолжения рудных тел Тишинского месторождения на глубину (западный фланг).

Глава 14

ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЛОУБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Интенсивное проведение в последнее десятилетие поисково-разведочных работ на рудных полях Белоубинского синклинория привело к открытию ряда новых рудных объектов в Лениногорском районе. Получен новый большой фактический материал о связи оруденения с девонским вулканизмом, установлены разнообразные процессы послерудных преобразований. В данной главе рассматриваются принципы выделения вулканогенных руд и характер их последующих преобразований на примере Гусляковского, Стрежанского, Шубинского и Старковского месторождений (Демин и др., 1976; Золотарев, 1976; и др.).

Указанные месторождения расположены в северо-западной части Белоубинского синклинория. Они залегают в крутонадающих вулканогенных толщах преимущественно кислого состава и характеризуются вулканогенно-осадочным типом рудовмещающего разреза, переходным к нормально-осадочному типу вышележащих пород, и одним стратиграфическим уровнем. Геосинклинальные образования представлены контрастной базальт-лишаритовой (успенская свита) и песчано-сланцевой (большереченская и белоубинская свиты среднего-верхнего девона) формациями, которые слагают здесь Листвяжную синклиналь, унаследовавшую одноименную вулкано-тектоническую депрессию. Месторождения приурочены к зоне перехода от одной формации к другой, что отвечает верхней части разреза верхнеэфельской-нижнеживетской успенской свиты. По площади отмечаются закономерные

изменения состава базальт-липаритовой формации. Эффузивные фации дацитового состава распространены вдоль оси синклинория и его северо-восточного крыла (Стрежанское и Старковское рудные поля), преобладая в юго-восточной части территории. По простиранию на северо-запад они сменяются вулканитами липарит-дацитового и липаритового состава (север Стрежанского рудного поля, Гуслияковское рудное поле). Аналогичная смена состава кислого вулканизма происходит и в крест оси синклинория как на юго-запад, в сторону Синюшинского антиклинория (Успенско-Шубинское и Лениногорское рудные поля), так и на северо-северо-восток. Количество эффузивов основного состава — второстепенного члена формации — возрастает на юго-восток параллельно с увеличением в этом направлении мощности девонских отложений и погружением каледонского фундамента.

Субвулканические липаритовые порфиры, завершающие вулканическую деятельность, в зависимости от пространственного положения обладают разной степенью связи с эффузивным вулканизмом. В областях развития дацитовых порфиритов они более оторваны от эффузивной деятельности и формировались на более глубоком уровне (при давлениях 400—500 бар); количество их резко падает в юго-восточном направлении (Старковское рудное поле). В полях распространения эффузивов липаритового состава субвулканические образования характеризуются крайне тесной связью с экструзиями, которые отмечаются и на других участках (Авдонин и др., 1975). На приповерхностную обстановку образования субвулканических тел указывают тождественность состава и петрографического облика с лавами, наличие их обломков в окружающих туфах и структур дегазации в лавовом цементе, интенсивная коррозия вкрапленников основной массой и другие признаки.

Палеовулканические структуры месторождений. Анализ распределения фаций и мощностей рудовмещающих пород на месторождениях Белоубинского синклинория позволил установить приуроченность их к характерным палеовулканическим депрессиям (межкупольным). Дно таких локальных депрессий на участках Гуслияковского и Шубинского месторождений выполнено крупными телами липаритовых порфиритов, которые принадлежат к приповерхностной субвулканической и эффузивной фациям. Месторождения приурочены к центральным, наиболее прогнутым частям депрессий; на периферии липаритовые порфиры образуют ее борт — выступ, обращенный вверх по разрезу. В центре депрессии Гуслияковского месторождения отмечаются максимальная мощность тонкозернистых туфогенно-осадочных пород, которые к борту сменяются грубозернистыми породами (туфопесчаниками), властов игнимбритоподобных пород, выклинивающихся к флангам, и наибольшие массы рассеянного сингенетичного пирита. Максимальная мощность подстилающих липаритовых порфиритов также отвечает центру депрессии, что устанавливается для тел,

выполняющих участки впадин. Депрессия Шубинского месторождения выполнена туффитами и туфоалевролитами, постепенно сменяющимися вверх нормально-осадочными углистыми отложениями, что указывает на постоянный режим погружения и осад-

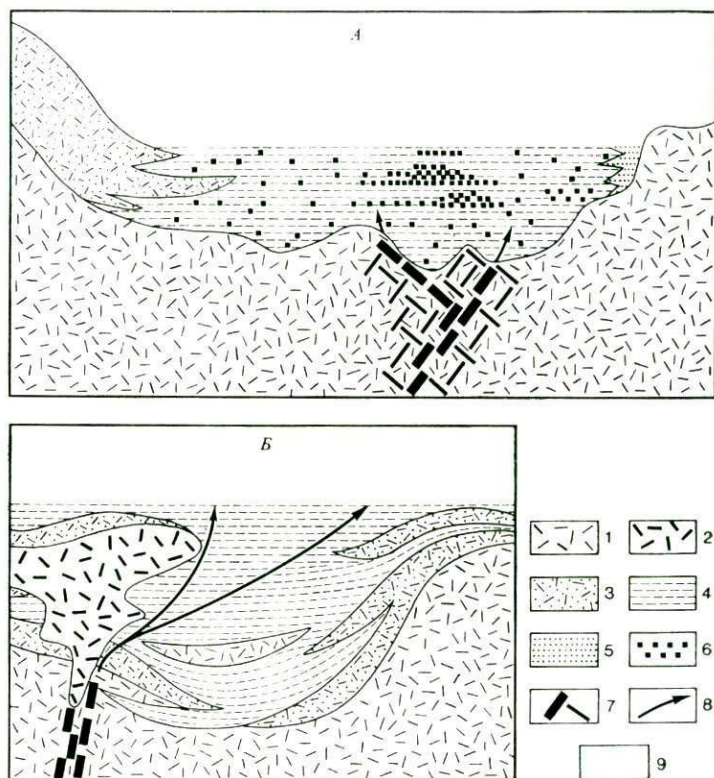


Рис. 27. Палеовулканические депрессии (реконструкции): А — Гуслияковская; Б — Шубинская:
 1—2 — липаритовые порфиры эффузивные и субвулканические;
 3 — туфы липаритовых порфиров; 4 — алевритовые осадки;
 5 — псаммитовые осадки; 6 — пиритовая вкрапленность; 7 — рудоподводящие каналы; 8 — направления выхода газогидротерм; 9 — водная среда

конакопления на данном участке. К бортам возрастает роль пирокластического материала и появляются туфопесчаники; тонкообломочные туфиты и туфоалевролиты слагают половину разреза пачки и менее. Протяженность Гуслияковской и Шубинской межкупольных депрессий соответственно 700 и 900—960 м, глубина — до 190 и 500 м. Важной чертой Гуслияковской депрессии является неровность и расчлененность ее дна (рис. 27), что, ве-

роятно, способствовало созданию в пределах месторождения застойной гидродинамической обстановки и накоплению монотонных тонкозернистых осадков.

Основная масса руд Стрежанского месторождения приурочена к локальной депрессии, которая выделена линзой осадочных пород, залегающих среди лав, лавовых брекчии и туфов дацитовых порфиритов. Протяженность ее 650 м, но простираясь она тупо обрывается, сменяясь лавобрекчиями дацитовых порфиритов. Замыкание депрессии намечается и по падению пород. В центре депрессии расположен лавовый купол дацитовых порфиритов (Золотарев и др., 1977), имеющий в плане изометричную крутостенную куполовидную слабоасимметричную форму (рис. 28). Купол облечен шлейфом туфов. Непосредственно прилегающие к нему туфы характеризуются резкой разнообломочностью (до глыбовых), остроугольностью обломков и их интенсивной гематитизацией. Представляется, что эта разновидность туфов возникла при дроблении и окислении верхней части купола при внедрении лавы в морскую среду, что обычно сопровождается фреатическими взрывами (Вулканизм и рудообразование..., 1973). Высота купола от подошвы 280 м, а превышение над кровлей лавового потока, слагающего купол, 160—200 м, протяженность лавового тела, слагающего купол, 500 м. Накопление осадков в пределах Стрежанской де-

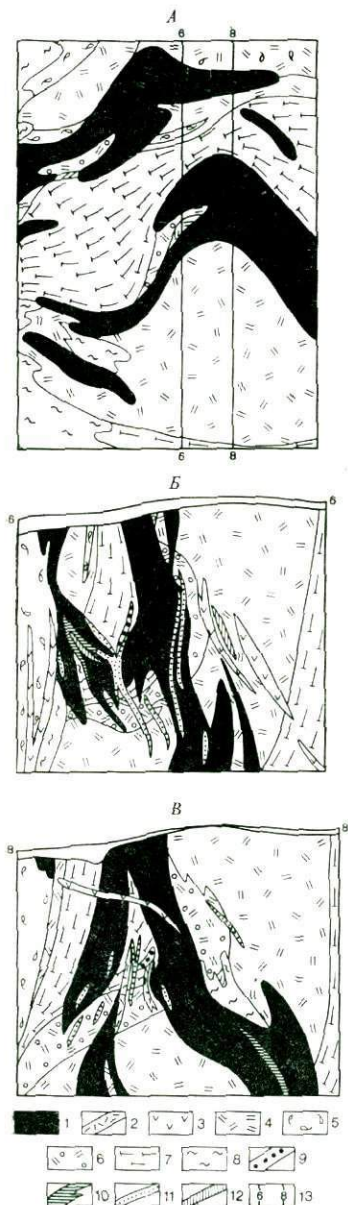


Рис. 28. Схематизированная карта (А) и поперечные разрезы (Б и В) лавового купола на Стрежанском месторождении: 1 — субвулканические липаритовые и липарит-дацитовые порфиры средне-позднедевонского возраста; 2 — зоны инъекций липаритового состава; 3 — дайки диабазов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста; 4 — дацитовые порфириты, слагающие купол; 5 — лавовые брекчии; 6 — туфы дацитовых порфиритов; 7 — туффиты, туфоалевролиты, углистые алевролиты; 8 — кварц-серпичитовые породы; 9 — руды сплошные эксгальационно-осадочные; 10—11 — руды гидротермально-метасоматические; 10 — колчеданно-полиметаллические, 11 — серноколчеданные; 12 — прожилково-вкрапленные руды; 13 — линии разрезов

прессии также происходило в застойной гидродинамической обстановке: отлагались тонкооблачные туффиты, туфоалевролиты и преобладающие углистые алевролиты.

Все известные рудные тела Старковского месторождения не выходят за пределы широтного крыла флексуобразного изгиба слоев верхней толщи успенской свиты, который также может рассматриваться как синвулканическая депрессионная структура. Для ее центральных частей характерна повышенная мощность пачки кристаллокластических туфов, содержащей здесь максимальное количество прослоев тонкообломочных вулканогенно-осадочных пород. Важной особенностью депрессии Старковского месторождения является определенная связь ее строения с поперечными разрывными нарушениями древнего заложения. Здесь имеются в виду установленные на северо-западном фланге месторождения два сближенных разлома северо-восточного простирания. Эти разломы фиксируются резким изменением мощности и строения пачек базальтовых порфиритов, кристаллокластических туфов и флюидальных лавовых брекчий. Можно предположить, что образование этой локальной депрессии обусловлено формированием в среднем девоне северо-восточных конседиментационных разломов. Ширина депрессии около 700 м.

Структура Старковской локальной депрессии контролирует рудные зоны рядом расположенного Восточно-Старковского рудопроявления, рассматривающегося часто как юго-восточный фланг Старковского месторождения. Неотъемлемой частью описанных структур на Старковском рудном поле являются субвулканические тела дацитовых порфиритов, приуроченные к их нижним частям. В бортовые части депрессий переходят лишь небольшие маломощные и быстровыклинивающиеся апофизы субвулканических дацитовых порфиритов.

Общими чертами локальных депрессий на всех четырех месторождениях являются: однопорядковые размеры (протяженность и глубина), крутые и обрывистые борта, отсутствие признаков морских течений и перемежаемости терригенных фаций в их центральных частях и, по-видимому, сравнительно мелководные условия моря. На это указывают гематитизация верхней части купола на Стрежанском и появление ореолов гематитизации в районе юго-восточных бортов Гуслияковской и Старковской депрессий в направлении воздымания склона вулканического сооружения, вызванное возрастанием парциального давления кислорода и окислительностью условий. Депрессии расположены на склонах палеовулканических сооружений центрального типа на расстоянии 2—4 км от жерловых зон, которые предполагаются в пределах гор Шинковой, Малой Круглой, Южной и Гаврина (соответственно Гуслияковское, Стрежанское, Шубинское и Старковское рудные поля). Размер вулканических построек в поперечнике не превышает, по-видимому, 8—10 км.

Генетические схемы процессов рудообразования. В настоящее

время для каждого из месторождений Белоубинского синклиналя разработаны схемы процессов рудообразования. Гуслияковское месторождение сформировалось в три сближенных этапа: 1) гидротермально-осадочный, в котором произошло накопление рассеянного пирита; 2) гидротермально-метасоматического преобразования пород, начавшийся синхронно первому этапу и продолжавшийся после его окончания; 3) гидротермальный рудный, характеризующийся фильтрацией металлоносных растворов. Генерация их связывается с завершающим проявлением кислого калиевого вулканизма в пределах месторождения. Руды Стрежанского месторождения возникли в два разобщенных во времени рудных этапа: 1) гидротермально-осадочный этап, связанный с дацитовым вулканизмом и формированием лавового купола — в течение его образовалась залежь медно-цинково-колчеданных руд; 2) гидротермально-метасоматический этап, ассоциированный с внедрением субвулканических липаритовых порфиров, которые завершают деятельность вулканического очага. При этом произошло существенное преобразование руд первого этапа. Шубинское месторождение отнесено к типу комбинированных залежей с гидротермально-метасоматическими серноколчеданными рудами лежащего бока и вышележащими пластообразными медно- и медно-цинково-колчеданными телами, возникшими седиментационным путем в обстановке морского дна. Руды этих трех месторождений претерпели частичное переотложение вещества в результате различных пострудных процессов. На Старковском месторождении руды гидротермально-осадочного этапа не установлены. Связанные с девонским вулканизмом серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды сформировались на его завершающих стадиях в процессе становления комплекса субвулканических тел. Эти рудные залежи подвергались интенсивному контактовому воздействию орогенных гранитов, что вызвало экстракцию и переотложение полиметаллических компонентов. Процессы, приведшие к образованию переотложенных руд, выделяются в самостоятельный этап рудообразования.

Гидротермально-осадочное рудообразование. Масштабы и состав гидротермально-осадочных руд резко различны. В одном случае основные компоненты растворов были ограничены железом и серой, в других — существенное значение приобретали также медь, цинк, в меньшей степени свинец и сопутствующие им элементы. Отложение руд целиком контролировалось вулканическими структурами, и в первую очередь — размерами и строением депрессий. Локализация основной массы рассеянного пирита Гуслияковского месторождения была обусловлена, по-видимому, неровностями дна депрессии — она приурочена к наиболее прогнутой части, ограничиваясь с юго-востока внутри депрессионным поднятием. Рудные тела Шубинского месторождения выклиниваются по приближению к бортам депрессии. Их наибольшие скопления приурочены к северо-западной и юго-восточной

частям, а в самом центре они развиты незначительно. Для северо-западной группы тел в поперечном разрезе устанавливаются три участка, где увеличена мощность тел и наблюдается корневая система серноколчеданных руд (рис. 29). Залежь Стрежанского месторождения в целом закономерно повторяет форму лавового купола.

Гидротермально-осадочное рудообразование приурочено к этапам полного (Шубинское) или частичного (Стрежанское, Гусляковское) завершения вулканической деятельности, и его продукты залегают в первично-осадочных или вулканогенно-осадочных породах. Они перекрываются неизменными туфоалевролитами, не несущими ореолов пропаривания и эндогенных ореолов рассеяния элементов (Стрежанское и Шубинское месторождения). На Шубинском месторождении надрудные породы также местами изменены, и в них проникают эндогенные ореолы, но проработка их незначительна (до 10—20 м) по сравнению с изменениями лежащего бока, составляющими ореолы в первые сотни метров.

Характерной особенностью гидротермально-осадочного рудообразования является возникновение асимметричной поперечной рудной зональности (Смирнов, 1964; Brathwait, 1974). Наиболее ярко она проявлена на Шубинском месторождении, где от висячего бока к лежащему отмечается закономерная смена типов руд: сплошные медно-цинково-колчеданные — сплошные медноколчеданные — сплошные серноколчеданные — вкрапленные серноколчеданные — пиритизированные метасоматиты. В строении залежи участвует до трех таких зональных рудных ритмов или горизонтов, к висячему боку которых возрастает содержание меди, цинка и свинца. Зональность такого рода на Стрежанском месторождении практически отсутствует из-за внедрения липаритовых порфиров со стороны лежащего бока залежи и развития связанной с ними минерализации (см. рис. 28). Однако в сторону лежащего бока все же намечается тенденция к повышению количеств именно серноколчеданных руд. В гораздо меньшей степени в указанных залежах развита зональность, которую можно отнести к латеральному типу.

Обстановку поверхностного и приповерхностного (относительно морского дна) рудоотложения фиксируют колломорфные, оолитовые, почковидные, радиально-лучистые структуры пиритов и наиболее распространенные пентагон-додекаэдры, обладающие тонкой зональностью роста. Они указывают на гелевый характер растворов и отложение руд в свободном пространстве (Заварицкий, 1950; Вулканизм и рудообразование, 1973). С глубиной они исчезают, сменяясь агрегатами зерен, не имеющими зональности роста. В колломорфных, оолитовых и почковидных структурах присутствуют концентрические слои, сложенные сфалеритом и халькопиритом (Стрежанское) и сфалеритом (Шубинское месторождение). В углистых алевролитах, перекрывающих крупные

залежи, обнаружены редкие фрамбоидальные формы пиритов.

Температурный режим гидротермально-осадочного рудоотложения обусловлен взаимодействием и долей участия двух процессов: поступления горячих рудоносных гидротерм и седиментации вещества в морских условиях. В разрезе рудной залежи Шубинского месторождения вверх по разрезу наблюдается снижение температур декрепитации от 300°C до низкотемпературных и до исчезновения декрептофонической активности (рис. 30). Изучение газовой-жидких включений в рудном кварце показало, что основное отложение медно-цинковых руд происходило из холодноводных растворов (однофазовые жидкие, существенно водные включения). В центре рудных тел сохранялась более высокая температура, падавшая к контактам и особенно заметно к висячему боку. Слоистые и многие сплошные руды, слагающие залежь Стрежанского месторождения, не испытывают эффекта декрепитации. В сфалерите слоистых руд не содержится газовой-жидких включений, или же газовая фаза в них ничтожна. Максимальные температуры гомогенизации 90°C . Рассеянный в туфоалевролитах пирит Гусялковского месторождения также не обладает декрептофоническим эффектом.

Рудоносные вулканические эксгаляции и гидротермы этого этапа, по-видимому, характеризовались значительным содержанием серы и железа. Перенос их, согласно А. Л. Павлову (1973), рассмотревшему этот вопрос для колчеданных месторождений, мог происходить в форме тио- и гидросульфидных комплексов. От нижних частей рудных залежей к верхним возрастало парциальное давление кислорода и повышались значения Eh , вызывающие наряду с продолжающейся фильтрацией возгонен перенос и зональное отложение сульфидов меди, цинка и свинца в верхних горизонтах залежи (Скрипченко, 1966). Накопление осадков, содержащих органическое вещество, способствовало созданию редукционной обстановки после завершения основного рудоотложения.

Гидротермально-метасоматическое оруденение позднего этапа проявилось на Гусялковском, Стрежанском и Старковском месторождениях; достоверные признаки наличия его на Шубинском месторождении отсутствуют. Металлоносные

Рис. 29. Поперечный разрез через Шубинское месторождение:

1 — туффиты тонкообломочные и туфоалевролиты; 2 — туффиты мелкообломочные; 3 — туфопесчаники; 4 — углистые алевролиты; 5 — кварциты; 6 — серицит-кварцевые породы; 7 — хлорит-кварцевые породы; 8—13 — руды: 8 — сплошные медно-цинково-колчеданные, 9 — сплошные медноколчеданные, 10 — сплошные серноколчеданные, 11 — прожилково-вкрапленные медноколчеданные, 12 — вкрапленные серноколчеданные, 13 — переотложенные прожилково-вкрапленные полиметаллические, возникшие при формировании кварцевых жил; 14 — переотложенная рассеянная, сфалеритовая, галенитовая и халькопиритовая минерализация; 15 — железная шляпа; 16 — кварцевые жилы; 17 — границы метасоматитов

растворы содержали цинк, медь, свинец, барий, мышьяк, сурьму и другие металлы. На Стрежанском месторождении они имели явную медно-цинковую специализацию. Пирит в рудах этой стадии представлен исключительно метакристаллами и, как показано Н. И. Безменом и Ю. И. Демным (1973), привнос серы растворами отсутствовал. Практически безжелезистый и бессерни-

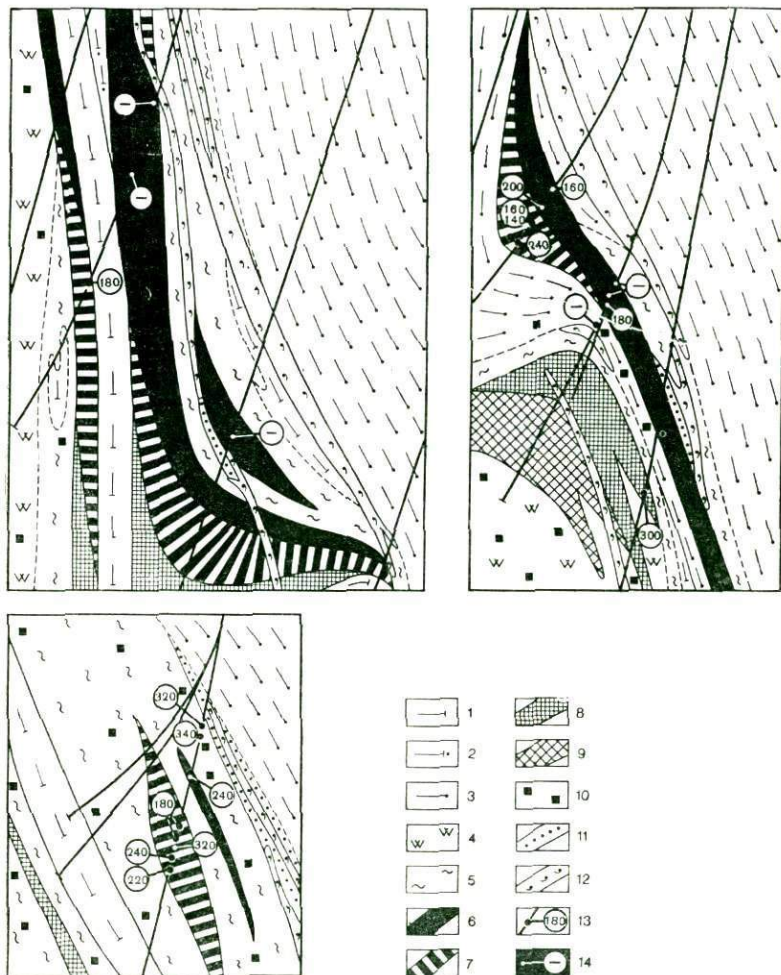


Рис. 30. Изменение температур декрепитации в поперечных разрезах рудных тел Шубинского месторождения: 1—9 — см. усл. обозн. к рис. 29; 10 — пиритовая вкрапленная (метасоматическая) и рассеянная минерализация; 11 — пересотложенная полиметаллическая минерализация; 12 — кварцевые жилы; 13—14 — расположение проб; 13 — температуры декрепитации руд, 14 — отсутствие эффекта декрепитации

стый характер и у металлоносных растворов Гусляковского месторождения, встреча которых с рассеянной протопиритной залежью явилась главным фактором осаждения металлов. На это указывает следующее: 1) весь пирит полиметаллических руд представлен в той или иной мере переотложенной разностью раннего пирита, причем отмечаются все стадии перехода от тонкозональных пентагон-додокаэдров в метакристаллы кубической формы; 2) сплошные руды, центры рудной зональности и железистости сфалеритов приурочены к участкам скопления раннего пирита; 3) с количеством пирита в рудах положительно коррелирует содержание железа и серы в рудных минералах и интенсивность рудной вкрапленности (не являясь при этом им обусловленной); 4) низкая железистость сфалерита (1,8—0,1%) свидетельствует о высоких концентрациях серы при его отложении; 5) сосуществование карбоната и халькопирита с другими сульфидами указывает, что причиной рудоотложения было возрастание концентраций сульфидной серы, т. е. встреча с серным колчеданом, а не охлаждение, разбавление или нейтрализации растворов, поскольку при этом данный парагенезис неустойчив (Anderson, 1973); 6) параллельно снижению температур происходило падение активности серы, что означает отсутствие ее привноса; 7) присутствие галита и сильвина во включениях в сфалерите, барите и кварце руд позволяет предполагать хлоридный состав растворов; ведущая роль хлоридных комплексов в переносе цветных металлов утверждается Р. П. Рафальским (1973) и другими исследователями; 8) наложение хлоридных бессернистых металлоносных растворов на пиритовые руды свойственно позднему продуктивному этапу колчеданного оруденения (Смирнов, 1967).

Отложение полиметаллических руд на Гусляковском месторождении существенным образом определялось положением пиритовой минерализации; на Стрежанском месторождении столь заметной связи не проявлено. По-видимому, это вызвано временной близостью раннего и позднего этапов оруденения в одном случае и их разобщенностью в другом. Процесс отложения в субвулканических условиях полиметаллических руд так же приводил к зональному распределению компонентов (Гусляковское месторождение). Оно представлено типом скрытой рудной зональности и обнаруживается по закономерным изменениям в пространстве химических составов рудных минералов: блеклых руд и сфалеритов (Еремин, 1977). Ей соответствует температурная зональность рудоотложения (по данным декрептофонического анализа сфалеритовых концентратов). В плане рудная (геохимическая) и температурные зональности образуют колонны субмеридионального и северо-восточного простираний (т. е. наклонные и перпендикулярные к напластованию пород), внутренние части которых представлены тетраэдритовыми разностями блеклых руд и зоной высоких температур (300—360°C). В поперечном разрезе, косо срезающем зональность в плане, отмечается удлиненно-концен-

трическая асимметричная зональность по химизму блеклых руд и температур. Зона высоких температур, так же как и центр сульфидности-серебрности, приурочена к увеличению мощности рудных тел, фиксируется в центре залежи и выклинивается с глубиной. Вверх по разрезу температуры закономерно падают от 260 до 60°С, независимо от гипсометрии. Расчеты парных корреляций на ЭВМ подтвердили, что параллельно снижению температур вверх по разрезу уменьшается железистость и возрастает цинковистость сфалеритов и блеклых руд. Закономерных изменений по другим координатам не происходит. Вместе с метасоматической зональностью, оси которой перпендикулярны напластованию пород, характер зональности рудоотложения указывает на вертикальную и местами наклонную фильтрацию растворов при субгоризонтальном залегании пород.

Характер всех трех типов зональности и окислительные условия рудоотложения (развитие барита, появление гематита, магнетита, борнита, гипогенного халькозина, низкая железистость сфалерита 0,19—2,0%) позволяют связывать генерацию металлоносных растворов на Гусликовском месторождении с завершающей вспышкой вулканической деятельности. Продукты ее представлены куполовидным телом тонкофлюидальных лав и лавовых брекчий липаритовых порфиров повышенной калийности и игнимбри-топодобными породами. Отложение руд происходило, по-видимому, до накопления углистой осадочной толщи (песчано-сланцевая формация), которая создала бы термогеохимический экран и изолированную от внешних условий систему, что не согласуется с данными по включениям в рудных минералах, указывающих на вскипание и быструю кристаллизацию растворов. Накопление пиритовой минерализации происходило в период временного, а полиметаллических руд — полного завершения вулканизма.

