

Е.И.ФИЛАТОВ
Е.П.ШИРАЙ

**ФОРМАЦИОННЫЙ
АНАЛИЗ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



Е.И.ФИЛАТОВ Е.П.ШИРАЙ

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

5259



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Филатов Е. И., Ширай Е. П. Формационный анализ рудных месторождений. — М.: Недра, 1988. — 144 с.: ил. — ISBN 5-247-00258-X.

Рассмотрена проблема связи геологических и рудных формаций и предложены пути внедрения формационного анализа в практику геологоразведочных работ. Разработаны методические основы формационного анализа рудных месторождений, принципы выделения геологических и рудных формаций, раскрыты их соотношения для различных этапов развития металлогенических площадей разных категорий. Обоснована формационная типизация медных, медно-никелевых, свинцово-цинковых, золоторудных, золото-серебряных, серебряных месторождений и вмещающих пород. Охарактеризованы объекты, образованные в геосинклинальных, орогенных, субплатформенных и платформенных обстановках.

Для научных работников — геологов, геофизиков и геохимиков, занимающихся изучением рудных месторождений.

Табл. 5, ил. 17, список лит. 34 назв.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *Г. Ф. Яковлев*.

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Филатов Евгений Иванович
Ширай Евгений Петрович

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*

Редактор издательства *Л. А. Журавлева*

Обложка художника *А. Е. Чучканова*

Художественный редактор *В. В. Шутько*

Технический редактор *С. Г. Веселкина*

Корректор *Н. Г. Гаспарян*

ИБ № 7257

Сдано в набор 30.03.88. Подписано в печать 12.07.88. Т-06085.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 9,0. Усл. кр.-отт. 9,25. Уч.-изд. л. 10,30.
Тираж 1660 экз. Заказ 160/1399-2. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Недра», 125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Ф 1904050000—351 76—88
043(01)—88

© Издательство «Недра», 1988

ISBN 5-247-00258-X

Ведущее значение формационного анализа для прогноза рудоносности в настоящее время признается большинством исследователей. В. И. Смирнов, подводя итоги X Всесоюзного металлогенического совещания по металлогении Урало-Монгольского пояса, подчеркнул, что все многообразие геологических обстановок, обусловивших закономерности формирования рудных месторождений, может быть сведено к сравнительно ограниченному числу на основе формационного анализа.

Основная цель данной работы — исследование методических основ формационного анализа, принципов выделения геологических и рудных формаций и построение формационных классификаций в целях прогноза рудоносности на примере месторождений цветных и благородных металлов.

Учение о геологических формациях называемое также «формационным анализом», стало играть важную роль в прогнозе и поисках месторождений полезных ископаемых. Оно было не только не поколеблено, но и поддержано бурным развитием новой глобальной тектоники, существенно уточнившей палеотектоническую позицию геологических формаций и использовавшей формационные подходы для ряда базовых построений. Следует отметить, что термин «формационный анализ» не всеми исследователями в настоящее время понимается как синоним учения о геологических формациях. Формационный анализ в металлогеническом аспекте — это всеобъемлющее учение о геологических, метасоматических и рудных формациях, одновременно являющееся главным методом прогноза месторождений полезных ископаемых. В этом случае термин «рудно-формационный анализ» излишен.

Значение формационного анализа для прогноза рудоносности рассмотрено в ряде публикаций [3, 6, 17, 21, 29]. По геологическим и рудным формациям существует обширная, в том числе и справочная, литература [14, 20]. Однако ряд вопросов, связанных с возможностями и методикой проведения формационного анализа с целью прогноза рудных месторождений, остается неосвещенным.

В данной книге сделана попытка решения следующих задач: 1) обоснования принципов формационного анализа рудных месторождений; 2) типизации медных, медно-никелевых, свинцово-цинковых, золоторудных, золото-серебряных и серебряных месторождений на формационной основе; 3) анализа латеральных и вертикальных рядов геологических и рудных формаций; 4) выявления формационных закономерностей размещения рудных месторождений и обоснования места формационных исследований в системе прогнозно-поисковых комплексов.

В основу книги положены результаты многолетних исследований авторами закономерностей размещения и геологических условий формирования рудных районов, полей и месторождений цветных и благородных металлов в различных геотектонических обстановках территории СССР. Проанализирован и обобщен материал по аналогичным объектам зарубежных стран.

В работе над книгой были учтены замечания М. Б. Бородаевской, Д. И. Горжевского, А. И. Кривцова и В. А. Нарсеева.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ОБЪЕКТОВ ПРОГНОЗНО- МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ОСНОВНОЙ ПРИНЦИП ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Учение о геологических формациях возникло более 200 лет назад и в последние десятилетия благодаря трудам отечественных геологов — Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, М. В. Муратова, Ю. А. Косыгина, Ю. А. Кузнецова и других — развилось в научное направление в геологии.

Повышению интереса к этому учению способствовали геолог-рудники, рассматривающие в своих работах геологические и рудные формации в тесной взаимосвязи. Большой вклад в решение указанной проблемы внесли Ю. А. Билибин, М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Р. М. Константинов, А. И. Кривцов, В. А. Кузнецов, В. В. Попов, Д. В. Рундквист, В. И. Смирнов, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев и др.

Настоящая глава преследует цель хотя бы частично восполнить «методический дефицит» в указанной проблеме.

Формационный анализ, проводимый с целью прогноза рудных объектов, является по существу приложением системного анализа, широко применяемого в естествознании, к геологии. В его основу положен сравнительный анализ пространственно-временных соотношений и устойчивых связей геологических, метасоматических и рудных формаций и соответствующих им иерархических единиц как более низкого, так и более высокого ранга.

Геологические, метасоматические и рудные формации в настоящее время многими исследователями рассматриваются как естественные устойчивые сообщества однотипных образований, возникшие в сходных геологических условиях независимо от времени формирования. Скопления полезных ископаемых — это разновидности или части соответствующих геологических формаций. Следовательно, определенная рудная формация может быть разновидностью или частью лишь одной геологической формации, реже двух пространственно совмещенных. Что касается формаций метасоматитов, то они служат как бы связующим звеном между формациями пород и руд. Если метасоматические формации понимать как совокупности метасоматических пород, характеризующиеся рядом устойчивых признаков, которые выделяются в пределах металлогенических зон и повторяются в сходных геологических условиях в других районах, то все указанные требования к формационной систематике руд должны выдерживаться и при систематизации метасоматитов. В этом случае метасоматическая формация, являясь разновидностью

или частью геологической формации, будет также соответствовать и определенной рудной формации.

Формации — это основные таксономические единицы. При изучении эталонных металлогенических зон или их крупных частей с целью прогноза однотипного оруденения на опосредованных территориях целесообразно анализировать последовательный ряд признаков: рудная формация — метасоматическая формация — геологическая формация, в котором для каждой отдельно взятой пары соседних признаков слева, если следовать математической терминологии, располагается функция, а справа — аргумент. При этом необходимо учитывать степень метаморфизма руд и вмещающих пород. Для месторождений стратиформного класса она совпадает, а для нестратиформного — степень метаморфизма вмещающих пород бывает и более высокой. При прогнозе рудоносности на неопосредованных территориях анализ указанных признаков проводится в обратной последовательности.

В качестве основного принципа формационного анализа принят принцип соответствия геологических, метасоматических и рудных формаций.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В соответствии с определениями Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и других исследователей, геологические формации — это естественные комплексы горных пород, содержащие парагенетически связанные друг с другом составные части и образовавшиеся в сходных геологических условиях и однообразном тектоническом режиме.

Конкретные геологические формации отвечают определенной стадии развития земной коры, слагают относительно крупные региональные структуры — структурно-формационные зоны определенного возраста, а абстрактные объединяют однотипные формации независимо от их возраста. Выделяемые некоторыми исследователями метаморфические формации лишь относительно самостоятельны, поскольку они представляют собой метаморфизованные разновидности геологических формаций.

Каждая конкретная формация обычно представлена несколькими свитами стратифицированных отложений или одним и более плутоническими комплексами. Отметим, что один из важных вопросов формационного анализа — вопрос об объемах выделяемых геологических формаций. Для многих территорий сопоставление формационных типов пород в целях прогноза рудоносности бывает затруднительным, поскольку у разных исследователей объем геологических формаций охватывает различные наборы комплексов. При одинаковом подходе к выделению разновозрастных формаций однотипные геологические формации, характеризующие однообразные тектонические ре-

жимы становления участков земной коры, будут устойчиво повторяться как в латеральном, так и в вертикальном направлении.

Основные критерии выделения геологических формаций: 1) парагенетическая общность пород слагающих комплексов (например, рифовых известняков, обрамляющих вулканическое сооружение, и риолитов, образующих последнее); 2) принадлежность комплексов пород к одной стадии развития земной коры (например, к позднегеосинклинальной — островодужной); 3) площадное развитие комплексов пород в пределах относительно крупных региональных структур складчатой системы или древней платформы — структурно-формационных зон и устойчивая повторяемость этих комплексов в разновозрастных, но однотипных структурах; 4) для магматических формаций — единство вулканических и плутонических комплексов, образующих тесные ассоциации соответствующих «парных» формаций; 5) для вулканических формаций — принадлежность кремнекислых и основных вулканитов к натриевой (для риолитов $K_2O < 2\%$, для базальтов $K_2O < 1\%$), калиево-натриевой (для риолитов $K_2O \approx 2-4\%$, для базальтов $K_2O \approx 1-2\%$) или калиевой (для риолитов $K_2O > 4\%$, для базальтов $K_2O > 2\%$) сериям.

Геологические формации делятся на субформации или подформации, которые отвечают одной или нескольким свитам стратифицированных отложений, одной-двум фазам становления плутонических комплексов или целиком комплексу с преобладанием тех или иных фаз. Необходимость выделения связана с неоднородным блоковым строением фундамента структурно-формационных зон. Субформации как части или разновидности формаций характеризуются: 1) парагенетической близостью составов однотипных пород, которые в различных субформациях могут занимать разные объемы и отличаться некоторыми фаціальными особенностями; 2) принадлежностью комплекса пород к одной подстадии развития данного участка земной коры; 3) площадным развитием комплекса пород в пределах крупных частей структурно-формационных зон — подзон или структурно-формационных блоков; 4) магматические субформации — единством однотипных по составу пород вулканоплутонических ассоциаций (например, риолитов и гранитов и соответственно риолитоидной и гранитоидной субформаций); 5) вулканические субформации — вариациями щелочности и других петрохимических параметров. Например, островодужные вулканические формации калий-натриевой серии подразделяют на относительно натриевые (K_2O/Na_2O в риолитах < 1), калиевые (K_2O/Na_2O в риолитах > 1) и промежуточные (K_2O/Na_2O в риолитах ≈ 1) субформации.

Субформации состоят из элементарных таксономических единиц фаций. Фации характеризуют генезис пород, условия осадконакопления или становления магматических тел. Среди условий осадконакопления выделяют морские, лагунные и дру-

гие с соответствующими фациями. Фации вулканических пород, детально исследованные В. С. Коптевым-Дворниковым, Е. М. Малеевой и другими геологами, отчетливо подразделяются на лавовые, пирокластические, экструзивные, субвулканические и вулканогенно-осадочные. По отношению к центрам вулканических извержений они нередко расчленяются на три группы фациальных зон — жерловая, промежуточная и удаленная. Фации plutонических пород представлены абиссальными и гипабиссальными полнокристаллическими и менее глубинными порфиоровыми разностями.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Под рудными формациями большинство исследователей понимают группы месторождений с близкими геологическими условиями нахождения и со сходным составом руд. Рудные формации, как и геологические, подразделяются на конкретные и абстрактные. Конкретные формации образуют разновозрастные металлогенические зоны, а абстрактные определяют формационный тип конкретных независимо от их возраста.

Основные критерии выделения рудных формаций: 1) устойчивая ассоциация месторождений с единой геологической формацией, реже — с сочетанием двух геологических формаций; 2) сходство элементного и минерального составов руд; 3) площадное распространение месторождений в пределах всего ареала развития одной или двух геологических формаций, т. е. в пределах структурно-формационной зоны.

Субформации как части или разновидности формаций характеризуются: 1) устойчивой ассоциацией месторождений с одной геологической субформацией, реже с сочетанием двух геологических субформаций; 2) близостью элементного и минерального состава руд благодаря развитию в них одинаковой или одинаковых минеральных ассоциаций; 3) площадным развитием месторождений в пределах крупных частей структурно-формационных зон — подзон или структурно-формационных блоков. Разные рудные субформации включают различные минеральные ассоциации.

Рудные субформации состоят из рудных фаций. Каждая рудная фация состоит из одной или нескольких близких минеральных ассоциаций и контролируется одной геологической фацией, реже сочетанием двух (например, фации слоистых халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовых руд контролируются кремнистыми туффитовыми фациями осадочно-вулканогенных отложений).

СООТНОШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В разные этапы развития земной коры эти соотношения были различными. Некоторые исследователи подразделяют геологические формации на типы в зависимости от характера их

связи с оруденением. Одна из таких типизаций была предложена Д. В. Рундквистом [22], который разделил рудоносные формации на продуктивные, включающие рудные формации, материнские, выступающие в качестве источников рудного вещества, и рудовмещающие.

Подобные типизации проведены также А. И. Кривцовым [8] и В. М. Немцовичем [12]. При этом рудоносная, рудогенерирующая и рудовмещающая формации, по А. И. Кривцову, и рудоконтролирующая, рудогенерирующая и рудовмещающая формации, объединяемые как рудоносные, по В. М. Немцовичу, соответственно отвечают продуктивной, материнской и рудовмещающей формациям, по Д. В. Рундквисту. А. И. Кривцовым [8] дополнительно выделены рудообразующие формации как источники энергии, но не вещества при рудообразовании.

Современное состояние проблемы связи геологических и рудных формаций, по мнению авторов, позволяет наиболее надежно выделять рудоносные формации, постоянно содержащие в своем составе однотипные рудные формации, независимо от возможных причин такой устойчивой связи.

Критериями рудоносности геологических формаций являются: 1) устойчивые, постоянно повторяющиеся в пределах различных регионов, т. е. разновозрастных структурно-формационных зон, пространственные и временные ассоциации однотипных геологических формаций и соответствующих им оруденений; 2) для магматических формаций — корреляция петрохимических особенностей рудовмещающих пород и минерального состава руд (например, корреляция содержания калия в кремнекислых вулканитах рудовмещающих вулканогенных формаций и соотношения меди и свинца в рудах месторождений колчеданного семейства); 3) для орогенных (континентальных) групп формаций — часто устойчивые постоянно повторяющиеся сочетания двух разнотипных геологических формаций и соответствующих им оруденений.

Указанные критерии отчетливо проявляются при рассмотрении соотношений геологических и рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различные этапы развития земной коры (табл. 1). Протогеосинклинальный этап развития архейских и протерозойских структур характеризуется устойчивыми ассоциациями гипербазит-базитовых формаций и медисто-никелевых и золото-сульфидных залежей, которые нередко в одних и тех же металлогенических зонах соседствуют с железистыми кварцитами и телами серно- и медно-колчеданных руд. Для разновозрастных первичных эвгеосинклинальных систем типичны ассоциации базальтоидных натриевых формаций, как вулканических, так и плутонических, раннеостроводужных медно-цинково-колчеданных и формирующихся в островодужные стадии золоторудных и медно-порфировых месторождений. Вторичные эвгеосинклинальные системы, развивающиеся во времени и пространстве сопряжено с первичными, включают

Сравнительная характеристика основных рудоносных геологических и рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов

Составлена с привлечением материалов [14, 17, 23] и др.