Гидротермально-метасоматические руды Стрежанского месторождения пространственно-структурно и во времени крайне тесно связаны с субвулканическими липаритовыми порфирами. Руды залегают либо целиком в липаритовых порфирах, либо в непосредственной близости от них. Дайки диабазов верхнего девона — нижнего карбона пересекают липаритовые порфиры и развитые в них зоны метасоматитов и гидротермально-метасоматических руд, оставаясь практически неизменными; на контактах с дайками происходило переотложение рудного вещества (Демин и др., 1976). Флюид-порфировый тип данных субвулканических тел является одним из признаков парагенетической связи с ними полиметаллического оруденения. Поздний этап оруденения средневерхнедевонского возраста: субвулканические тела принадлежат вулканогенной формации, а морфология их позволяет предполагать внедрение тел под крутым углом к наклонно залегающим вмещающим породам.

Парагенетическая связь гидротермально-метасоматических рудных тел с субвулканическими образованиями, завершающими

среднедевонскую вулканическую деятельность, устанавливается как на Старковском месторождении, так и на других рудных объектах Старковского рудного поля. Для этих руд характерна четкая приуроченность к контактам и фронтальным частям субвулканических тел дацитовых порфиритов. Реже встречаются мелкие рудные залежи, расположенные внутри самих субвулканических тел. На тесные парагенетические связи гидротермально-метасоматических руд с субвулканическими образованиями кроме очевидной, повсеместно проявленной пространственной ассоциации указывают близкая глубина их формирования, намечающаяся фрагментарная температурная зональность руд по отношению к тепловому полю субвулканических тел и совпадение областей стабилизации температурных полей с рудными зонами (рис. 31). Последнее позволяет предполагать, что часть гидротермально-метасоматических рудных тел, возможно, генетически связана с субвулканическими телами (Демин и др., 1976).

Процессы преобразования первичных вулканогенных руд. На месторождениях Белоубинского синклиория проявились различные процессы переотложения рудного вещества, наиболее полно представленные на Стрежанском месторождении (Демин и др., 1976). Они разделяются на связанные с вулканизмом и поствулканические (табл. 10). По механизму выделяются три типа процессов переотложения: пластическое течение вещества при деформациях (а), растворение и перенос при воздействии гидротермальных растворов (б) и магматических масс (в). Параллельно с частичным переотложением вещества происходило преобразование остальной массы руд.

Метаморфические преобразования руд, протекавшие при генетически различных процессах, но с участием растворов, характеризуются общими признаками: 1) частичным растворением и переотложением пиритного вещества в виде азональных каемок и чехлов вокруг первичных зерен с тонкой зональностью роста, при этом постепенно образуется скопление вещества, и рудная масса уплотняется; 2) возникновением «изъеденных», многогранных и кубических азональных метакристаллов с пойкилитовыми включениями сульфидов цветных металлов — концентраторов элементов-примесей; 3) образованием крупных (до 5—8 мм) метакристаллов арсенопирита, замещающего пирит; 4) появлением эмульсионных, звездчатых и графических структур распада твердых растворов халькопирита и сфалерита; 5) растворением и переотложением значительного количества халькопирита, образующего ветвящиеся и однонаправленные прожилки по трещинам катаклаза и приконтактовым зонам зерен пирита; 6) сегрегацией вещества (мономинеральные выделения). Характерными признаками минерализации, гидротермально переотложившей безжелезистыми растворами и магмой кислого состава, в субвулканических условиях являются: 1) мономинеральность сульфидов; 2) очищение их от элементов-примесей: серебра, золота, теллура,

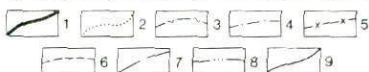
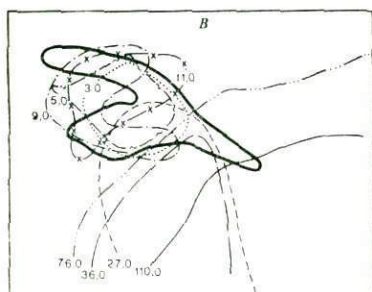
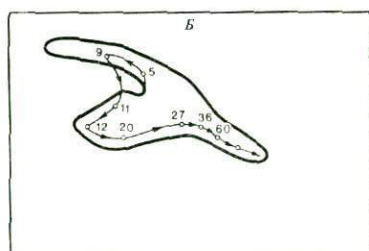
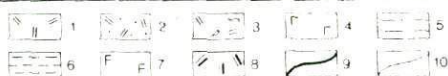
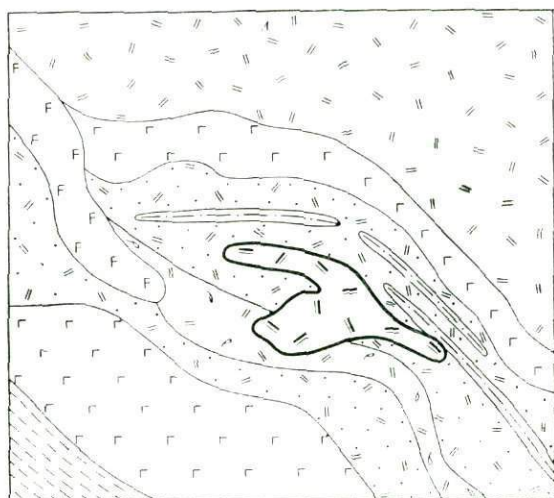


Рис. 31. Схема геологического строения Старковского месторождения и динамики теплового поля Центрально-Старковского субвулканического тела:

А. 1 — дацитовые порфириды; 2 — туфы дацитовых порфиридов; 3 — лавовые брекчии дацитовых порфиридов; 4 — базальтовые порфириды и диабазы; 5 — туфы кислого состава; 6 — аргиллиты и алевролиты; 7 — габбро-диабазы; 8 — субвулканические дацитовые порфириды; 9 — граница субвулканического тела; 10 — прочие геологические границы.

Б. Миграция центра максимальных температур во времени: 1 — граница субвулканического тела; 2 — траектория перемещения центра максимальных температур; 3 — положение центра максимальных температур в различные моменты времени.

В. Положение изотерм максимальных температур в различные моменты времени:

1 — границы субвулканического тела; 2—9 — положение изотерм максимальных температур в разные моменты времени (время указано в годах)

Сравнительная характеристика месторождений Белоубинского синклиория

Типы процессов переотложения и генетические типы руд	Месторождения			
	Гусляковское	Стрежанское	Шубинское	Старковское
Синвулканические процессы переотложения руд	гидротермальные металлоносные растворы	1) подводное микрооползание эксгальационного рудного вещества; 2) внедрение субвулканических липаритовых порфиров; 3) гидротермальные рудоносные растворы		
Поствулканические процессы переотложения руд	гидротермальные безрудные растворы (кварцевые жилы)	1) региональный динамометаморфизм; 2) дайки основного состава; 3) орогенные деформации; 4) гидротермальные безрудные растворы (кварцевые жилы)	1) региональный динамометаморфизм; 2) гидротермальные безрудные растворы (кварцевые жилы)	1) региональный динамометаморфизм; 2) гидротермальные безрудные растворы (кварцевые жилы)
Динамометаморфизм руд	слабый ¹ : первичные структуры сохраняются в рассеянном тонкозернистом эксгальационно-осадочном пирите. В ряде мест в рядах — плойчатость сфалерита, грубое расщепление. Барит деформирован в условиях равного всестороннего давления	средний ¹ : значительный катаклиз пирита, выполнение трещин пластичными сульфидами. Ориентировки двойников в порфилообластях сфалерита, пирротина, удлиненных гранобластовых зерен пирита и струйчатости галенита параллельны сланцеватости. Развальцевание зерен сфалерита	сильный ¹ : интенсивный катаклиз и перекристаллизация пирита, усиливающиеся к контактам тел, трещины заполняются халькопиритом. Резкое изменение упруго-пластичных свойств в разрезе рудных тел. Рудный кварц деформирован и имеет волокнистое изогнутое строение. В рудах — расщепление и зеркала скольжения. Первичные структуры пирита сохраняются лишь в центре крупных зерен и массивной руде	сильный: интенсивный катаклиз и расщепление колчеданных и медноколчеданных руд, заметно увеличивающееся к контактам рудных тел
Генетические типы руд	1) эксгальационно-осадочный; 2) гидротермально-метасоматический; 3) переотложенный в кварцевых жилах	1) эксгальационно-осадочный ² : а) реликтовый слабометаморфизованный (слоистые руды), б) контактово-метаморфизованный (сплошные руды); 2) ремобилизованный при воздействии липаритовых порфиров; 3) гидротермально-метасоматический ² (второго этапа); 4) комбинированный (эксгальационно-осадочный с наложенной минерализацией); 5) переотложенный: а) в дайках, б) в кварцевых жилах.	1) эксгальационно-осадочный ² ; 2) гидротермально-метасоматический (минерализация лежачего бока); 3) ремобилизованный при воздействии гидротермальных безрудных растворов, сформировавших кварцевые жилы; 4) переотложенный в кварцевых жилах	1) гидротермально-метасоматический ² ; 2) регенерированный ² при воздействии орогенных гранитов; 3) переотложенный в кварцевых жилах

¹ — условные градации; ² подчеркнуты доминирующие типы.

железа — при определенной дифференциации состава (в центре сфалеритовые жилки часто имеют красную, а по краям — янтарно-желтую окраску); 3) единый температурный режим отложения 130—200°С (температуры гомогенизации включений в сфалеритах). Наоборот, переотложение сфалеритов при воздействии магмы основного состава, в которой роль железа более существенна, сопровождается возрастанием железистости сфалеритов от 3,8 до 7,1% и параллельным увеличением температур гомогенизации от 130 до 280°С и разброса величин при аналогичной дифференциации окраски. Подобное увеличение содержания железа в сфалеритах на 4,9% на контакте с дайкой основного состава соответствует данным А. Мукерджи для аналогичного контактового преобразования руд (Mookerjee, 1970).

Наиболее радикальным преобразованиям подверглись рудные тела, связанные с вулканизмом, под воздействием крупного Белоубинского гранитного массива пермского возраста. В результате этого воздействия догранитные руды претерпели интенсивный контактовый метаморфизм, вызвавший пирротинизацию и частично магнетизацию пирита, образование валлериита и кубанита за счет халькопирита и халькозина, повсеместное разложение блеклых руд, а также переотложение полиметаллических компонентов в послескладчатые зоны расланцевания и разрывные нарушения. Переотложение происходило в неоднородном тепловом поле гранитного массива, что привело к различной степени метаморфизма догранитных руд в разных частях экзоконтакта интрузива и возникновению температурной минеральной и химической зональности регенерированной минерализации по отношению к его тепловому полю.

Особенности процессов рудообразования. Геологически однотипные и принадлежащие одному генетическому классу месторождения Белоубинского синклинория отличны по характеру протекавших на них процессов рудообразования (см. табл. 10). Первопричина этого, вероятно, заключена в различной геотектонической позиции месторождений, обусловившей специфику вулканической деятельности и химизма ее продуктов — их кислотности-щелочности. Главной причиной, определявшей различия процессов рудообразования, явились условия развития вулканизма, соотношение эффузивной и субвулканической его форм и теснота их связи или разобщенность во времени. По-видимому, эволюция расплава от дацитового до липаритового способствовала временной разобщенности раннего и позднего оруденения на Стрежанском месторождении, тогда как близость условий формирования эффузивной и субвулканической фации пород и отсутствие временного разрыва между ними стимулировали практически одноэтапное отложение руд, связанных с вулканизмом, на Гусяковском, Шубинском и Старковском месторождениях. Рудообразование на Гусяковском месторождении было более растянутым во времени по сравнению с Шубинским и Старковским и разделя-

лось на раннее колчеданное и позднее полиметаллическое из-за возобновления вулканической деятельности после начала рудного процесса. Увеличение щелочности поздних липаритовых порфиров, вероятно отражающее эволюцию магматического расплава, вызвало растянутость оруденения во времени на Гуслияковском месторождении. Степень динамометаморфизма руд возрастает с севера на юг (от Гуслияковского месторождения к Шубинскому) параллельно погружению герцинских структур и развитию линейно-ориентированных тектонических нарушений.

Таким образом, месторождения Белоубинского синклинория являются характерными примерами вулканогенных колчеданных руд и имеют много общих черт с месторождениями всего мира: 1) характер вулканических структур — вулканические купола и локальные депрессии (соответственно залежам Японии, Канады и Урала); 2) состав руд и специфика рудной зональности (месторождения Северного Кавказа, Японии, Тасмании, Канады и др.); 3) характер динамометаморфизма руд (Урал); 4) температурный режим рудоотложения (Япония, Северный Кавказ); 5) контактово-термальное воздействие даек основного состава; 6) контактово-термальное воздействие гранитных интрузивов. Гуслияковское месторождение отвечает типу колчеданных залежей с редуцированной ранней и доминирующей поздней стадиями оруденения (Текели, Жайрем и др.). Но каждому месторождению присущи только ему свойственные черты и особенности процессов рудоотложения, что определяет их индивидуальность. Для Гуслияковского месторождения это соотношение зональности гидротермально измененных пород, геохимической и температурной зональности, для Шубинского — повторяющаяся рудная зональность; для Стрежанского — контактовый метаморфизм и переотложение руд при внедрении липаритовых порфиров; для Старковского — регенерация под воздействием орогенных гранитов.

Основными доказательствами парагенетической связи руд с продуктами раннегеосинклинального вулканизма являются: приуроченность всех месторождений к вулканическим структурам; асимметричная поперечная фашиальная зональность отложения руд и падение температур вверх по разрезу при существенно холодноводном характере растворов, отлагавших основную массу руд, а также асимметрия первичных геохимических ореолов и метасоматитов, развитых преимущественно в лежащем боку залежи (Шубинское месторождение); перпендикулярная к напластованию пород ориентировка осей метасоматических ореолов, рудной (геохимической) и температурной зональности, окислительные условия полиметаллического рудоотложения (Гуслияковское месторождение); закономерная ассоциация эксгалиационно-осадочной залежи с лавовым куполом, ось которого в целом перпендикулярна слоям пород; отсутствие изменений и ореолов пропаривания в ее висячем боку; низкотемпературный режим отложения руд, отсутствие у большинства их эффекта декрепитации; ритмично-

слоистое, а в ряде сплошных руд — реликтивно-слоистое строение руд, наличие признаков их подводного микрооползания (Демин и др., 1976); явления контактового метаморфизма руд субвулканическими липаритовыми порфирами, завершающими среднедевонский вулканизм (Стрежанское месторождение). Парагенетическая связь позднего оруденения на Стрежанском месторождении с субвулканическими телами доказывается их крайне тесными пространственно-структурными и временными взаимоотношениями, богатством магмы летучими компонентами. Возраст липаритовых порфиров и гидротермально-метасоматических руд ограничен верхним девонем на основании пересечения их дайками Белорезко-Маркакульского верхнедевонско-нижнекаменноугольного комплекса, тесной приуроченности тел к полям вулканогенных пород и концентрации в пределах вулканических аппаратов, отсутствия их среди полей песчано-сланцевой формации, измерении абсолютного возраста по плагноклазам методом дисперсии дупреломления (362 млн. лет, определение Е. А. Кузнецова) и морфологии тела, указывающего на внедрение магмы стратиграфически вверх под крутым углом к напластованию пород (ориентировка ствола и ножки тела, развитые в корневых частях магматогенных брекчий). Обстановку поверхностного отложения эксгальциционно-осадочных руд фиксируют колломорфные структуры пиритов, отсутствующие в рудах поздних гидротермально-метасоматических этапов. Таким образом, рудоотложение происходило при субгоризонтальном залегании пород, а локализация позднего оруденения Стрежанского месторождения, по-видимому, в условиях их наклонного залегания. Руды претерпели динамометаморфизм, соответствующий метаморфизму пород и возрастающий на юго-восток параллельно усилению общего однопавленного сжатия толщ.

Признаки наложения продуктивного оруденения на складчатые структуры и молодые магматические и гидротермальные образования отсутствуют.

Сложность генезиса рассматриваемых месторождений вызывает необходимость широкого комплексного подхода к их изучению: тщательное палеовулканическое картирование и реконструкция древних структур, расчленение и картирование метасоматитов, изучение рудного вещества методами локального анализа и прослеживание закономерностей их пространственного изменения, установление температурных и физико-химических параметров рудоотложения, выявление признаков сингенетичности, мнимой эпигенетичности и действительной эпигенетичности руд к структурам и комплексам пород. Достоверность интерпретации многих полученных результатов должна проверяться расчетами на ЭВМ. Всесторонний подход к изучению месторождений дает возможность получить новые сведения о специфике колчеданного рудообразования и выработать дополнительные поисковые критерии.

ЧАСТЬ IV

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава 15

ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Палеовулканический анализ приобретает первостепенное значение при металлогенических исследованиях в провинциях, характеризующихся наличием вулканогенных месторождений. Первоначально он возник при изучении молодых вулканических поясов областей орогенеза и активизации, которые характеризуются хорошей обнаженностью, а вулканисты слабо изменены и вулканические структуры сравнительно хорошо сохранились (Северо-Восток СССР, Камчатка, Курилы, Закарпатье и др.). Однако в дальнейшем, палеовулканический анализ стал широко применяться при исследованиях в древних областях (палеозойских и даже докембрийских) и в провинциях, которые сложены рудоносными геосинклинальными формациями (Смирнов, 1967; Котляр и др., 1976; Лаверов, 1975; и др.).

В последние годы палеовулканические реконструкции в раннегеосинклинальных формациях наиболее успешно проводятся на Южном Урале. Рудоносные структуры, сложенные здесь кислыми вулканитами, образуют положительные вулканические формы (стратовулканы), сохранившиеся среди полей развития базальтов щитовых вулканов, которые служат основанием для вулканокупольных структур рудных полей. Последние сравнительно хорошо сохранились в связи с тем, что эвгосинклинальные зоны Южного Урала испытали раннюю консолидацию. Практически на всех рудных полях и месторождениях Южного Урала сейчас реставрированы вулканические и вулканотектонические структуры, установлены их типы, история развития и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. Результаты палеовулканического анализа (Бородаевская и др., 1976; Иванов и др., 1966; Прокин и др., 1971; Яковлев, 1973) благотворно повлияли на прогнозирование и направление поисково-разведочных работ на Южном Урале, где в последнее время выявлены новые месторождения и расширены перспективы на ранее известных, в пер-

бую очередь на Гайском, где рудные тела прослежены буровыми скважинами в корневых частях палеовулкана на большую глубину (2 км). Использование методов палеовулканического анализа еще способствует выявлению дополнительных поисковых критериев при прогнозировании колчеданно-полиметаллических месторождений в палеовулканических областях типа Рудноалтайской. В связи с тем что на этих месторождениях более сложные связи с вулканогенными формациями, а главное, они значительно преобразованы, чем медноколчеданные, палеовулканический анализ начал проводиться сравнительно недавно. Тем не менее опыт проведения подобных исследований в некоторых районах Рудного Алтая позволил определить основные принципы и методику применения палеовулканического анализа для прогнозных работ, направленных на выявление колчеданно-полиметаллических месторождений.

Детальный палеовулканический анализ, производимый на площади рудных районов и полей, должен развиваться по нескольким направлениям для решения следующих задач. 1. Исследование фаций рудовмещающих вулканогенных и вулканомиктовых образований (эффузивных лавовых и пирокластических, экструзивных, жерловых, субвулканических, гиповулканических, туффитовых и др.), зон их распространения по латерали и по вертикали. 2. Выявление рудоносных вулканических и вулканотектонических структур, их тектонической позиции и этапов формирования с использованием палеовулканических реконструкций. 3. Детализация рудоносных вулканогенных формаций с уточнением их границ, выделением вулканогенных комплексов (для которых должны быть выяснены геологические, петрографические и петрохимические особенности), формировавшихся в определенные этапы и в конкретных вулканических зонах. 4. Установление закономерностей размещения рудных узлов и полей в пределах рудоносных вулканических зон, структурно-формационно-фациальной приуроченности колчеданно-полиметаллических месторождений — связи с вулканогенными комплексами и их фациями, типом рудоносных вулканотектонических структур и их элементами, определяющими локализацию рудных тел и метасоматитов.

Все эти задачи должны решаться с применением комплекса разнообразных методов. Для этого в первую очередь используются традиционные методы изучения рудоносных формаций и структур: геологическое картирование, петрографические, петрохимические, анализ фаций и мощностей, метод палеовулканических реконструкций, геохимические, геофизические (в том числе сведения о глубинном строении вулканических зон и центров) и др. Проводятся также специализированные исследования тектонофизические и структурно-петрофизические, разработанные В. И. Старостиным (1976) на примере некоторых колчеданноносных полей Южного Урала и Рудного Алтая. Такая последовательность дает возможность реставрировать тектонические поля напряжения, с

которыми связано образование вулканогенных структур; их эволюцию; выяснить изменение физических и механических свойств горных пород (вулканогенных, вулканомиктовых, осадочных и др.), метасоматитов и руд во времени и пространстве; наметить структурно-петрофизические типы рудных полей. Все эти вопросы рассматриваются в специальной главе данной книги.

Результатом палеовулканического анализа являются специальные палеовулканические карты, схемы и разрезы, служащие основой для прогнозных карт.

Фациальный анализ палеозойских вулканогенных толщ представляет собой сложную задачу, требующую специальных наблюдений и исследований. Трудность проведения фациального анализа в этих условиях определяется, во-первых, существенными преобразованиями пород под влиянием процессов регионального, контактового, дислокационного метаморфизма и других, в результате чего не только фациальная принадлежность породы определяется с трудом, но подчас она утрачивает и диагностические признаки; во-вторых, фрагментарность доступных для наблюдения частей разреза, отдельных геологических тел, контактов и др.

Если учесть при этом, что вулканогенные образования характеризуются большим разнообразием, сложностью состава, конвергентностью фациальных признаков, то становится ясной причина неоднозначного определения в ряде случаев фациальной принадлежности и генетического типа вулканитов. Особые трудности возникают при изучении разрезов по скважинам, когда полностью исключена возможность наблюдать геологические тела в их естественном залегании. Наиболее типичной ошибкой в этих случаях является выделение в качестве самостоятельных прослоев и пластов приконтактных участков сложнопостроенных потоков, покровов, экструзивных и субвулканических тел и др.

В настоящее время наиболее изученным является вопрос о фациальных особенностях субвулканических образований и отличительных признаков, позволяющих выделять их в разрезе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (Коптев-Дворников и др., 1967; Яковлев, Гончарова, 1968; и др.). Диагностическим признакам лавовых потоков и покровов, экструзивных и лавовых куполов, пирокластических образований и других генетических типов вулканитов, т. е. именно тем породам, которые являются преобладающими в составе вулканогенных формаций, в литературе уделено незначительное внимание.

Все эти обстоятельства приводят к выводу, что фациальный анализ должен проводиться по двум направлениям: 1) изучение фациальных особенностей пород и слагаемых ими тел и 2) изучение фациальной принадлежности пачек или толщ, сложенных переслаивающимися между собой или находящимися в иных сложных взаимоотношениях вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами.

Не останавливаясь подробно на характеристике многочислен-

ных фацциальных признаков, позволяющих установить принадлежность породы или геологического тела в целом к той или иной фации, отметим лишь основные приемы и методы, которые в ряде случаев могут способствовать более точной диагностике фаций. Помимо общезвестных методов фацциального анализа, базирующихся на изучении взаимоотношений пород, их петрографических особенностей, текстурно-структурных признаков, а также петрохимических характеристик, дополнительно могут быть использованы результаты некоторых специальных методов. Большой информативностью в этом отношении обладают результаты изучения анизотропии физико-механических свойств. Проведенное В. И. Старостиним и А. Л. Дергачевым (1977) изучение анизотропии свойств пород различных фаций (субвулканических, экструзивных, пирокластических) на Николаевском рудном поле в комплексе с микроструктурным и петроструктурным анализом показало, что эти данные могут быть успешно использованы при диагностике фаций. При этом устанавливаются не только признаки различных пород определенных фаций, но и дополнительные сведения, позволяющие уточнить представления о морфологических особенностях тел, о положении их корневых частей и др. (Старостин, 1976).

Значительный интерес для реконструкции условий и обстановки формирования вулканитов представляют результаты изучения первичных расплавных включений. Сравнительное изучение их состава, количества, морфологических особенностей, температур гомогенизации в породах различных типов, а также в различных частях отдельных тел (субвулканических, экструзивных, лавовых) помогает определить генетический тип и фацциальную принадлежность изучаемых пород. Кроме того, методика изучения включений может быть с успехом использована для сопоставления обломков (галеk в конгломератах, обломков в осыпных брекчиях экструзий и др.) с предполагаемыми материнскими породами.

Особое внимание при палеовулканическом анализе уделяется типизации отдельных частей разрезов, т. е. определению по совокупности фацциальных особенностей всех переслаивающихся пород фацциальных условий, господствовавших в течение времени формирования изучаемой части разреза. На основе таких сопоставлений по преобладанию в разрезе соответствующих фаций выделяются типы разрезов, характерные для околожерловых зон, склонов стратовулканов, центральных, купольных и фронтальных частей экструзивных сооружений, межкупольных и межвулканических депрессий, внутренних и прикальдерных зон кальдерообразных депрессий и др. Типы разрезов, характеризующих определенную геологическую обстановку, устанавливаются в процессе фацциального анализа при составлении палеофацциальных карт и являются основой для палеовулканических карт. Одним из наиболее достоверных способов выделения типов разрезов являются

палсоевулканические реконструкции, которые, с одной стороны, опираются на частные, локальные фациальные признаки пород, отдельных тел и их частей, а с другой стороны, дают возможность по отдельным фрагментам охарактеризовать фациальный тип разреза и выделить соответствующие зоны.

Следующим важным моментом палеовулканического анализа является выявление рудоносных вулканических и вулкано-тектонических структур. Как было отмечено выше, в большинстве районов Рудного Алтая и других колчеданосных провинций устанавливается закономерная приуроченность рудных полей, месторождений, рудных тел к определенным типам вулканических структур. В этом отношении важную роль приобретает разработка и использование методов палеовулканического анализа, позволяющих изучить строение и этапы формирования рудоносных вулканических структур различного масштаба, реставрировать эти структуры, что необходимо для выяснения их роли в локализации оруденения. Подобную методику изучения средне-верхнедевонских вулканогенных толщ на основе детального палеофациального картирования и применения метода палеовулканических реконструкций можно рассмотреть на примере Шемонахинского района Рудного Алтая (Николаевское, Камышинское, Шемонахинское месторождения и ряд рудопроявлений). В районе выявлена и детально изучена серия локальных вулканических структур, что позволило выделить среди них несколько основных групп: стратовулканы, экструзивные купола, некки, вулкано-тектонические и кальдерные депрессии и др. (рис. 32, 33).

Наличие крупных вулканических центров, сложенных породами кислого состава, в пределах района было установлено схематически, и сведения о вулканических сооружениях ограничивались обычно лишь указанием на их присутствие (Яковлева, 1962; Кузубный, 1975; Наумов, 1972; и др.). Исключением является Острушинский вулкан на Верхубинском рудном поле, где он детально изучен и закартирован (Коптев-Дворников и др., 1967).