Геотектоническая позиция	Геотектонический тип структурно-формационных зон	Рудоносная геологическая формация	Геохимическая специализация рудоносной формации	Рудная формация (геолого-промышленный тип)	Геологические субформации	Рудные субформации
Протогеосинклинальные зелено-каменные пояса	Периокеанические рифтовые долины	Коматиитовая натриевая	Ni, Cu, Co, Pt	Медисто-никелевая (Маунткейский)	—	—
То же	То же	Риолит-базальтовая кремнисто-терригенная	Au, Te	Золото-сульфидно-кварцевая (Поркьютин-Коллар)	Базальтовая кремнисто-терригенная Риолит-базальтовая терригенно-кремнистая	Золото-кварц-сульфидная Золото-кварцево-карбонат-полисульфидная
Протогеосинклинальные зелено-каменные пояса	Периокеанические рифтовые долины	Габбро-пироксенит-перидотитовая натриевая	Ni, Cu, Co, Pt, Au	Медно-никелевая (Печенгский)	—	—
Офиолитовые пояса первичных эвгеосинклинальных систем	То же	Базальтовая дацитсодержащая натриевая	Cu, Zn, Au, Fe, Co, Se, Te	Медно-колчеданная (Кипрский)	—	—
Первичные эвгеосинклинальные системы	Ранние островные дуги	Риолит-базальтовая натриевая	Cu, Zn, Au, Sc, Te, Cd	Медно-цинково-колчеданная (Уральский)	Риолит-базальтовая Риолит-дацит-базальтовая	Медно-цинково-колчеданная Свинцово-цинково-колчеданная
Вторичные эвгеосинклинальные системы	Ранние островные дуги, наложенные на фрагменты срединных массивов	Базальт-андезит-дацит-риолитовая натриевая и калий-натриевая	Zn, Cu, Pb, Au, Ag, Cd, Se, Te	Свинцово-медно-цинково-колчеданная (Малокавказский, Куроко)	Базальт-андезит-дацит-риолитовая натриевая Андезит-дацит-риолитовая калий-натриевая	Свинцово-медно-цинково-колчеданная Медно-свинцово-цинково-золото-барит-колчеданная
Вторичные эвгеосинклинальные системы	Ранние островные дуги и окраинные моря, наложенные на остаточные блоки срединных массивов	Базальт-риолитовая кремнисто-терригенная калий-натриевая	Zn, Pb, Cu, Ag, Au, Cd, Se, Te	Медно-свинцово-цинково-колчеданная (Рудноалтайский)	Базальт-риолитовая малокалиевая Базальт-риолитовая калий-натриевая	Свинцово-медно-цинково-колчеданная Медно-свинцово-цинково-колчеданная Свинцово-цинково-(золото-барит)-колчеданная
Вторичные терригенные геосинклинальные системы	Депрессии окраинных морей	Базальт-риолитсодержащая терригенно-филишонидная	Zn, Pb, Cu, Cd, Ag, Se, Te	Медьсодержащая свинцово-цинково-колчеданная (Филизчайский)	Базальтсодержащая терригенно-филишонидная Базальт-риолитсодержащая терригенно-филишонидная	Свинцово-цинково-колчеданная Медьсодержащая свинцово-цинково-колчеданная
Первичные и вторичные эвгеосинклинальные системы	Зрелые островные дуги	Габбро-диорит-кварцеводиоритовая натриевая	Cu, Au, Mo, Te	Медно-порфировая (Пангуна)	—	—
То же	То же	Габбро-диорит-плагиогранитная натриевая	Au, Cu, Pb, Te	Золото-порфировая (Поргера)	—	—

Геотектоническая позиция	Геотектонический тип структурно-формационных зон	Рудоносная геологическая формация	Геохимическая специализация рудоносной формации	Рудная формация (геолого-промышленный тип)	Геологические субформации	Рудные субформации
Терригенные геосинклинальные системы	Фронтальные депрессии зрелых островных дуг	Углеродсодержащая карбонатно-терригенно-флишсовая	Au, As, Sb, Ag	Кварцево-золото-сульфидная (Бендиго)	—	—
Орогенные пояса первичных геосинклинальных систем	Межгорные депрессии	Молассовая	Au, As	Золото-сульфидная (Джуно)	Кремнисто-углисто-карбонатно-терригенная Трахиандезит-базальтовая углисто-терригенная	Золото-сульфидная Золото-кварцево-жильная
Орогенные пояса эвгеосинклинальных систем	Поздние островные дуги	Габбро-адамелит-гранодиоритовая калий-натриевая	Au, As, W, V	Кварцево-золоторудная (Гросс-Валли — Невада — Сити)	Адамелит-гранодиоритовая Габбро-диорит-гранодиоритовая	Кварцево-золото-полисульфидная Кварцево-золоторудная
Орогенные пояса на гетерогенном субстрате	Ранние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса	Габбро-диорит-гранодиоритовая натриевая, калий-натриевая	Au, Bi, W, As, Sb	Золото-кварц-сульфидно-порфи́ровая (Деламар)	—	—
Орогенные пояса на гетерогенном субстрате	Ранние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса	Габбро-диорит-гранодиоритовая калий-натриевая, калиевая	Cu, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, W	Медно-молибден-порфи́ровая (Чилийский)	Габбро-диорит-гранодиоритовая Диорит-гранодиорит-монцонитовая	Молибден-медно-порфи́ровая Медно-молибден-порфи́ровая

Орогенные пояса на гетерогенном субстрате	Краевые и внутренние вулканоплутонические пояса	Андезит-дацитовая калий-натриевая	Au, Ag, Te, Se, Sn, Sb, Hg	Золото-серебряная (Невадийский)	Андезит-базальтовая Андезитовая Риодацитовая	Золото-теллуридная Серебряно-золотая Золото-серебряная
Орогенные пояса на терригенном субстрате	Поздние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса	Диорит-монцодиоритовая калиевая	Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, Au, V	Серебросульфидно-порфи́ровая (Перуанский)	—	—
Орогенные пояса на терригенном субстрате	Поздние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса	Дацит-риолитовая (игнимбритовая) калиевая	Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, Bi, Sb	Серебряно-полиметаллическая (Мексиканский)	—	—
Орогенные пояса на терригенном субстрате	Поздние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса	Гранодиорит-лейкогранитная	Sn, Ag, Au, W, Bi	Олово-серебряно-порфи́ровая (Боливийский)	—	—
Орогенные пояса на карбонатном субстрате	Поздние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Углисто-кремнисто-карбонатная трахириолит-трахиандезитовая	Pb, Zn, Cu, Ag, Sb, In, Sb, Bi, Cd	Свинцово-цинковая «скарновая» (Приаргунский)	Трахириолитовая Трахиандезитовая	Свинцово-цинковая «скарновая» Медно-свинцово-цинковая «скарновая»
Орогенные пояса на гетерогенном субстрате	Поздние краевые и внутренние вулканоплутонические пояса фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Трахириолит-трахиандезитовая и др.	Pb, Zn, Au, Ag, Bi, Cd, As	Свинцово-цинковая жильная (Садонский)	—	—

Геотектоническая позиция	Геотектонический тип структурно-формационных зон	Рудоносная геологическая формация	Геохимическая специализация рудоносной формации	Рудная формация (геолого-промышленный тип)	Геологические субформации	Рудные субформации
Субплатформенные окраинно-континентальные депрессии	Шельфовые депрессии чехла массивов ранней консолидации	Трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатная	Pb, Zn, Ag, Cd, As, Ge, Te	Железомарганцево-свинцово-цинково-колчеданная (Атасуйский)	Трахибазальт-трахит-карбонатная Трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатная	Железомарганцевая окисная Барит-свинцово-цинково-колчеданная
Субплатформенные и внутриплатформенные депрессии	Лагунные депрессии чехла древних платформ и массивов ранней консолидации	Углисто-кремнисто-карбонатная	Pb, Zn, Ag, Ge, Te, Hg	Свинцово-цинковая стратиформная (Миргалмсайский)	Углисто-карбонатная Углисто-кремнисто-карбонатная	Свинцовая стратиформная Свинцово-цинковая стратиформная
Субплатформенные и внутриплатформенные депрессии	Лагунные депрессии чехла древних платформ и массивов ранней консолидации	Красноцветная молассовая (эвапоритовая)	Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt	Медистых сланцев и песчаников (Замбийский)	Сероцветная терригенно-карбонатная Пестроцветная Терригенная	Медистых сланцев Медистых песчаников
Протоплатформенные депрессии	Шельфовые (дельтовые) депрессии протоплатформенного чехла	Конгломерат-сланцево-кварцитовая	Au, U	Золотоносных конгломератов (Витватерсранд)	—	—
Активизированные кратоны и чехлы древних платформ	Зоны активизации и протоактивизации	Габбро-норитовая	Cu, Ni, Co, Au, Pt, Ag	Медно-никелевая (Норильский)	Габбро-трактолитовая Габбро-долеритовая Габбро-норит-пироксенит-перидотитовая	Никелево-медная Медно-никелевая Медисто-никелевая

широкий спектр месторождений колчеданного семейства, который иногда дополняется золото-порфировыми объектами. Ряд месторождений благородных и цветных металлов формируется в орогенный (континентальный) этап и связан с развитием молассовой формации межгорных прогибов, вулканических и плутонических формаций внутренних и более крупных краевых вулканических поясов. При этом краевые пояса отличаются от внутренних не только размерами, но и широким развитием калиевых, калий-натриевых, малокалиевых вулканоплутонических андезитонидных ассоциаций. Они слагают более нижние и более приближенные к палеоокеану этажи поясов, обуславливая латерально-вертикальную металлогеническую зональность со смешанной медно-порфировых и золото-порфировых месторождений золото-серебряными, серебряно-полиметаллическими и олово-полиметаллическими по мере удаления от океана и возрастания роли более молодых калиевых магматитов (см. табл. 1).

Металлогеническая специализация орогенных формаций в сравнении с геосинклинальными еще больше зависит от состава субстрата. Некоторые рудные объекты формируются лишь при определенном сочетании разнотипных геологических формаций (например, свинцово-цинковые «скарновые»). С субплатформенными и платформенными, в том числе и протоплатформенными, преимущественно окраинно-континентальными (шельфовыми, лагунными, дельтовыми) вулканогенно-осадочными и осадочными формациями связаны стратиформные месторождения цветных и благородных металлов, а с габбро-норитовой формацией зон активизации кратонов и чехла древних платформ — медно-никелевые.

СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудные формации и геолого-промышленные типы месторождений — понятия довольно близкие. Их различия заключаются в меньшем влиянии современных экономических требований на выделение рудных формаций по сравнению с геолого-промышленными типами месторождений. В одни рудно-формационные группы могут входить месторождения, представляющие интерес для промышленности, в другие — месторождения и рудопроявления, которые по экономическим соображениям пока нецелесообразно вовлекать в обработку. Экономическая окраска понятия рудные формации обусловлена лишь тем, что с ним тесно связано геолого-экономическое понятие — месторождение.

Под геолого-промышленными типами месторождений в настоящее время понимаются такие рудные формации, которые по комплексу геолого-экономических характеристик отвечают современным требованиям горнодобывающей промышленности [27]. Впервые понятие о промышленных типах месторождений было введено в отечественную литературу В. М. Крейтером. Он

предложил называть промышленными типами такие естественные геолого-минеральные типы месторождений, при эксплуатации которых во всем мире в сумме извлекается не менее первых процентов данного вида полезного ископаемого. Природная повторяемость ценных геолого-минеральных типов позволяет рассматривать геолого-промышленные типы месторождений одновременно как рудно-формационные типы. Практическое значение выделения геолого-промышленных типов при поисках месторождений полезных ископаемых заключается в том, что их количество меньше по сравнению с набором рудных формаций данного полезного ископаемого. Это позволяет локализовать поисковые работы и нацеливать их на выявление рудных формаций, имеющих промышленное значение. Таким образом, при выделении геолого-промышленных типов должна учитываться как специфика основных черт геологического строения отдельных месторождений (рудоносные и рудовмещающие формации и продукты их преобразований, рудовмещающие структуры, морфология рудных тел и др.), так и комплекс признаков, характеризующий сами рудные тела (масштабы, химический и минеральный состав руд, уровни концентрации рудообразующих компонентов, набор и характер распределения промышленных и минеральных типов руд, их экономическая значимость, технологические свойства и др.).

Классификации геолого-промышленных типов должны учитывать требования промышленности к минеральному сырью, его экономическое значение, требования, предъявляемые к результатам разведочных и эксплуатационных работ, а формационные классификации отвечают в большей мере целям прогноза и поисков [27]. Этим определяется неполная сходимость данных классификаций, хотя в оптимальном случае геолого-промышленные и рудно-формационные типы месторождений должны совпадать между собой. Исключения возможны, когда однотипные по современным промышленным характеристикам месторождения принадлежат к родственным, но различным геологическим и, следовательно, рудным формациям.

Глава II

ФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕДНЫХ И МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ФОРМАЦИОННАЯ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННАЯ СИСТЕМАТИКА

Медь относится к одному из самых распространенных металлов в земной коре, уступая лишь железу и магнию. Она является типично феррическим элементом, соотношение кларков меди в основных и кислых породах около пяти. Разнообразие типов медных месторождений, четкая связь каждого типа с

определенной геологической формацией при разнообразии геотектонических обстановок их формирования позволяют рассматривать медные месторождения как эталонные для формационного анализа рудных объектов.

Месторождения меди связаны с геосинклинальными (субмаринными и островодужными), орогенными (окраинно-континентальными и активизационными), субплатформенными (шельфовыми и континентальными) условиями становления вмещающих пород и руд. Рудоносные породы представлены как осадочными, так и магматическими (вулканогенными и плутоногенными) образованиями, состав которых меняется от ультрабазитов до гранитоидов.

Основы типизации медных месторождений по геологическим обстановкам нахождения и формирования были заложены работами В. Лингрена, Г. Шнейдерхена, Ю. А. Билибина, А. Г. Бетехтина, И. Г. Магакьяна, В. И. Смирнова. За рубежом этой проблеме посвящена работа Г. Пелисенье [32], выделившего 12 типов медных месторождений в зависимости от состава вмещающих пород, что приближается к формационной типизации отечественной геологической школы.

В. М. Крейтером были выделены и описаны главные типы медных месторождений, включающие медно-никелевые, медно-порфировые, медистых песчаников, сланцев и колчеданов, жильные и скарновые. С небольшими дополнениями эта типизация принята до наших дней. В инструкцию по применению классификации запасов к месторождениям медных руд полностью включены типы, выделенные В. М. Крейтером, а также мало распространенные типы медных месторождений, иногда имеющие промышленное значение (самородной меди в базальтах, карбонатитовых месторождений с медным оруденением, ванадий-железомедных руд в габброндах).

В наиболее полной современной типизации медных месторождений [27] выделены геолого-промышленные типы и сопоставлены с формационными типами медных руд. В ней показано, что формационная типизация несколько отличается от геолого-промышленной за счет более дробного деления некоторых семейств медных месторождений, таких как колчеданные и медно-никелевые. С небольшими изменениями и дополнениями данная типизация положена в основу и данной работы (см. табл. 1).