На площади юго-западного склона Алейского вулкано-тектонического поднятия в начале раннего этапа вулканической деятельности, соответствовавшего времени накопления таловской свиты, возникли четыре крупных вулканических сооружения: Сугатовский, Камышинский, Рулихинский и другие вулканы центрального типа (Авдони и др., 1977). Каждый из этих вулканов характеризуется повышенными мощностями отложений (600—1000 м), резким преобладанием среди них вулканогенных пород, концентрацией в центральных частях сооружений пород околожерловых фаций — лав массивных и флюидалных, лавовых брекчий, в значительно меньшей степени туфов, преимущественно грубообломочных. Эти вулканические сооружения позднее были эродированы и перекрыты отложениями гериховской свиты. Среди последних отмечаются локальные участки, насыщенные вулкани-

тами основного состава — андезит-базальтовыми порфиритами и их туфами, субвулканическими телами того же состава. Палеовулканический анализ показывает, что основные вулканы приурочены к локальным вулкано-тектоническим депрессиям, осложняющим центральные части стратовулканов и обязанным своим происхож-

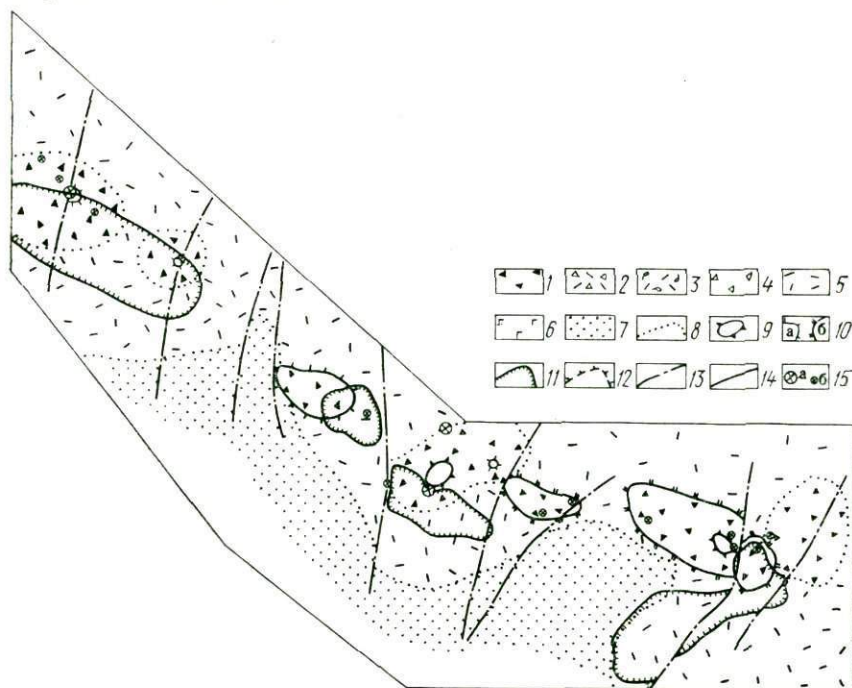


Рис. 32. Палеовулканическая схема живецко-раннефранского этапа Шемонаихинского района (Прииртышская краевая депрессия):

1—7 — области развития групп фаций: 1 — околожерловая живецкого подэтапа, 2 — околожерловая франского подэтапа, 3 — экструзивная франско-раннефаменского этапа, 4 — экструзивно-лавовая франско-раннефаменского этапа, 5 — промежуточная, 6 — околожерловая и промежуточная раннефранского подэтапа, 7 — удаленная; 8 — границы фациальных зон; 9 — жерловины; 10 — вулканические купола моногенные (а) и полигенные (б); 11 — вулкано-тектонические депрессии; 12 — контур гиповулканического центра; 13 — синвулканические разломы; 14 — надвиг; 15 — месторождения (а), рудопроявления (б)

дением влиянию поперечных разломов. Наряду с отчетливо выраженной автономностью деятельности вулканических очагов кислого и основного состава проявляется унаследованность в их развитии. Крупные стратовулканы были разделены значительными пространствами (10—15 км) со слабо проявленным вулканизмом, где накапливались отложения фаций промежуточной и удаленной зон, преимущественно туфы кислого состава с прослоями и лин-

зами алевролитов, песчаников, реже лав. Мощность этих отложений не превышает 200—250 м. Такие межвулканические депрессии установлены между Камышинским и Рулихинским вулканами, а также южнее Ревнюшинского вулкана (см. рис. 32).

Основные особенности строения и формирования вулканических структур, возникших в течение этого раннего этапа, можно рассмотреть на примере Камышинского стратовулкана.

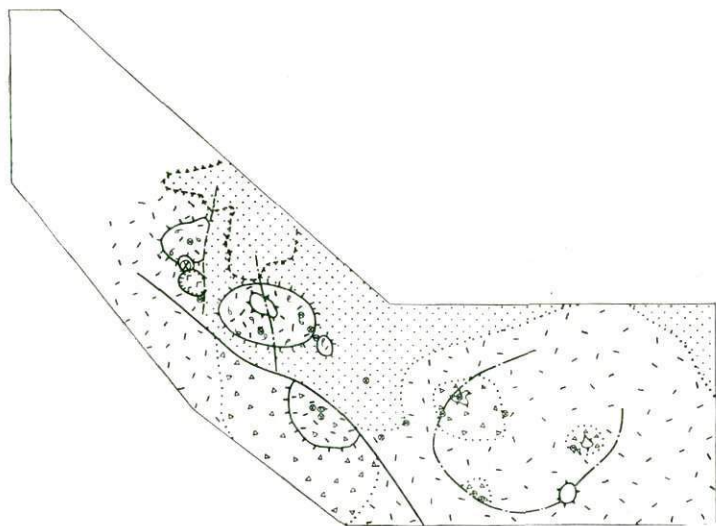


Рис. 33. Палеовулканическая схема франско-раннефаменского вулканического этапа (усл. обозн. см. рис. 32)

Он сложен последовательно изливавшимися лавовыми потоками, в строении которых наблюдается определенная закономерность, выраженная в том, что верхняя и нижняя части потоков сложены брекчированной лавой, иногда с реликтами флюидалльной текстуры. По направлению к центру потока брекчиевые текстуры становятся менее четкими, границы обломков — расплывчатыми. Средняя часть потока обычно сложена лавой массивной текстуры с вкрапленниками кварца и плагиоклаза, иногда с четкой линейно-ориентированной флюидалльностью. Мощность таких потоков достигает 20—30 м. В центральной части сооружения выделяется крупный купол с диаметром основания около 500 м, сложенный игнимбритоподобными породами, характерной особенностью которых является наличие фьяммподобных обрывков девитрифицированного стекла темно-зеленого цвета, погруженных в светлую кварцитовидную массу, обладающую пепловой структурой. По результатам химических анализов обломковидных выделений и цементирующей массы видно, что они отличаются друг от друга

по содержанию SiO_2 , MgO , K_2O и других компонентов, причем различие между ними совершенно аналогично различию между двумя фазами в расслоенных (ликвированных) липаритовых порфирах.

В южной части околожерловой зоны вулканического сооружения обнаружены глыбовые брекчии автомагматического типа, прорывающие пачку переслаивания флюидалных лав. На склонах стратовулкана выявлено несколько побочных центров. На поздних стадиях вулканизма раннего этапа, после затухания активной вулканической деятельности, в околожерловой части Камышинского вулкана и на его западном склоне была сформирована локальная вулкано-тектоническая депрессия, ограниченная с запада поперечным субмеридиональным разломом, проходящим по осевой зоне вулкана. Депрессия выполнена осадочными отложениями гериховской свиты, лавами и туфами андезит-базальтового состава. Здесь же присутствуют многочисленные субвулканические тела того же состава. Синвулканический характер разлома, ограничивающего депрессию, подтверждается тем, что к зоне этого разлома приурочена небольшая экструзия липаритовых порфиров, которая была сформирована в самом начале процесса накопления осадочных пород. Таким образом, последние проявления кислого вулканизма эйфель-живетского времени почти совпадают с началом основного вулканизма раннефранского времени, что дает основание предполагать унаследованность в развитии вулканизма (Кузубный, 1975). Аналогичная картина наблюдается на Рулихинском и Ревнюшинском вулканических сооружениях, где вулканиты основного состава также локализованы в вулкано-тектонических депрессиях, осложняющих центральные части этих сооружений. Эти сложнo и длительно развивавшиеся вулканические постройки являются рудоносными: к ним приурочены Камышинское, Рулихинское и Таловское месторождения и многочисленные рудопроявления. По ряду признаков устанавливается, что начало формирования руд совпало с завершением кислого вулканизма и началом образования пород гериховской свиты. Важную роль в локализации рудных тел в ряде случаев играют экструзивные и экструзивно-лавовые купола, как правило, входящие в состав крупных стратовулканов. Именно такая позиция характерна для Николаевского месторождения, которое в целом приурочено к центральной части крупного вулканического сооружения, осложненного вулкано-тектонической депрессией, выполненной вулканитами основного состава, а рудные тела этого месторождения расположены в области контакта крупного экструзивного тела липаритовых порфиров с перекрывающими его туфами. Опираясь на детальное изучение фациальных особенностей пород с привлечением данных по физической анизотропии их и микроструктурному анализу, удалось реконструировать экструзию и наметить основные этапы формирования вулканической структуры. Применение структурно-петрофизических и микро-

структурных исследований при изучении липаритовых порфиров, слагающих экструзию, позволило установить, что в центральных частях ее оптические оси кварца и максимумы скоростей продольных ультразвуковых волн ориентированы субвертикально, тогда как в периферических частях — субгоризонтально. Было установлено, что такая ориентировка является прототектонической и отражает направление течения расплава при формировании экструзии. Таким образом, центральная часть рассматриваемого тела, вероятно, отвечает жерлу вулканического сооружения, а краевые его части соответствуют склонам экструзивно-лавого купола. Кроме того, экструзивные и экструзивно-лавовые вулканические структуры, как простые (моногоенные), так и сложные (многоактные), нередко выделяются в качестве самостоятельных построек, обычно приуроченных к длительно развивавшимся разломам древнего заложения. Примером такой структуры может служить сравнительно небольшое вулканическое сооружение, расположенное в районе горы Мосиной и характеризующееся сравнительно хорошей сохранностью. Оно имеет в плане линзовидную форму длиной около 3 км и шириной до 800 м; сложено лавами, лавовыми брекчиями и туфами липарит-дацитовых и дацитовых порфиров (рис. 34). Вулканическое сооружение приурочено к краевому разлому, ограничивающему вулканотектоническую депрессию, и представляет собой серию последовательно сформированных экструзивных и лавовых куполов. В начальную стадию здесь был образован экструзивно-лавовый купол, сложенный тонкофлюидалными дацитовыми порфирами, окруженными шлейфом грубообломочных купольных брекчий. Купольное строение этого тела фиксируется, в частности, по замерам ориентировки флюидалности, которая в северной его части обнаруживает крутое падение на север (аз. пад. 15° , $\angle 70^\circ$), в центральной части она становится горизонтальной, а в южной характеризуется довольно пологим падением к югу (аз. пад. 190° , $\angle 45^\circ$). В верхней части этого купола обнаружены своеобразные породы, так называемые шариковые лавы, липарит-дацитового состава, характеризующиеся присутствием крупных (в поперечнике до 3 см) шарообразных выделений радиально-лучистого строения с пустотами в центре. Подобные им образования неоднократно встречались в купольных структурах и краевых частях жерловин. По мнению авторов, структурно-текстурные особенности их свидетельствуют о приповерхностных условиях формирования.

Другой аналогичный купол вскрыт буровыми скважинами южнее горы Мосиной. Эти купола впоследствии были перекрыты покровом игнимбритоподобных пород, состоящих из многочисленных обрывков флюидалного буровато-зеленого стекла, цементированных светлым кремнистым цементом. После небольшого перерыва, зафиксированного образованием на склоне возникшего вулканического сооружения пачки аркозовых песчаников и конгломератов, содержащих обильную гальку гранитоидов, произошло

мощное эксплозивное извержение. Результатом его явилось образование воронкообразной жерловины, заполненной брекчией туфовидного облика, в которой наряду с обрывками хлоритизированного стекла содержатся обломки эффузивов кислого и основного состава, в том числе тонкофлюидальных дацитовых порфиров ранней стадии, а также конгломератов. Характерно, что количество и размер этих обломков увеличиваются в приконтактовой

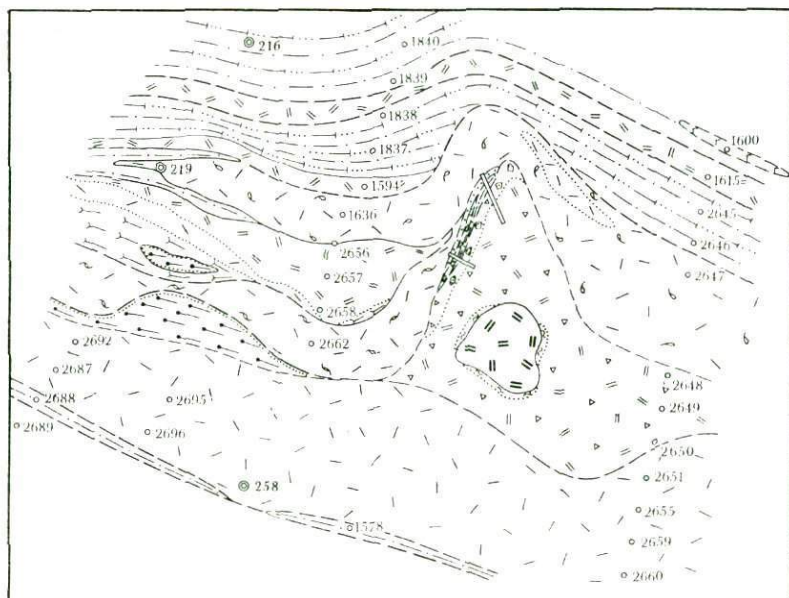


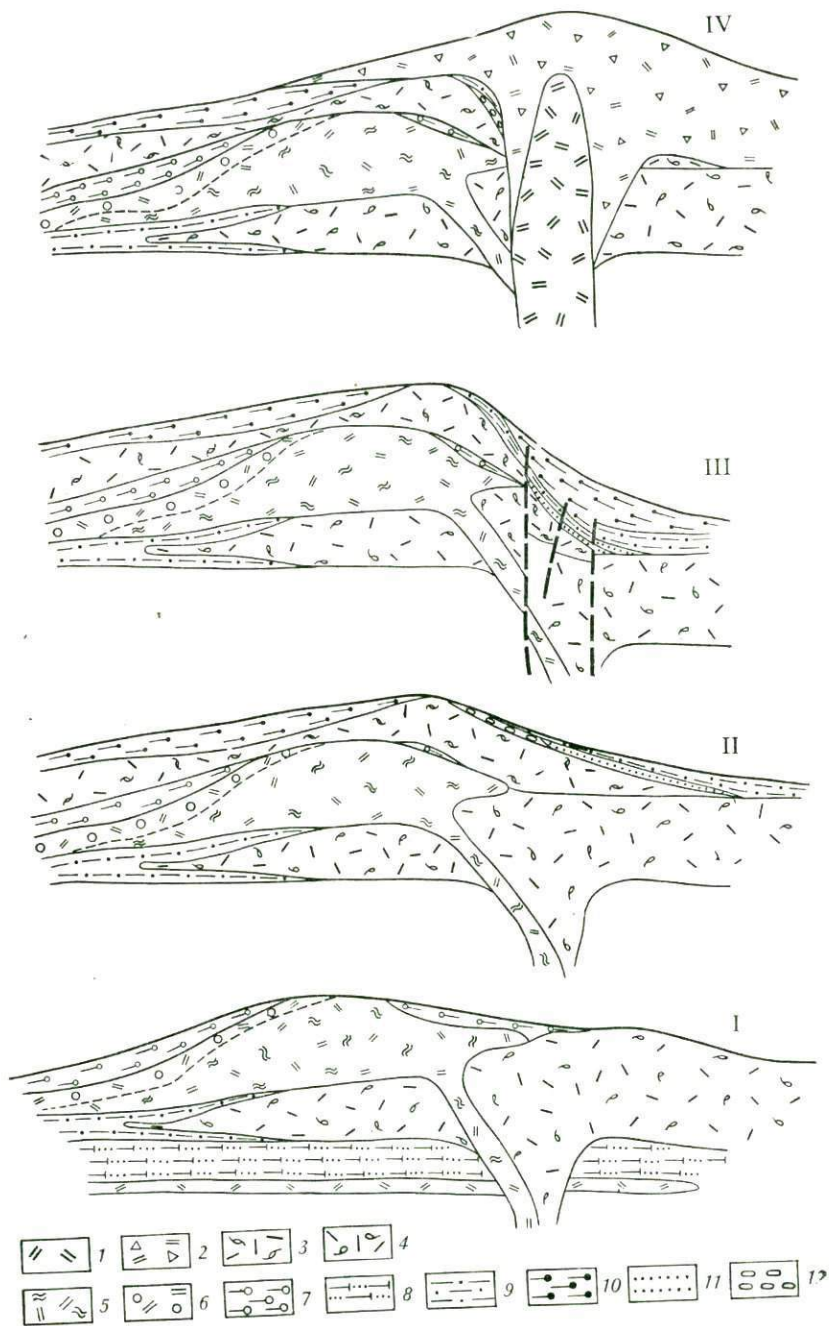
Рис. 34. Геологическая схема Мосинского палеовулкана (усл. обозн. см. рис. 35)

части жерловины, тогда как в центральной части они практически отсутствуют и состав породы более однородный. Диаметр жерловины 500—600 м. Породы, полностью аналогичные слагающим жерловину, встречены к востоку от нее, где они залегают в разрезе вулканогенных отложений в виде стратифицированного пласта. Одновременно или несколько позднее был сформирован шток субвулканических дацитовых порфиров диаметром около 250 м, закупоривший жерло. Позднее шлейф пирокластических пород был в значительной степени эродирован и частично сохранился только на восточном склоне вулкана, где, по-видимому, характеризовался наибольшей мощностью. Отчетливо проявленная асимметрия в строении сооружения может быть объяснена подвижками по зоне разлома, контролирующего вулкан (рис. 35).

Подобно описанным структурам на многих рудных полях Гудного Алтая были выявлены разнообразные по форме, разме-

рам, стадиям формирования вулканические сооружения. Наибольшие трудности возникают при палеовулканических реконструкциях сильноэродированных структур.

Большой интерес для восстановления истории развития вулканизма представляют гиповулканические зоны вулканов, их корневые части. Следует отметить, что в настоящее время в литературе по Алтаю нет описаний сколько-нибудь достоверных корневых зон вулканов, и вопрос о них практически только начинает подниматься. Однако специализированные исследования, проводимые авторами в юго-западном обрамлении Алейской вулканогенной геодантиклинали, позволяют выделить с известной долей условности такие структуры и наметить их основные черты. Одна из таких структур установлена в северной части Николаевского рудного поля. Она приурочена к поперечной субмеридиональной зоне длительно живущего разлома и представляет собой крупное тело, характеризующееся сложной морфологией и весьма неоднородным составом слагающих его пород. Отчетливо секущие контакты с вмещающими вулканогенно-осадочными образованиями среднего девона, факты, свидетельствующие об их более молодом возрасте по отношению к гранитоидам Межовского массива (возраст которого принимается нами верхнедевонским), крупнопорфировая структура пород — все это явилось достаточным основанием для отнесения этого тела к субвулканическому типу. Однако при детальном исследовании были обнаружены некоторые особенности этой структуры, заключающиеся в том, что в ее строении принимает участие несколько разновидностей пород, характеризующихся секущими взаимоотношениями; наблюдается закономерное сосредоточение крупнопорфировых, относительно более поздних, разностей в южной, «верхней» части, а сферолитовых, более ранних, — в северной, т. е. на более глубоких горизонтах относительно стратиграфического разреза. Все разности пород, участвующих в строении этого крупного тела, по сравнению с эффузивными породами обладают лучшей раскристаллизованностью, крупнопорфировым строением, микролито-зернистой, фельзитовой или крупносферолитовой структурой основной массы, в то же время нигде среди них не обнаружены поликристаллические породы. Важным представляется также то обстоятельство, что указанные породы не проникают по разрезу выше низов Гериховской свиты, а обломки пород, идентичные им по петрографическим особенностям, встречаются в туфах снежиревской свиты. Напрашивается вывод, что это сложное по составу и строению тело представляет собой корневую зону крупного вулканического сооружения, сформированного в верхнем девоне, в течение времени накопления каменевской свиты, а породы, наблюдающиеся на современном эрозийном срезе, являются субвулканическими телами, образовавшимися из последних порций расплава, закупорившего на заключительных стадиях вулканического процесса жерловую часть сооружения. В достоверности такой трактовки



убеждают результаты картирования и палеовулканического анализа жерловин, neckов и экструзивных аппаратов значительно меньшего масштаба, относящихся к верхнедевонскому этапу вулканизма.

Другим примером, характеризующим различную степень эрозионного среза вулканического сооружения, является Верхубинское рудное поле. Юго-восточная его часть, где сохранились экструзивы и эффузивы кислого состава таловской свиты живетского возраста, слабо эродирована, и здесь можно ожидать гидротермально-осадочные рудные залежи в контакте с гериховскими осадочными отложениями и основными вулканитами. Севернее этого участка на горе Оструха изучена жерловая зона, питавшая вулканиты таловской свиты (Коптев-Дворников и др., 1967). В западной части рудного поля нижние горизонты эйфельских отложений прорваны субвулканическими (гиповулканическими?) липаритовыми порфирами, в которых залегают гидротермально-метасоматические руды полиметаллического состава Покровского № 2 месторождения.

Приведенные данные, а также наблюдения на других участках дают возможность предполагать, что в ряде случаев скопления субвулканических тел, отдельные сложнопостроенные тела с учетом общей палеофациальной обстановки могут рассматриваться как реликты глубоко вскрытых жерловых или корневых частей вулканических сооружений. При этом можно предполагать, что чем сложнее строение этих зон, чем разнообразнее породы, слагающие их, тем более крупному длительно развивавшемуся вулканическому сооружению они соответствуют.

Следующим важным вопросом, который решается с помощью палеовулканического анализа, является детализация рудоносных вулканогенных формаций с выделением подформаций, вулканогенных комплексов, иногда подкомплексов, характерных для определенных этапов вулканизма в конкретных вулканических зонах, блоках или других структурах. Выделение перечисленных формационных единиц основывается на наличии перерывов вулканической деятельности, изменении структурного плана развития вулканизма от этапа к этапу, смене характера вулканизма, выражающейся в преобладании определенных фаций и определенных типов вулканических и вулкано-тектонических структур, изменении петрохимических особенностей вулканитов.

Рис. 35. Палеовулканическая реконструкция этапов формирования Мосинского вулканического сооружения:

1 — дацитовые порфиры; 2 — туфы и игнимбритоподобные породы дацитового состава; 3 — игнимбриты; 4 — лавовые брекчи липаритовых порфиров; 5 — флюндальные липарит-дацитовые порфиры; 6 — лавовые образования литофизной текстуры; 7 — склоновые брекчи; 8 — туффиты; 9 — алевролиты; 10 — крупнообломочные туффиты; 11 — туфогенные песчаники; 12 — туфогенные конгломераты

Примером использования палеовулканического анализа для расчленения вулканогенных формаций может служить детализация рудоносной базальт-липаритовой формации юго-западного крыла Алейского антиклинория. Указанная формация явилась результатом средне-верхнедевонского вулканизма, анализ развития которого, произведенный на основе выделения локальных вулканических структур, их типизации, особенностей внутреннего строения, стадийности формирования и закономерностей пространственного размещения, позволил выделить два этапа. Ранний живетско-раннефранский этап ознаменовался мощным кислым вулканизмом, результатом которого явилось формирование крупных вулканических сооружений — стратовулканов и разделяющих их межкупольных депрессий. Характерной особенностью этих стратовулканов является то, что они часто осложнены околостроительными вулкано-тектоническими депрессиями, возникшими после затухания активного вулканизма в период денудации и захоронения вулканических сооружений осадочными отложениями гериховской свиты и выполненными эффузивами (лавами, туфами) и сопутствующими им субвулканическими телами андезит-базальтового состава. Таким образом, для этого этапа отчетливо устанавливается разобщенность центров кислого и основного вулканизма и унаследованность в их развитии. Следует подчеркнуть, что отмеченные особенности вулканизма убедительно свидетельствуют об антидромной направленности в его развитии.

В процессе вулканизма раннего этапа была сформирована базальт-липаритовая подформация. Кроме того, четкая пространственная и временная обособленность кислых и основных вулканитов позволяет выделить два подкомплекса: липаритовый и базальтовый.

Следующий, франский вулканический этап, отвечающий времени накопления отложений каменевской, николаевской и снежиревской свит, развивался по иному плану (см. рис. 33). Для него характерно смещение центров активного вулканизма в те блоки, которые на первом этапе соответствовали межвулканическим депрессиям. Наиболее активный центр вулканизма находился в Николаевском блоке, почти в центральной части межвулканической депрессии. Именно здесь была расположена зона крупного стратовулкана, образованного кислыми вулканитами каменевской и снежиревской свит. Это сооружение характеризуется сложным строением. В центральной его части отмечается широкое развитие лав и лавовых брекчий липаритового состава, представленных лавовыми и экструзивными фациями околожерловой зоны, сменяющимися на флангах сооружения (в соседних блоках) вулканогенно-осадочными породами. На склонах этой постройки развивались побочные вулканы и крупные экструзивные купола. Николаевский стратовулкан сходен с вулканическими сооружениями раннего этапа — по масштабам, сложности строения, фаціальным особенностям и составу слагающих его пород. Сходство прояв-

ляется и в том, что околожерловая зона его также осложнена вулкано-тектонической депрессией, выполненной вулканитами основного состава.

В восточной части района, на месте Фирсовского стратовулкана и прилегающей к нему межвулканической депрессии, в течение франского вулканического этапа образовалась крупная вулкано-тектоническая депрессия, окруженная группой сравнительно небольших вулканических сооружений, расположенных главным образом во внутренней прикальдерной зоне и приуроченных к долгоживущим синвулканическим разломам, ограничивающим структуру. Эти вулканические структуры представлены сравнительно небольшими экструзивными сооружениями, жерловинами и некками. Продукты вулканизма этого позднего этапа могут быть объединены в самостоятельную базальт-липаритовую подформацию. Необходимо отметить, что по петрохимическим особенностям подформация заметно отличается от одноименной и близкой по составу подформации раннего этапа, в частности по более высокому содержанию натрия. Учитывая, что подформации являются единицами, общими для нескольких вулканических зон, при их выделении необходимо учитывать факты, установленные в соседних зонах: состав, возрастные границы и др. В частности, характеризуя описанную выше подформацию, следует отметить, что в смежном Верхубинском районе она представлена вулканитами несколько иного состава, а возраст ее в целом может быть определен как франско-раннефаменский. Ту ее часть, которая изучена в указанной зоне, целесообразно выделить в виде самостоятельного комплекса, характеризующегося пространственной обособленностью и специфическими чертами вулканизма (фациальными, структурными, петрохимическими). В свою очередь, этот базальт-липаритовый франско-раннефаменский вулканический комплекс может быть подразделен на два подкомплекса: дацит-липаритовый франский и базальтовый позднефранско-раннефаменский.

Приведенный пример наглядно убеждает в том, что детализация строения вулканогенных формаций, расчленение их по laterали и вертикали наиболее достоверно может быть произведена только на основе детального палеовулканического анализа. Как уже было указано, одно из основных направлений развития палеовулканического анализа должно заключаться в установлении закономерностей размещения рудных узлов, полей и месторождений, связи месторождений с конкретными вулканогенными комплексами, определенными типами рудоносных вулканических и вулкано-тектонических структур и их элементами, определяющими локализацию рудных тел. Поскольку этим вопросом посвящены другие разделы работы, здесь они не рассматриваются.

В заключение необходимо отметить, что для решения ряда частных вопросов обычно используются отдельные элементы, приемы и методы палеовулканического анализа. Однако для

комплексных исследований больших территорий, имеющих целью решение прогнозных задач, необходимо применять палеовулканический анализ в полном объеме с составлением специальных палеовулканических карт и схем, часто отдельных для различных этапов и стадий вулканизма. Работы по составлению палеовулканических карт рекомендуется проводить в три этапа. В первый этап на основе детальных геологических съемок с использованием палеофациального анализа и специализированного картирования опорных участков с учетом глубинного строения территории по геофизическим данным составляются палеофациальные карты. Затем проводятся палеовулканические реконструкции выявленных вулканических структур, выясняются особенности их строения, этапы формирования и последующих деформаций, минерализация, зональность гидротермальных изменений, петрофизические и петроструктурные исследования. Третий этап завершается составлением палеовулканических карт для каждого этапа вулканической деятельности, на которых отражаются закономерности размещения различных типов вулканических структур, основные особенности их состава и строения и перспективы на поиски месторождений.