Рассмотрим основные геолого-промышленные типы месторождений меди и их соотношение с формационными типами. Медно-колчеданные месторождения представляют собой часть семейства колчеданных руд, связанную с раннегеосинклинальным базальтоидным вулканизмом, как показано А. Н. Заварицким, В. И. Смирновым, М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцовым, С. Н. Ивановым, Е. П. Шираем и др. Месторождения представлены компактными телами стратиформных залежей преимущественно массивных богатых сульфидных руд (содержание

серы более 35 %), что делает их перспективными для промышленного освоения. Кроме того, в пределах металлогенической зоны и рудного района колчеданные руды представлены несколькими близкими расположенными объектами, что увеличивает вероятность обнаружения новых месторождений и рудных тел вблизи известных.

Общие черты колчеданных руд: а) тесная связь с вулканогенными породами (при различном участии в составе рудоносных формаций осадочных и вулканогенно-осадочных разностей); б) становление рудовмещающих пород и руд в субмаринных условиях (при различной глубине морского бассейна); в) гидротермально-осадочный способ отложения рудного вещества, что позволяет рассматривать руды как фацию рудовмещающей геологической формации. Оруденение часто располагается на нескольких уровнях ритмично построенных толщ (рудоносные уровни), которые фиксируют завершение отдельных ритмов вулканизма и осадконакопления в пределах вулканотектонических депрессий разных порядков. Одна из особенностей колчеданных формаций — соответствие степени регионального метаморфизма пород и руд, при этом метаморфические преобразования, независимо от возраста, более интенсивно проявлены в терригенных эвгеосинклиналях и менее — в вулканогенных. В последних вулканические структуры частично сохранились. Околорудные изменения проявлены всегда асимметрично, наиболее интенсивно — со стороны лежащего бока массивных пластовых залежей. Промышленные вкрапленные руды в подводящих каналах имеют подчиненное значение.

Для всех колчеданных месторождений установлена тесная зависимость состава руд от состава пород продуктивных формаций. Содержание свинца в рудах по отношению к меди возрастает с увеличением в составе формаций доли осадочных пород доли кислых вулканитов по отношению к базальтам, количества калия в продуктивных вулканитах. В вулканогенных поясах медные колчеданные месторождения связаны с натриевыми базальтоидными вулканическими формациями, в которых кислые вулканиты и осадочные породы мало распространены.

Если до недавнего времени обстановка формирования пород, вмещающих медно-колчеданные залежи, объединялась единым понятием раннегеосинклинального субмаринного вулканизма («спилит-кератофировая формация»), то работами последних десятилетий показано различие геологических обстановок накопления рудовмещающих пород и руд. Эти представления подтверждены открытием современного рудообразования в океанических областях.

Анализ условий формирования рудовмещающих вулканитов позволяет выделить две рудные формации медно-колчеданных месторождений — медно-колчеданную, становление которой протекает на океанической коре в глубоководной обстановке рифтовых долин (зонах спрединга), связанную с базальтовой да-

цитсодержащей геологической формацией, и медно-цинково-колчеданную, формирование которой протекало в островодужной обстановке в связи с вулканизмом риолит-базальтовой формации.

Кроме того, медно-колчеданные руды встречаются в терригенных геосинклиналях среди флишеидных базальтсодержащих толщ, в которых преобладает свинцово-цинковое колчеданное оруденение филизчайского типа. Терригенные флишеидные субформации медно-колчеданных руд отличаются от субформаций, несущих полиметаллические руды, большим количеством базальтов, представленных типичными натровыми толеитами, отсутствием кислых вулканитов. В палеоструктурном плане подзоны с медно-колчеданными рудами отвечают центральным частям рифтогенных прогибов окраинных (или внутриконтинентальных) морей с терригенным выполнением, зонам спрединга с корой субокеанического типа. Для данных подзон характерна наиболее интенсивная складчатость, сопровождающаяся буди-нажем и частичной перекристаллизацией рудных залежей (с формированием зон переотложенных вкрапленных руд). Примеры таких месторождений известны в центральной части терригенной эвгеосинклинали Большого Кавказа (СССР), в терригенных геосинклиналях о. Куба (Карлота и др.).

Медно-порфиновые месторождения представлены прожилково-вкрапленным штокерковым оруденением изометричной удлиненной или сложной формы с молибденит-халькопиритовой рудной ассоциацией, тесно пространственно связанным с интрузивными породами диоритового (гранодиориты, монцодиориты и т. д.) ряда.

Медно-порфиновые месторождения имеют ряд специфических свойств: а) конформность оруденения рудоносным интрузиям, при этом оруденение располагается преимущественно в эндоконтакте и частично в экзоконтакте интрузивного массива, реже охватывает весь его объем или объем отдельных фаз (фаций) меденосной интрузии; б) отсутствие четких естественных границ рудных тел, выделяемых по данным опробования; в) значительный вертикальный размах оруденения; г) отчетливую вертикальную и горизонтальную зональность околорудных изменений, при этом рудные тела представляют собой фацию метасоматически измененных пород.

Интрузивные породы рудовмещающих фаций являются частью (фазами) сложных интрузивных комплексов, тесно ассоциирующих с вулканитами в пределах протяженных вулканоплутонических поясов. Состав руд зависит от состава интрузивных пород и ассоциирующих с ними вулканитов. При этом соотношения меди к молибдену уменьшаются по мере роста мощности земной коры, особенно ее гранитного слоя, а также зависят от состава субстрата вулканогенных поясов.

Медно-порфировый геолого-промышленный тип месторождений отвечает семейству родственных рудных и геологических

формаций, становление которых происходило в различных геотектонических обстановках. По составу магматических пород и ассоциирующихся с ними руд выделяются два основных типа месторождений — медно-порфировые, часто с повышенной золотоносностью, сформированные в связи с базальтоидным (андезито-базальтовым) магматизмом в структурах островных дуг, и медно-молибденовые, образованные в связи с андезитоидным вулканизмом в условиях краевых вулканогенных поясов. Последние включают основные запасы медно-порфириновых руд. В составе краевых поясов выделяются три типа рудных районов, сформированные на эпикратонном, эпимиегосинклинальном и эпизеогосинклинальном фундаменте [8].

Медно-порфириновые островодужные месторождения, в свою очередь, могут быть подразделены на месторождения, сформированные в первичных и вторичных островных дугах [6].

Месторождения медистых песчаников и сланцев занимают второе по запасам положение среди геолого-промышленных типов, главным образом за счет месторождений Южной Африки (пояс Замбия—Катанга). Медистые песчаники и сланцы представляют собой единый геолого-промышленный тип и единую рудную формацию. К месторождениям данного типа относятся крупные скопления вкрапленных медных (содержащих кобальт, цинк, свинец, иногда уран) руд в осадочных породах. Они ассоциируют с красноцветно-пестроцветными континентальными накоплениями эвапоритовой формации. Руды подчинены напластованию вмещающих пород и по существу являются их фациальной разновидностью. Преобразования руд соответствуют уровню метаморфизма вмещающих пород. В ритмично построенных толщах часто устанавливается ряд рудоносных уровней, из которых лишь отдельные имеют промышленное значение. Для оруденения характерны пластовая и линзообразная формы рудных залежей, первичная минералогическая зональность, отсутствие связи с интрузиями и зависимости состава руд от строения субстрата, который может быть представлен эпигеосинклинальными или платформенными образованиями.

Медно-никелевые месторождения представлены стратиформными залежами массивных и вкрапленных сульфидных руд в дифференцированных массивах основных — ультраосновных пород. Месторождения локализованы на нескольких уровнях расчлененных массивов, часто в их придонной части. Иногда оруденение охватывает и экзоконтактовую зону вмещающих пород. Большинство исследователей эти месторождения рассматривают как пример магматогенного рудообразования, при котором руда является одним из дифференциатов (фацией) магматических пород. По геолого-структурным обстановкам выделяются раннедокембриские месторождения, локализованные в пределах зеленокаменных поясов, и верхнедокембриско-фанерозойские, проявленные в областях активизации древних плат-

форм. Среди раннедокембрийских месторождений кроме рудосносных плутоногенных массивов выделяются месторождения, ассоциирующие с вулканитами коматиитового ряда. Некоторые зарубежные исследователи в отдельный тип выделяют месторождения типа Садбери, связываемые с метеоритными кратерами. Вместе с тем астроблемы порождают и иные магматические образования (кимберлиты и др.). Астроблемы могут рассматриваться как причина проявления активизации и внедрения интрузий, не определяя их состав и соответственно не являясь формационным признаком. Характерная особенность семейства медно-никелевых месторождений — связь между составами магматических пород (прежде всего их магнезиальностью, глиноземистостью, железистостью) и руд медно-никелевых залежей (соотношения меди и никеля, а также ряда попутных компонентов, в частности элементы платиновой группы, золота и др.), что отражает особенности геотектонических условий их формирования [4].

Остальные типы медных месторождений составляют менее 2—3 % мировой добычи и не отвечают геолого-промышленным типам месторождений, предложенным В. М. Крейтером. Жильные месторождения меди являются одиночными объектами, роль которых в запасах и добыче сырья уменьшается. Иногда к жильным месторождениям относят месторождения иных формационных типов. Например, Кафанское месторождение, по данным А. И. Шмидта — типичный колчеданный объект, где подводящий канал жильного и штокверкового типов ассоциирует с несколькими уровнями стратиформного колчеданного оруденения.

Медные месторождения в габброидах описаны в ряде провинций мира и СССР, но пока они не являются предметом промышленного освоения. Они распространены в геосинклинальных зонах фанерозоя. Некоторые из этих объектов описываются как медно-никелевые (Скандинавия), другие — как ванадий-медно-железородные (Волковское, Урал) или медно-кобальтовые (Иванковское, Драгомыжское, Урал). Данные объекты, связанные с дифференцированными габброидными интрузиями, могут представлять промышленный интерес (при разработке соответствующей технологии) для действующих предприятий, слабо обеспеченных сырьевой базой.

Среди зарубежных месторождений, не имеющих промышленных аналогов в СССР, — карбонатитовые (Палабора, ЮАР), где медные руды ассоциируют с магнетит-апатитовым оруденением. Кроме того, медь может присутствовать в промышленных концентрациях в некоторых железорудных месторождениях, в которых обогащенные медью участки обособлены в определенных частях рудных залежей (Соколовско-Сарбайская группа и др.).

Скарновые месторождения меди в настоящее время известны в ряде геосинклинальных систем и связаны с позднегеосин-

клинальными или орогенными массивами гранодиоритов (сие-нит-диоритов), прорывающих известняки. В отдельных районах установлено, что источником меди служат низжезалегающие колчеданосные формации, в других — медно-порфировые системы, образующие при пересечении известняков меденосные скарны (Бингхем). В ряде случаев источник меди неясен. В известняках на удалении от контактов интрузий повышенных концентраций меди не установлено. Уникальным типом медных месторождений является месторождение самородной меди в орогенных базальтах района оз. Верхнего в США. Медь с цеолитами выполняет миндалины и находится в тонких прожилках. В СССР проявления самородной меди известны как в позднегеосинклинальных базальтоидах, так и среди платобазальтов поздних стадий развития орогенного вулканизма (Урал, Северо-Восток СССР, Таймыр, Кавказ). Однако все известные проявления этого типа не имеют промышленного значения. Наблюдаются повышенные содержания меди в ряде медно-висмутовых объектов, что представляет не столько промышленный, сколько генетический интерес.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (РИФТОВЫЕ, ОСТРОВОДУЖНЫЕ, ОКРАИННО-МОРСКИЕ) ТИПЫ

Геосинклинальные типы медных месторождений представлены двумя главными семействами рудных формаций — медно-колчеданным и медно-порфировым, каждое из которых включает два формационных типа (см. табл. 1).

Медно-колчеданный базальтоидный (кипрский) тип

Р. Хатченсоном, Д. Стронгом, Ф. Саукинсоном, А. Митчелом и другими внесен большой вклад в изучение и выделение месторождений медно-колчеданных руд, связанных с базальтоидными вулканитами зон спрединга, в особый кипрский тип. Зарубежные месторождения этого типа охарактеризованы на примерах о. Кипр, Южно-Альпийского офиолитового пояса (Турция—Албания—Западная Европа), Северного Ньюфаундленда. К этому же типу принадлежат некоторые месторождения Филиппин, а также, возможно, западной части зоны Хуэла (Португалия) и зеленокаменных поясов древних щитов (Канада). В СССР М. Б. Бородаевской, Е. П. Шираем, А. Г. Злотником-Хоткевичем и другими к этому типу отнесены месторождения Мугоджар и Зилаирского синклинория Урала, а Е. И. Филатовым, Е. П. Шираем, В. В. Зайковым — ряд месторождений Тувы. К этому типу принадлежит и большинство объектов в акватории океанов, где происходит современное накопление колчеданных руд.

В структурах земной коры месторождения кипрского типа приурочены к зонам офиолитовых поясов или узким зонам ба-

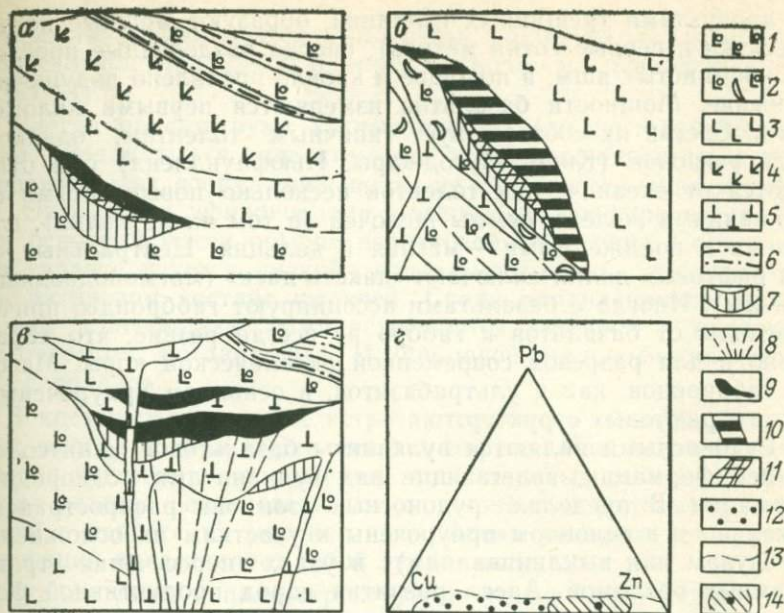


Рис. 1. Строение медно-колчеданной дацитсодержащей базальтовой формации:

a–*б* – разрезы типовых месторождений (*a* – Летнее, по данным А. Г. Злотника-Хоткевича, *б* – Приорское, по данным А. Г. Злотника-Хоткевича, *в* – Осеннее, по данным Е. С. Преображенской), *z* – соотношение меди, свинца и цинка в рудах фанерозойских месторождений кипрского типа (месторождения зарубежных стран и СССР) и в рудах современных океанических зон спрединга (по данным Г. А. Черкашева и др.).

1–4 – породы базальтового состава: *1* – толеитовые подушечные базальты (пшлю-лавы), *2* – те же, базальты мелкоподушечного сложения и гиадокластиты, *3* – массивные и грубоподушечные толеитовые базальты (долериты), *4* – высокоглиноземистые толеитовые плагиопорфирные базальты; *5* – риодациты фельзитовые, малоглиноземистые перлитовой структуры; *6* – кремнистые сланцы; *7* – хлоритолиты; *8* – гидротермально-измененные породы с вкрапленностью сульфидов; *9–11* – колчеданные руды: *9* – пирит-халькопиритовые, *10* – пирит-халькопирит-сфалеритовые, *11* – пирит-магнетитовые с халькопиритом; *12* – руды месторождений кипрского типа; *13–14* – руды зон океанического спрединга, *13* – пределы изменений состава руд, *14* – наиболее типичные составы

зальтоидного вулканизма, нередко в сочетании с офиолитами. Колчеданосные офиолитовые пояса образуют протяженные (сотни и тысячи километров) узкие зоны развития базальтоидов и ультрабазитов вдоль границ эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон складчатых областей или срединных массивов. Сопоставление их строения с современными структурами земной коры, в которых протекает рудообразование, анализ состава и условий формирования вмещающих пород свидетельствуют о формировании руд в условиях океанической земной коры в типично субмаринной обстановке (рис. 1).

Металлогенические зоны с медно-колчеданными месторождениями включают породы вулканогенных и интрузивных формаций. Дорудные вулканогенные образования представлены формацией однородных натровых базальтов. Базальты являют-

ся продуктами трещинных излияний, образуют мощные потоки (десятки и первые сотни метров), иногда разделенные прослоями кремнистых яшм, в подошве и кровле проявлено подушечное строение. Мощности базальтов измеряются первыми километрами. Состав их соответствует типичным толеитам, однако в ряде регионов (Кипр, Мугоджары, Ньюфаундленд) они отличаются от океанических толеитов несколько повышенными содержаниями железа, суммы щелочей (в том числе калия), глинозема и пониженными — магния и кальция. Центральные части рифтовых долин включают «пакеты даек» (магмоподводящие каналы). Иногда с базальтами ассоциируют габброиды, причем переходы от базальтов к габбро не всегда резкие, что характерно и для разрезов современной океанической коры. Массивы габброидов, как и ультрабазитов, в основном приурочены к бортам рифтовых структур.

Рудоносными являются вулканиты базальтовой дацитсодержащей формации, залегающие над вулканитами однородной формации. В пределах рудоносных зон они распространены локально и в основном приурочены к участкам их осложнения (раздувам или выклиниваниям) в узлах пересечения трансформных разломов. Ареал развития пород продуктивной формации в этих структурах представляет собой рудные районы.

Послерудные накопления представлены андезитобазальтовыми и андезитовыми порфировыми породами толеитовой серии или оливиновыми базальтами. Они могут быть прорваны интрузиями габбро-диорит-плагиогранитной формации и протрузиями ультрабазитов. В некоторых депрессиях накапливались пострудные терригенно-осадочные, в том числе карбонатные породы. В целом для пострудных формаций характерны небольшой объем вулканитов и отсутствие известково-щелочных пород островодужных серий.

Рудоносная базальтовая дацитсодержащая формация отличается от однородной базальтовой более пестрым составом. Для нее характерны базальтовые потоки небольшой мощности (от первых десятков метров до первых метров) с преобладанием подушечных лав («пиллоу-лавы»), в том числе диаметром 30—10 см и меньше, а также скопления гиалокластитов. Отдельные потоки лав разделяются кремнистыми сланцами или более мощными потоками базальтов с зернистым (долеритовым) базисом. Наряду с афировыми разностями присутствуют и плагиопорфировые разности пород («высокоглиноземистые толеиты»). Количество кремнистого материала спорадически возрастает в верхах разреза.

Состав базальтов менее постоянен, изменяется от сходных с типично океаническими толеитами до базальтов и андезитобазальтов с резко пониженными содержаниями магния, титана, при более широкой депрессии щелочей, в том числе калия.

Отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в базальтах (о. Кипр) колеблется от 0,7040 в неизмененных разностях, что

соответствует мантийным выплавкам, до 0,7044 в измененных (при соотношении 0,7050 в морской воде на период нижнего мела) [4].

Иногда присутствуют кислые породы (андезитодациты, дациты, риодациты) в виде даек или отдельных одноактных вулканокупольных сооружений, почти не сопровождающихся туфами. Они имеют афировое или мелко-редко-порфировое сложение, основная масса обычно перлитовой структуры. Состав пород характеризуется низкой глиноземистостью, щелочностью при натриевом составе щелочей. Среди вкрапленников преобладают плагиоклазы, реже встречаются амфибол и магнетит, что отражает, по данным Т. И. Фроловой, маловодность исходных расплавов.

В кремнистых породах встречаются линзы гематита, магнетита, иногда тонкая вкрапленность пирита. Накопления гиалокластов, кремнистые отложения, мелкошаровые лавы и пестрый состав разреза свидетельствуют о накоплении рудовмещающих фаций в депрессиях морского дна. Ареал развития продуктивных фаций представляет собой рудное поле.

Рудные поля в палеоструктурном плане — это единичные крупные депрессионные структуры или сочетание ряда сближенных мелких депрессионных структур, выполненных рудовмещающими фациями. В первом случае депрессии приурочены к зонам разломов в бортовых частях рифтовых зон. Протяженность единичных депрессий до 10 км при ширине не более первых километров; они вытянуты вдоль разломов, ограничивающих рифтовые рвы и служивших магмовыводящими каналами, что фиксируется наличием штоков и даек. Для них характерно наибольшее разнообразие фаций, включающих также отдельные постройки и дайки кислых пород. Во втором случае они располагаются в пределах базальтового плато. Размеры депрессий измеряются сотнями метров или первыми километрами, форма их изометричная или округлая.

Наиболее надежно они фиксируются перекрывающими рудные залежи кремнистыми накоплениями, часто приуроченными только к центральным частям депрессионных структур.

Колчеданные залежи выполняют локальные просадки на флангах депрессионных структур и локализованы на одном рудоносном уровне. Руды месторождений кипрского типа отличаются более простым составом (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит) от колчеданных месторождений других типов. В них присутствуют оксидные формы железа (магнетит, гематит), отдельные залежи сложены только пиритом.

Зональность как вертикальная, так и горизонтальная заключается в смене (снизу вверх) магнетитовых руд пирротиновыми и пирротин-халькопиритовыми, затем пирит-халькопиритовыми со сфалеритом и, наконец, пирит-сфалеритовыми с халькопиритом. Характерно присутствие кобальтоносного пирита, тонкодис-

персного золота, а среди элементов-примесей селена и теллура, иногда германия. Повышенных содержаний типичных для колчеданных руд элементов (кадмия, галлия, сурьмы, мышьяка и серебра) обычно не устанавливается.

Соотношения меди, цинка и свинца составляют 90—80 : 30—10 : 0—3 %, но в отдельных месторождениях содержание цинка равно меди и даже превышает его. Прожилково-вкрапленное оруденение в лежачем боку залежей, как правило, не имеет промышленной ценности.

Околорудные изменения проявлены развитием продуктов хлорит-альбит-карбонатной фации. Следует выделить два типа распределения околорудно-измененных пород в подошве колчеданных залежей: 1) породы распространяются на значительную глубину, при этом площадь измененных пород обычно сокращается, они имеют форму воронки, иногда несколько вытянутой вдоль тектонических нарушений; 2) породы не прослеживаются на глубину, а колчеданная залежь оказывается бескорневой, т. е. удаленной от рудоподводящего канала. Исследования последних лет показывают, что не только сами колчеданные руды можно рассматривать как продукты гидротермально-осадочного процесса, но к ним могут принадлежать и породы, подстилающие рудные тела. Применительно к оруденению кипрского типа это — хлоритолиты и кремнистые осадки. Хлоритолиты, подстилающие колчеданные руды и имеющие мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров, как показали исследования А. Г. Злотника-Хаткевича, представляют собой продукты метаморфизма палагонитовых илов. В отличие от гидротермально-измененных пород для них характерно отсутствие реликтовых структур вмещающих пород, иногда среди хлоритолитов встречаются обломки вмещающих базальтов, измененных в различной степени. Реже хлоритолиты развиты и в кровле рудных залежей, где они наряду с обломками пород могут включать и обломки колчеданных руд (рудокласты).

Наиболее интенсивное образование руд этого типа происходило в кембрии (Ньюфаундленд, Тува), силуре — нижнем девоне (Мугоджары) — карбоне (Мугоджары, зона Хуалва, Португалия), юре — нижнем мелу (Турция, Греция, Кипр); в палеогене—неогене (Филиппины). К этому же типу относится ряд более древних месторождений узких зеленокаменных поясов Канадского щита. В зарубежных месторождениях запасы меди в колчеданных рудах кипрского типа составляют менее 10 % от запасов колчеданных месторождений всех типов. Запасы меди отдельных месторождений колеблются от десятков тысяч тонн до сотен (600 тыс. т Эргани-Маден). Крупные месторождения колчеданной меди в этом формационном типе неизвестны.

Характеристика колчеданных залежей кипрского типа будет неполной, если не рассмотреть вопросы современного рудоотложения в океанических структурах. В настоящее время обнаружены десятки проявлений колчеданных руд [34].

Изучение современных рудоносных горячих вод (температура до 400 °С) показало, что в рудоотлагающих гидротермальных растворах присутствует как вода глубинного происхождения, так и вовлеченная в циркуляцию морская вода (современных или захороненных водных бассейнов). Если источником толеитовых базальтов являются породы мантии, то источником руды наряду с мантией могут быть и породы океанической коры. Проведенные экспериментальные исследования показали, что из базальтов морской водой легче выщелачивается цинк, чем медь. Поэтому нарушения кларковых соотношений в рудах по сравнению с вмещающими базальтами в сторону цинка некоторыми исследователями рассматривается как доказательство участия процессов рециклинга в рудообразовании. Напротив, соответствие кларковых отношений в базальтах и рудах может свидетельствовать о глубинном источнике руд. Есть убедительные данные, что большая часть железа в рудах могла быть выщелачена из вмещающих пород. Источники серы разнообразны, в ряде месторождений преобладает биогенная сера, в некоторых наблюдается дефицит серы, что фиксируется формированием пирротина и оксидных железорудных соединений.

Океанические рудопроявления по структурно-текстурным и морфологическим признакам могут быть разделены на три группы: 1) проявления прожилково-вкрапленной минерализации; 2) залежи массивных колчеданных руд, среди которых могут быть выделены холмы и трубы («черные курильщики» и др.), а также пластовые залежи; 3) области накопления сульфидных илов и взвесей в локальных впадинах морского дна (как над рудоподводящими каналами, так и удаленные от них).

Массивные руды не могут рассматриваться как результат простого старения сульфидных взвесей, так как процессы рудообразования продолжают в формировании как массивных залежей, так и взвесей. Конечно, диагенетические преобразования взвесей в дальнейшем приведут, по-видимому, к формированию пластовых тел массивных колчеданных руд.

Прожилково-вкрапленные руды составляют большинство среди известных проявлений современного рудообразования. Они распространены практически во всех зонах спрединга Атлантического, Индийского и Тихого океанов, однако ни по масштабам, ни по морфологии они не могут служить аналогами месторождений колчеданных руд и представляют лишь генетический интерес.

Массивные залежи и области накопления сульфидных взвесей, напротив, уже в настоящее время иногда могут представлять не только теоретический, но и практический интерес.

Если прожилково-вкрапленные руды распространены практически на всей акватории океанов, то указанные проявления в основном располагаются только вблизи континентов (или островных дуг). Расстояние от этих проявлений до суши изме-

рятся первыми сотнями километров, анализ строения земной коры показывает, что они приближены к континентальному подножию или склону.

Представляют интерес колчеданные залежи пластовой формы, сложенные сплошными рудами мощностью 3 м, обнаруженные в осевой части хребта Хуанде Фука, и серия сближенных холмов сульфидных руд (площадью 30×70 м) в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и в Калифорнийском заливе.

Состав колчеданных залежей большинства известных проявлений неотличим от состава руд типичных месторождений кипрского типа разного возраста (см. рис. 1). Если орудуение происходит на континентальном склоне, в рудах возрастает роль свинца и серебра и они уже могут рассматриваться как аналоги колчеданных руд иной формационной принадлежности. Например, рассолы и взвеси у берегов Америки (300 км от побережья шт. Орегон) содержат 0,32 % меди, 0,25 % свинца и 0,05 % серебра.

Медно-цинково-колчеданный риолит-базальтоидный (уральский) тип

Медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа, так же как и колчеданные месторождения кипрского типа, локализованы в пределах зон натриевого базальтоидного вулканизма ранних стадий развития геосинклиналей, однако становление их протекало в островодужной обстановке.

Металлогенические зоны, вмещающие месторождения уральского типа, имеют большие размеры и характеризуются более разнообразным набором вулканогенных и осадочных пород, чем металлогенические зоны кипрского типа. При этом типична подчиненная, но часто значительная доля кислых вулканогенных пород в составе продуктивной вулканогенной формации. Большой вклад в изучение месторождений уральского типа внесен А. Н. Заварицким, М. Б. Бородаевской, С. Н. Ивановым, А. И. Кривцовым, В. А. Прокиным, Н. С. Скрипченко, а в изучение вулканогенных формаций — Д. С. Штейнбергом, Т. И. Фроловой, Н. А. Румянцевой, Е. П. Шираем и др.

Металлогенические провинции с месторождениями уральского типа имеют сложное строение, гетерогенный фундамент. В их пределах выделяются срединные массивы и серия эвгеосинклинальных зон, в фундаменте которых отсутствует сиалический слой земной коры. Каждая из этих эвгеосинклиналей содержит формации ранних этапов ее развития: 1) однородную базальтовую, 2) контрастную, риолит-базальтовую (продуктивную на колчеданные руды), 3) андезито-базальтовую.

Эвгеосинклиналь включает ряд металлогенических зон, отличных по набору перечисленных формаций и режиму геологического развития. Барьерные (центральные) зоны островных дуг характеризуются наиболее мощной земной корой, преиму-

ственно ее базальтового слоя (40—45 км), и включают отдельные блоки сиалического фундамента. В пределах этих зон непосредственно вслед за однородной базальтовой формацией, становление которой протекало в субмаринных условиях, после стабилизации и поднятия, фиксируемого иногда рифогенными известняками небольшой мощности, в типично островных условиях протекал длительный вулканизм андезито-базальтовой формации. Во внутренней, приконтинентальной части островной дуги, а иногда и во внешней зоне одновременно с андезито-базальтовым вулканизмом происходил вулканизм продуктивной на колчеданные руды контрастной риолит-базальтовой формации. В отдельных районах в завершающие этапы ранних стадий развития геосинклинального процесса колчеданосные вулканы перекрываются породами андезито-базальтовой формации, характеризуя выравнивание режима барьерных и прилегающих к ней внутренних и внешних зон.

По мере удаления от барьерных зон внутренние и внешние зоны сменяются или зонами ранней стабилизации, в которых вулканизм ограничен продуктами однородной базальтовой формации, или прогибами, в которых развиты мощные толщи продуктов сноса с островной дуги и последующие вулканогенно-осадочные накопления.

Таким образом, продуктивная на колчеданное оруденение металлогеническая зона с медно-цинково-колчеданными месторождениями уральского типа представляет собой внутреннюю или внешнюю зону островных дуг, в которой формации ранних стадий развития эвгеосинклинали последовательно сменяются: однородная базальтовая, контрастная риолит-базальтовая (продуктивная на колчеданные руды) и андезито-базальтовая (незначительной мощности, в отличие от барьерных зон), перекрывающая рудоносную формацию. В пределах Урала установлено не менее трех периодов формирования эвгеосинклиналей, каждая из которых обладает полным набором указанных зон и вулканогенных формаций. Омоложение зон отражает асимметрию строения уральской геосинклинальной провинции с зарождением новых островодужных систем по мере отмирания более древних и причленением их к континенту аналогично процессам, описанным Г. М. Власовым для современных западных окраин Тихого океана.