Глава 16

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗМА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД КОЛЧЕДАНОСНЫХ ПОЛЕЙ

При изучении колчеданных месторождений Урала отмечается постоянная приуроченность рудных тел к сильнометаморфизованным, зеленокаменно измененным вулканогенным отложениям (Заварницкий, 1950; Логинов, 1974; и др.). В настоящее время детальное изучение колчеданосных вулканогенных комплексов Урала, Кавказа, Алтая и других регионов показывает полиметаморфический характер зеленокаменных изменений. Они вызваны наложением метаморфизма различных генетических типов: пропилитизации, связанной с развитием вулканизма; контактового метаморфизма, обусловленного становлением интрузий, и дислокационного метаморфизма, проявленного в связи с орогеническими процессами.

Изучение метаморфических преобразований пород сводится к выявлению устойчивых парагенезисов вторичных минералов. Минеральные ассоциации, развитые в породах при достижении полного равновесия с окружающими условиями (температура и давление), выделяются в метаморфические фации. Графическое изображение метаморфических изменений выражается составлением карт метаморфизма, основной задачей которого является установление пространственного размещения метаморфических фаций и возрастных взаимоотношений между ними. Поэтому на

картах показываются поля развития вторичных минеральных ассоциаций (фаций) различных генетических типов метаморфизма с учетом возрастной последовательности их развития. Карты метаморфизма являются дополнительными в комплекте прогнозно-металлогенических карт и обеспечивают более правильное и объективное прогнозирование, так как их анализ способствует установлению закономерностей развития в пространстве и времени метаморфических процессов и связи с ними рудообразования.

В качестве примера рассмотрим развитие метаморфических процессов на территории Тишинского рудного поля на Рудном Алтае.

Метаморфизм пород Тишинского рудного поля. На Рудном Алтае изменения вулканогенных пород палеозойского возраста, вмещающих колчеданно-полиметаллические месторождения, относятся к региональному метаморфизму (Яковлева, 1962; Хорева, 1967), на фоне которого в связи с интрузиями гранитоидов зменноторского и калбинского комплексов интенсивно проявился контактовый метаморфизм. В. И. Чернов (1974) считает, что зеленокаменное перерождение девонских эффузивов не достигло стадии регионального динамометаморфизма, а представляет совокупность проявления различных по времени и природе изменений. Главными из них являются диагенез и катагенез, выражающиеся девитрификацией, собирательной перекристаллизацией стекла и альбитизацией полевых шпатов. Н. Л. Бубличенко (1961) выделены и охарактеризованы различные метаморфические изменения пород: региональный метаморфизм, автометаморфизм, контактовый метаморфизм и динамометаморфизм.

В отличие от предыдущих исследователей, авторами проведено изучение особенностей развития в пространстве и времени метаморфических процессов на территории всей Кедровско-Бутачихинской зоны, для которой составлена карта метаморфизма. Здесь показаны поля развития метаморфизма различных генетических типов и характерных для них минеральных ассоциаций. Большое значение придается процессам пропилитизации девонских вулканогенных комплексов и связанных с ними субвулканических образований, ранее не выделяемых.

Пропилитовый метаморфизм. Ведущим процессом метаморфизма пород Тишинского рудного поля является пропилитизация, связанная с формированием тел эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фаций. Состав минеральных ассоциаций (табл. II) свидетельствует о низко-среднетемпературном и среднеглубинном характере пропилитизации. По схеме Н. Л. Добрецова (1974) нижняя температурная граница зеленокаменного метаморфизма определяется исчезновением глинистых минералов, цеолитов и появлением мусковита, хлорита, эпидота (соответствует 300°). Верхняя температурная граница устанавливается по исчезновению этих минералов и появлению кордиерита, ставролита, алмадинна (соответствует 500°). Давления, характерные

Минеральные ассоциации пропилитизации

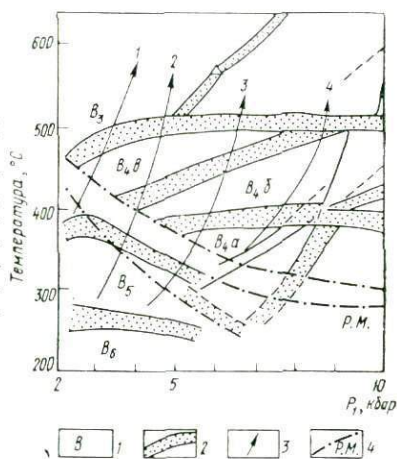
Фации	Температура, °С	Давление, кбар	Пропилитизация				Контактный метаморфизм	Динамометаморфизм
			эффузивные породы	субвулканические породы				
				кислого состава	основного состава	гипабиссальные породы		
Стильпно-мелановая	400—300 низкая	5—7 среднее	—	кварц-альбит-стильпномален	—	—	—	
Кальцит-эпидот-хлоритовая	400—300	4—5	1) кварц-гематит, 2) альбит-хлорит-кальцит, 3) кварц-серцит-кальцит, 4) кварц-альбит-хлорит (серцит) 5) серцит-хлорит-эпидот	—	—	—	1) кварц-альбит-серцит, 2) кварц-альбит-хлорит 3) кварц-серцит-кальцит	
Актинолит-эпидот-хлоритовая	500—400 средняя	5—8 среднее	альбит-эпидот-актинолит	кварц-альбит-эпидот	1) альбит-хлорит-актинолит 2) хлорит-эпидот-актинолит	1) альбит-эпидот-актинолит 2) хлорит-эпидот-актинолит	1) альбит-хлорит-(серцит)-эпидот, 2) хлорит-эпидот-актинолит	—
Биотит-хлоритовая	500—400 средняя	2—5 низкое	—	—	—	альбит-хлорит-биотит	—	—
Амфиболитовая	—	—	—	—	—	—	альбит-эпидот-роговая обманка	—

для развития пропилитовых минеральных ассоциаций, колеблется от 2 до 8 кбар (рис. 36).

Для пропилитизации характерно повсеместное, но неравномерное площадное развитие отдельных минеральных ассоциаций, а также определенная зависимость характера изменения от фаций вулканизма. Эффузивы изменены преимущественно с развитием низкотемпературных приповерхностных фаций метаморфизма, субвулканические породы подвержены изменению с преобладаю-

Рис. 36. Схема субфаций зеленосланцевой фации:

1 — субфации: B_3 — андалузит-кордиеритовая, B_{4a} — пумпелинит-стильпноелановая, $B_{4б}$ — эпидот-мусковит-хлоритовая, $B_{4в}$ — биотит-хлоритовая (мусковитовая), B_5 — пренит-пумпелинитовая, B_6 — цеолитовая; 2 — переходные зоны; 3 — зональность; 4 — вероятная низкотемпературная граница метаморфизма



щим развитием среднеглубинных низко- и среднетемпературных фаций; габбиссальные интрузии габброидов перерождены с образованием только среднетемпературных фаций различных глубин.

Наиболее древними являются процессы пропилитизации, связанные с формированием эффузивных комплексов. Как лавы, так и туфогенные образования различного состава и обломочности интенсивно пропилитизированы: полевые шпаты в них полностью альбитизированы, стекло замещено агрегатом вторичных минералов, в редких случаях сохраняются первичные темноцветные — пироксены и роговые обманки. Нижняя возрастная граница минеральных ассоциаций отмеченной пропилитизации определяется возрастом наиболее древних пород, в которых они развиваются (нерасчлененный нижний-средний девон); верхняя — устанавливается по пересечению полей данной пропилитизации минеральными ассоциациями, связанными со становлением субвулканических тел верхнедевонского возраста. Тесная связь процессов пропилитизации с формированием девонских вулканогенных комплексов доказывается более интенсивным изменением вулканитов по сравнению с вышележащими породами (шипуновская и алейская свиты) и наличием намечающейся метаморфической зональности: в центральных частях вулканических сооружений

(Козлушинского, Позноналовского) развиваются обычно более высокотемпературные и глубинные фации метаморфизма. Перечисленные факты позволяют предполагать генетическую связь пропилитизации с завершающей деятельностью среднедевонского вулканизма.

В субвулканических породах ранней группы кислого и основного состава развиваются те же минеральные ассоциации, что и во вмещающих эффузивах. Это доказывает одновременное их образование.

Субвулканические породы поздней группы (верхнедевонского возраста) подвержены изменению с широким развитием низко-среднетемпературных и среднеглубинных стильпномелановой и эпидот-актинолитовой фаций (см. табл. 11). Пропилитизация обычно охватывает породы всего тела и редко выходит за его пределы. В липаритовых, липарит-дацитовых порфирах развивается мелкочешуйчатый стильпномелан, а также гнездовой эпидот. Днабазы, габбро-днабазы почти повсеместно амфиболитизированы, реже в них устанавливается мелкозернистый эпидот. Нижний возрастной предел пропилитизации, связанной с верхнедевонскими субвулканическими телами кислого и основного состава, определяется возрастом этих тел. Верхней границей служит этап образования околорудных гидротермально измененных пород. На Габриэлевском месторождении предрудные гидротермальные изменения накладываются на субвулканические тела основного состава; прожилки кварц-серпичит-пиритового и кальцит-хлорит-пиритового состава пересекают амфиболитизированные субвулканические днабазы (Авдонин, 1974).

Пропилитизация, связанная с образованием гипабиссальных интрузий габбро, габбро-днабазов, габбро-диоритов (верхнедевонско—нижнекаменноугольного возраста), характеризуется широким развитием наиболее глубинных среднетемпературных биотитовой и эпидот-актинолитовой фаций (см. табл. 11). Данные изменения относятся к процессам пропилитизации, так как тесно ассоциируют с определенным магматическим комплексом, имеют локальный характер и проявляются не только в породах интрузивных тел, но также и вмещающих отложениях. Они не могут принадлежать к контактовому метаморфизму в связи с тем, что не обнаруживают зональности относительно интрузивных тел, а также не могут относиться к аутометаморфическим изменениям, так как развиваются за пределами интрузивных тел. Локальный характер делает невозможным отнесение их к региональному динамометаморфизму. Нижняя возрастная граница описываемой пропилитизации определяется ее приуроченностью к телам и зонам развития габбродов. Верхняя возрастная граница точно не установлена; предполагается близкое завершение становления данного комплекса.

Пропилитизация, связанная с формированием габбродных интрузий, является пострудной, так как на Габриэлевском место-

рождении габбро-диабазы, расположенные в рудной зоне, сохраняют монолитный свежий облик, совершенно не затронуты околорудными изменениями, в то время как биотитовая и эпидотовая минеральные ассоциации данной пропилитизации накладываются на околорудно измененные кварц-серицитовые породы и др.

Контактовый метаморфизм на Тишинском рудном поле проявился довольно широко в связи с формированием гранитоидных интрузий нижнекаменноугольного (?) габбро-плагно-гранитного (зменногорского) комплекса. Наиболее протяженный и мощный ореол экзоконтактовых изменений прослеживается на северо-востоке рудного поля, где контактовому воздействию подверглись девонские вулканогенно-осадочные и эффузивные породы основного состава. Раньше из-за интенсивного изменения данные отложения принимали за регионально-метаморфизованные осадочные породы и часто относили к метаморфической свите нижнего палеозоя (Буров, Курек, 1939). Менее значительный контактовый ореол наблюдается на юго-западе участка, где изменению подверглись осадочные и туфогенно-осадочные породы шипуновской и алейской свит.

Наблюдается отчетливо выраженное зональное строение контактовых ореолов. Зоны характеризуются значительными размерами (300—800 м), довольно четкими границами и имеют секущее положение относительно стратиграфических границ. В непосредственной близости от гранитных массивов развивается зона мигматизированных пород. Мигматиты представлены грубополосчатыми (2—3 см), местами пloyчатыми породами. Светлые полосы в них, сложенные агрегатом кварца, микроклина и олигоклаза, чередуются с темно-зелеными, состоящими из роговой обманки, актинолита и эпидота. В удалении от гранитов мигматиты закономерно сменяются эпидот-роговообманковыми, эпидот-актинолитовыми и хлорит-эпидотовыми роговиками, которые обладают зеленой окраской, массивной, местами линзовидно-полосчатой или пятнистой текстурой. Далее наблюдается широкая зона относительно слабо измененных ороговикованных известковистых туфогенных песчаников и алевролитов, которые постепенно сменяются породами фаунистически охарактеризованного среднего девона. Для анализа минеральных парагенезисов, развитых в зонах контактово измененных пород, В. В. Авдониным был произведен расчет реакции в системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3$ с двумя вполне подвижными компонентами H_2O и CO_2 и построена диаграмма $\mu \text{CO}_2—\mu \text{H}_2\text{O}$ для равновесных отношений между шестью минералами: кварц, кальцит, хлорит, эпидот, актинолит, альбит. Полученная диаграмма дает возможность проследить изменение минеральных ассоциаций в контактово измененных породах в зависимости от потенциалов CO_2 и H_2O . Эти изменения хорошо согласуются с реально наблюдаемой сменой ассоциаций: по мере удаления от контакта с гранитами (на диаграмме это соответствует направлению вверх и вправо) минеральные ассоциации с преобладанием актинолита

и эпидота сменяются ассоциациями с преимущественным развитием хлорита и кальцита. Это служит еще одним подтверждением правильности интерпретации откартированных зон как зон контактового метаморфизма.

Динамометаморфические изменения характерны для всех пород рудного поля (региональный динамометаморфизм), а также проявились более интенсивно в отдельных участках (локальный динамометаморфизм), что вызвало развитие зон рассланцевания. Воздействие динамометаморфизма особенно заметно на осадочных породах, которые не подверглись процессам пропилитизации. Алевролиты, туфогенные алевролиты и песчаники являются довольно свежими породами, в которых развиваются мелкие чешуйки серицита, хлорита и редко — гнезда карбоната. Породы подвержены метаморфическим изменениям низкотемпературной ступени небольших глубин с развитием кварц-альбит-серицитовой, кварц-альбит-хлоритовой и кварц-серицит-кальцитовой минеральных ассоциаций (см. табл. 11).

В зонах рассланцевания находятся минеральные ассоциации, но чешуйки серицита и хлорита достигают более крупных размеров, располагаются ориентированно по сланцеватости, образуя сгущения в виде полос. Иногда породы теряют первичные текстурно-структурные признаки и превращаются в метаморфические сланцы с гранобластовой и лепидогранобластовой структурами. От околорудных метасоматитов они отличаются отсутствием зональности, отсутствием рудной вкрапленности и довольно равномерным распределением вторичных минералов.

Петрохимические особенности. Контактный и динамометаморфизм являются процессами изохимическими. Пропилитизация сопровождается небольшими метасоматическими изменениями вулканических пород. Для установления поведения отдельных элементов в процессе пропилитизации пород различного состава, принадлежащих различным фациям, были произведены пересчеты химических анализов их по методу Барта (табл. 12). Рассмотрение диаграмм (рис. 37) показывает, что привнос и вынос вещества были незначительными. Процессы эпидотизации кроме увеличения содержания кальция нередко сопровождаются окварцеванием пород. Кроме того, наблюдается привнос щелочей: натрия — в связи с альбитизацией, кальция — при серицитизации и биотитизации пород. В карбонатной зоне привнос кальция сопровождается привнесом магния и железа, по-видимому, в связи с одновременным образованием хлоритов. В зоне развития кварц-альбит-серицитовой и кварц-серицит-хлоритовой минеральных ассоциаций наблюдается привнос кремнезема, который сопровождается привнесом калия или натрия в зависимости от преобладающего развития серицита или альбита.

В заключение следует отметить, что вулканогенно-осадочные эффузивные и субвулканические породы Тишинского рудного поля метаморфизованы в фации зеленых сланцев и амфиболитовой

Таблица химических анализов пород, пересчитанных по Баргу

Порода	Минеральная ассоциация	Фашия	Si	Ti	P ₂ O ₅	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	Ka	H ₂ O
Дациг	свежий	эталон	562	4	1	164	15	14	—	18	32	66	29	86
Туфы липаритовых порфиров	кварц-альбит-эпидот		600	2	—	150	11	5	—	22	38	21	22	8
Лавобрекция липаритового порфира	серицит-хлорит-биотит	эффузивная	649	2	—	118	16	8	—	8	3	6	89	9
Туфы липаритовых порфиров	кварц-серицит-хлорит		627	1	—	114	7	4	—	24	6	3	31	3
Туфы липаритовых порфиров	кварц-серицит-хлорит-пирит		622	1	—	145	3	20	—	6	5	53	24	11
Липаритовые порфиры	кварц-серицит-кальцит		658	2	1	140	7	3	—	8	7	23	15	3
Базальт	свежий	эталон	451	9	3	170	37	49	2	84	88	55	18	99
Магматиты	альбит-эпидот-актинолит		374	3	1	128	26	17	—	52	102	18	1	5
Туфы базальтовых порфиритов	хлорит-эпидот-актинолит	эффузивная	448	8	1	172	24	56	2	61	80	34	4	—
Туфы базальтовых порфиритов	кварц-альбит-эпидот		558	3	1	97	19	15	1	34	46	22	3	—
Туфы андезит-базальтовых порфиритов	кварц-серицит-хлорит-кальцит		480	4	2	135	15	24	1	35	35	20	24	—
Липарит	свежий	эталон	612	3	—	140	10	2	1	5	10	58	42	74
Лавобрекция липаритовых порфиров	серицит-хлорит-эпидот		673	—	—	113	6	6	—	—	4	18	35	11
Липаритовые порфиры	кварц-серицит-хлорит	экструзивная	664	2	1	121	3	55	2	17	17	46	105	11
То же	кварц-альбит-серицит		671	1	—	123	1	6	—	4	5	11	43	—
» »	кварц-серицит		680	1	—	119	5	1	—	6	3	18	24	—
Липарит	свежий	эталон	612	3	—	140	10	2	1	5	10	58	42	74
Липаритовые порфиры	серицит-хлорит-эпидот	субвулканическая	627	1	1	137	5	14	1	20	8	69	10	3
То же	серицит-хлорит-биотит		676	—	1	117	5	6	—	7	3	12	25	10
» »	кварц-альбит-серицит		672	—	1	120	3	4	—	6	2	7	38	11
» »	кварц-серицит-хлорит		664	1	1	127	6	6	—	9	2	28	19	5
Габбро	свежий	эталон	442	7	2	193	22	46	1	103	108	45	10	13
То же	хлорит-эпидот-актинолит	гипабсальная	483	10	1	176	31	45	1	100	100	53	3	—
» »	альбит-хлорит-актинолит		451	9	2	155	37	48	2	80	90	45	3	—
Габбро-порфирит	кварц-альбит-эпидот		438	5	1	165	26	39	1	80	65	16	3	—

фаши. Они подверглись воздействию метаморфизма, пропилитизации, динамометаморфизма (регионального и локального), а также процессам контактового метаморфизма. Метаморфические изменения проявились в породах с различной интенсивностью в зависимости от состава их текстурно-структурных признаков и тектонического положения. Поэтому породы одинакового состава и фашиальной принадлежности иногда метаморфизованы в раз-

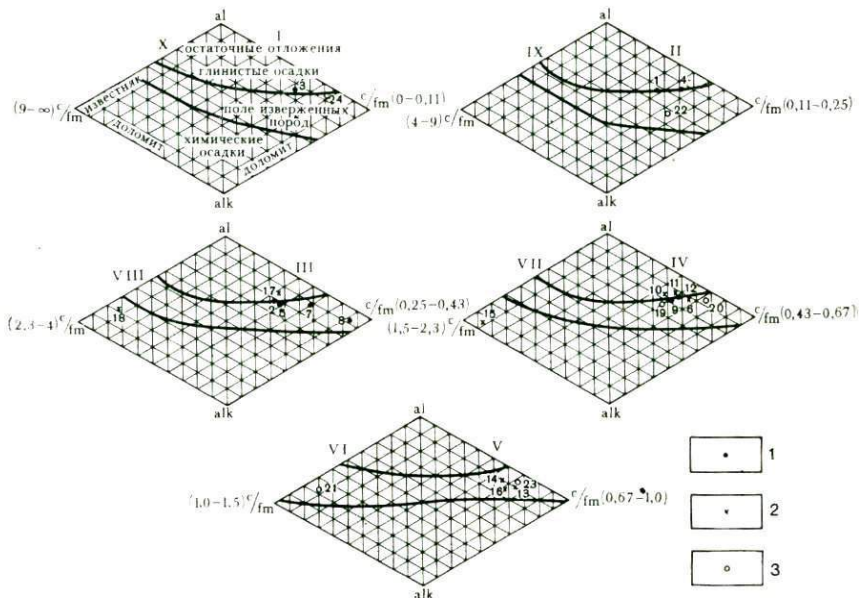


Рис. 37. Петрохимическая диаграмма для вулканогенно-обломочных пород по Ниггли:
1 — породы успенской свиты, 2 — породы ильинской свиты, 3 — породы круковской свиты

личной степени. Наблюдаются сильно измененные породы, утрачившие первоначальные признаки и превращенные в роговики, амфиболиты и метаморфические сланцы, а также менее измененные разности, в которых хорошо заметны первичные текстуры и структурные особенности — сохраняются флюидальное и миндалекаменное строение, вкрапленники и микролиты.

Метаморфические преобразования пород наблюдались неоднократно в определенной последовательности. Наиболее древними (раннегеосинклинальная стадия) являются процессы пропилитизации, связанные с формированием эйфельского базальт-липаритового и позднеэйфельско-живетского липарит-дацитового эффузивных комплексов. Пропилитизация, вызванная формированием субвулканических тел кислого и основного состава (верхнедевонского возраста), является более поздней, так как имеет локальное

развитие, текущее положение относительно региональной эффузивной пропилитизации и своеобразный состав минеральных фаций. Пропилитизация каждого этапа завершалась гидротермальными процессами, приведшими к образованию рудных метасоматитов и медно-полиметаллических рудных тел. На тесную связь гидротермальных процессов с пропилитовым метаморфизмом указывает постоянная приуроченность рудной минерализации к пропилитизированным вулканитам. Анализ пространственного размещения полей гидротермального и пропилитового метаморфизма показывает, что гидротермальные изменения не нарушают общей картины развития пропилитового метаморфизма. Гидротермалиты ассоциируют с низко- и среднетемпературными минеральными ассоциациями пропилитов или располагаются на их контактах. Пропилитизация, вызванная формированием гипабиссальных тел габброндов (верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста) определенно является пострудной.

В связи со становлением гранитоидов нижнекаменноугольного комплекса (позднегеосинклинальная стадия) широко проявились процессы контактового метаморфизма и автотаморфизма. Контактные процессы сопровождалась формированием регенерированного полиметаллического оруденения (Яковлев и др., 1975).

Дислокационный метаморфизм проявлялся неоднократно, о чем свидетельствует многоэтапное формирование зон расщепления при локальном динамометаморфизме (Старостин и др., 1973). Наиболее интенсивные динамические воздействия происходили, по-видимому, в конце позднегеосинклинальной и начале орогенной стадии развития, так как расщеплению подверглись мигматиты, контактовые роговики и гидротермально измененные породы.

Глава 17

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И КОЛЧЕДАННО- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Структурно-петрофизический анализ горных пород и руд. Для решения вопроса петрогенеза и рудогенеза при расшифровке особенностей формирования геологических структур все шире используют данные о физических и механических свойствах горных пород и руд (упругость, структура порового пространства, проницаемость, пористость, удельная и объемная масса, твердость и прочность). При этом анализируются не только абсолютные значения свойств, но и их анизотропия. При структурных исследованиях на рудных полях определяющая роль принадлежит изучению упругих свойств (скоростей распространения ультразвуковых продольных, поперечных и поверхностных волн; коэффициента Пуас-

сона и др.), которые составляют основу методики структурно-петрофизического анализа (Старостин, 1973).

Существующая лабораторная импульсная ультразвуковая аппаратура предназначена для определения скоростей упругих волн методами профилирования и просвечивания на предварительно подготовленных образцах. Для того чтобы получить объемную картину распределения значений скоростей продольных ультразвуковых волн, исследуемую пробу либо распиливают алмазной пилой на множество разноориентированных образцов, либо, что значительно реже, выпиливают образцы в форме кубов и затем определяют скорости волн. Оба способа очень сложны и трудоемки, что, естественно, затрудняло внедрение данной методики в практику геолого-структурных исследований рудных месторождений. Авторами разработан способ, позволяющий определять индикатрису скоростей продольных ультразвуковых волн на двух ориентированных в пространстве взаимно перпендикулярных плоскопараллельных пластинках толщиной 0,5—5 см и диаметром от 3 до 15 см. Для этого сконструированы теодолитные приставки к приборам ИПА, ИКЛ, Р5-5; изготовлены наконечники, позволяющие получить точечный источник излучения и приема ультразвуковых колебаний, и составлены программы для обработки данных и построения круговых структурно-петрофизических диаграмм (на основе сетки В. Шмидта).

В процессе разработки данной методики изучены физико-механические свойства главных породообразующих минералов (полевых шпатов, минералов кремнезема, карбонатов и др.) и основных типов вулканогенно-осадочных пород, вмещающих колчеданные рудные месторождения. При этом установлено, что упругие параметры (модуль Юнга, скорости ультразвуковых волн) и плотность увеличиваются для одних и тех же минералов и их агрегатов, сформировавшихся при больших давлениях и температурах и минимально измененных гидротермально-метасоматическими процессами. Субвулканические породы отличаются от эффузивных образований такого же состава меньшей пористостью и параметрами насыщения, преобладанием субмикроскопических пор изометричной формы, большей упругостью, твердостью и прочностью.

Детальные петрографические, кристаллографические и микроструктурные исследования в сочетании с экспериментальными данными позволяют наметить три основных типа анизотропии упругих свойств: 1) петроструктурный; 2) связанный с напряженным состоянием и 3) деформационный.

Петроструктурная анизотропия отражает условия, при которых образовались горные породы и руды, либо существенно метаморфизовывались, и выражается главным образом в ориентировке слагающих породы руд минералов. Сюда относятся протектонические, седиментационные и метаморфические структуры.

Протектонические структуры отчетливо фиксируются на структурно-петрофизических диаграммах. Так, в субвулканических

липаритовых порфирах (Николаевское месторождение, Рудный Алтай) установлено полное совпадение максимумов концентрации оптических осей кварца, осей столбчатой отдельности и максимальных значений V_p . Системы пор и микротрещины не изменяют симметрию анизотропии упругости, обусловленную ориентировкой кристаллов, при медленных гидростатических нагрузках во всем диапазоне давлений вплоть до 10 кБар. Максимумы и минимумы скоростей остаются на тех же самых местах, а изменение положения изолиний скоростей незначительно (Christensen, 1971).

Седиментационные структуры осадочных и вулканокластических пород характеризуются упорядоченным расположением минеральных частиц и агрегатов. Наиболее распространенные типы структур образованы сочетаниями линейных, линейно-плоскостных и плоскостных ориентировок, которые отчетливо выявляются на круговых структурно-петрофизических диаграммах. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах сортировка частиц породы по размерам и составу приводит к образованию поясов повышенных значений V_p , а преимущественная ориентировка удлиненных зерен, связанная с направлением сноса материала, на диаграммах фиксируется линейными максимумами скоростей ультразвуковых волн.

Метаморфические и метаморфогенные структуры характерны для интенсивно измененных пород, часто нацело преобразованных под влиянием термального, контактового и динамического метаморфизма. Возникшие при этом структуры обладают отчетливой связью между ориентировкой зерен породы и ее физическими свойствами.

В кварц-серицитовых метасоматитах направлению преимущественной ориентировки оптических осей кварца соответствует линейный максимум V_p ; листочки серицита являются причиной появления пояса повышенных значений скоростей ультразвуковых волн, а сопряженный с ним минимум соответствует перпендикуляру к плоскостям серицитовых пластинок. Примером метаморфогенной природы анизотропии упругих свойств могут служить также вулканогенные (лавы, экструзии и субвулканические тела кислого состава) и осадочные образования Кедровско-Бутачихинской зоны (Рудный Алтай). Здесь в образцах пород, отобранных из различных участков, устойчиво фиксируется на круговых диаграммах пояс повышенных значений скоростей продольных ультразвуковых волн (аз. пад. $10-30^\circ$, $\angle 65-80^\circ$), соответствующий положению проявленного в данной зоне регионального расщепления.

Анизотропия напряженного состояния возникает в массивах горных пород под действием литостатического давления или тектонических сил, а в образцах горных пород появляется при экспериментах, моделирующих направленное или всестороннее давление.

Деформационная природа анизотропии. Экспе-

риментальные работы по изучению физико-механических, в том числе и упругих, свойств горных пород в условиях высоких давлений и температур, а также изучение изменений, происходящих в структуре исследуемых образований, показали, что, начиная с небольших величин всестороннего сжатия (0,5—4 кБар), в породах развивается процесс микроразрушения и пластической деформации. При этом в зернистых породах катаклиз наблюдается по границам зерен, а внутри них — пластическая деформация, выражающаяся трансляцией, двойникованием, скольжением в кристаллической структуре вещества. Одновременно происходит поворот зерен, особенно в условиях преобладающего одностороннего давления. Отмеченные явления микродеформации сопровождаются развитием микротрещиноватости, приводящей к приращению объема (Ставрогин, 1968).

Таким образом, упругая анизотропия деформированных горных пород и руд обычно обусловлена сочетанием двух основных элементов внутренней структуры: 1) упорядоченным расположением отдельных кристаллов или агрегатов (петроструктурная составляющая) и 2) закономерной ориентировкой микротрещиноватости и пор (деформационная составляющая). Анизотропия, обусловленная микротрещиноватостью и пористостью, контрастно проявляется при изучении образцов в абсолютно сухом состоянии (первая диаграмма). В этом случае скорость ультразвуковой волны при пересечении микротрещин и пор уменьшается, и тем заметнее, чем большее количество трещин встретится на ее пути. При последующем насыщении образцов жидкостями и повторном ультразвуковом просвечивании (вторая диаграмма) выявленная ранее анизотропия скоростей сильно уменьшается и иногда даже исчезает, так как поры и микротрещины, заполненные растворами, значительно слабее влияют на абсолютные величины скоростей упругих волн. Вычитая из первой диаграммы вторую, мы получаем новую диаграмму, где находит отражение анизотропия, обусловленная исключительно ориентировкой микротрещиноватости. На одних и тех же ориентированных пластинках горных пород и руд кроме определения индикатрисы скоростей продольных ультразвуковых волн исследуются объемная масса, параметры насыщения, пористость и твердость.

По мере расширения набора физических и механических свойств, используемых при структурно-петрофизическом анализе, возникла необходимость выработки единого, компактного обобщающего параметра, который должен быть в то же время чувствительным критерием для разделения пород, в разной степени благоприятствующих рудоотложению, служащих экранирующими образованиями и обладающих способностью образовывать трещинные структуры.

Чтобы объединить в одном коэффициенте физико-механические свойства, различные по своему физическому смыслу и имеющие свою размерность, предлагается ввести для каждого из них

некоторую безразмерную шкалу. Одноитиность шкалы достигается обычной статистической нормировкой каждого j -го физико-механического свойства в каждом i -м образце, их средними \bar{X}_j и стандартными отклонениями S_j

$$K_{ij} = \frac{X_{ij} - \bar{X}_j}{S_j} \quad \text{при } i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, p.$$

Комплексный петрофизический коэффициент $K_{\text{пк}}$ определяется по формуле

$$K_{\text{пк}} = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p K_j,$$

в которой под K_j подразумевается j -е свойство пород, не зависящее от всех остальных физических характеристик. Статистическая независимость этих параметров друг от друга была доказана незначительностью их парных корреляций между собой в выборках со всех основных рудных полей Рудного Алтая.

Важной проблемой при палеорекострукциях в деформированных рудных полях является установление физических и механических свойств, которыми обладали породы до регионального расланцевания. Анализ большого фактического материала показал, что процессы динамического метаморфизма проявляются, как правило, исключительно неоднородно. В связи с этим на бинарных графиках («Коэффициент деформационной анизотропии, физико-механические свойства») выделяются ряды пород, принадлежащих одной фаши (вулканогенной или осадочной), но различающихся по степени деформирования. Экстраполяция данных кривых в область, где концентрируются значения слабдеформированных пород, с низкими значениями коэффициента анизотропии позволяет установить наиболее вероятные первоначальные значения физического параметра. Подобные графики составлены авторами для Тишинского рудного поля, проведена палеорекострукция структуры и физико-механических свойств рудовмещающих образований.

Структурно-петрофизический анализ проводится с привлечением имеющегося геологического материала, и прежде всего детального геолого-структурного картирования. С учетом особенностей литологического и химического состава, физико-механических свойств пород выделяются петрофизические группы пород в объеме рудного поля; намечаются образования, благоприятные для рудозамещения и служащие структурно-литологическими экранами; производится анализ всех видов структурных диаграмм для разновозрастных образований на основе изучения трещиноватости, разломов, ориентировки микротрещин и пор в породах, особенностей петроструктурных ориентировок минералов, природы объемной анизотропии пород и руд. В результате удастся

выделить рудолокализирующие структуры и наметить последовательные палеотектонические поля напряжений в истории формирования рудных полей и месторождений.

Для ускорения и повышения точности в обработке большого количества измерений различного рода структурных элементов и физико-механических характеристик были составлены программы для построения на ЭВМ диаграмм трещиноватости, микроструктурных, суммарных, структурно-петрофизических и структурных элементов определенного класса. Кроме того, Н. Н. Шатагиным и С. А. Сандомирским (1974, 1975) были составлены программы для расчета координат осей напряжений по замерам сопряженных сколовых нарушений и эффективной пористости и параметров насыщения горных пород.

Структурно-петрофизические типы колчеданно-полиметаллических рудных полей в палеовулканических областях. Изучение колчеданно-полиметаллических рудных полей Алтая, Урала, Кавказа и других районов, позволило выделить в истории их формирования синвулканические и поствулканические этапы. В течение каждого этапа образовывались определенные структурные парагенезисы, особенности строения которых определялись последовательно меняющимися палеотектоническими полями напряжений, петрофизическими характеристиками пород, фашиальным составом рудовмещающих отложений и локальными конседиментационными структурами.

Синвулканические этапы охватывали периоды накопления осадочно-вулканогенных толщ, становления ранних субвулканических тел и формирования первичных вулканических структур (ранневулканические стадии). В дальнейшем происходила деформация вулканических структур, образование тел поздних субвулканических пород и автомагматических брекчий (поздневулканические стадии). Поствулканические этапы по времени совпадали с позднегеосинклинальным, орогенным и посторогенным периодам тектономагматического развития и, в свою очередь, подразделялись на стадии и подстадии. Наиболее четко выражены два этапа: 1) сининтрузивный, соответствующий времени внедрения гранитоидов, и 2) этап поздней трещиноватости, приведший к формированию повсеместно развитых систем трещин скола, которые рассекали и смещали все известные на рудных полях породы, руды и более ранние разрывы.

Палеотектонические поля напряжений обычно многократно меняли пространственную ориентировку и интенсивность в течение всего периода образования рудоносных структур. Наряду с существенными изменениями при смене этапов — синвулканического поствулканическим или сининтрузивным — наблюдаются значительные вариации их в пределах отдельных стадий и подстадий. Здесь можно выделить два ряда палеотектонических полей напряжений. Первый характеризуется преобладанием на всех этапах и стадиях горизонтально ориентированных растягиваю-

щих усилий и круто направленных сжимающих. Для второго ряда устанавливается горизонтальное расположение как растягивающих, так и сжимающих усилий. Физические свойства горных пород и руд заметно различаются для разных рудных полей и месторождений, что связано с особенностями строения и состава рудоносных магматических формаций. В связи с этим целесообразно при металлогенических исследованиях сопоставлять физико-механические свойства петрофизических рядов горных пород, в которых объединяются сформировавшиеся в единый тектономагматический этап образования (лавовые и субвулканические породы основного, среднего и кислого состава). На рудных полях, неметаморфизованных или претерпевших слабый метаморфизм, выделяются сильно-, средне- и слабодифференцированные петрофизические ряды пород, различия между которыми отражают особенности проявления интрузивного и эффузивного магматизма и осадконакопления. Для рудных полей, образованных метаморфизованными породами, выявляется тенденция к нивелированию значений физико-механических свойств для различных литологических разновидностей пород.

Структурно-петрофизический анализ колчеданно-полиметаллических рудных полей позволил выделить среди них два основных типа (табл. 13), сформировавшихся в областях растяжения и сжатия (Старостин, 1976). Каждый из них по ведущему механизму деформирования разделяется на ряд подтипов (Гзовский, Михайлова, 1971).

1. В областях растяжения отмечаются два подтипа: рудные поля, сформировавшиеся при деформации: 1) поперечного изгибания и 2) горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении. Первые приурочены к вулкано-тектоническим поднятиям, а вторые — к вулкано-тектоническим депрессиям. Для обоих подтипов характерно широкое развитие вулканических структур, сформировавшихся в синвулканические этапы, устойчивое палеотектоническое поле напряжений с крутоориентированными сжимающими усилиями и слабо проявленными поствулканическими и пострудными деформационными процессами; преобладает петроструктурный тип анизотропии физико-механических свойств.

1а. Рудные поля областей поперечного изгибания сложены главным образом вулканогенно-осадочными образованиями. Значительным распространением пользуются сложные экструзивные и лавовые тела, с которыми тесно ассоциируют ранние субвулканические залежи. Для развитых здесь петрофизических рядов пород характерны небольшие различия в физико-механических свойствах лавовых, экструзивных и субвулканических образований и их общая повышенная плотность, упругость, низкая пористость и проницаемость по сравнению с подобными рядами пород других типов рудных полей (табл. 14, 1''). Отмеченные выше экструзивно-лавовые и субвулканические тела вкраплены в одно-

Структурно-петрофизические типы колчеданно-полиметаллических рудных полей в палеовулканических областях

Структурно-петрофизические типы	Рудные поля областей растяжения I		Рудные поля областей сжатия II	
	поперечное изгибание Ia	горизонтальное растяжение при продольно-зональном укорочении Ib	горизонтальное и вертикальное продольно-зональное сложное сдвигание IIa	горизонтальное продольно-зональное сдвигание IIб
Петрофизические ряды вулканогенных пород	слабодифференцированные	сильнодифференцированные	умеренно дифференцированные	
Средние значения комплексного петрофизического коэффициента ($K_{ПК}$)	0,0—0,2	0,9—1,1	0,5—0,6	
Тип анизотропии физико-механических свойств	петроструктурный		петроструктурный, деформационный	
Вулканические сооружения	мелкие и средние размером 1—5 км	крупные размером больше 10 км	цепи мелких и средних размером 1—5 км	
Синвулканические конседиментационные разрывные нарушения	осепродольные сбросы и взбросы	система диагональных вертикальных разломов	продольные, линейные зоны расщепления и дробления	продольные, кулисные, короткие, узкие зоны расщепления; ортогональная система крутопадающих разломов
Предрудные и сорудные дайки и жилы	радиальные, осепродольные и диагональные системы субвулканических даек кислого состава и рудных жил		редкие интрудные дайки основного состава	
Соотношение сингенетического и эпигенетического типа оруденения	преобладает эпигенетический	сингенетичный и эпигенетический в равных соотношениях	преобладают сингенетичный вулканогенно-осадочный	в первый синвулканический этап—сингенетичный, а во второй—эпигенетический
Основные типы руд	полиметаллический	медноколчеданный	колчеданно-полиметаллический	колчеданный, колчеданно-подметаллический
Рудные поля	Ленингорское (Рудный Алтай)	Блявинское (Южный Урал)	Тишинское (Рудный Алтай)	Николаевское (Рудный Алтай)

Таблица 14

Колчеданно-полиметаллические рудные поля, в разной степени деформированные в пострудное время*

Рудные поля**	Количество проб	Эффективная пористость $P_{эф}$, %				Условно-мгновенное насыщение A , %				Модуль Юнга $E \cdot 10^5$, кг/см ²				Комплексный петрофизический коэффициент $K_{ПК}$				
		1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
I	I'	85	2,5	2,3	2,5	1,5	1,3	0,8	1,1	0,5	4,6	5,6	5,4	7,1	1,3	0,8	1,0	0,2
	I''	154	1,7	1,2	0,9	0,5	0,7	0,6	0,3	0,2	5,1	6,0	6,4	7,5	0,7	0,4	0,1	0,3
II		30	1,6	1,8	1,5	1,1	0,5	0,7	0,4	0,4	5,5	5,2	6,9	6,7	0,5	0,6	0,2	-0,1
III	III'	210	1,2				0,5				7,1				- 0,2			
	III''	180	0,6				0,1				8,0				-1,5			

* Средние значения физических свойств лавовых образований основного (1) и кислого (2) состава и субвулканических пород основного (3) и кислого (4) состава.

** Рудные поля: I — слабдеформированные (I' — Блявинское, I'' — Лениногорское); II — среднедеформированное (Николаевское); III — интенсивно деформированные (III' — Тишинское, III'' — Старковское и Стрежанское).

родную по физическим свойствам вулканогенно-осадочную толщу, обладающую низкими величинами пористости, параметров насыщения, коэффициента Пуассона и высокими величинами модуля Юнга и модуля сдвига (табл. 15, тип Р). Это исключительно хрупкие, слабопроницаемые породы, среди которых изредка встречаются прослои и линзы высокопористых и проницаемых туфов и осадочных пород (конгломераты, гравелиты).

Общей тенденцией в истории формирования рудоносных структур здесь является такая последовательная смена палеотектонических полей напряжений, которая характерна для длительно формировавшихся крупных складок поперечного изгиба (вулканогенных геоантиклиналей). Рудные поля подобного типа приурочены к сводовым частям, реже флангам поднятий, где на протяжении всего периода их роста господствовала обстановка латерального растяжения. Преобладающими направлениями растягивающих усилий являлись поперечные (горизонтальные), а сжимающих — продольные (наклонные, вплоть до вертикальных) к общему простиранию геоантиклинали.

В начальные синвулканические этапы активно формировались продольная и поперечная системы крутопадающих разломов, определившие блоковую структуру рудных полей и пространственное размещение фаций вулканитов. В это время образуются цепочки многочисленных мелких субвулканических тел и экстрезивно-эффузивных куполов. Осадкообразование происходит в мелководном морском бассейне в обстановке частных размывов и переотложений, по конседиментационным крутопадающим разломам сбросовые движения отдельных блоков нередко приводили к образованию мелких грабенов.

В отличие от ранневулканических, в поздневулканические стадии сжимающие усилия ориентировались почти исключительно вертикально, а растягивающие усилия в горизонтальной плоскости имели поясовое распределение. Неравномерные движения блоков и локальные изгибы в связи с тектоническими напряжениями, порождавшими формирование геоантиклинали, приводили к образованию осложняющих сводовую часть данной структуры мелких антиклиналей и брахантиклиналей, в каждой из которых возникали радиальные системы крутопадающих трещин скола. Продольные системы ранних разломов в это время могли быть рудоподводящими. По ним рудные растворы поднимались в верхние горизонты, насыщая по пути сформировавшиеся к этому времени системы трещин, полости отслаивания и поровое пространство пород. Общая скорость течения раствора, естественно, будет замедляться, поскольку по мере подъема гидротермальной колонны будет падать градиент давления за счет значительного увеличения объемов свободного пространства. Ориентировочные подсчеты, произведенные авторами на Лениногорском рудном поле, показали, что в пределах рудовмещающей толщи кремнистых алевролитов и туффитов кряковской свиты объем, занятый гид-

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород	Объемная масса $V_{об}$ г/см ³	Эффективная пористость, $P_{эф}$, %	Условно-мгновенное насыщение A , %	Постоянная насыщения B , ч ⁻¹	Проницаемость, мД	Упругость						Твердость по Бриггелю, кг/мм ²	Прочность на одноосное сжатие, кг/см ²	Комплексный петрофизический коэффициент $K_{пик}$
						скорости ультразвуковых волн, км/с		коэффициент Пуассона	модуль Юнга, $E \cdot 10^9$ кг/см ²	модуль сдвига, $C \cdot 10^9$ кг/см ²				
						продольных	поперечных							
О	диабазы, липаритовые порфиры	2,76	2,65	0,68	0,30	$1 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-4}$	5,12	3,05	0,21	5,80	2,64	240	1350	0,56
П	туфы, туффиты основного, смешанного и кислого состава	2,60	4,42	0,94	0,25	более $1 \cdot 10^{-2}$	4,52	2,64	0,24	5,20	2,20	40	400	1,10
Р	кремнистые алевролиты, туффиты, пепловые туфы	2,65	0,40	0,03	0,02	менее $1 \cdot 10^{-4}$	5,35	3,43	0,11	7,25	2,90	350	2200	-1,44
С	алевролиты, аргиллиты	2,71	0,30	0,01	0,04	менее $1 \cdot 10^{-4}$	5,05	2,60	0,35	6,10	2,25	115	830	-0,50
Т	липаритовые и дацитовые порфиры (лавы, экструзии и субвулканические тела)	2,60	2,18	0,54	0,23	$1 \cdot 10^{-4}$	5,56	3,37	0,16	7,05	3,03	330	1940	0,10

ротермальными рудными жилами, в направлении к верхним горизонтам увеличивается на 1,0—1,5% на каждые 100 м.

В зависимости от петрофизических особенностей рудовмещающей серии пород условно выделяются два типа разреза (см. табл. 15): 1) слабопористый, упругий, массивный (тип Р) и 2) пористый, хрупкий (тип П). Наиболее широко распространен первый тип. Для него характерно преобладающее развитие на нижних горизонтах жильных рудных тел, а на верхних (сводовые части антиклиналей и брахиантиклиналей) — пластовых, каравеобразных и куполовидных рудных тел под экранами пластичных непроницаемых пород. Руды брекчиевидной текстуры содержат обломки вмещающих пород и руд. Подчиненно распространены вкрапленные и метасоматические руды, приуроченные к редким прослоям и линзам высокопористых пород. Этот петрофизический тип разреза способствовал тому, что часть рудоносных растворов достигала поверхности и формировала здесь вулканогенно-осадочные рудные залежи.

Для второго типа разреза, характеризующегося широким развитием высокопористых, хрупких, малопрочных пород, более типичны гидротермально-метасоматические залежи вкрапленных и сплошных руд, менее распространены жильные и мало вероятно образование вулканогенно-осадочных залежей. Неравномерность в процессе формирования геоантиклинали как крупной складки поперечного изгиба привела к неравномерному развитию сети продольных и поперечных разломов, вскрывающих и выводящих в верхние горизонты структуры рудоносные растворы, а это, в свою очередь, явилось одной из основных причин стадийности рудообразования.

В пострудное время, в сининтрузивные этапы, палеотектонический режим зачастую характеризовался унаследованными палеотектоническими полями напряжений. Интрузии гранитоидов внедрялись в уже существующие антиклинорные структуры, активно метаморфизовывали ранее сформировавшиеся вулканогенно-осадочные породы и руды. В более поздние этапы в зависимости от региональных особенностей тектоно-магматического развития металлогенической провинции тектонический режим обычно существенно менялся. Например, на Рудном Алтае в это время образовывались сдвиги с сопутствующими им системами трещин скола и отрыва.

Наиболее типичным представителем описанного структурно-петрофизического подтипа является Лениногорское рудное поле.

16. Рудные поля в областях горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении сложены образованиями геосинклинальной липарит-базальтовой формации. Количественно преобладают потоки лав основного состава. Петрофизический ряд пород здесь характеризуется повышенными значениями пористости и условно-мгновенного насыщения и низкими величинами

упругих параметров и контрастностью различных фаций вулканогенных пород (табл. 14, 1').

Рудные поля этого подтипа формировались при унаследованном сохранявшихся на всех этапах и стадиях горизонтально ориентированных растягивающих усилиях. В ранневулканическую стадию палеотектоническое поле напряжений было представлено крутоориентированным положением осей минимальных нормальных напряжений и радиальным, всесторонним в горизонтальной плоскости положением осей максимальных нормальных напряжений (рис. 38). В это время формировались крупные вулканические сооружения изометричной или эллиптической форм (в плане), вытянутые вдоль простирания вулканического трога. Активно развивалась сеть конседиментационных крутопадающих, сопряженных, диагональных по отношению к простиранию трога разломов, которые определяли позицию отдельных вулканических аппаратов, субвулканических и экструзивных тел и трещинных лавовых излияний. Широким распространением пользовались системы субвулканических даек. Цикличность вулканизма была выражена многоэтапностью его развития (обычно двухэтапностью). Каждый этап начинался с накопления базальтов в условиях растяжения и завершался образованием более кислых пород в обстановке латерального сжатия. Эволюция вулканизма во времени заключалась в уменьшении объемов накопления вулкаников основного состава и в более кислом характере пород, завершавших каждый последующий этап. Синхронно с вулканизмом образовывались мелкие чисто колчеданные залежи и зоны приртовой вкрапленности.

Поздневулканические стадии синвулканических этапов охватывали промежутки времени, когда наступали перерывы в эксплозивно-эффузивной деятельности палеовулканов. Для них характерно существенное изменение палеотектонического режима. Обстановка всестороннего горизонтального растяжения последовательно сменялась полями напряжений для: 1) зон осепродольного сжатия (по отношению к простиранию вулканического трога) и 2) областей поперечного изгиба с круто- (веерообразно) ориентированными сжимающими и горизонтальными растягивающими усилиями.

В первом случае формировалась система диагональных по отношению к простиранию структуры крутопадающих разломов; возникали складки продольного изгиба и выжимания. Последние были особенно характерны для еще не консолидированных к этому времени пачек кремнистых аргиллитов, фтанитов и глинистых сланцев. Обстановка горизонтального сжатия способствовала закрытию основной массы ранних разломов и сопутствующих им оперяющих трещин. Несмотря на достаточно высокую пористость, развитые в пределах рудных полей вулканогенные породы почти непроницаемы ($1 \cdot 10^{-2}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ мД) и слабдеформированы. В них отсутствует микротрещиноватость, а высокая пористость

существует благодаря порам и миндалинам магматического происхождения. В подобных палеотектонических и петрофизических условиях рудоносные гидротермальные растворы под действием достаточно высокого градиента давления, ограниченности свободного объема и локальности путей миграции могли достигать дна палеобассейна и формировать вулканогенно-осадочные руды мед-

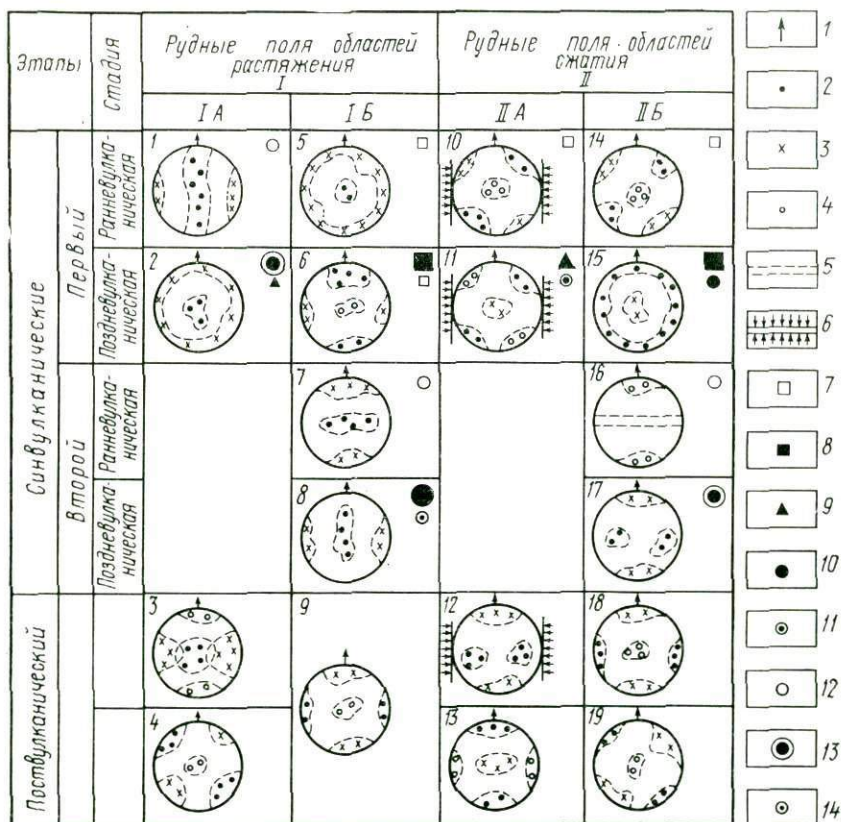


Рис. 38. Этапы формирования рудоносных структур и тектонические условия образования рудных залежей:

1 — генеральное простирание структур; оси главных нормальных напряжений: 2 — минимальных, 3 — максимальных, 4 — промежуточных; 5 — проекция плоскости деформации; 6 — дополнительное боковое сжатие; рудообразование вулканогенно-осадочное: 7 — колчеданное, 8 — медноколчеданное, 9 — колчеданно-полиметаллическое; эпигенетическое гидротермальное рудообразование: 10 — медноколчеданное, 11 — колчеданно-полиметаллическое, 12 — колчеданное; 13 — основная масса руд; 14 — меньшая часть руд. Рудные поля областей: Ia — поперечного изгибания, Ib — горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении, IIA — горизонтального и вертикального продольно-зонального сдвига, IIB — горизонтального сдвига

поколчеданного состава. При этом эпигенетические гидротермальные типы руд (метасоматические и выполнения пустот) образовывались в подчиненных количествах. В поздневулканические стадии заключительного синвулканического этапа часто возникала палеотектоническая обстановка, характерная для участков латерального растяжения, что приводило к резкому увеличению объема открытого трещинного пространства и возрастанию на несколько порядков проницаемости рудовмещающих толщ. Трещиноватость особенно интенсивно возникла в породах кислого состава вблизи их контактов с основными. Все эти условия благоприятствовали образованию гидротермально-метасоматических руд, оптимальной средой для которых являлись породы с пористостью 3,5—5,5%, низкими значениями прочности 800—900 кг/см², коэффициента Пуассона 0,1, модуля Юнга $4,5 \cdot 10^5$ — $5,0 \cdot 10^5$ кг/см² и модуля сдвига $1,8 \cdot 10^5$ — $2,3 \cdot 10^5$ кг/см². Однако и в эти стадии часть растворов могла достигать дна палеобассейна и образовывать слоистые вулканогенно-осадочные руды, но ведущим процессом рудообразования здесь был все же гидротермально-метасоматический, протекавший на небольших глубинах.

Для поствулканических этапов характерны палеотектонические поля напряжений с расположенными в горизонтальной плоскости осями главных нормальных напряжений. В эти периоды формировались надвиги, взброссдвиги и простые сдвиги и повсеместно проявленная поздняя трещиноватость. Типичным примером рассмотренного структурно-петрофизического подтипа является Блявинское поле на Южном Урале.

II. Рудные поля в зонах латерального сжатия сложены вулканогенно-осадочными толщами, в строснии которых преобладают осадочные и пирокластические образования. Петрофизические ряды пород характеризуются умеренной дифференциацией с невысокими значениями пористости, показателей насыщения и несколько пониженными значениями упругих параметров. Различия между величинами физических и механических свойств для различных фаций вулканизма в пределах одного петрофизического ряда невелики (см. табл. 13, 14). В зависимости от механизма деформирования выделяются рудные поля областей: а) горизонтального и вертикального и б) главным образом горизонтального продольно-зонального сдвигания.