Отметим, что формирование продуктивных формаций уральского типа в отличие от кипрского протекало на мощной земной коре переходного (островодужного) типа с отсутствием сиалического слоя.

Среди специалистов, изучающих колчеданные месторождения Урала, длительное время господствовало представление о наличии здесь двух вулканогенных формаций, продуктивных на колчеданные руды, — контрастной и непрерывной. Однако Б. А. Попов и В. А. Прокин в последнее время отстаивают представление о единой продуктивной формации. Представление

о двух формациях сложилось на основе выделения двух основных типов рудных районов, обычно присутствующих в одних и тех же металлогенических зонах (Верхнеуральско-Гайского и Учалинско-Сибайского типов). В настоящее время на основе изучения объемного строения этих типовых рудных районов можно прийти к выводу, что указанное выделение двух формаций справедливо, однако более правильно рассматривать их как субформации в составе единой контрастной риолит-базальтовой формации. Рассмотрим особенности данных субформаций продуктивной формации на примере указанных типовых рудных районов. Отметим, что основные черты строения контрастной риолит-базальтовой формации в других регионах СССР (Северный Кавказ и др.) и за рубежом (Канада) не выходят за рамки охарактеризованной контрастной формации уральского типа, продуктивной на колчеданное оруденение.

Рудные районы, отвечающие определенным субформациям продуктивной формации, представляют собой блоки с различной глубиной залегания фундамента, разделенные поперечными разломами, трассирующимися за пределы рудоносных зон.

Продуктивная формация в основном представлена базальтами, практически неразличимыми в районах разных типов. Мощность базальтового разреза от 1 до 3,5—4 км; в палеорельефе базальты слагали протяженные (десятьки километров) вулканогенные гряды, состоящие из серии сближенных построек центрального типа. Нижние части разреза базальтов и их фланговые, удаленные от центров вулканизма фации сложены подушечными лавами натровых толентов, часто с прослоями кремнистых фаций.

В центральных частях вулканогенных гряд фациальный состав базальтов более сложен. Здесь наряду с подушечными лавами присутствуют лавобрекчии и разнообломочные, в различной мере спекшиеся туфы (шлаки, аглютинаты), ассоциирующие с туффитами, иногда рифогенными известняками, обрамляющими отдельные базальтовые поднятия (деформированные вулканические сооружения центрального типа, стратовулканы и кальдеровулканы). В центральных частях отдельных поднятий установлены кальдерные просядки с элементами соммы.

Базальтовые поднятия во многом определяют распределение мощностей и фаций более поздних кислых вулканитов и колчеданных руд. Состав базальтов отвечает типичным «переходным толентам», которые отличаются от «океанических толентов» меньшим содержанием MgO , TiO_2 и большим железа, глинозема, суммы щелочей и кремнезема. Отношение изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах колеблется в пределах 0,7040—0,7060.

Различия двух типов рудных районов (субформаций) заключаются прежде всего в объеме кислых вулканитов контрастной формации, их фациальном и химическом составех, условиях становления и длительности формирования, что отражает-

ся на составе руд колчеданных залежей, которые в районах уральского типа наиболее тесно ассоциируют с кислыми составляющими продуктивной формации.

Для первого типа рудных районов (собственно риолит-базальтовая субформация) характерно резко подчиненное развитие кислых вулканитов (3—10 %). Кислые породы представлены только афировыми разностями натриевого состава, сформировавшимися одноактно или в течение нескольких сближенных во времени фаз в субмаринных условиях резко расчлененного рельефа. Они приурочены к четко выраженным в палеорельефе троговым, секториальным или кальдерообразным вулканотектоническим депрессиям и ассоциируют с туфогенно-осадочными и кремнистыми отложениями небольшой мощности.

Для рудных районов второго типа характерно широкое развитие кислых вулканитов, сопоставимое с объемом базальтоидных составляющих продуктивной формации. Кислые породы, завершающие становление формации, образовывались длительное время, при этом можно выделить два основных ритма кислого вулканизма. С первым связано образование афировых или мелкопорфировых натриевых пород, слагающих купольные сооружения, приуроченные к депрессионным структурам на флангах и сводах базальтоидных гряд, и только по большому объему кислого вулканизма отличается от районов первого типа. Со вторым ритмом кислого вулканизма связано формирование порфировых пород, в том числе лавобрекчий, спекшихся туфов (игнимбритов и игнимбритоподобных пород), которые полностью компенсируют глубокие депрессии и создают новые формы рельефа в пределах базальтовых вулканогенных гряд или межгрядовых пространств. Эти породы ассоциируют с рифогенными известняками, лагунными мелководными красноцветными песчаниками, их становление протекало в типично островной обстановке. Состав пород отличается более высоким содержанием глинозема и калия (при преобладании натрия), при этом на классификационных диаграммах они выделяются как производные не толеитовых, а известково-щелочных серий вулканогенных пород.

Рассчитанные на основе экспериментальных данных глубины выплавления натриевых маловодных кислых расплавов (20—24 км) позволяют предполагать, что они зародились в пределах базальтового слоя земной коры. Эти же глубины характерны и для промежуточных очагов базальтового расплава при формировании кальдеровулканов. По мнению Т. И. Фроловой, Е. П. Ширая и других именно базальтовая магма, источником которой является мантия, при подъеме в указанные интервалы глубин могла вызвать выплавление кислого материала из пород базальтовой коры. При этом, учитывая более высокие кларки рудных компонентов в базальтах (амфиболитах и габброидах в пределах коры) при выплавлении кислых магм можно предположить, что медь, цинк и другие металлы могли

быть высвобождены из пород коры. Наиболее убедительны, по мнению авторов, представления о базальтовой коре как главном источнике рудного вещества при прямой генетической связи процессов выплавления кислых магм и отделения руд от субстрата. Железо частично могло быть извлечено из пород, подстилающих рудные залежи, как например, для руд кипрского типа.

В отличие от руд кипрского типа в месторождениях уральского типа обычно не наблюдается дефицита серы при широком развитии не только биогенной, но и вулканогенной серы, источником которой могли служить кислые породы.

Рудное поле представляет собой ареалы развития продуктивных фаций. Установлены два основных типа рудных полей:

а) базальтовые поднятия диаметром 6—12 км, в сводах и на склонах которых развита серия троговых, кольцевых, секториальных депрессионных структур, обычно вмещающих кислые вулканиты;

б) межрядовые депрессионные структуры того же масштаба, выполненные кислыми вулканитами.

Каждая из упомянутых депрессионных структур вмещает обычно ряд разновозрастных вулканокупольных построек кислых пород, размеры которых не превышают 500 м — первых километров. Оруденения локализованы в пределах более частных депрессий на склонах или реже на сводах вулканокупольных сооружений, в межкупольных депрессиях. Руды локализуются на определенных рудоносных уровнях, завершая отдельные фазы кислого вулканизма.

Выделяются два региональных уровня локализации рудных тел — в завершении кислого вулканизма первой фазы, предшествующей становлению порфировых пород (для контрастной субформации она является и фазой, завершающей весь кислый вулканизм), и второй — в завершении всего кислого вулканизма, в том числе порфировых пород. Этот уровень проявлен только в рудных районах с развитием непрерывной субформации и длительного развития кислого вулканизма. Месторождения каждого уровня характеризуются специфическими размерами, морфологией и составом рудных залежей (рис. 2).

Руды месторождений уральского типа имеют медно-цинковый состав при соотношении меди и цинка 1 : 1—1 : 2, при низком, обычно непромышленном содержании свинца. Среди попутных компонентов главную роль играют золото, теллур, селен, кадмий, меньше — германий, реже — сурьма, мышьяк, серебро. Зональность месторождений выражена в наличии пиритовых руд с низкими содержаниями полезных компонентов в низах залежей и вблизи рудоподводящих каналов, обычно содержащих прожилковые руды, не имеющие практического значения, сменяющиеся вверх по разрезу и на флангах халькопирит-пиритовыми, халькопирит-сфалеритовыми рудами с возрастанием доли цинка как по восстанию, так и особенно на флангах руд-

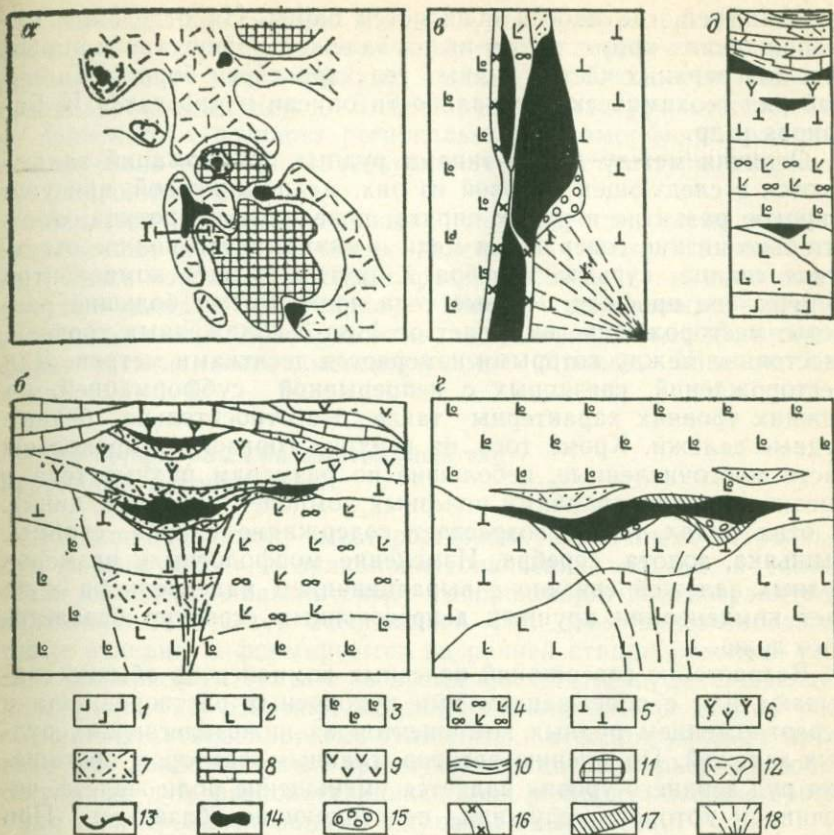


Рис. 2. Особенности локализации медно-цинково-колчеданных месторождений риолит-базальтовой формации (уральский тип):

a, б — непрерывная субформация, Верхнеуральский район (*a* — структурная схема, положение рудных тел в палеовулканических структурах Узельгинского рудного поля с проекциями рудных тел на поверхность, *б* — геологический разрез Узельгинского месторождения с двумя рудоконтролирующими уровнями); *в, з* — контрастная субформация, Учалинский район, по материалам М. Б. Бородаевской, П. И. Пирожка (*в* — геологический разрез Учалинского месторождения, *з* — продольный геологический разрез Учалинского месторождения с проекцией на плоскость, перпендикулярную к подоше рудного тела); *д* — сводный формационно-фациальный разрез раннегеосинклинальных вулканитов Учалинско-Верхнеуральской рудной подзоны структурно-формационной (металлогенической) зоны.

1 — однородная базальтовая формация, толеитовые базальты с прослоями углисто-кремнистых пород; 2—8 — риолит-базальтовая формация: 2 — массивные толеитовые («промежуточные») базальты, 3 — подушечные миндалекаменные базальты, 4 — афировые и порфировые миндалекаменные базальты и аглютинаты, 5 — афировые и мелкопорфировые малоглиноземистые риодациты и их туфы, 6 — известково-щелочные порфировые риодациты, дациты и их туфы, туфолавы, игнимбриты, 7 — туфогенно-осадочные породы, 8 — рифогенные известняки; 9 — андезит-базальтовая формация, известково-щелочные андезиты, андезитобазальты и их туфы; 10 — кремнисто-глинистые сланцы (фтаниты); 11 — базальтовые поднятия; 12 — вулканотектонические депрессии с риодацитовым выполнением; 13 — вулканотектонические провалы в кровле кислых пород; 14 — массивные колчеданные руды; 15 — линзы серного колчедана; 16 — дайки габбродиоритов; 17 — ареал гидротермально измененных пород; 18 — зоны гидротермально измененных пород

ных залежей, где иногда появляется барит. На отдельных месторождениях кроме того в низах залежей присутствует пирротин, для верхних частей рудных тел характерен борнит. Типичный ряд геохимической зональности описан в работах Э. Н. Баранова и др.

Отличия между двумя типами рудных субформаций заключаются в следующем. Первой из них, медно-цинковой, присущее широкое развитие в рудах пирита, появление пирротина, относительно низкие содержания меди и цинка, почти полное отсутствие свинца, сурьмы, серебра и других рудных компонентов салического профиля. Рудные тела часто имеют большие размеры, месторождение включает от 1 до 3 сближенных уровней, расстояние между которыми измеряется десятками метров. Для месторождений, связанных с непрерывной субформацией, на нижних уровнях характерны такие же относительно бедные рудные залежи. Кроме того, на верхних горизонтах проявлены часто многочисленные, небольшие по размерам рудные тела с высокими концентрациями полезных компонентов (медь, цинк). В этих рудах также возрастает содержание свинца, сурьмы, мышьяка, золота, серебра. Изменение морфологии и размеров рудных залежей связано с выравниванием палеорельефа и за счет компенсации крупных депрессионных структур базальтового ложа.

Возрастание содержаний полезных компонентов обычно связывают или с обогащением ими рудоносных растворов, или с переотложением рудных компонентов из нижезалегающих рудных залежей. По мнению авторов, главным фактором обогащения руд верхнего уровня является уменьшение роли железа, источником которого служили подстилающие базальты. При накоплении мощной толщи кислых пород роль железа уменьшается, в связи с этим в рудах понижается количество пирита и соответственно возрастает роль полезных компонентов (хотя не исключено и частичное влияние перечисленных причин).

Околорудные изменения пород для месторождений уральского типа весьма специфичны. В подошве рудных залежей и частично в их кровле, как на месторождениях кипрского типа, развиты гидротермально-осадочные хлоритолиты. Кроме того, в подошве на флангах рудных тел обычно присутствуют парагонит (натровый серицит) кремнистые образования. Вмещающие оруденение породы представлены зональными пропилитами, иногда с кварц-серицитовым ядром с преобладанием хлорит-парагонит альбит-карбонатных пород, в которых отчетливо наблюдается реликтовая структура. Измененные породы, сопровождаемые вкрапленностью сульфидов и рудокластами вдоль рудоносных уровней, прослеживаются за рамками месторождений. Залежи, имеющие рудоподводящий канал, подстилаются интенсивно измененными породами, образующими глубоко уходящее тело в виде воронки, площадь которой сопоставима с размером рудного тела или в несколько раз меньше его.

Вышележащие породы изменены на уровне регионального фона, отвечающего хлорит-альбит-пренит-карбонатной фации регионального метаморфизма, иногда наблюдается «шляпа» гематизированных пород. В месторождениях уральского типа не зависимо от возраста региональный метаморфизм проявлен относительно слабо и палеовулканические структуры уверенно расшифровываются.

Известны случаи интенсивной складчатости, когда залежи приобретают резко наклонное залегание (месторождение Учаль). Реже породы интенсивно рассланцованы и смяты в опрокинутые складки (Дегтярка). Иногда вмещающие породы рассланцованы и преобразованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Япония, Швеция, Канада).

Медно-порфировый базальтоидный тип первичных островных дуг

Медно-порфировые месторождения первичных островных дуг формируются в вулканоплутонических поясах, в тесной связи с андезито-базальтовой габбро-диорит-плагиогранитной вулканоплутонической ассоциацией. При этом андезитобазальтовые вулканиты формируются на ранней стадии развития геосинклинальной системы, в то время как интрузии, завершающие их становление, отвечают позднегеосинклинальной стадии развития. Андезитобазальтовые вулканиты и ассоциирующие с ними интрузии локализованы преимущественно в барьерных зонах островных дуг, располагающихся между фронтальными прогибами и внутренними зонами островодужных систем.

Андезитобазальты залегают на базальтах однородной формации. К началу вулканизма андезито-базальтовой формации барьерные зоны представляют собой приподнятые блоки, о чем свидетельствуют наличие рифогенных известняков в кровле подстилающих пород, а также островные условия становления формации с момента ее зарождения. Вулканиты представлены типичными продуктами известково-щелочной серии, обладая по сравнению с другими раннегеосинклинальными вулканитами повышенными содержаниями глинозема и кальция, пониженными — железа и особенно титана. При низкой общей щелочности и натриевой или малокалиевой специализации состава дисперсия содержания щелочей выше, чем в раннегеосинклинальных базальтовых и контрастных сериях (вплоть до появления на поздних стадиях пород кали-натриевого ряда с повышенной щелочностью).

Интрузивные породы представлены габбро-диорит-плагиогранитной формацией при преобладании пород диорит-теналитового ряда. Интрузивные массивы образуют цепочки дугообразной или линейной формы вдоль центральных частей гряд и границ зон, при этом размеры интрузий уменьшаются к пери-

ферри гряд, возрастая в их выпуклых, наиболее широких частях.

Барьерные зоны эвгеосинклиналей (островных дуг) отчетливо фиксируются в геофизических полях. Они имеют максимальные значения мощности земной коры, особенно ее базальтового слоя. Именно к этим участкам эвгеосинклиналей приурочены отдельные блоки сиалической коры (мощностью до 10—15 км) обычно на флангах барьерных зон. Рудоносные интрузии наблюдаются в участках, где отсутствует сиалический слой, или приурочены к границам сиалических блоков. В целом интрузии по сравнению с вулканитами занимают резко подчиненные площади и обычно не превышают 10—100 км². Этим отличаются обстановка нахождения месторождений в барьерных зонах и методы их поисков по сравнению с краевыми вулканоплутоническими поясами, где объемы интрузий в рудоносных зонах соизмеримы или превышают объемы вулканогенных пород.

Медно-порфировые месторождения широко известны в современных островных дугах юго-западного обрамления Тихого океана, в пределах Антильских дуг Карибского бассейна (западное обрамление Атлантики) и в Алеутской системе северного обрамления Тихого океана [33]. При этом к первичным островным дугам могут быть отнесены лишь острова Филиппинские, Соломоновы, Новой Британии, Фиджи в Тихоокеанском бассейне и большинство островов Антильских дуг, в пределах которых гранитный слой земной коры отсутствует.

Составы попутных компонентов в медно-порфировых рудах обладают региональной спецификой. Например, для всех месторождений юго-западного сегмента Тихого океана характерно повышенное содержание золота, в то время как в месторождениях Карибского бассейна золото практически отсутствует.

В тех островных дугах, где медно-порфировые месторождения формировались неоднократно, более древние пояса расположены на фронте дуги и ее периокеанической части и характеризуются более медной специализацией при натровом составе вмещающих пород. Более молодые пояса располагаются обычно в тылу более ранних и соответствуют образованиям вторичных островодужных систем, развиваясь на более мощной земной коре, содержание молибдена относительно меди в них повышается.

Молибден-медно-порфировый андезитоидный тип вторичных островных дуг

Месторождения медно-порфирового семейства во вторичных островных дугах занимают как бы промежуточное положение между медно-порфировыми месторождениями первичных геосинклиналей и краевых вулканических поясов, обладая собственными ярко выраженными чертами.

Рудоносная геологическая формация — диорит-(монцит)-гранодиоритовая, тесно ассоциирующая с андезитовой (базальт-андезит-дацитовой) вулканогенной формацией. Как и в первичных островных дугах, вулканиты продуктивной ассоциации слагают барьерные зоны островных дуг. Однако становление вулканитов продуктивной ассоциации происходило в позднегеосинклинальную стадию и завершилось малыми интрузиями, предшествующими образованию нижних сероцветных моласс или синхронными с их формированием, опережая главный батолитовый этап геосинклинального магматизма.

Интрузивный магматизм обычно подчинен вулканогенным породам, однако размеры интрузий превышают соответствующие параметры первичных островных дуг. Состав пород типично известково-щелочной, малокалиевый, реже калиевый.

Среди вулканогенных пород преобладают вулканиты андезитового состава, хотя вулканогенная формация включает в подчиненном объеме и андезитобазальты и дациты. При преобладании пород нормальной щелочности встречаются и трахитоидные разности, приуроченные к завершающим стадиям формирования вулканогенных пород в наиболее жестких блоках. Дисперсия составов пород, особенно щелочей, более значительна, чем в первичных островных дугах.

Строение земной коры отвечает зрелым островодужным системам с присутствием сиалического (10—12 км) и базальтового слоев, иногда сложного строения (с выделением двух базальтовых или диоритового и гранулит-базальтового слоев земной коры). Изотопный состав рудовмещающих интрузий имеет более высокие значения отношений изотопов стронция, чем в первичных дугах, но не превышает 0,7050, характеризуя положение магматических очагов в коре переходного типа. Руды обладают молибденово-медным составом, с более широкой дисперсией соотношения меди и молибдена ($\text{Cu} : \text{Mo} = 1 : 20 - 1 : 200$). Среди элементов-спутников отмечаются повышенные содержания золота, элементов платиново-паладиевой группы, рения, свинца и цинка.

Металлогенические провинции представлены вторичными эвгеосинклиналями с хорошо развитой сиалической корой (Малый Кавказ) или современными зрелыми островными дугами с блоками микроконтинентов (Новая Зеландия и др.).

Металлогенические зоны соответствуют барьерным зонам вторичных дуг с широким развитием позднегеосинклинального магматизма и наличием продуктивной интрузивной формации, завершающей вулканизм. Продуктивные фации слагают штоки, дайки, интрузивные брекчии во вмещающих вулканитах или в более крупных массивах. Околорудные изменения в центральных частях рудномагматических систем представлены зонами калишпатизации, что отличает их от месторождений в первичных геосинклиналях.

В балансе запасов медно-порфировых руд эти месторождения занимают подчиненное положение, но встречаются отдельные крупные месторождения этого типа (Йандера), характерно обилие мелких месторождений с низкими содержаниями полезных компонентов.

ОРОГЕННЫЕ (ШЕЛЬФОВЫЕ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ТИПЫ

Медно-молибден-порфировый андезитовидный тип краевых и внутриконтинентальных вулканоплутонических поясов

Орогенные месторождения медных руд представлены наибольшим количеством типов (медно-порфировые, скарновые, жильные, самородной меди в базальтах, медно-висмутовые и др.), среди которых лишь медно-порфировые месторождения отвечают требованиям геолого-промышленного типа (более 2—3 % мировой добычи). При этом медно-порфировые месторождения краевых вулканических поясов содержат около 50 % мировых запасов медных руд и более 90 % запасов, связанных с медно-порфировым оруденением.

Краевые вулканоплутонические пояса (ВПП) имеют протяженность тысячи километров вдоль активных континентальных окраин. Типичный разрез активных континентальных окраин включает ряд геоструктур (глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море — краевой пояс), сменяющих друг друга по мере погружения зоны Беньофа на стыке океанов и континентов. Некоторые элементы этой системы (островные дуги, глубоководные желоба) могут отсутствовать, как это видно на примере Тихоокеанского побережья Америки.

Для всех активных континентальных окраин характерно, что краевые ВПП развивались неодновременно в пределах каждой из окраин, формируя металлогеническую зональность первого порядка. При этом устанавливаются два типа латеральной зональности. Для западных окраин континентов (Северная и Южная Америка) по мере удаления в глубь континентальной окраины происходит смена более древних поясов более молодыми. Напротив, для восточных окраин (Азия) типично развитие молодых поясов на фоне более древних по мере разрастания континентов в сторону океана. Именно для этих окраин устанавливаются все типы переокеанических структур, включая островные дуги.

Формирование разновозрастных ВПП приводит к становлению разновозрастных зон, включающих медно-порфировые месторождения. Так, для центрального отрезка Южно-Американского краевого пояса установлено не менее трех возрастов формирования медно-порфировых руд. Еще больший диапазон формирования краевых ВПП устанавливается при реконструкции Палеотетиса.

Строение ВПП обусловлено набором вулканогенных формаций, каждая из которых отвечает определенному этапу становления ВПП и характеризуется металлогенической специализацией. Особенности состава каждой формации, как и минералого-геохимических типов связанных с нею месторождений, во многом определяются строением и составом субстрата вулканогенных поясов.

Сравнение разрезов ВПП различных провинций показывает, что в каждом из них могут быть выделены: ранние этапы, с развитием андезитовой формации, завершающиеся становлением диорит-гранодиоритовых батолитов; средние этапы, с наиболее пестрым составом вулканитов, в целом отвечающие андезит-дацитовой формации; поздние этапы, с широким развитием дацит-риолитовых игнимбритов и конечные, с которыми связано становление платобазальтов. Часто разрез поясов редуцирован, в нем отсутствуют вулканиты ранних (или поздних) и конечных этапов. Как показано рядом исследователей на примере отдельных регионов и обобщено А. И. Кривцовым и другими в качестве общей закономерности строения всех ВПП, медно-порфировое оруденение связано с батолитовыми интрузиями, завершающими ранние этапы их становления.

В строении вулканических краевых поясов кроме отмеченной вертикально-временной зональности устанавливается и латеральная зональность. Так, по данным В. Ф. Белого, Р. Б. Умитбаева и других на примере Охотско-Чукотского ВПП показано, что в его пределах могут быть выделены две основные латеральные зоны — внутренняя, развитая на эпизгеосинклинальном основании, в пределах которой широко распространен вулканизм ранних этапов, и внешняя — приконтинентальная, в которой развиты вулканоплутонические ассоциации средних и поздних этапов. Подобная зональность устанавливается и для девонского краевого пояса Казахстана. Эти зоны разделены глубинным разломом с уступом земной коры. Батолитовый пояс, завершающий ранний этап развития ВПП, протягивается вдоль этого разлома. В некоторых поясах данная латеральная зональность выражена неотчетливо (Кураминский пояс), в других присутствует только одна из упомянутых зон (Валерьяновский ВПП).

Становление каждого этапа ВПП характеризуется формированием присущих ему вулканотектонических структур, контролирующее размещение центров активного вулканизма. Эти структуры связаны с отраженной активизацией и представлены в основном вулканотектоническими депрессиями разных масштабов. Структуры, сформированные в ранние этапы развития ВПП, отличаются от более молодых большим масштабом и включают вулканогенные трюги, обширные вулканотектонические депрессии овальной формы, крупные кальдеры проседания, становление которых связано с завершающимися этапами вулканизма ранних стадий.

В отличие от вулканоплутонических ассоциаций островных дуг интрузивные формации краевых поясов распространены не менее широко, чем вулканические. Хотя в большинстве случаев устанавливается тесная ассоциация вулканитов и плутонитов ранних этапов развития ВПП, иногда интрузивные пояса или ареалы интрузивных массивов отделены от вулканогенных составляющих ассоциации.

Становление интрузивных пород эпизвгеосинклинальных рудных районов (приокеаническая зона) происходит в последовательности: диориты — кварцевые, диориты — гранодиориты, обычно малокалиевой петрохимической специализации (малокалиевая гранодиоритовая субформация). Состав руд — молибден-медно-порфиновый с преобладанием меди. Отношение изотопов стронция $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}=0,7050-7070$. В отдельных рудных районах на фоне малокалиевых интрузивных пород в поздние фазы появляются породы повышенной калийности (кварцевые монзонит-порфиры), однако медная специализация рудных районов сохраняется.

Рудные районы второго типа (эпимиогеосинклинальные) обычно смещены в сторону континента в пределы внешней зоны ВПП или образуют самостоятельные зоны на большом удалении от границ континента. Для них характерна более мощная земная кора. Породы вулканитов и ассоциирующих с ними интрузивных формаций характеризуются калиевой специализацией. Ряд интрузивных пород продуктивной формации включает диориты — кварцевые диориты — гранодиориты — монциты, завершаясь становлением дацитовых, липаритовых порфиров или гранит-порфиров. Отношение изотопов стронция в породах составляет $0,7060-0,7080$ и более.

Состав руд в целом медно-молибденовый, хотя здесь устанавливается наиболее широкий спектр отношений меди и молибдена, отражающий степень проницаемости структур, глубину заложения магматических очагов, длительность и размеры процесса.

Например, Алмалыкский рудный район, развиваясь на эпимиогеосинклинальном основании, имеет сходство магматических пород и руд с районами эпизвгеосинклинального типа, к которым условно он отнесен в ряде работ.

По данным А. И. Кривцова [8] и других исследователей, кроме указанных могут быть выделены эпикратонные рудные районы, характеризующиеся существенно молибденовой специализацией. Отдельные месторождения этих типов имеют повышенные концентрации меди, устанавливается как бы непрерывный ряд — от медных через медно-молибденовые к молибденовым месторождениям.

Вместе с тем детальное описание молибденовых объектов как в пределах Северной Америки (Кляймекс и др.), так и в СССР (Забайкалье) свидетельствует о существенных отличиях условий становления молибденовых порфириновых месторождений от

медно-молибденовых. По данным У. Уайта и других [4], становление молибден-порфировых интрузий связано с риолитовыми (игнимбритовыми) формациями поздних стадий развития ВПП, непосредственно предшествующими смене известково-щелочных пород плато базальтами или контрастными калиевыми субщелочными риолитабазальтовыми вулканитами. Ассоциация с вольфрамом и оловом, повышенные содержания калия и суммы щелочей и другие признаки свидетельствуют о связи данных месторождений не только с медно-порфировыми, но и с олово-порфировыми и вольфрамовыми месторождениями. Для интрузий характерно обогащение пород высоковалентными катионами (молибден, вольфрам, олово, уран, торий, ниобий). В целом устанавливается смена халькофильной специализации ранних стадий развития пояса — литофильной. Таким образом, данные месторождения и вмещающие их геологические образования могут рассматриваться как принадлежащие иным геологическим формациям.

В литературе прошлых лет широко была распространена ортомагматическая модель формирования медно-порфировых руд, в которой становление пород и руд трактовалось как этапы развития единого магматического очага. Противоположная точка зрения (теория рециклинга и др.) отводила магматическим очагам роль печки, мобилизующей рудное вещество из вмещающих пород.

Тесная связь оруденения с известково-щелочными интрузиями ранних стадий развития ВПП, зависимость состава руд от состава пород рудоносной формации не позволяют отрывать процессы рудообразования от процессов развития всей гидротермально-магматической системы медно-порфировых рудных районов. С этих позиций одним из спорных вопросов является вопрос о генезисе известково-щелочных магм рудоносных систем.