IIa. Рудные поля областей горизонтального и вертикального продольно-зонального сдвигания (в обстановке дополнительного латерального сжатия) приурочены обычно: 1) к узким линейным асимметричным синклиналям или флексурам, часто являющимся шовными, и 2) к крупным разломам, разделяющим длительно развивавшиеся геантиклинали и геосинклинали. В основании разреза подобных структур обычно залегают терригенные осадочные толщи. Тектонические движения, связанные с неравномерным ростом соседних антиклинорий, приводили к заложению между ними сдвига с оперяющими сопряженными крутопадающими раз-

ломами и кулисной системой трещин отрыва. В зависимости от палеотектонического режима в ранневулканические стадии формировались левые или правые сдвиги. Сопряженные системы, оперяющие диагональные по отношению к простиранию зоны разломы (особенно узлы их пересечения с главным разломом), служили магмовыводящими каналами. Они контролировали позицию формировавшихся в это время многочисленных мелких вулканических сооружений, субвулканических тел, жерловин и некков. Изменение направления и интенсивности латеральных сжимающих усилий приводило к открытию или закрытию магмовыводящих каналов и соответственно ослаблению или усилению вулканических процессов, что позволяет выделять по вариациям палеотектонических полей напряжений подстадии. В заключение каждой подстадии отлагались вулканогенно-осадочные руды колчеданного и медноколчеданного состава, которые пространственно тяготели к вулканическим сооружениям.

На заключительных стадиях синвулканического этапа в связи со сбросо-сдвиговыми движениями палеотектоническая обстановка изменилась. Сжимающие и растягивающие усилия располагались в плоскости, перпендикулярной общему простиранию зоны, при этом ось максимального главного нормального напряжения была ориентирована вертикально. Активно формировались складки продольного изгиба и нагнетания, надвиги и крутопадающие сопряженные системы разломов. Имели место прерудные гидротермально-метасоматические процессы и рудообразование, протекавшие в течение нескольких подстадий, фиксируемых разновременными прожилками кварца, карбоната с сульфидами, вулканогенно-осадочными и в меньшей степени гидротермально-метасоматическими рудами. Дополнительное латеральное сжатие поддерживало высокий градиент давления в гидротермальной системе.

В сининтрузивный этап активно развивавшиеся по бортам зон геосинклинали, в сводовые части которых в это время вводились интрузии гранитоидов, приводили к увеличению сжимающих усилий и к изменению их направления. На более ранних синвулканических этапах они приобрели наклонную (под углом 40—50°) ориентировку, но продолжали действовать по-прежнему в плоскости, поперечной к простиранию зоны. По продольным сколовым трещинам, плотность в течение этого этапа возрастала, происходили микросбросы и сдвиги с амплитудой от нескольких миллиметров до первых сантиметров. По более крупным нарушениям смещения достигали нескольких десятков метров. Ширина рудного поля сократилась в 2—3 раза, а наклоны пластов в поперечном направлении увеличились от 10 до 90°. Вулканические сооружения, экстрезии, субвулканические тела, потоки лав приобрели форму уплощенных, в ряде случаев раздробленных будин. В заключительные этапы формирования структуры в связи с прекращением развития соседних антиклинорий, происходила

инверсия палеотектонического поля напряжения: раскрытие системы, прежде находившейся в сжатом состоянии. Максимальные сжимающие усилия были направлены горизонтально вдоль рудной зоны, а растягивающие — вертикально и в поперечном направлении. К подобному структурно-петрофизическому подтипу относятся Тишинское, Стрежанское и Старковское рудные поля Рудного Алтая.

Пб. Рудные поля областей горизонтального продольно-зонального сдвигания приурочены обычно к зонам сочленения крупных антиклинальных и синклиналиных структур и к зонам глубоких разломов. Рудные поля данного подтипа на протяжении всей истории их формирования не были подвержены существенному дополнительному сжатию. В связи с этим породы здесь испытали только слабый или средней степени динамометаморфизм. Характерной особенностью является также более отчетливая связь пространственной позиции рудных полей с оперяющей крупными сдвиговыми зоны ортогональной системой крутопадающих разломов сколового типа. В ранневулканические стадии максимальные и минимальные главные нормальные напряжения действовали в горизонтальной плоскости. На пересечениях оперяющих разломов, вблизи зоны главного сдвига формировались мелкие и средние вулканические сооружения, в строении которых принимали участие пирокластические, экструзивно-лавовые и ранние субвулканические образования кислого состава. Следует отметить, что в жерловых и прижерловых частях палеовулканов в заключительные моменты их формирования существовало локальное палеотектоническое поле напряжений с крутоориентированным положением максимального и поясовым положением (в горизонтальной плоскости) минимального главных нормальных напряжений. Возникла радиальная крутопадающая система трещин. Всестороннее боковое сжатие и вертикально ориентированное растяжение создали необходимые условия для быстрой фильтрации и подъема к поверхности рудоносных растворов. При этом возникла крутопадающая (изометричная в плане) колонна минерализованных пород. Отмеченные выше радиальные трещины выполнялись серным колчеданом. Рудоносные растворы, достигшие поверхности, образовали на склонах палеовулкана крупные залежи колчеданных руд. Боковое дополнительное сжатие появлялось локально только в пределах центральных частей вулканических сооружений на заключительных фазах их становления (после внедрения субвулканических тел).

В течение заключительного синвулканического этапа существовало латеральное растяжение. В это время преобладала горизонтальная, поперечная к простирацию зоны, ориентировка растягивающих усилий, и наклонная — сжимающих; происходили трещинные излияния базальтов и формировались сернистые дайки основного состава. Дайки диабазов и базальтовых порфиритов пересекали вулканические постройки, образованные на более ранних

этапах и сложенные породами кислого состава. Усиление сдвиговых деформаций на заключительных стадиях синвулканического этапа, проходивших в обстановке горизонтальных либо наклонных, ориентированных в поперечном направлении сжимающих усилий при общем дополнительном растяжении, привело к взламыванию, подновлению системы ранневулканических разломов, активным движениям по ним и образованию асимметричных складок волочения. Сдвиговые деформации привели к вскрытию гидротермальной системы и способствовали активному формированию эпигенетических рудных тел медно-цинкового состава: 1) в благоприятных по физико-механическим свойствам породах ($P_{эф}=3,0-7,0\%$, $A=2,0-5,0\%$, $E=3,5 \cdot 10^5-4,3 \cdot 10^5$ кг/см², $K_{пк}=0,5-1,0$); 2) в трещинах отрыва, оперяющих крупные разломы, и 3) в приразломных складках волочения. Масштабы оруденения, пространственное положение и морфология залежей определялись сочетанием петрофизических типов пород, близостью рудоподводящих структур и наличием структурно-литологических экранов, роль которых обычно выполняли породы с $P_{эф}=0,5-1,5\%$, $A=0,05-0,40\%$, $E=5,0 \cdot 10^5-6,0 \cdot 10^5$ кг/см² и с $K_{пк}=-0,5-0$.

В поствулканический, сининтрузивный этап в целом налетектонический режим сохранялся прежним. Продолжавшие развиваться сдвиги с сопряженными трещинами скола способствовали формированию систем даек, ассоциирующих с позднегеосинклинальными и орогенными интрузивными комплексами. Современный облик структуры приобрели в результате завершающих, поздних складчатых деформаций, которые, так же как и в предшествующие этапы, были генетически связаны с унаследованно развивающейся основной сдвиговой зоной. При этом формировались складки продольного сжатия, левые сдвиги, межслоевые срывы, трещины отрыва и скола. Наиболее типичным представителем данного структурно-петрофизического подтипа является Николаевское рудное поле (Рудный Алтай).

Структурно-петрофизические условия формирования руд различного генетического типа. Изучение структурных и петрофизических особенностей рудовмещающих образований колчеданно-полиметаллических рудных полей показало, что их формирование протекало в обстановке сильно варьирующих температур и давлений. Горные породы испытывали главным образом деформации, локализованные в зоне сдвига. Широким развитием на всех этапах и стадиях пользуются микро- и макросистемы трещин скола. Пластические деформации приурочены только к узким зонам крупных разломов, активные движения по которым способствовали созданию относительно высоких всесторонних и направленных давлений и температур. Выделяются рудные поля, где широко распространены субвулканические образования, формировавшиеся в обстановке повышенного бокового давления. Для них характерны четко ориентированная плоскостная анизотропия физико-

механических свойств, при которой минимальные значения упругих свойств располагаются вдоль направления сжимающих усилий, а максимальные — соответствуют направлению растяжения. Эти тела сложены породами брекчневидной структуры с несколькими последовательными стадиями дробления. Основываясь на экспериментальных данных по поведению пород при высоких всесторонних давлениях и результате исследований, можно утверждать, что в целом в прерудные и рудные этапы формирования структур рудных полей данного класса общая величина всестороннего сжатия не превышала 0,5—2 кБар и только в отдельных локальных участках и на очень короткое время могла быть и больше. Это подтверждается отсутствием следов пластических деформаций в основной массе рудовмещающих образований, недеформированными, четкими границами между слагающими породы минералами, повышенными значениями пористости, широким распространением изометричных, шаровых пор, резко пониженными величинами упругих параметров и другими петрофизическими признаками.

Тесно взаимосвязанные меняющиеся во времени и пространстве палеотектонические поля напряжений и термодинамические условия оказывали существенное влияние не только на образование рудовмещающих структур, но и на сам процесс рудообразования. В направлениях максимального растяжения породы становились более проницаемыми и пористыми за счет широкого развития плоских щелевых микротрещин, а в направлениях действия сжимающих усилий эти же породы превращались в слабопроницаемые или непроницаемые образования. Уже при давлениях менее 2 кбар в них закрывалось большинство плоских микротрещин.

Не рассматривая всей совокупности процессов, связанных с фильтрацией растворов через горные породы, отметим только важную, если не определяющую, роль градиента давления, который являлся внешней силой, наложенной на систему и инициирующей процессы в ней (Жариков и др., 1973). Градиент давления в значительной степени зависел от средней проницаемости среды, которая определялась не столько эффективной пористостью, сколько размерами пор и их морфологией. Существенную роль играли только плоскощелевые поры с эффективными радиусами более $1 \cdot 10^{-3}$ см.

Деформации горных пород и свойственные им поля напряжений создавали необходимые градиенты давления в гидротермальной системе и являлись одной из основных причин движения рудоносных растворов. Они же определяли направление и интенсивность этого процесса.

Выявление палеотектонической обстановки периода формирования рудных залежей и петрофизических особенностей рудовмещающих толщ в сочетании с данными моделирования и экспериментальных работ позволяет условно наметить некоторые

закономерные сочетания палеотектонических полей напряжения и петрофизических типов пород, благоприятных для образования сингенетичных вулканогенно-осадочных или эпигенетических гидротермально-метасоматических рудных тел.

Вулканогенно-осадочное рудообразование происходило при тектонических, петрофизических и термодинамических условиях, способствовавших стационарному подъему и выносу минерализованных гидротермальных растворов на поверхность. В связи с этим рассмотрим некоторые наиболее распространенные сочетания типов палеотектонических полей напряжений рудовмещающих толщ, благоприятствовавших протеканию этого процесса.

В а р и а н т I. Траектории главных нормальных напряжений располагались: минимальных — в горизонтальной плоскости, а максимальных — в вертикальной (см. рис. 38, тип II). Формировались взбрососдвиги и сдвиги; в зонах крупных разломов в это время существовала обстановка повышенного бокового сжатия. Неравномерное всестороннее давление достигало 1—2 кбар, плоские микрощелевые поры и системы трещин скола были закрыты и притерты. Слагающие рудные поля породы представлены петрофизическими типами О, С и Т, характеризующимися средними и низкими значениями комплексного петрофизического коэффициента (табл. 15). Рудоносные растворы по крутопадающим взбрососдвигам под действием высокого градиента давления достигали поверхности и вблизи мест выхода на склонах палеовулканических сооружений формировали колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические рудные тела.

В а р и а н т II. Растягивающие усилия были ориентированы вертикально, а в горизонтальной плоскости фиксировалось всестороннее сжатие (см. рис. 38, тип 15). Подобные поля напряжений часто возникали в пределах вулканических сооружений в поздневулканические стадии синвулканических этапов. Породы, через которые по системам прототектонических макро- и микротрещин фильтровались растворы, относятся к петрофизическому типу Т с достаточно низким $K_{\text{шк}}$ (см. табл. 15). На пути фильтрации растворов образовывалась колонна прожилково-вкрапленного оруденения, а на поверхности в форме подковы, обрамляющей палеовулкан, отлагались пласти и линзы колчеданных и медноколчеданных руд. Примером данного типа служит основная залежь Николаевского месторождения.

В а р и а н т III. В обстановке растяжения, когда сжимающие усилия были направлены вертикально, а растягивающие — горизонтально (см. рис. 38, тип 2), вулканогенно-осадочные руды формировались только при условии, что нижние и средние части разреза рудовмещающих толщ слагали породы с очень низкими значениями $K_{\text{шк}} < 1,44$ (табл. 15, тип Р), а верхние, кроме того, характеризовались высокими величинами коэффициента Пуассона (табл. 15, тип С). Подобное сочетание петрофизических типов разрезов и палеотектонического поля напряжений способствовало

формированию на нижних и средних горизонтах структуры крутопадающих систем трещин, которые, однако, не выходили за пределы пород петрофизического типа Р. На границе типов Р—С в структурных ловушках скапливались рудоносные растворы, создавался избыточный градиент давления, приводивший к гидро разрывам и к формированию гидролакколитов. Образовались кварц-барит-полиметаллические купола. В сводовых частях конседиментационных антиклиналей и брахиантиклиналей, где мощности пород, относящихся к типу С, были резко уменьшены, гидротермальный поток их прорывал и на склонах антиклинальных структур приводил к образованию слоистых вулканогенно-осадочных рудных тел. Подобным способом сформировалась Вторая Риддерская залежь полиметаллических руд на Лениногорском рудном поле.

Эпигенетическое гидротермальное рудообразование наиболее активно протекало в обстановке латерального растяжения. В зависимости от петрофизических особенностей рудовмещающих толщ формировались два подтипа рудных тел: выполнения пустот и метасоматический. Ниже приведены наиболее распространенные варианты структурно-петрофизических обстановок.

В а р и а н т I. Сжимающие усилия были ориентированы вертикально, растягивающие — горизонтально (см. рис. 38, тип 2). Рудовмещающий разрез слагали породы петрофизического типа Р (табл. 15). В них широко развивались жильные руды, выполнявшие системы трещин отрыва и скола. На участках, где разрез слагали породы типа П, образовывались гидротермально-метасоматические, прожилково-вкрапленные и сплошные руды. Формировалась отчетливая вертикальная зональность; по мере движения снизу вверх медноколчеданные жилы сменялись медноцинковыми и полиметаллическими. Примером этого типа могут быть жильные, прожилково-вкрапленные и сплошные руды Риддер-Сокольного месторождения.

В а р и а н т II. Максимальные главные нормальные напряжения действовали в горизонтальной плоскости в крест основного простирания рудоносной зоны, а минимальные располагались веерообразно в вертикальной плоскости, ориентированной по простиранию зоны (см. рис. 38, тип 8). Формировались мелкие взбросы, надвиги, флексуры, коробчатые складки и, главное, развивалась трещиноватость в породах типа Т. Рудовмещающий разрез слагали в различных сочетаниях породы петрофизических типов О и Т, подчиненно был развит тип П. В этих условиях в породах типа П активно локализовались эпигенетические гидротермально-метасоматические рудные залежи, а в породах типа О и Т в больших количествах возникли зоны и участки прожилково-вкрапленных сульфидных руд. К данному типу относятся руды Яман-Касинского месторождения и первого рудного тела Комсомольского месторождения на Блявинском рудном поле.

В а р и а н т III. Растягивающие усилия располагались гори-

зонтально, параллельно простиранию рудоносной зоны, а сжимающие были наклонны и ориентированы в поперечном направлении (см. рис. 38, тип 17). Обычно положение минимального главного нормального напряжения было асимметричным относительно рудоносной зоны. Это приводило к взламыванию, подновлению систем ранневулканических разломов, активным движениям по ним и образованию складок волочения. Структура становилась открытой. В это время образовывались гидротермально-метасоматические руды. Они локализовались вблизи рудоподводящих разломов у контактов пород петрофизической группы Т с перекрывающими их образованиям групп Р и С, в зонах тектонических брекчий при $K_{\text{тк}}=0,9-1,0$. К ним относятся линзы и жиллообразные залежи медно-цинковых руд, приуроченные к зоне Карьерного разлома на Николаевском месторождении.

Петрофизические условия формирования вулканотектонических структур. В поствулканические этапы рудные поля были деформированы, в результате чего первичные вулканические структуры и свойства слагающих их пород были существенно изменены. Помимо слабдеформированных, выделяются средне- и интенсивно деформированные рудные поля (табл. 14). Среднедеформированные рудные поля (Николаевское) характеризуются развитием в их пределах нормальных, зачастую асимметричных складок, осложненных поперечными и продольными разломами. Рудные тела, так же как и вмещающие их породы, претерпели динамический метаморфизм и на отдельных участках интенсивно катаклазированы, их контакты повсеместно сорваны, и здесь наблюдаются зоны дорбленных рассланцованных пород. Шарниры складок осложнены разломами, часто отмечается кливаж осевой плоскости. Широко распространены флексуры и сложные дисгармоничные изгибы отдельных пластичных пачек в толще компетентных слоев. Палеовулканические сооружения деформированы; особенно интенсивно будированы жерловые и прижерловые их части, где обычно развиты субвулканические тела, экструзии и лавовые потоки. Намечается тенденция в сближении физико-механических свойств между петрофизическими группами пород. Интенсивно деформированные рудные поля (Тишинское, Старковское, Стрежанское и др.) приурочены к региональным зонам смятия, и в их пределах рудовмещающие толщи интенсивно рассланцованы и часто превращены в хлорит-карбонатные, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, порфиroidы и порфиритоиды. Вулканические сооружения настолько деформированы, что часто представлены уплощенными линзами. Рудные залежи под влиянием высоких давлений и повышенных температур испытали пластическое течение, перекристаллизацию, катаклаз и превратились в рудные ленты, линзы и пластины (Воронцов и др., 1964; Щерба, 1974). В настоящее время рудные поля этого типа представляют собой крутопадающие линейные структуры: моноклинали (Бело-

усовское), флексуры (Тишинское) и системы изоклинальных складок размером 2—5 км с крутым падением крыльев (Стрежанское). Процессы метаморфизма способствовали нивелированию различий в физико-механических свойствах разнообразных фаций вулканогенных пород. Наблюдается преобразование петрофизического ряда пород в единую группу, физические свойства которой отражают термодинамические условия метаморфизма. При этом вулканогенные породы рудных полей, подвергавшиеся воздействию более высоких стрессовых усилий и температур, характеризуются меньшими величинами пористости, условно-мгновенного насыщения и постоянной насыщения, повышенными значениями упругих параметров. Важно отметить, что коэффициент дифференцированной пористости, низкий для пород слабдеформированных рудных полей (0,1—0,2), по мере усиления динамометаморфизма увеличивается и достигает в достаточно деформированных полях 0,5—0,7 (Тишинское рудное поле). При дальнейшем повышении степени метаморфизма количество крупных пор и микротрещин сокращается и коэффициент уменьшается до 0,5—0,4 (Старковское и Стрежанское рудные поля).

Изменение физико-механических свойств руд при метаморфизме. Важным моментом в выяснении происхождения рудных залежей и времени их формирования является решение вопросов, связанных с метаморфизмом руд. В связи с этим авторами были изучены физико-механические свойства близких по составу и структуре колчеданных руд, залегающих в различной геологоструктурной обстановке и испытавших воздействие разнообразных процессов метаморфизма. Проведенное исследование позволило выделить три группы месторождений: 1) со слабо-метаморфизованными рудами, 2) со средне- и сильнометаморфизованными и 3) с нацело преобразованными метаморфогенными залежами (табл. 16). Колчеданные месторождения со слабо- и среднеметаморфизованными рудами наиболее широко развиты на Южном Урале и в Японии (в миоценовом поясе пород спилито-кератофировой формации), менее — на Рудном Алтае и Северном Кавказе. Они характеризуются невысоким метаморфизмом рудовмещающих пород: зеленокаменные изменения, отсутствие регионального расланцевания, наличие пологоскладчатых, слабдеформированных вулканических сооружений, присутствие тектонических брекчий и милонитов только в узких зонах разломов. Руды, как правило, массивные, однородные, тонкозернистые. В них широко распространены колломорфные структуры; наряду с криптокристаллическим пиритом развит мельниковит-пирит и марказит. Эти руды в основной массе пористы (2—5%), обладают пониженными значениями упругих характеристик (модуль Юнга $7 \cdot 10^5$ — $12 \cdot 10^5$ кг/см²) и плотности (3,6—4,0 г/см³). Однако, помимо отмеченного типа, в одних и тех же рудных залежах постоянно отмечаются значительные участки, сложенные массивными, изотопными перекристаллизованными рудами. Для них ха-

Таблица 16

Физические свойства в разной степени метаморфизованных серноколчеданных руд

Объемная масса, г/см ³		Пористость, %		Скорости ультразвуковых волн, км/с				Коэффициент Пуассона		Упругость			
				продольных		поперечных				Модуль Юнга, Е · 10 ⁹ кг/см ²		Акустическая жест- кость α · 10 ⁶ г/см ² /с	
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2

I. Слабометаморфизованные (Блявинское, Гайское, Учинатаи и др.)

4.2 | 3,9 | 0,5 | 3,2 | 6,60 | 5,04 | 3,80 | 2,80 | 0,23 | 0,25 | 15,0 | 7,65 | 27,6 | 19,7

II. Средне- и сильнометаморфизованные (Дегтярское, Тишинское, Старковское и др.)

4.4 | 4,15 | 0,8 | 2,2 | 6,93 | 4,95 | 4,03 | 3,10 | 0,22 | 0,14 | 19,2 | 9,10 | 30,4 | 20,5

III. Метаморфические (Парандовское, Хаутаваарское и др.)

4.8 | 4,4 | 0,4 | 1,1 | 7,18 | — | 4,28 | — | 0,20 | — | 21,8 | 12,0 | 34,9 | —

Примечание: 1 — массивные перекристаллизованные руды; 2 — брекчированные со следами сланцеватых текстур.

рактрно резкое сокращение пористости до долей процента, повышение плотности ($4,0\text{--}4,4 \text{ г/см}^3$) и упругости ($E=14\cdot 10^5\text{--}16\cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$). Пострудный динамометаморфизм проявлялся только в узкой зоне контакта рудных залежей и привел к появлению анизотропии физических свойств; в пористых рудах при этом произошло уплотнение, а в массивных перекристаллизованных образовались микротрещины и пористость увеличилась до 1—1,5%. Средне- и сильнометаморфизованные руды изучались авторами на примере месторождений, приуроченных к мобильным зонам палеозойских геосинклиналей Урала (Дегтярское, им. III Интернационала и др.) и Рудного Алтая (Тишинское, Габриэлевское, Старковское и др.). Все они залегают среди интенсивно дислоцированных крутопадающих, часто смятых в линейные складки рассланцованных толщ. Рудные тела совместно с вмещающими их породами испытали смятие и изгибы, ориентировка которых повсеместно совпадает. По падению и в направлении развитой на плоскостях рассланцевания линейности сплошные руды разлинзованы за счет меньшей, чем у вмещающих гидротермально измененных пород, пластичности. В рудных агрегатах широко распространены следы микродеформаций (дробление, переориентировка зерен минералов, разлистование) и перекристаллизация, которые привели к появлению сильной анизотропии физических (особенно упругих) свойств. Установлено, что метаморфизм руд охватывал длительный промежуток времени и осуществлялся в несколько стадий, различавшихся палеотектоническими полями напряжений и термодинамическими условиями. При этом выявляется преобладание деформационных процессов на ранних и заключительных стадиях. Наблюдаемые в настоящее время рассланцованные и брекчированные руды, как правило, уже испытали ранний катаклиз и перекристаллизацию. Перекристаллизованные руды по сравнению с деформированными характеризуются более высокой плотностью, упругостью и низкой пористостью. В сильнометаморфизованных месторождениях эти руды обладают отчетливой анизотропией физических свойств, несколько большей плотностью и упругостью. Метаморфогенные руды изучались на примере сплошных пиритовых залежей Южной и Центральной Карелии (Парандовское и Хаутаваарское месторождения), залегающих в метаморфизованных до амфиболитовой фации осадочно-вулканогенных толщах нижнего протерозоя. Рудные тела имеют форму крутопадающих уплотненных линз, в зальбандах которых отмечается повышенная рассланцованность и гнейсовидность. Установлено закономерное уменьшение величин упругих свойств от центральных частей к флангам залежей. Эта общая тенденция наиболее отчетливо проявлена в распределении значений коэффициентов анизотропии, модуля объемного сжатия, коэффициента Пуассона и объемной массы. Кроме того, наблюдается увеличение упругих параметров в разностях, обладающих массивной и гнейсовидной текстурой, по сравнению

с рудами сланцеватой текстуры. Так, в сланцеватых рудах модуль Юнга $12 \cdot 10^5$ — $13 \cdot 10^5$ кг/см², а в массивных и гнейсовидных он возрастает до $21 \cdot 10^5$ — $28 \cdot 10^5$ кг/см².

Проведенное исследование позволило установить прямую зависимость большинства физических свойств колчеданных руд от степени их метаморфогенного преобразования. Абсолютные значения упругих свойств и плотности возрастают в рудах, испытавших воздействие более высоких давлений и температур.

Прогнозно-металлогенический анализ на рудных полях и месторождениях должен включать как важный составной компонент структурно-петрофизические исследования, обобщенные данные которых наносятся на карты поисковых признаков и предпосылок и металлогеническую. Эти данные включают: 1) структурно-литологические экраны; 2) петрофизические группы пород, благоприятных для формирования эпигенетических рудных тел (выполнения и метасоматических); 3) реконструированные палеовулканические сооружения, по отношению к которым рудные залежи занимают закономерное положение; 4) борта синвулканических мульд, перспективные на вулканогенно-осадочные руды; 5) палеотектонические поля напряжений, существовавшие в периоды формирования различных генетических типов руд и образовавшиеся в это время рудоносные структуры.

Глава 18

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД И РУД

К настоящему времени разработано несколько направлений количественной и качественной оценки термодинамических условий образования пород и руд. Основные из них следующие: 1) экспериментальное изучение природных систем; 2) теоретические расчеты реакций минералообразования с использованием термодинамических констант минералов; 3) изучение распределения компонентов между сосуществующими фазами соответствующих парагенетических анализов; 4) исследование включений минералообразующих сред и минералов; 5) моделирование природных процессов аналитическими математическими методами и на ЭВМ.

Поскольку экспериментально исследуются главным образом системы с минералами постоянного состава, а в природе обычно преобладают фазы переменного состава, применение этих данных, особенно к конкретным объемам, затруднено. Второе направление требует точного знания констант минералов, сведения о которых в настоящее время недостаточны. Кроме того, термодинамические константы получены преимущественно для крайних членов рядов минералов переменного состава, которые в природных системах

встречаются не часто. Третье направление получило широкое применение для выяснения физико-химических условий метаморфизма. Большим его преимуществом является то, что минеральные термометры и барометры выведены на основе изучения природных минеральных парагенезисов. Последнее позволяет привлекать их при изучении конкретных районов. В меньшей степени это направление развито и используется при исследовании магматических пород и рудных парагенезисов. Методы термогеохимического исследования включений минералообразующих сред теоретически наиболее обоснованы для изучения магматических пород и гидротермальных образований, сформировавшихся при низких давлениях. Методами этого направления и получено подавляющее большинство сведений о термодинамических условиях формирования пород и колчеданно-полиметаллических руд Рудного Алтая. Возможности и пределы применения методов микротермобарогеохимии подробно рассмотрены в работах Н. П. Ермакова (1972). В последнее время на базе данных о физико-химических условиях становления магматических тел и кристаллизации рудных парагенезисов строятся и изучаются аналитическими методами и на ЭВМ модели природных процессов. Степень разработанности этого направления такова, что с его помощью пока рассматриваются магматические либо рудообразующие процессы в целом. Модели формирования конкретных геологических систем весьма редки.