Сторонники новой глобальной тектоники, используя экспериментальные и теоретические построения Рингвуда и других, считают известково-щелочные породы выплавками из материала мантии или океанической коры в зонах субдукции. Эти представления противоречат материалам по зональности строения краевых ВПП, в первую очередь возрастанию доли кислых пород, содержанию в них калия и суммы щелочей, соответственно изменению медно-молибденовых отношений в рудах порфировых месторождений по мере удаления в глубь континента [10]. Сокрушительный удар по данным представлениям нанесен после широкого внедрения изотопного анализа, прежде всего изучения изотопов стронция (рис. 3), наиболее полно изученных в медно-порфировых рудоносных интрузиях.

Суммируя эти данные, а также изучая закономерности изменения составов магматических пород в пределах краевых поясов и островных дуг, А. Миасиро [10] приводит убедитель-

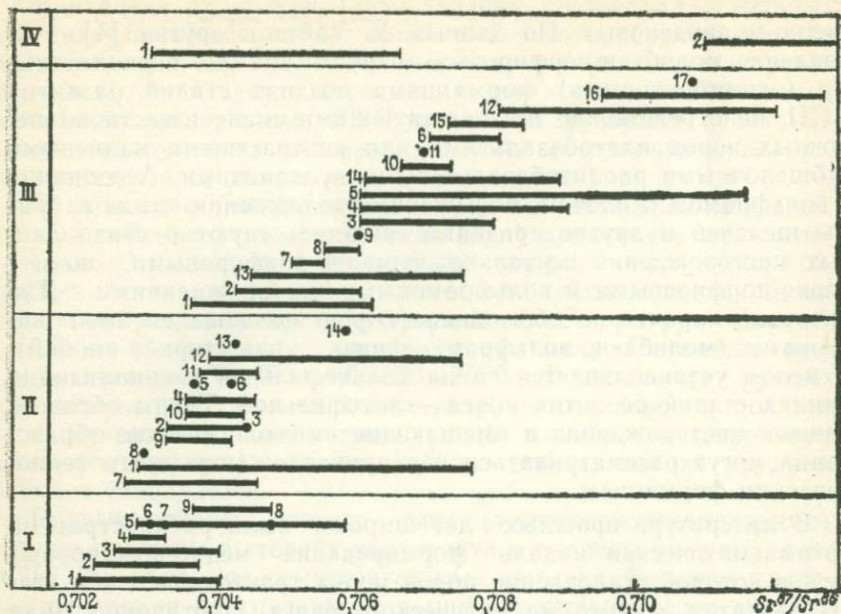


Рис. 3. Соотношение изотопов стронция в рудоносных магматических формациях. Составили: Е. П. Ширай, Е. В. Гаврилова по материалам: Shibata K. Ishihara S. и др.

I — структуры Мирового океана: 1 — MORB, 2 — толенты океанических хребтов, 3 — базальты океанических островов, 4 — гарцбургиты срединно-океанических хребтов, 5 — вулканические породы океанических островов, 6 — базальты и андзиты о. Исландия, 7 — мантия, 8 — рудомещающие базальты («пиллоу-лавы») о. Кипр, 9 — базальты Гавайских о-ов; II — островные дуги: 1 — вулканы примитивных островных дуг, 2 — четвертичные андезиты Японии, 3 — четвертичные базальты Японии, 4 — островные толенты и щелочные базальты, 5 — миоценовые вулканы Новогвинейского «мобильного» пояса, 6 — миоценовые интрузии медно-порфировых месторождений Новогвинейского «мобильного» пояса, 7—12 — интрузии медно-порфировых месторождений (7 — Терра-Нуева (Гаити), 8 — Рио-Виви (Пуэрто-Рико), 9 — Лама-де-Кабрера (Доминиканская республика), 10 — Яндера (о. Новая Гвинея), 11 — Виргинские о-ва, 12 — западная Сьерра-Невада), 13 — вулканы и интрузивные породы района Гилл (о-ва Фиджи), 14 — вулканы рудных районов «Куроко»; III — краевые пояса и зоны активизации: 1 — вулканы полиметаллических месторождений Западной Мексики, 2 — дациты района Геллини (Югославия), 3 — интрузии Медного Бассейна, 4 — андезиты района Геллини, 5 — интрузии медно-порфировых месторождений Апуцци (Румыния), 6 — интрузии молибденового пояса Забайкалья, 7 — гранодиорит-порфиры месторождения Санта-Рито (Северная Африка), 8 — батолиты вдоль офиолитового пояса Восточного Тибета, 9 — медно-порфировый крайовой пояс (СССР), 10 — гранодиориты Кокорак-Бьют (шт. Монтана), 11 — интрузии Сьерро-Колорадо (Панама), 12 — интрузии медно-порфирового месторождения Бор, 13 — интрузии Крип-Ирен (США), 16 — интрузии района Теллурид (шт. Колорадо), 14 — липариты района Гросс-Гуаноуачо (Мексика), 15 — диориты золотосеребряного крайowego пояса (СССР), 17 — терригенные породы с золотосульфидным оруденением; IV — континентальный вулканизм: 1 — траппы и связанные с ними интрузии с медно-никелевым оруденением, 2 — базальты с самородной медью

ные данные о влиянии строения земной коры на состав магматических пород и руд.

По-видимому, зона Беньофа может рассматриваться лишь как источник тепла (будь то сквозьмагматические растворы или мантийные диапиры, подъем базальтовых магм до уровня коры и т. д.). Состав известково-щелочных пород, в том числе несущих оруденение, является функцией глубины и состава субстра-

та промежуточных очагов, будь то частичное плавление вмещающих пород или подъем магматической колонны методом зонной плавки.

Таким образом, источником магматических пород андезитовидного ряда служат продукты земной коры базальтового или промежуточного слоя или разделы коры разного состава, что подтверждается обилием гибридных пород в краевых поясах.

Гомодромное развитие магматизма краевых поясов свидетельствует о подъеме уровня промежуточных очагов со все большим вовлечением сиалического слоя земной коры в процессы магматизма. Источником металла, по-видимому, служат те же породы коры, в чем усматривается закономерная зависимость состава руд от состава вмещающих пород. Об этом свидетельствуют соотношения кларков металлов в рудах месторождений и во вмещающих породах, что отметил Л. Н. Овчинников, и наоборот развитие земной коры с возрастанием объемов известково-щелочных пород от более древних эпох к более молодым и связанного с ними оруденения, что особенно четко проявлено на примере медно-порфировых месторождений.

Наряду с глубинными водами в рудогенезе участвуют и метеорные, что дополняет картину становления рудно-магматических систем с медно-порфировым оруденением.

Рудными полями во всех типах районов являются медно-порфировые системы, включающие как безрудные интрузии ранних фаз, так и рудоносные фации, представленные дополнительными интрузиями. Модели рудных полей, включающие магматические, метасоматические и рудные образования, построены Дж. Лоуэллом, Дж. Джилбертом и другими и уточнены А. И. Кривцовым [8]. Медно-порфировые гидротермально-магматические системы характеризуются большим вертикальным и латеральным размахом, имеют типичную зональность метасоматических изменений и оруденений. Рудные поля в пределах определенного типа районов различаются как масштабом всей системы и масштабом проявления продуктивных фаций, так и глубиной их становления и степенью эрозионного среза. Зональность связана с формированием приповерхностных кварцит-аргиллизитовых изменений на вулканическом уровне глубин над рудоносными массивами и частично в их кровле, которые сменяются на глубине сложно построенной колонной измененных пород. В центральной части этих пород фиксируется кварцевое ядро, затем — зона калишпатизации, сменяющаяся на флангах и по восстанию зоной биотитовых, хлорит-биотитовых, турмалиносодержащих пород и далее серицит-кварцевыми и затем хлорит-серицитовыми и альбит-карбонат-эпидот-хлоритовыми метасоматитами (пропилитами). Мощность зон изменений и характер зональности во многом определяются масштабом и морфологией массивов, глубиной их становления, уровнем эрозионного среза, составом вмещающих пород. Зональность рудных систем выражена в обогащении молибденом

центральных и более глубоких частей системы с формированием ореола золота, серебра, полиметаллов на флангах.

Метасоматические изменения пород затрудняют определение их исходного состава, особенно в пределах крупных медно-порфировых узлов и рудных полей. Региональные изменения, связанные с тектоническими деформациями пород, их высокотемпературными преобразованиями, в медно-порфировых рудных полях не проявлены, что связано с жесткостью структур и молодым возрастом большинства месторождений.

Месторождения медно-порфировых руд конформны с продуктивными фациями интрузивных фаз медно-порфировых систем, занимая целиком их объем или часть интрузивного тела, частично оруденение проникает и в экзоконтактные зоны массивов во вмещающие их породы, а также в надинтрузивные части системы.

Часто весь продуктивный массив или отдельные его части, вмещающие оруденение, представлены автомагматическими (эксплозивными, эруптивными) брекчиями, контролирующими распределение оруденения.

СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ ТИПЫ (КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА, ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВПАДИН)

Медисто-песчаниковый терригенный тип

Становление типичных месторождений рассматриваемого типа протекало в пределах шельфовых, лагунных окраинно- и внутриконтинентальных (впадины, авлакогены) бассейнах. Руды месторождений медистых песчаников и сланцев являются составляющими (фациями) рудовмещающей эвапоритовой формации. В отличие от рассмотренных типов состав руд медистых песчаников и сланцев не зависит от строения земной коры и предшествующей истории развития площади рудной зоны и района. Одинаковые по составу и условиям нахождения рудные залежи формируются как в пределах кратонов, так и на складчатом основании, сформированном в процессе орогенеза, завершающегося становлением стратиформных образований в окраинно-континентальных бассейнах. Хотя в строении ритмов эвапоритовой формации выделяются как трансгрессивные, так и регрессивные их ряды, в целом становление рассматриваемых месторождений связано с эпохами воздымания континентов, отступления морских бассейнов, широкого развития продуктов выветривания и их дезинтеграции, т. е. с поздними этапами орогенических процессов. Эпохи рудообразования совпадают со становлением континентальных структур, которое происходит за счет причленения к континентам складчатого обрамления. Важнейшие из них — раннепротерозойская, с которой связано становление всех древних платформ (рифейская),

а также эпохи завершения каледонского, герцинского и киме-рийского геотектонических циклов. При этом объемы стратиформных месторождений меди уменьшаются от более древних эпох к более молодым. Периодичность проявления медистых песчаников в определенные глобальные или региональные геологические эпохи служит ярким свидетельством периодичности и необратимости геологических процессов в истории земли.

Металлогенической провинцией является палеоконтинентальная окраина, в пределах которой установлено региональное распространение осадочных или вулканогенно-осадочных пород эвапоритовой формации, включающих меденосные пестро- и сероцветные фации.

Крупнейшие провинции этих руд: медный пояс Катанга—Замбия Африки, южное и северное обрамление Восточно-Сибирской платформы, северное обрамление Восточно-Европейской платформы, южное обрамление Северо-Американской платформы, восточное обрамление Австралийской платформы.

Металлогеническая зона — территория распространения рудоносной формации на определенном стратоевровне. В структурном (палеоструктурном и палеогеографическом) плане это — определенные морские окраинно- и внутриконтинентальные впадины.

Рудный район, по данным Р. Н. Володина и других, представляет собой область развития консидаментационных структур, контролирующих размещение рудовмещающих фаций (мелководные наложенные впадины, прибрежные депрессии, краевые части авлокоенов, лагун, дельтовые выносы) площадью сотни тысяч квадратных километров. Для разреза рудных районов характерна повышенная мощность красно- и пестроцветных толщ (до 10 км и более).

В глобальном масштабе можно сказать об отсутствии строго фациального контроля месторождений, так как рудовмещающие осадки могут быть различной зернистости, от тонких, содержащих органогенный материал алевролитов и аргиллитов до песчаников и конгломератов. В терригенном материале может присутствовать карбонатная составляющая (известково-доломитовые осадки, гипсы и ангидриты), однако в целом карбонатные накопления обычно не несут медного оруденения. Известны случаи, когда руды вмещают магнезиально-известковые осадки и даже известняки (Катанга, Рэдстон-Ривер).

В пределах одного рудного района на разных литолого-фациальных уровнях могут совместно встречаться медистые сланцы и песчаники, что свидетельствует об их формационной общности (при ведущей роли одного из типов). В каждом конкретном рудном районе наблюдается четкий фациальный контроль оруденения. Руды, как правило, приурочены к определенным литологостратиграфическим уровням, обычно нескольким, лишь отдельные уровни несут промышленное оруде-

нение. Для каждого уровня характерны свои фации. Промышленное оруденение, как правило, сосредоточено в сероцветных горизонтах пестроцветных толщ. Размер рудных выделений и их распределение коррелируются со структурами терригенных пород (более четкое послойное распределение в тонкообломочных разностях при меньшем размере рудных выделений, менее упорядочное — в грубообломочных породах при большей крупности рудных минералов).

Месторождения включают один или несколько сближенных уровней с промышленными концентрациями рудных элементов. Для оруденения характерна пластовая или линзообразная форма рудных тел при многоярусном размещении их в разрезе.

Типоморфными минералами стратиформных месторождений меди являются пирит, галенит, борнит, халькопирит, халькозин. Руды содержат промышленные концентрации Co, Rb, Zn, Ag, иногда U (Австралия). Обычно в составе рудовмещающих толщ и фаций присутствует органическое вещество. Предполагается существенная роль биогенной серы в процессе накопления рудных залежей, а эвапоритовых толщ как источника серы. Главный источник меди — измененные или выветрелые базальты, или фемические осадки. Для конкретных металлогенических зон источник руд не всегда определяется однозначно.

Зональность оруденения проявлена как в вертикальном, так и в латеральном направлении и выражена в смене халькозин-борнитовой ассоциации с высоким отношением меди к железу (как правило, залегающими над безрудными с гематитом красноцветными фациями) в центральных частях месторождений халькопирит-пиритовой с более низким соотношением меди и железа на флангах и далее зонами пиритовой минерализации. Эта зональность нарушается метаморфизмом рудных залежей, в процессе которого исчезают красноцветные породы, образуются нередко рудные борнит-халькопиритовые жилы и столбы, обогащенные медью.

Месторождения стратиформной меди претерпели сложные метаморфические преобразования. Они могут привести к перераспределению промышленных концентраций, изменению размеров и морфологии рудных залежей. Однако даже при наиболее интенсивных преобразованиях вмещающих пород и руд они не теряют стратиформности, оруденение не выходит за рамки рудовмещающих горизонтов, литолого-стратиграфический контроль рудных тел остается главным критерием локализации рудного вещества. В целом содержание меди в данном типе месторождений выше, чем в порфирировых, а запасы их весьма велики.

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Медно-никелевые месторождения представлены семейством формаций, в котором руды тесно связаны с ультрабазит-базито-

выми магматическими формациями, производными мантийных очагов. Руды представляют собой фацию рудовмещающих магматических пород. Месторождения этого семейства формируются в двух контрастных геологических обстановках — протогеосинклинальной и платформенной (в том числе протоплатформенной).

Протогеосинклинальные типы зеленокаменных поясов

В протогеосинклинальных структурах месторождения представлены двумя формационными типами, один из которых включает вулканогенные — коматиитовые медисто-никелевые месторождения, другой — плутоногенные медно-никелевые, связанные с интрузиями габбро-пироксенит-перидотитовой формации.