Рассмотрим более подробно разработанный нами метод объемного моделирования динамики кристаллизации и тепловых полей магматических тел, который может быть привлечен для изучения конкретных интрузивных образований Рудного Алтая. Теоретическая основа метода приведена в статье Ю. И. Демина и других (1976), поэтому здесь остановимся на особенностях построения логической схемы расчетов. Основные соотношения, по которым производится расчет, вытекают из разностной схемы решения двух-трехмерного уравнения теплопроводности. Поскольку структурные и литологические неоднородности задаются прямоугольной сеткой, можно рассмотреть схему расчета на двухмерном случае для одного из узлов, имеющего индекс i, y .

Количество теплоты, которое узел получает за время Δt , будет равно алгебраической сумме теплот, приходящих за это время от четырех соседних узлов. Сам узел эквивалентен элементарному геологическому блоку, поэтому количество тепла, получаемое узлом (i, y) за Δt , — это количество тепла, полученное в целом данным блоком.

Если в самом веществе блока отсутствуют источники или стоки тепла, то его количество, полученное от блока $(i-1, y)$, будет равно

$$\Delta Q = \frac{T_{i-1,y} - T_{i,y}}{R_1}, \quad (1)$$

где T — температура блоков, R_1 — термическое сопротивление между ними. Полный баланс тепла, полученного блоком (i, j), может быть подсчитан для двухмерного случая по формуле

$$\Delta Q = \sum_{k=1}^4 Q_k. \quad (2)$$

В трехмерном случае общий приток тепла сложится из взаимодействия рассматриваемого узла с шестью соседними узлами, и уравнение (2) примет вид

$$\Delta Q = \sum_{k=1}^6 Q_k. \quad (3)$$

Полная схема расчетов довольно громоздкая и здесь не приводится.

Термодинамические условия формирования некоторых магматических комплексов. Среди пород, слагающих территорию Рудного Алтая, явно преобладают магматические породы кислого состава. Это относится как к интрузивным комплексам, так и продуктам вулканических процессов, поэтому сосредоточим внимание на термодинамических условиях их образования.

Условия формирования магматических пород кислого состава Рудного Алтая. В общем случае взаимосвязь между всеми параметрами системы при равновесной кристаллизации расплавов кислого состава может быть описана полным дифференциалом термодинамического потенциала Д. С. Коржинского

$$dZ^0 = -SdT + VdP - n_{H_2O}d\mu_{H_2O} - n_{K_2O}d\mu_{K_2O} - n_{Na_2O}d\mu_{Na_2O}, \quad (4)$$

где n — масса компонента (вполне подвижные H_2O , Na_2O , K_2O и инертные от a до k , такие как Al_2O_3 , SiO_2 , FeO , MgO и CaO), μ — химический потенциал компонента (Перчук, 1974). Выражения, стоящие под знаком дифференциала в уравнении (4), являются независимыми параметрами и определяют состояние системы, причем вклад каждого из них различен. В связи с этим при изучении магматических пород конкретных районов наибольшее значение должно придаваться изучению отмеченных характеристик.

Условия кристаллизации вулканогенных пород Рудного Алтая. По температурным условиям кристаллизации и газовому режиму наиболее четко отличаются породы эффузивной и субвулканической фаций.

Породы эффузивной фации, по данным изучения включений расплава в кварце, реже в плагиноклазе, образовались из магматического расплава, кристаллизация которого началась при температурах 910—1200°С. Нижний температурный предел, по-видимому, можно рассматривать как температуру лавы при ее излиянии. Как дополнительные подтверждения этого предположения

могут быть приняты факты более высокой температуры гомогенизации затвердевших включений в выделениях кварца из разных типов кислых пород пирокластической фации (1170—1250° С).

Затвердевшие первичные газовые включения в минералах пород эффузивной группы имеют очень маленькие размеры (0,001—0,003 мм), что свидетельствует о быстрой их кристаллизации. Заметно более крупные включения расплавов и низкую их температуру гомогенизации (930—950° С) отмечает С. М. Кропачевым и другими (1974) для игнимбритоподобных пород Стрешанского рудного поля, которые этими авторами также рассматриваются как пирокластические образования. Столь низкие температуры, нехарактерные для продуктов кислого вулканизма, и хорошая раскристаллизованность включений не исключают возможности образования их в субвулканических условиях.

Субвулканические тела кислого состава формировались в термодинамических условиях, близких к условиям образования пород эффузивной группы фаций. Особенно это характерно для ранних субвулканических тел, тесно связанных с эффузивами. Затвердевшие включения в кварце и плагиоклазе гомогенизируются при температурах 920—1250° С. В отличие от эффузивных пород кислого состава, во вкрапленниках субвулканических пород включения расплавов обычно более крупные (0,003—0,01 мм) и с частично раскристаллизованным базисом.

Температура кристаллизации поздних субвулканических тел, завершающих вулканическую деятельность, изучена наиболее полно по сравнению с другими вулканогенными породами Рудного Алтая. Вместе с тем данные по температурной характеристике этих пород получены главным образом при изучении магматических включений во вкрапленниках, зародившихся, вероятно, вне камер, в которых происходила кристаллизация этих тел.

Тем не менее по температурам гомогенизации затвердевших включений, их фазовому состоянию, по разнообразию морфологии и размерам субвулканические тела данного типа заметно отличаются от других вулканогенных образований. Минералы поздних субвулканических тел содержат поразительно большое количество затвердевших и первично-газовых включений. При этом для первых объем газовой фазы меняется от 5 до 35%. Нередко в затвердевших и газовых включениях встречаются минералы-узники: галит, возможно, флюорит и рудные минералы. Если рассматривать все известные цифры гомогенизации магматических включений в породах этого типа, то выявляется их высокотемпературность по отношению к другим вулканогенным породам (970—1320° С). Следует отметить, что преобладают температуры выше 1200° С. Анализ фазового состояния включений и температур гомогенизации показывает, что повышение коэффициента заполнения H_2O и появление фаз щелочных металлов снижает температуру плавления, что отвечает выводам, получаемым при рассмотрении уравнения (4) при $V = \text{const}$ и $P = \text{const}$.

Совместный анализ температур гомогенизации затвердевших включений и первичных газовых включений показывает, что даже образование вкрапленников происходит вероятно, на небольших глубинах (1,5 км). Высокое содержание в магматических включениях водной фазы свидетельствует о том, что кристаллизация магматических расплавов могла приводить к выделению больших объемов гидротермальных растворов.

Субвулканические тела данного типа обычно имеют сложную морфологию и залегают в пачках переслаивания. Моделирование их кристаллизации и тепловых полей на ЭВМ показывает, что при определенных соотношениях морфологии контактов субвулканических тел и структурных особенностей вмещающих толщ возникают участки стабилизации температур, благоприятные для рудоотложения (см. рис. 31). В этих случаях кристаллизация субвулканических тел — процесс очень неравномерный. Он протекает с различной интенсивностью в разных частях тел. С этим, вероятно, связана некоторая дифференциация по температурам гомогенизации различных частей субвулканических тел, развитых в рудных зонах месторождений, и разновидностей слагающих их пород.

Условия кристаллизации гранитоидов зменногорского интрузивного комплекса. Гомогенизация раскристаллизованных включений в кварцах и плагиоклазах гранитоидов зменногорского комплекса показывает весьма широкий температурный интервал их кристаллизации 830—1080°С. Совместный анализ температур гомогенизации раскристаллизованных включений и первичных жидко-газовых включений дает возможность оценить ориентировочно давления при образовании зменногорских гранитов 0,5—2 кбар. Последние цифры можно рассматривать как свидетельство о значительном вертикальном размахе формирования зменногорского комплекса.

Для минералов гранитов характерны многофазовые включения, обычно характеризующиеся формулой $\Gamma \geq K \geq Ж$, в которых твердая фаза представлена кубическим минералом-узником, вероятно галитом. Подобные включения по классификации Н. П. Ермакова (1972) относятся к кристаллофлюидным. Этот факт и большое количество вторичных газово-жидких, реже трехфазовых включений при объеме газовой фазы до 45% свидетельствует о высокой насыщенности летучими компонентами гранитной магмы, приведшей к формированию этого интрузивного комплекса. Все отмеченное указывает на то, что почти каждый массив гранитоидов зменногорского комплекса представлял собой мощный источник гидротермальных растворов, сыгравших во многих случаях ведущую роль в преобразовании первичных вулканогенных рудных ассоциаций.

Большая часть интрузивных тел, относящихся в настоящее время к зменногорскому комплексу, имеет большие размеры и приурочена к антиклинальным структурам. Объемное моделиро-

вание их кристаллизации на ЭВМ свидетельствует о значительной длительности становления массивов (более 1 млн. лет), а также образовании эксцентриситетов тепловых полей в направлении преимущественного развития метаморфических толщ в пределах антиклинальных структур метаморфических пород (см. рис. 15).

Условия кристаллизации калбинских гранитов. Порфиридные биотитовые граниты, выделяющиеся в калбинский комплекс, характеризуются наиболее низкими температурами образования. К настоящему времени затвердевшие включения магматических расплавов установлены в плагиоклазе, кварце и калиевом полевом шпате. В биотите описаны первичные существенно газовые включения. Эти включения раскристаллизованы в разной степени: наиболее — в плагиоклазе и менее — в кварце и калиевом полевом шпате. В плагиоклазе обычно встречаются трехфазовые включения, характеризующиеся формулой $Ac \geq K > G$, которые гомогенизируются при температуре 740—780°С. Для затвердевших включений в кварце также обычна трехфазовость ($Ac \geq K \geq G$). Газовая фаза достигает 25—30% от общего объема включений. Они гомогенизируются при температурах 650—760°С.

Первичные существенно газовые включения в биотите гомогенизируются при температурах 590—630°С. В калиевых полевых шпатах также преобладают первичные существенно газовые включения. Температура гомогенизации происходит в широком температурном интервале 530—680°С.

Граниты калбинского комплекса слагают крупные батолиты. Моделирование процессов их становления на ЭВМ показывает, что они формировались в течение нескольких миллионов лет. Процесс кристаллизации чаще всего неравномерный и характеризуется сменой направлений преимущественной кристаллизации и миграции тепловых полей, что обусловлено расположением интрузивных массивов в разнородных анизотропных толщах вмещающих пород, различных по составу и возрасту (см. рис. 12).

Термодинамические условия формирования минеральных парагенезисов руд. Большая часть материалов о термодинамических условиях формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая получена при помощи методов термобарогеохимии, гораздо меньшая — связана с использованием данных о температурах образования отдельных минералов и их сростания, применением парагенетического анализа. При этом среди термобарогеохимических методов исследования руд наибольшее распространение получили методы декрепитации и гомогенизации газовой-жидкой включений, дающие возможность оценивать главным образом температурные условия рудообразования. Сведения о давлениях при образовании руд и химическом составе рудообразующих растворов имеются лишь по единичным месторождениям. Весьма неравномерно охарактеризованы руды разных

генетических типов. Подавляющая часть данных приходится на руды, отнесенные по принятой авторами классификации к гидротермально-метасоматическим, связанные с вулканизмом.

Условия рудоотложения первичных вулканогенных месторождений Рудного Алтая. Как показано выше, на некоторых месторождениях Рудного Алтая установлены гидротермально-осадочные руды, в то время как на большинстве рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений преобладают гидротермально-метасоматические руды.

Температурные условия образования гидротермально-осадочных руд. Термометрические исследования слонстых руд Риддер-Сокольного и Стрежанского месторождений подтверждают представления об их гидротермально-осадочной природе. Наиболее представительный материал собран по слонстым рудам Стрежанского месторождения (Демин и др., 1976). Наиболее характерным для них является: 1) отсутствие эффекта декрепитации в кровле рудных тел и слабо проявленная декрепитационная активность в нижних частях рудных тел; 2) газово-жидкие включения в маложелезистом сфалерите, по данным В. М. Округина (1973), имеют очень маленький объем газовой фазы до 5% и температуру гомогенизации 50—95°С; 3) в самых нижних частях тела эксгальационно-осадочных руд происходит резкий переход от руд с низкой декрепитационной активностью к рудам с высокой и очень высокой декрепитационной активностью. Температура декрепитации этих руд составляет 300—320°С. Сфалерит этих руд декрепитирует при температуре 310°С. Появление в этой части месторождения среднетемпературных руд связывается с воздействием на слонстые руды субвулканических тел флюид-порфирового комплекса (Яковлев и др., 1975; Демин и др., 1976).

Слонстые руды Второй Риддерской залежи, Риддер-Сокольного месторождения, вероятно, образовались при близких температурах. Об этом свидетельствуют данные С. А. Сандомирского (1973) по гомогенизации газово-жидких включений в сфалерите при температурах ниже 100°С, а также присутствие в нем холодноводных жидких включений. Вместе с тем декрепитация слонстых руд происходит при температурах 300—320°С и характеризуется высокой декрепитационной активностью. Этот факт может интерпретироваться двояко: 1) в строении слонстых руд принимает участие обломочный материал размытых гидротермально-метасоматических руд; 2) газово-жидкие включения в рудных минералах мелкие и, несмотря на низкую температуру их образования, декрепитируют при температуре, значительно превышающей $T_{\text{гом}}$.

Термодинамические условия образования первичных гидротермально-метасоматических руд. Отложение гидротермально-метасоматических руд на рудноалтайских колчеданно-полиметаллических и полиметаллических

месторождениях происходило в весьма широком интервале температуры от 400 до 40°С. В нижней температурной границе эти руды сближаются с гидротермально-осадочными. При этом образовании продуктивных минеральных ассоциаций протекало на фоне определенных температурных градиентов от 0,1—0,5% с/м, реже 1° с/м. Рудоносные зоны с большим температурным градиентом фиксируются рассеянной минерализацией. Интересно, что подобные закономерности отмечаются и для современных гидротермальных систем.

Следует подчеркнуть, что низкотемпературные включения (ниже 100°С), так же как и высокотемпературные (выше 350°С), встречаются в минералах первичных вулканогенных руд редко. Анализ температур гомогенизации гидротермально-метасоматических рудных парагенезисов алтайских месторождений убедительно показывает, что при их формировании преобладали температуры 250—320°С.

Давления, имевшие место при образовании первичных гидротермально-метасоматических руд, определены для нескольких месторождений Рудного Алтая (Старковское, Стрежанское, Корбалихинское, Зареченское, Зыряновское). Однако они оказываются довольно близки 300—600 бар, что указывает на субвулканические условия рудоотложения.

Термодинамический анализ рудных парагенезисов и анализ газовой фазы включений в рудных минералах показывают, что определяющее влияние на развитие и смену рудных парагенезисов колчеданно-полиметаллических месторождений оказал режим кислорода и серы. По-видимому, в большинстве случаев он являлся близким в целом для месторождения, а колебания a_{S_2} и a_{O_2} для всех типов первичных гидротермально-метасоматических руд рудноалтайского месторождений укладываются в пределах 10^{-6} — 10^{-12} и 10^{-30} — 10^{-40} Бар соответственно. Из других газов наиболее распространены CO_2 и азот, совместно с которыми обычно присутствуют кислые газы (H_2S , SO_2 , HCl , HF и др.). Значительно реже устанавливаются NH_3 , CO , H_2 (Исакович).

Обобщение данных о температурах образования рудных парагенезисов первичных гидротермально-метасоматических залежей и газовом режиме позволяет составить диаграмму, отражающую тенденцию к сокращению относительных концентраций «кислых газов» и CO_2 с понижением температуры, в то время как концентрации кислорода и азота возрастают. Так как уже давно достоверно установлено, что состав вулканических газов меняется даже на различных стадиях развития вулканов, то, возможно, наблюдающиеся различия в составе гидротермально-метасоматических вулканогенных руд рудноалтайских месторождений связаны с эволюцией вулканической деятельности.

Термодинамические условия преобразований первичных месторождений. В настоящее время накоплены более или менее достоверные данные об условиях послерудных преобразований первич-

ных вулканогенных месторождений лишь в условиях контактового метаморфизма. Их можно оценить, сопоставляя характерные парагенезисы роговиков с экспериментальными данными (Яковлев и др., 1975) и материалами по термометрии рудных парагенезисов преобразованных месторождений. На P — T -диаграмме были рассмотрены парагенезисы роговиков и жильных минералов, наиболее часто встречающиеся на рудноалтайских месторождениях, расположенных вблизи контактов гранитных массивов. На таких диаграммах одни парагенезисы соответствуют контактово-термальным образованиям и околорудным метасоматитам Вавилонского месторождения. Ассоциация ставролита и альмандина с кордиеритом, жедритом и кианитом позволяет считать, что извлечение рудных компонентов здесь происходило при давлениях не менее 1,5 кбар и температурах около 500°C . При близких температурах, но в условиях меньших давлений имела место мобилизация рудных компонентов из догранитных руд на Старковском и Таловско-Тургузунском рудном полях. Здесь устойчив парагенезис кордиерита, андалузита, альмандита, биотита, поле устойчивости которого ниже 1,5 кБар при $T \approx 500^{\circ}$. Правильность порядка температур образования этих ассоциаций подтверждается изучением газовой-жидких включений в кордиерите (500 — 540°C) и гангит (около 500°C). На рудных объектах Старковского, Талово-Тургузунского, Шемонахинского и других рудных полей, расположенных на большем расстоянии от гранитных массивов, чем рудные объекты, для которых характерны вышерассмотренные парагенезисы роговиков, температуры преобразования руд составляли 350 — 370°C (Яковлев и др., 1975).

Термобарометрические исследования рудных парагенезисов и термодинамический анализ парагенезисов регенерированных руд показывают, что рудоотложение происходило при более низких температурах, чем мобилизация рудообразующих компонентов. Обычно образование наиболее высокотемпературных парагенезисов начинается при температурах не выше 400 — 420°C , т. е. рудоотложение при преобразованиях происходило на регрессивных стадиях эволюции температурных полей интрузивных тел. Лишь в отдельных случаях рудообразующие компоненты, по-видимому, вовлекались в минералообразование на прогрессивной стадии процесса, например при образовании цинковых шпинелей (Парыгинское, Талово-Тургузунское месторождения). Определяющую роль в смене парагенезисов и широте их распространения играли парциальные давления серы и кислорода. Расчеты и анализ диаграмм в химических потенциалах показывают, что при образовании парагенезисов регенерированных руд парциальные давления серы обычно плавно уменьшались к концу рудного процесса, что свидетельствует о ее инертности. Вероятно, она заимствовала из ранее сформированных рудных тел или высвобождалась при разложении сульфидов, рассеянных во вмещающих породах.

**МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ
КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПОЛЕЙ**

(на примере Тишинского рудного поля)

Составление детальных прогнозных карт основывается на обобщении всех материалов, полученных в результате поисково-съёмочных и разведочных работ, детального изучения месторождений и рудопроявлений, геохимических и геофизических исследований. Поэтому обоснованные прогнозы могут быть получены только для тех площадей, которые достаточно детально изучены с применением всего комплекса методов. Помимо этого, при составлении прогнозных карт проводятся специальные исследования.

Работа по составлению детальной прогнозной карты Тишинского рудного поля проводилась в соответствии с основными методическими принципами, разработанными авторами в процессе изучения рудных полей и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала (с комплектом макетов карт) и Рудного Алтая (Основные принципы и методика..., 1973). Комплект детальных прогнозных карт в качестве обязательных содержит геологическую карту, карту рудной нагрузки, схему геологической изученности, карту геологических предпосылок и поисковых признаков и прогнозную накладку. Помимо этого, для Тишинского рудного поля дополнительно составлена карта метаморфизма.

В основном методика составления комплекта прогнозных карт определяется расположением изучаемого рудного района в пределах палеовулканической области, связью колчеданно-полиметаллических месторождений с девонскими вулканическими комплексами, в силу чего большое значение придается формационному и фациальному анализу вулканогенных комплексов, дробному структурно-металлогеническому районированию, изучению рудоносных тектоно-вулканических структур древнего заложения, метаморфизму пород и др. В соответствии с этими принципами проводились специальные исследования и были составлены карты, входящие в комплект прогнозной карты.

Основными исходными материалами для прогнозных исследований на Тишинском рудном поле, помимо специальных тематических работ, явились материалы Тишинской ГРП (Б. В. Маньков, Ю. Ф. Олейник) и других организаций, в различные годы выполнявших производственные и тематические работы, а также обобщения геохимических и геофизических материалов, выполненные партиями ИМГРЭ и АГЭ.

Схема геологической изученности. Эта схема, отражающая фактическое состояние изученности рудного поля, составлена, в отличие от всех остальных карт комплекта, в более мелком масштабе. На схеме показаны площади, в различной степени изученные горными и буровыми работами. При этом учитывается густота

разведочной сети и средняя глубина скважин. Помимо площадей, освещенных бурением до определенной глубины, на схеме изученности нанесены отдельные профили скважин (перекрытые и непокрытые), профили картировочных скважин и шурфов, а в некоторых случаях отдельные глубокие скважины. Составленная таким образом схема дает достаточно объективное представление о степени глубинной изученности различных частей рудного поля.

Геологическая карта является одной из основных в комплекте прогнозной карты. В соответствии с ролью геологической карты в комплексе и основными требованиями, предъявляемыми к ней, эта карта является специализированной. Специализация заключается в том, что на ней показаны только палеозойские комплексы, причем показаны дифференцированно, т. е. более детально расчленены рудовмещающие отложения и магматические образования, с которыми связан рудный процесс, схематично показаны отложения, не имеющие отношения к руде. Кроме того, на геологическую карту вынесены все месторождения и рудопроявления.

Карта рудной нагрузки. Основной целью этой карты является сведение и систематизация всего фактического материала по месторождениям и рудопроявлениям рудного поля, а также всех поисковых признаков. Составление этой карты предшествовало работе по созданию карты геологических предпосылок и поисковых признаков, на которую после тщательного анализа были перенесены только наиболее важные данные, причем уже в обобщенном виде. Таким образом, карта рудной нагрузки является своего рода картой фактического материала для карты геологических предпосылок и поисковых признаков. Карта рудной нагрузки составлена на нераскрашенной геологической основе. В первую очередь на карту были нанесены все месторождения и рудопроявления, не только колчеданно-полиметаллические, но и других типов, основные сведения о которых могут быть использованы при детальном металлогеническом анализе. Наиболее крупные рудные объекты (Тишинское месторождение) нанесены в истинных контурах, остальные — внемасштабными условными знаками. Последние отражают практически все основные сведения о рудных объектах. Помимо месторождений, рудопроявлений и пунктов рудной минерализации, на карте рудной нагрузки показан весь комплекс установленных поисковых признаков: геохимические и геофизические аномалии, а также прямые поисковые признаки. Кроме того, на карте вынесены ореолы гидротермально измененных пород с отражением их зональности. Важным поисковым признаком на колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды являются ореолы пиритной вкрапленности. Они зафиксированы на карте рудной нагрузки контурами, соответствующими слабой и интенсивной пиритной вкрапленности.

Карта геологических предпосылок и поисковых признаков. Эта карта представляет собой конечный результат обобщения всех материалов по месторождениям и рудопроявлениям, геологическим

предпосылкам и поисковым признакам. Отражая результаты структурно-фациального, тектонического и металлогенического районирования, анализа геологических предпосылок и поисковых признаков, она дает представление об установленных закономерностях размещения месторождений и раскрывает возможности для выявления участков, перспективных для поисков скрытых месторождений.

Приуроченность полиметаллических месторождений Рудного Алтая к палеовулканической области диктует необходимость составления карты геологических предпосылок и поисковых признаков на специализированной структурно-фациальной основе. Последняя существенно отличается от геологической карты, и для составления ее были проведены специальные работы. Специфика структурно-фациальной основы состоит в том, что на ней дается не стратиграфическое расчленение отложений, как на геологической карте, а изображаются магматические и осадочные формации и комплексы с детальным расчленением всех образований на фации, и, кроме того, большое внимание уделяется отображению всех элементов структуры.

Поскольку карта Тишинского рудного поля охватывает ограниченную площадь, проведение формационного анализа на ней не представлялось возможным. Основное внимание при составлении структурно-фациальной основы было уделено выделению и изображению фаций вулканических и вулканогенно-осадочных пород, поскольку породы разных фаций играют различную роль в формировании и размещении полиметаллических месторождений. Выделяя фации вулканогенных пород, мы руководствовались признаками, обусловленными геологической обстановкой их формирования, отраженной в особенностях строения вулканических тел и слагающих их пород.

При классификации фаций вулканогенных пород прежде всего были выделены фации пород, образующихся на поверхности земли в субмаринных или субаэральных условиях, — эффузивная и пирокластическая; фации пород, слагающих выводной канал, — экструзивная и жерловая; фации пород, формирующихся в подземных условиях, — субвулканическая и гипабиссальная. Породы всех фаций, кроме жерловой и экструзивной, занимающих строго определенное положение в пространстве, могут располагаться в различных частях вулканической постройки и в связи с этим отличаются некоторыми чертами. По положению характерных фаций в вулканической постройке выделены: 1) жерловая-околожерловая зона, охватывающая жерловину и часть склона вулкана, прилегающую к нему; 2) промежуточная зона, занимающая периферическую часть вулкана, и 3) удаленная зона, расположенная за пределами вулканической постройки.

Субвулканические образования по месту в истории развития вулканизма подразделяются на две группы: раннюю и позднюю.

На структурно-фациальной основе различные фации вулканогенных

генных и вулканогенно-осадочных пород показаны черным крапом, который выбран с таким расчетом, чтобы отразить преемственность между фашиальными и литологическими знаками. Раскраска карты произведена по фашиальному принципу: различными оттенками показаны отдельные группы фаший. Выделены группы околожерловых, промежуточных и удаленных фаший, благодаря чему на структурно-фашиальной основе удалось с макимальной выразительностью изобразить центры активной вулканической деятельности, вулканические сооружения различных типов и масштаба.

На структурно-фашиальную основу нанесена вся металлогеническая нагрузка. Для этого была использована ранее составленная карта рудной нагрузки, с которой перенесены: 1) все месторождения и рудопоявления, 2) важнейшие (отбракованные) геохимические аномалии, 3) важнейшие геофизические аномалии, имеющие рудную природу, 4) участки развития рудоносных метасоматитов, 5) контуры зон, наиболее интенсивно насыщенных пиритной вкрапленностью. Помимо этого, на карте геологических предпосылок и поисковых признаков произведено структурное и металлогеническое районирование.

Схема прогнозирования завершает комплект прогнозных карт. На схеме показаны выделенные перспективные участки и площади, отражена степень перспективности этих площадей и намечены основные направления их дальнейшего изучения: указаны места заложения профилей скважин и отдельных глубоких поисковых скважин. В легенде к карте перечислены комплексы рекомендуемых поисковых работ для каждого выделенного участка и их последовательность. Схема прогнозирования сопровождается серией прогнозных разрезов.

Как известно, основная задача прогнозных исследований на площадях, подобных Тишинскому рудному полю, состоит в выделении участков, перспективных на поиски скрытых, в том числе глубокозалегающих, рудных тел. Обоснованное выделение таких участков возможно только на основе объемного картирования. С этой целью для Тишинского рудного поля были составлены серия глубинных геологических разрезов, освещающих строение рудного поля до глубины 1,5—2 км, и, кроме того, погоризонтные планы для глубины 500 и 1000 м от поверхности. Эта работа дала возможность достаточно точно в объеме изучить главнейшие структуры рудного поля, в том числе вулканические, и использовать эти данные для прогнозирования.

Анализ рассмотренных в предшествующих разделах материалов позволяет считать площадь Тишинского рудного поля в целом перспективной на поиски новых рудных залежей. Эти поиски следует проводить, основываясь на комплексе выявленных геологических предпосылок и поисковых признаков.

Магматические предпосылки. Основным условием, определяющим возможность обнаружения колчеданно-полнметал-

лических месторождений, является развитие рудоносных магматических комплексов. В Лениногорском районе колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с раннегеосинклинальной базальт-липаритовой формацией, причем наиболее вероятной представляется связь оруденения с поздним комплексом субвулканических пород кислого состава флюид-порфирирового комплекса. Поэтому наиболее перспективной для поисков месторождений является полоса развития пород базальт-липаритовой формации и в особенности кислых пород экструзивной и субвулканической фаций, т. е. практически вся площадь Тишинского рудного поля. Имея в виду выявленную приуроченность месторождений и рудопроявлений к центрам среднедевонского вулканизма, представляющим собой реликты вулканических сооружений, наиболее перспективными на поиски руд гидрогермальном-метасоматического типа следует считать участки, располагающиеся в купольных частях или на склонах вулканических сооружений. С этих позиций первоочередного внимания заслуживают участки, приуроченные к Познопаповскому, Острушинскому и Козлушинскому вулканам.

Имея в виду, что оруденение эксгальционно-осадочного генезиса имеет, по-видимому, отдаленные парагенетические связи с кислыми проявлениями эффузивной и экструзивной фаций, а рудные тела располагаются среди вулканогенно-осадочных и осадочных образований, перекрывающих кислые вулканы, наиболее перспективными на обнаружение эксгальционно-осадочных руд в пределах Тишинского рудного поля являются верхняя ильинской (сокольная подсвита) и низы шипуновской свиты. Поиски руд следует сосредоточить на участках, приближенных к захороненным вулканическим сооружениям, или в конседиментационных прогибах между ними.

Литолого-стратиграфические предпосылки. Как было отмечено выше, наиболее вероятной представляется приуроченность месторождения в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны и Тишинского рудного поля к отложениям верхних частей ильинской свиты, успенской и самой нижней части шипуновской свиты. Приуроченность оруденения к пачкам переслаивания осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород кислого состава позволяет считать их наиболее благоприятными для рудоотложения. В результате проведенных В. И. Старостинным петрофизических исследований выделено 5 петрофизических групп пород, играющих разную роль в процессах формирования рудных залежей.

К первой группе отнесены интрузивные, субвулканические и лавовые образования кислого состава; ко второй — те же породы среднего и основного состава; третья группа объединяет туфы и лавобрекчии, туффиты кислого, среднего, основного и смешанного состава; четвертая — осадочные и вулканомиктовые породы; к пятой и шестой отнесены окolorудноизмененные породы. Анализ данных по пространственному соотношению петрофизических

группы пород и рудной минерализации показал, что, как правило, рудные объекты приурочены к их границам.

Благоприятными для локализации гидротермально-метасоматического колчеданно-полиметаллического оруденения являются породы третьей группы (пирокластические образования), подгруппы сильнотрещиноватых разностей четвертой группы (осадочные породы) и первой подгруппы пятой группы (серицитолиты, хлоритолиты). Все остальные породы являются неблагоприятными для формирования рудолокализирующих структур и часто могут играть роль структурно-литологических экранов. Помимо этого, на площади Тишинского рудного поля имеются благоприятные предпосылки для поисков руд эксталяционно-осадочного генезиса. Эти поиски в первую очередь целесообразно сосредоточить, как указывалось, на участках развития осадочных отложений нижне-успенской (сокольной) подсвиты, а также нижних частей шипуновской свиты.

Структурные предпосылки. Большинство месторождений и рудопроявлений Тишинского рудного поля обнаруживает приуроченность к субмеридиональным и субширотным разломам древнего заложения. Эти синвулканические разломы являются рудоподводящими.

Наиболее важна связь колчеданно-полиметаллического оруденения с вулкано-тектоническими структурами. Сформированные в синвулканический этап элементы синвулканических структур определяют пути движения гидротермальных рудных растворов и условия локализации рудных тел. При рассмотрении вопросов взаимосвязи тектоники и оруденения особое внимание уделялось расшифровке древних девонских вулканических структур, поскольку сочетание их с разломами различного генезиса определяет пространственное размещение месторождений. Все известные месторождения и рудопроявления закономерно располагаются по отношению к палеовулканическим сооружениям и по структурной позиции разделяются на три типа: 1) располагающиеся в вулканических сооружениях; 2) приуроченные к зоне контакта вулканических сооружений с перекрывающими осадочными толщами; 3) находящиеся в толщах переслаивания, захороняющих палеовулканические сооружения.

Таким образом, структурными предпосылками поисков промышленного оруденения в пределах Тишинского рудного поля являются следующие:

1) вулкано-тектонические структуры — наиболее перспективные участки приурочены к сводовым частям вулканических сооружений и располагаются в толщах переслаивания. Рудная минерализация локализована также в зоне контакта вулканических сооружений с перекрывающими осадочными породами для гидротермально-метасоматических руд. В толщах слоистых известковистых алевролитов и туффитов, по периферии палеовулканов и

бортам локальных мутьдообразных понижений возможно обнаружение вулканогенно-осадочных руд;

2) синвулканические и конседиментационные разломы субмеридионального и субширотного простирания;

3) контакты субвулканических тел и лавовых потоков с осадочными и осадочно-пирокластическими породами;

4) наличие локальных палеотектонических полей напряжений, при которых максимальные растягивающие усилия ориентируются либо вертикально, либо под крутым углом к напластованию перекрывающих палеовулканы толщ.

Поисковые признаки. В числе важнейших поисковых признаков, выявленных многолетними поисковыми и разведочными работами на Тишинском рудном поле, первостепенное значение имеют ореолы гидротермально измененных пород и лиритной вкрапленности, а также геохимические и отчасти геофизические аномалии. Что касается последних, то следует отметить, что они играют гораздо более важную роль, чем об этом можно судить по материалам, имеющимся для Тишинского рудного поля. Несомненно, что широкое проведение геофизических исследований позволило бы более обоснованно выдвигать перспективные участки.

Изложенный материал дает основание считать Тишинское рудное поле в целом перспективным на обнаружение новых колчеданно-полиметаллических месторождений. По степени геологической и поисковой изученности, а также по наличию тех или иных геологических предпосылок и поисковых признаков в пределах рудного поля можно выделить площади различной степени перспективности и отдельные участки, которые можно рекомендовать для постановки комплекса поисковых работ.

Выявленные закономерности локализации руд на изученной площади, обусловленные особенностями литолого-стратиграфического разреза, историей формирования тектонических структур, магматическими предпосылками, свидетельствуют о наличии в пределах рудного поля двух линейно вытянутых зон, являющихся наиболее благоприятными для локализации колчеданно-полиметаллических руд.

С учетом отмеченных закономерностей и в зависимости от наличия или отсутствия тех или иных геологических предпосылок и признаков в пределах Тишинского рудного поля можно выделить по степени перспективности следующие группы площадей.

А — площади, перспективные на обнаружение новых рудных залежей, которые, в свою очередь, подразделяются на: 1) перспективные фланги и глубокие части известных месторождений; 2) площади развития рудовмещающих толщ, рудоносных структур и многочисленных поисковых признаков; 3) площади развития рудовмещающих толщ рудоносных структур и отдельных поисковых признаков.

В — площади, являющиеся в целом перспективными по нали-

чению в их пределах благоприятных геологических предпосылок, но в силу слабой опонскованности их (отсутствие геофизических, геохимических работ, отсутствие скважин глубокого бурения, что затрудняет детальную расшифровку структуры) перспективы их неопределенны. На этих площадях следует провести детальные комплексные работы (бурение, а в некоторых случаях проходку горных выработок для целей детального картирования, геохимические и геофизические исследования), результаты которых позволят, возможно, выявить дополнительные перспективные участки.

С прогнозными исследованиями неразрывно связан вопрос о рациональном комплексировании поисковых методов. Поиски полиметаллических месторождений проводятся на базе научно обоснованного прогнозирования с использованием наиболее рационального комплекса геологических, геохимических и геофизических поисковых методов. Выбор последних определяется особенностями геологии района, рудогенетическими представлениями и районированием структурно-металлогенетическим, ландшафтно-геохимическим, а также степенью вскрытия и погребенности полиметаллических месторождений изучаемой территории.

В настоящее время нельзя предложить универсального комплекса поисковых методов: для каждого рудного района этот комплекс должен быть специально обоснован с учетом перечисленных выше особенностей. В свое время схема рационального комплексирования поисковых методов была разработана авторами для Лениногорского рудного района. Она предусматривала проведение конкретного комплекса работ с применением поисковых методов, наиболее результативных в данных условиях. При этом набор поисковых методов и последовательность их проведения находятся в зависимости от стадий и этапов поисковых работ, а также от типов рудоносных структур и месторождений по степени природного вскрытия. Важным моментом, нашедшим отражение в указанной выше схеме, является требование о составлении прогнозных карт с определением прогнозных запасов, которые являются конечным результатом поисковых работ. Можно полагать, что использование рациональных комплексов поисковых методов на основе детальных прогнозных исследований является одним из основных факторов повышения эффективности поисковых и разведочных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге рассмотрены закономерности размещения сложных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, которые обусловлены приуроченностью этой провинции к вторичной геосинклинали. Последняя образовалась в герцинскую тектоно-магматическую эпоху на месте каледонской геосинклинали. Это способствовало образованию на Рудном Алтае достаточно консо-

лидированного складчатого основания, глыбово-складчатого строения региона и довольно мощной коры континентального типа, увеличенной в соседних провинциях (Горный Алтай, Калба). В раннегеосинклинальную (доостроводужную) стадию на Рудном Алтае образовалась базальт-липаритовая формация среднедевонско-франского возраста, в которой значительную роль (до 80—90%) играют вулканиты кислого состава. С этой формацией связаны колчеданно-полиметаллические месторождения. Значительно отличаются от нее колчеданоносные существенно базальтовые формации южноуральской медноколчеданной провинции, имеющие в своих разрезах до 80—90% вулканитов основного состава. Это обстоятельство обусловлено тем, что согласно представлениям М. Б. Бородаевской и других (1976), С. Н. Иванова и других (1976) Южный Урал представляет собой первичную геосинклиналь, сформировавшуюся на коре океанического типа.

Установленная приуроченность алтайских месторождений к эйфельско-франской базальт-липаритовой формации и размещение их в связи петрохимическими, фациальными и геологическими особенностями строения формации обусловлены тектонической позицией металлогенической провинции, ее глубинным строением и эволюцией девонского вулканизма. Выявленные закономерности могут быть наилучшим образом объяснены с позиций вулканогенной гипотезы, для доказательства которой ее сторонниками накоплено достаточно большое количество фактических данных (Смирнов, 1970, 1972; Щерба, 1968, 1974; Хисамутдинов, 1974; Яковлев, 1972; и др.). Однако эту гипотезу следует воспринимать с учетом последующего преобразования первичного рудного вещества благодаря воздействию интрузий, приуроченных к длительно развивавшимся вулканогенно-рудным центрам, к каковым в первую очередь следует отнести Алейское вулканотектоническое поднятие, и другие метаморфическим процессам, особенно активно развивавшимся в зонах смятия. Поэтому, кроме первичных вулканогенных месторождений возникают метаморфизованные и регенерированные месторождения (Яковлев, Хисамутдинов, Демин, 1975; Горжевский и др., 1975). Вместе с тем имеются на Алтае и новообразованные рудные объекты, возникшие при мобилизации рудного вещества. Все это вносит серьезные изменения в облик первичных вулканогенных месторождений, которые являются предметом острой дискуссии как в печати (Попов, 1975; Щерба, 1968, 1974; и др.), так и на совещаниях, посвященных генезису алтайских месторождений (Проблемы генезиса..., 1976).

Однако если исходить из принципа полигенности и полихронности алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений, как это было впервые предложено В. И. Смирновым (1970) и подтверждено дальнейшими исследованиями (Яковлев, 1972; Горжевский и др., 1975; и др.), то многие противоречия становятся объяснимыми. В данной книге этим вопросам было уделено достаточно внимания, показана, например, многоэтапность формиро-

вания не только руд, но и околорудных метасоматитов. Необходимо с этими данными увязать вопрос о длительном формировании на колчеданно-полиметаллических месторождениях геохимических ореолов, которые пока считаются одноактными образованиями.

В результате проведенных авторами исследований и анализа большого литературного материала установлены главнейшие закономерности структурно-формационно-фациальной приуроченности рудных полей и колчеданно-полиметаллических месторождений, выявлены главнейшие особенности девонского вулканизма (антидромность и др.), выделены и описаны типы вулкано-тектонических и вулканических структур разного масштаба, намечены рудоносные вулканические зоны и вулканогенно-рудные центры различного масштаба и истории развития, выделены и охарактеризованы структурно-петрофизические типы рудных полей, дана новая типизация алтайских полиметаллических месторождений, выявлены основные черты первичных и преобразованных вулканических месторождений колчеданно-полиметаллических руд Алтая, произведено сопоставление рудноалтайской провинции с некоторыми другими колчеданоносными провинциями. Рудные поля и месторождения алтайского типа описаны на примере Лениногорского района, где они детально изучались авторами.

Показан комплекс различных методов, примененных авторами при изучении рудных полей и месторождений, как традиционных, так и новейших (палеовулканический, структурно-петрофизический, термодинамический и др.), разрабатываемых на кафедре полезных ископаемых МГУ. С учетом выявленных геологических предпосылок для площади Тишинского рудного поля разработана методика составления прогнозных карт колчеданоносных полей.

Литература

- Авдонин В. В. Этапы формирования и зональность околорудных пород Ташинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — «Геол. руд. месторожд.», 1976, № 1.
- Авдонин В. В. и др. Изотопный состав серы сульфидов различных групп месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай). — «Геология рудных месторождений», 1972, № 3.
- Авдонин В. В., Гончарова Т. Я., Кропачев С. М. Основные особенности среднедевонского вулканизма Лениногорского района (Рудный Алтай). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 3.
- Ажгирей Д. Г. Тектонические взаимоотношения Рудного и Горного Алтая по геологическим и геофизическим данным. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1966, т. XI, вып. 4.
- Алиев В. И. Закономерности размещения и условия формирования колчеданных месторождений Малого Кавказа. — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976.
- Безсмертная М. С., Горжевский Д. И. Околорудные изменения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 10.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И. Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 1.
- Биндеман Н. Н. Особенности размещения полиметаллических месторождений в стратиграфическом разрезе среднепалеозойских отложений Рудного Алтая. — «Геология и геофизика», 1972, № 2.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шишаков В. Б. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры колчеданных месторождений. — «Сов. геол.», 1975, № 4.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданосных провинциях различных типов. — «Геол. руд. месторожд.», 1976, № 1.
- Бубличенко Н. Л. Стратиграфический контроль в металлогенических процессах на Рудном Алтае. — «Тр. Алтайск. горно-метал. инст. АН КазССР», 1961, т. 10.
- Буров П. П., Курек Н. Н. Риддерская группа полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Цветные металлы», 1939, № 3—6.
- Василевский М. М., Яковлев Г. Ф. Прерывистые и непрерывные вулканогенные зоны эвгеосинклиналей. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов.
- Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Ал-

- тая с девонским вулканизмом. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1953, вып. 17.
- Волков В. М. и др. Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- Воробьев Ю. Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Воронцов В. И., Воронцова М. К. Об эффузивно-осадочной природе Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая. — «Тр. Сиб. НИИ геол., географ. и минер. сырья», 1964, вып. 35.
- Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973.
- Гончарова Т. Я. О связи колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая с фазами вулканизма. — ДАН СССР, 1975, т. 224, № 4.
- Гончарова Т. Я. О колчеданосных вулканогенных формациях. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1976, № 3.
- Горжевский Д. И. Сопоставление свинцово-цинковых и медноколчеданных рудных провинций. — «Геол. руд. месторожд.», 1974, т. XVI, № 1.
- Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф., Филатов Е. И. Типизация колчеданно-полиметаллических зон в эвгеосинклиналях фанерозоя для прогнозирования. — «Разведка и охрана недр», 1975, № 1.
- Горжевский Д. И., Комар В. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-формационные зоны Рудного Алтая. — «Сов. геол.», 1955, сб. 48.
- Горжевский Д. И., Королев Г. Г., Крейтер И. В. О возможных источниках металлов при образовании полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного поля. — I Международный геохимический конгресс, т. II. Гидротермальные процессы. М., «Наука», 1973.
- Горжевский Д. И. и др. Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Геол. и разв.», 1975, № 9.
- Дербигов И. В. К проблеме генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского района. — «Геол. руд. месторожд.», 1966, № 9.
- Демин Ю. И. и др. Геологическая обстановка полигенного оруденения в Белоубинской зоне (Рудный Алтай). — «Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв.», 1976, № 8.
- Демин Ю. И. и др. Типы переотложения рудного вещества на Стрежанском месторождении (Рудный Алтай). — «Геол. руд. месторожд.», 1976, № 2.
- Демин Ю. И., Красе М. С., Яковлев Г. Ф. Исследования динамики становления магматических тел в рудных районах методом объемного моделирования на ЭВМ. — «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1976, № 1.
- Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тез. к VIII Всесоюз. металлоген. сов. Свердловск, 1976.
- Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М., 1939.
- Еремин Н. И. Скрытая минералого-геохимическая зональность колчеданных рудных тел. — «Геол. руд. месторожд.», 1977, № 1.
- Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., «Недра», 1972.
- Жабин А. Г., Шарфман В. С., Самсонова Н. С. Реконструкция обстановки девонского вулканогенно-осадочного сульфидоотложения. — «Геол. руд. месторожд.», 1974, № 9.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. — В сб.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Замятин Н. И., Митряева Н. М., Покровская И. В. Полигенность полиметаллических месторождений Казахстана по данным изотопного анализа серы. Тез. IV сим. IAGOD. Варна, 1974.
- Золотарев В. Г., Яковлев Г. Ф. Генезис колчеданно-полиметаллических месторождений Белоубинского синклиория (Рудный Алтай). — «Сов. геол.», 1977, № 2.
- Зуфарди П. Роль трансформатизма в генезисе рудных месторождений (на примере свинцово-цинковых месторождений Сардинии). — В сб.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971.

- Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Иванкин П. Ф., Инишин Н. В., Кузевный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. — В кн.: Магматизм и метаморфизм Урала, т. 2. Свердловск, 1963.
- Иванов С. Н., Рокачев С. А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений. — «Геол. руд. месторожд.», 1966, № 6.
- Каюпов А. К. и др. Геология Зырянского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — В кн.: Геология полиметаллических месторождений Рудного Алтая. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Козлов М. С., Титов В. И., Азов В. С. О метаморфогенном образовании полиметаллических месторождений рудноалтайского типа (на примере Рудного Алтая). — «Геол. журн.», 1972, т. 32, вып. 2.
- Козлов М. С., Давыдов Ф. Г. Этапы формирования сульфидных руд на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 3.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.
- Кривцов А. И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований. — «Сов. геол.», 1968, № 10.
- Кропачев С. М. Палеозойские формации Юго-Западного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 9.
- Кузевный В. С. Об условиях образования древних вулканогенных формаций в северо-западной части Рудного Алтая. — В сб.: Проблемы палеовулканов. Алма-Ата, 1963.
- Кузевный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Курек Н. Н. Изменение вмещающих пород при образовании полиметаллических месторождений. — «Сов. геол.», 1953, № 1.
- Логинов В. П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений. — В сб.: Зональность гидротермальных рудных месторождений, т. 2. М., «Наука», 1974.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1, 2. М., «Наука», 1971.
- Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.
- Маньков Б. В. Структурные особенности Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — «Изв. высш. уч. зав. Геол. и разв.», 1969, № 9.
- Наумов В. А. Структурные условия локализации оруденения на Николаевском колчеданно-полиметаллическом месторождении. — «Геология и разведка», 1973, № 6.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.
- Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (по геолого-статистическим данным). — «Геол. руд. месторожд.», 1973, № 6.
- Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., «Недра», 1973.
- Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения. — «Геол. руд. месторожд.», 1970, № 3.
- Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968.

- Попов В. В. О двух концепциях происхождения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Сов. геол.», 1975, № 3.
- Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). М., «Недра», 1972.
- Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Труды совещ. по генезису колчеданно-полиметаллических месторождений». Алма-Ата, 1977.
- Прокин В. А., Попов В. А. Структуры колчеданных месторождений Южного Урала. — «Сов. геол.», 1971, № 1.
- Сандомирский С. А., Старостин В. И. Рудоносные структуры Риддер-Сокольного полиметаллического месторождения. — «Геол. руд. месторожд.», 1975, № 2.
- Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1967.
- Смирнов В. И. Фактор времени и образования стратиформных рудных месторождений. — «Геол. руд. месторожд.», 1970, № 6.
- Смирнов В. И. Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов при формировании стратиформных месторождений руд цветных металлов. — В кн.: Межд. геол. конгресс. XXIX сессия, докл. сов. геол. «Минеральные месторождения». М., «Наука», 1972.
- Смирнов В. И., Дзюценидзе Г. С., Котляр В. Н. Рудоносность вулканогенных формаций и вулканогенных месторождений. — В кн.: Эволюция вулканизма и история Земли. М., «Недра», 1974.
- Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., «Недра», 1967.
- Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ горных пород и руд. — «Геол. руд. месторожд.», 1973, № 5.
- Старостин В. И. Структурно-петрофизические типы рудных полей колчеданных месторождений. — ДАН СССР, 1976, т. 227, № 1.
- Старостин В. И. и др. Тектоно-вулканические структуры на Тишинском рудном поле (Рудный Алтай). — «Сов. геол.», 1973, № 7.
- Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. М., «Недра», 1975.
- Твалчрелидзе Г. А. Сравнительная металлогеническая характеристика колчеданной и медно-порфировой формации. — «Геол. руд. месторожд.», 1975, № 3.
- Филатов Е. И., Ширай Е. П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 1.
- Фоминных А. Ф., Колдаева Г. Г., Королев Г. Г. Геология и закономерности размещения полиметаллического оруденения Карбалихинского рудного поля. — В кн.: Методические основы крупномасштабного прогнозирования скрытых свинцово-цинковых месторождений на Рудном Алтае. Тр. ЦНИГРИ, вып. 18, М., 1975.
- Хисамутдинов М. Г. Этапы изменения вмещающих пород Зырянского месторождения. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 19, М., 1956.
- Хисамутдинов М. Г. Магматические формации вторичных геосинклиналей и связанные с ними полиметаллические месторождения. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1974.
- Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения. — «Сов. геол.», 1971, № 6.
- Чернов В. И. Вулканогенные формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М., «Наука», 1974.
- Шадлун Т. И. Об особенностях строения колчеданных руд некоторых месторождений Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 5.
- Шарфман В. С. Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. — ДАН СССР, 1972, т. 203, № 1.

- Шергина Ю. И., Сидоренко З. В. Изотопный состав свинца и вопросы генезиса некоторых месторождений Рудного Алтая. Варна, 1974.
- Ширай Е. П., Баранов В. Д., Болдова Л. П. Некоторые петрохимические особенности рудовмещающих девонских вулканогенных пород Рудного Алтая, 1975.
- Шерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. — В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шерба Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Сов. геол.», 1968, № 6.
- Шерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Сов. геол.», 1974, № 9.
- Яковлев Г. Ф. Рудоносные вулканогенные структуры эвгеосинклиналей. — «Вест. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1976, № 6.
- Яковлев Г. Ф., Микунин М. Ф. Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-формационно-фациальными особенностями. — «Геол. руд. месторожд.», 1976, № 3.
- Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Геол. руд. месторожд.», 1975, № 3.
- Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюид-порфировые комплексы Юго-Западного Алтая. — «Вести. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1973, № 2.
- Яковлева Е. Б. Основные черты вулканизма Рудного Алтая. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., «Наука», 1973.
- Christensen N. I. Fabric, seismic anisotropy and tectonic history of the Twin Systems dunit. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1971, N 82.
- Mookerjee A. Dykes, sulfide deposits and regional metamorphism: criteria for determining their time relationship. — «Min. deposita», 1970, vol. 5, N 3.
- Vokes F. M. Some aspects of the regional metamorphic mobilisation of preexisting sulfide deposits. — «Min. deposita», 1971, vol. 6, N 2.
- Zaffardi P. Transformism in the genesis of ore deposits: examples from Sardinian lead-zinc deposits. — «Trans. Inst. Geol. Congr., XXIII session», 1968, vol. 7.

Оглавление

Введение. <i>Г. Ф. Яковлев</i>	3
Часть I. Структурно-формационно-фациальная приуроченность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая	7
Глава 1. О тектонической позиции и районировании Рудного Алтая. <i>Г. Ф. Яковлев</i>	10
Глава 2. Колчеданоносные вулканогенные формации. <i>Т. Я. Гончарова, Г. Ф. Яковлев</i>	21
Глава 3. Приуроченность месторождений к фациям вулканитов. <i>В. В. Авдонин, Г. Ф. Яковлев</i>	27
Глава 4. Рудоносные вулкано-тектонические и вулканические структуры. <i>Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин</i>	40
Глава 5. Некоторые закономерности размещения месторождений Рудного Алтая и Южного Урала. <i>Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин</i>	
Часть II. Первичные и преобразованные вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая	
Глава 6. Первичные вулканогенные месторождения. <i>В. В. Авдонин, Г. Ф. Яковлев</i>	54
Глава 7. Преобразование колчеданно-полиметаллических месторождений. <i>Ю. И. Демин, Г. Ф. Яковлев</i>	74
Глава 8. Типы и этапы формирования околорудных метасоматитов. <i>В. В. Авдонин, Ю. И. Демин</i>	95
Глава 9. Генетические типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая. <i>Г. Ф. Яковлев, Ю. И. Демин, В. В. Авдонин</i>	113
Глава 10. Сравнительный анализ рудноалтайской и других колчеданоносных палеовулканических провинций. <i>Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова, Н. И. Еремин, Ю. И. Демин, В. И. Старостин</i>	124
Часть III. Рудные поля и колчеданно-полиметаллические месторождения Лениногорского района	
Глава 11. Основные черты девонского вулканизма Лениногорского района. <i>В. В. Авдонин</i>	141
Глава 12. Лениногорское рудное поле. <i>В. И. Старостин</i>	152
Глава 13. Тишинское рудное поле. <i>В. И. Старостин, В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова, Б. В. Маньков, Г. Ф. Яковлев</i>	169
Глава 14. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Белоубинского синклиория. <i>В. Г. Золотарев, Ю. И. Демин, С. М. Кропачев, Г. Ф. Яковлев</i>	185

Часть IV. Методы исследования рудных полей и колчеданно-полиметаллических месторождений

Глава 15.	Палеовулканический анализ рудоносных вулканогенных комплексов. <i>В. В. Авдонин, Г. Ф. Яковлев</i>	203
Глава 16.	Результаты исследования метаморфизма вулканогенных пород колчеданосных полей. <i>Т. Я. Гончарова</i>	218
Глава 17.	Структурно-петрофизический анализ рудных полей и колчеданно-полиметаллических месторождений. <i>В. И. Старостин</i>	227
Глава 18.	Исследование термодинамических условий формирования пород и руд. <i>Ю. И. Демин</i>	252
Глава 19.	Методика составления прогнозных карт колчеданосных полей (на примере Тишинского рудного поля). <i>В. В. Авдонин, Т. Я. Гончарова, Б. В. Маньков, В. И. Старостин, Г. Ф. Яковлев</i>	261
Заключение.	<i>Г. Ф. Яковлев</i>	268
Литература	271

ВУЛКАНОГЕННЫЕ
КОЛЧЕДАННО-
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(на примере Рудного Алтая)

Зав. редакцией *И. И. Щехура*
Редактор *Г. С. Савельева*
Мл. редактор *Е. Н. Михеева*
Переплет художника *Ю. М. Попова*
Технический редактор
В. И. Овчинникова
Корректоры *Н. И. Коновалова,*
Л. С. Клочкова, Л. Г. Родионова

Тематический план 1978 г. № 103
ИБ № 758

Сдано в набор 23.06.78. Подписано
к печати 20.11.78. Л-78484. Формат
60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарни-
тура литературная. Высокая печать.
Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 19,47.
Тираж 1160 экз. Зак. № 417. Цена
3 р. 10 к. Изд. № 317.

Издательство
Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы

Цена 3 р. 10 к.

2648