Медисто-никелевый коматиитовый тип

Месторождения коматиитовой формации, обладая архейским (реже — нижнепротерозойским) возрастом, не повторялись в более молодые отрезки истории Земли. По мнению А. Миасиро [10], обстановка архея характеризовалась не только малой мощностью земной коры и слабой дифференциацией мантии, но и высоким температурным градиентом, что позволило расплавиться коматиитовым магмам и достигнуть ими поверхности дна внутриконтинентального бассейна, а также приводило к интенсивной гранитизации коры в структурах обрамления зеленокаменных поясов.

Металлогеническими зонами являются зеленокаменные пояса кратонов и древних платформ с развитием рудоносной коматиитовой формации. Вулканы коматиитовой формации представлены породами, имеющими характерный петрохимический состав: высокое содержание магния, низкую железистость и повышенную глиноземистость, низкое содержание щелочей, титана, гафния, иттрия, циркония. В вулканогенных породах присутствуют специфические структуры «спинифекс», сложенные удлиненными кристаллами оливина и пироксена. Коматиитовые вулканы, залегают в основании зеленокаменных поясов. В типовых рудных районах богатое оруденение приурочено к донным залежам и рассматривается как результат кристаллизации рудной магмы ликвидационного генезиса. Прямым признаком оруденения служит наличие в потоках коматиитов вкрапленных руд. Критерии выявления коматиитов, несущих богатое сульфидное оруденение, и частота их встречаемости среди других коматиитов зеленокаменных поясов недостаточно изучены. Например, в Южной Африке, на г. Барбертон, где коматиитовые вулканы были выделены и описаны впервые как эталонные, оруденения, связанного с ними, не обнаружено.

Рудные районы представляют собой блоки зеленокаменных поясов с развитием коматиитов на доступных для изучения глубинах в основании их разреза. Рудными полями являются площади развития коматиитовой формации повышенной мощности (до первых сотен метров) часто в сочетании с субвулканическими фациями (дайки, штоки силлы); иногда рудные поля включают группу месторождений, объединяемых структурой базальтового поднятия (Камбалда).

Медно-никелевые месторождения коматиитовой формации известны в зеленокаменных поясах Северной Америки (пояс Абитибиде, Лангмуир и др.), где месторождения относятся к группе богатых, но мелких и средних по размерам; в Австралии — группа месторождений (район Камбалда), сложенных богатыми рудами; в Южной Африке (Зимбабве, Шангани и др.). Ряд месторождений богатых руд связан с подводными каналами коматиитовых лав, т. е. устанавливается как бы переход к следующему, плутоногенному формационному типу (район Унгава, Северная Америка). Для месторождений, связанных с коматиитами, отношение никеля к меди колеблется от 10 до 30 и более при содержаниях меди от 0,4 до 1 %, реже до 1,5 %. Присутствующие в виде примеси платиноиды относятся преимущественно к группе осмияридия — платины, характерны находки минералов хрома.

Медно-никелевый габбро-пироксенит-перидотитовый тип

Габбро-пироксенит-перидотитовая формация, несущая медно-никелевое оруденение, также проявлена в пределах зеленокаменных поясов. В ее составе могут быть выделены две субформации, отличающиеся составом магматических пород и руд — дунит-перидотитовая, интрузии которой часто комагматичны перидотитовым коматиитам, но проявляющуюся и без связи с ними в более широком возрастном диапазоне (Западная Австралия, Сикс-Майл и др.) и габбро-пироксенит-перидотитовая, интрузии которой комагматичны толеитовым и коматиитовым базальтам (Печенга, СССР).

С дунит-перидотитовой субформацией ассоциируют маломедистые руды (отношение никеля к меди составляет более 10). С данной субформацией за рубежом [4] связаны крупные, но бедные месторождения вкрапленных сульфидных руд, часто ассоциирующих с бедным хромитовым оруденением. Иногда устанавливается высокое содержание платины, которая частично обособляется от медно-никелевых залежей.

С габбро-пироксенит-перидотитовой субформацией связаны медно-никелевые вкрапленные и массивные руды, отношение никеля к меди колеблется от 4 : 1 до 2 : 1.

Рудными районами являются участки зеленокаменных поясов с ареалом развития массивов продуктивной субформации, узлы концентрации которых представляют собой рудные поля.

В районах, где медно-никелевое оруденение сопряжено с колчеданными проявлениями, последние оказываются древнее, чем рудоносные массивы с медно-никелевыми рудами.

Месторождения локализованы, по данным М. Н. Годлевского, в определенных частях магматических дифференцированных колонн или в донных залежах, при этом вкрапленное оруденение содержит больше металла, чем массивные рудные тела, слагающие месторождения мелких и средних масштабов.

В рудоносной плутоногенной формации, несущей медно-никелевое оруденение, дифференциация проявлена в большей степени, чем в вулканитах коматиитовой формации.

Отметим, что проявление медно-никелевого оруденения, связанное с интрузиями габбро-пироксенит-перидотитовой формации, известно и в геосинклиналях фанерозоя (Скандинавия, Альпийский пояс Тетиса, Камчатка), однако промышленных скоплений руд в этих поясах пока не установлено.

Платформенный никелево-медный габбро-норитовый тип

В платформенных (в том числе протоплатформенных) обстановках, в зонах активизации формировались никелево-медные месторождения габбро-норитовой формации, связанные с дифференцированными интрузиями ультраосновных — основных пород. Время их становления — от верхнего протерозоя до мезозоя включительно. Проявление интрузий, связанное с активизацией структур древних платформ, часто (но не всегда) протекало совместно с развитием траппового толеит-базальтового магматизма. Дифференцированные интрузии связаны с определенными эпохами активизации платформ, среди которых наиболее важные — верхнепротерозойская и верхнепалеозойская. По положению в пределах древних платформ интрузии могут быть условно разделены на две группы — расположенные в основании чехлов древних платформ (Северо-Американская, Русская и др.) и в пределах чехлов древних платформ (Восточно-Сибирская). Среди первой группы выделяются рудные районы с широко развитыми траппами и районы, в которых проявления траппового магматизма не известны (Садбери). Все дифференцированные интрузии размещаются в краевых частях древних платформ, строение которых характеризуется уменьшением мощности земной коры и приближенностью всех границ раздела коры к поверхности.

Выделение площадей развития рудоносной габбро-норитовой формации (металлогенических зон) представляет значительные трудности. Рудные районы, представленные отдельными крупными дифференцированными интрузиями или несколькими сближенными интрузивными телами, часто расположены в виде цепочек, что позволяет условно выделить металлогеническую зону. Четкая приуроченность таких цепочек к зонам конкретных глубинных разломов или рифтовых структур не всегда

устанавливается. По мнению некоторых ученых, формирование отдельных крупных изолированных массивов (Садбери) вызвано астроблемами. Одним из факторов, объединяющих рудные районы в металлогенические зоны, являются области уменьшения мощности земной коры в обрамлении древних платформ (типа обширных мантийных диапиров).

В участках земной коры повышенной мощности проявлены интрузии иного состава — кимберлитовые, ультраосновные — щелочные.

Рудоносная формация представлена сложно дифференцированными крупными массивами или узлами распространения ряда сближенных дифференцированных массивов, образующих рудно-магматическую систему (рудный район). Отметим, что рудные районы этого типа редки, но представлены месторождениями с крупными запасами богатых и бедных вкрапленных руд. В каждом рудном районе устанавливаются свои особенности состава, морфологии и условий становления интрузий продуктивной формации, так что каждый рудный район представлен рудоносной субформацией. В литературе нередко интрузии отдельных рудных районов этого типа рассматриваются как самостоятельные формации. Однако при этом нарушается сам принцип выделения рудоносных формаций, так как каждая из них является единичной и не повторяется в сходных структурных обстановках в других регионах. В целом рудоносная формация отличается от формаций геосинклиналей (зеленокаменных поясов) глубокой дифференциацией при наличии более кислых дифференциатов (диоритов, габбродиоритов), при более низких в целом содержаниях магния и высоких глинозема, кальция, железо-магнезиального отношения и т. д. Особенности пород нельзя объяснить только процессами дифференциации. Здесь проявлена ассимиляция кислого материала коры, как это показано на примере интрузии Садбери (отношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7060$). Геохимические особенности руд, в частности наличие среди платиноидов элементов группы палладия, обогащение руд золотом и серебром, показывают, что источником магматического расплава была более легкая (разуплотненная) мантия, отличная от мантии, породившей коматитовые расплавы.

По типовым рудным районам в составе рассматриваемой рудоносной формации можно выделить ряд субформаций, каждая из которых характеризуется особенностями состава руд, тесно коррелируемых с составом магматических пород. С габбро-трактолитовой субформацией связаны руды никелево-медной субформации ($\text{Ni} : \text{Cu}=0,2-0,5$) (Дулит), с габбро-долеритовой — медно-никелевые руды ($\text{Ni} : \text{Cu}=0 : 5-4$) (Норильск) и с габбро-норин-пироксенит-перидотитовой — медистоникелевые ($\text{Ni} : \text{Cu}=4 : 1-10 : 1$) (Инсизва, ЮАР).

Рудное поле для месторождений рассматриваемой группы представляет собой крупный интрузивный массив или несколь-

ко сближенных массивов (рудно-магматическая система), площадь которого определяется в десятки и первые сотни квадратных километров. Месторождение представляет собой часть массива, в пределах которой развиты рудоносные фации. Если богатые массивные сульфидные залежи имеют самостоятельные геологические контуры, то площадь месторождения определяется только по данным опробования в соответствии с принятыми кондициями.

Одной из главных проблем прогнозирования медно-никелевого оруденения является выделение из общего количества интрузий тех, которые на глубине несут продуктивные фации, прежде всего с богатыми сульфидными рудами.

Глава III

ФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ФОРМАЦИОННАЯ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННАЯ СИСТЕМАТИКА

Несмотря на многолетний опыт изучения свинцово-цинковых месторождений, существует немало вариантов их формационной и геолого-промышленной типизаций, которые должны определять прогнозную оценку металлогенических площадей, методу поисков и разведки рудных объектов.

История систематического сравнительного анализа этих месторождений, завершившегося той или иной типизацией, насчитывает около 50 лет. При этом до недавнего времени формационные и геолого-промышленные систематики разрабатывались параллельно и независимо друг от друга. Лишь в последние годы они начали сближаться.

Первый вариант геолого-промышленной группировки был предложен в 1940 г. В. М. Крейтером, выделившим в соответствии с составом вмещающих пород и морфологией рудных тел месторождения следующих трех типов: 1) пластовые и секущие в известняках и доломитах (с телетермальным и скарново-метасоматическим подтипами); 2) жильные в разнообразных породах; 3) линзовидные и штокообразные в эффузивах.

В одной из ранних работ В. И. Смирнова были рассмотрены четыре промышленных типа свинцово-цинковых месторождений, причем в отличие от указанной группировки месторождения в карбонатных породах были подразделены на два самостоятельных типа — метасоматические (с двумя разновидностями: со скарнами и без скарнов) и пластовые.

В типизации месторождений А. А. Амирасланова кроме предусмотренных в предыдущих работах типов, охарактеризованных одним признаком — составом рудовмещающих пород,

дополнительно выделен еще один тип месторождений, залегающих в древних метаморфизованных породах.

В типизации И. Г. Магакьяна, принципиально не отличающейся от предыдущей, одни типы месторождений обособлены на основе литологии сопутствующих пород и морфологии рудных тел (жильные, связанные со штоками гипабиссальных пород, и линзы в вулканогенных толщах), другие — на основе литологии и происхождения рудных тел (метасоматические телетермальные в карбонатных породах), третьи — только на основе их происхождения (скарновые).

Последний вариант геолого-промышленной классификации В. М. Крейтера, учитывающий не только состав вмещающих пород и морфологию рудных тел, но и частично минеральный состав руд, предусматривал выделение следующих пяти промышленных типов месторождений: 1) пластообразные и линзообразные в метаморфических породах; 2) трубообразные и жилообразные, обычно со скарнами, в известняках; 3) пластообразные и жилообразные в карбонатных породах; 4) жильные в различных породах; 5) пластообразные и линзообразные колчеданных, реже кварц-карбонатных свинцово-цинковых руд в эффузивных комплексах. Он был взят за основу при последующих разработках, в частности, с некоторыми уточнениями и изменениями, заключающимися прежде всего в ликвидации первого типа, помещен в работе В. И. Красникова.

Д. И. Горжевский продолжил исследования по совершенствованию приведенной классификации месторождений В. М. Крейтера и обратил внимание на различия в их геотектонической позиции и в отношениях свинца и цинка в рудах.

В промышленно-генетической классификации медных и свинцово-цинковых месторождений [18] для последних были выделены следующие типы: 1) докембрийские колчеданные полиметаллические (с двумя подтипами) — колчеданно-(пирит)-полиметаллические в метаморфических комплексах и колчеданно-(пирротин)-полиметаллические в вулканогенно-терригенно-карбонатных толщах; 2) фанерозойские колчеданные полиметаллические (с двумя подтипами) — колчеданно-(пирит)-полиметаллические в вулканогенно-осадочных толщах и колчеданно-(пирит)-полиметаллических в терригенных жилах; 3) свинцово-цинковые жильные и метасоматические залежи неправильной формы; 4) скарновые свинцово-цинковые; 5) свинцово-цинковые, так называемые стратиформные.

Приведенная классификация не может считаться удовлетворительной, поскольку построена на неравнозначном наборе признаков. Так, в основу выделения месторождений первых двух типов положены их возраст и состав вмещающих пород, третьего типа — морфология рудных тел, четвертого — генезис, пятого — отношение к возможному генезису. «Сквозным» признаком здесь является лишь нечетко выраженный состав руд.

На более однородных, преимущественно генетических признаках основана группировка месторождений, приведенная в книге «Рудные месторождения СССР» под редакцией В. И. Смирнова с выделением скарновой, метасоматической в карбонатных породах, жильной, колчеданной, метаморфизованной и стратиформной групп.

В геолого-промышленной систематике Д. И. Горжевского и других [19] обоснованы следующие типы месторождений: 1) колчеданно-полиметаллические метаморфизованные в метаморфических комплексах; 2) колчеданно-полиметаллические в осадочно-вулканогенных толщах; 3) колчеданно-полиметаллические в терригенных толщах; 4) свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных толщах; 5) свинцово-цинковые в терригенно-карбонатных толщах, связанные со скарнами; 6) свинцово-цинковые жильные в разнообразных породах. В ней в значительной степени устранены перечисленные недостатки классификации М. Б. Бородаевской и др. [18].

Еще один вариант геолого-промышленной типизации свинцово-цинковых месторождений обсуждается в труде В. А. Перваго. В нем из пяти выделенных типов три (колчеданный, жильный и скарновый) отражают генезис и два (эпиplatformенный и субгеосинклинальный) — палеотектоническую позицию месторождений.

Анализ существующих геолого-промышленных систематик свинцово-цинковых месторождений показывает неоднородность признаков, на которых они построены. Наиболее удачные из них базируются на составе вмещающих пород и руд, учитывая при этом иногда и морфологию рудных тел. Однако они, хотя и обладают минимальной неоднородностью признаков, в большей степени служат целям разведки, а не прогноза и поисков. Более универсальный характер могут иметь те классификации, которые основаны на минимальном количестве признаков и следуют какому-либо одному принципу построения.

Формационные систематики свинцово-цинковых месторождений начали создаваться позже геолого-промышленных. Первые из них появились в 50-е годы и основывались преимущественно на различиях минерального состава руд. Они принадлежали Е. Е. Захарову и И. Г. Магакьяну. Несколько позже эти исследователи, а затем и другие стали отмечать связь определенных рудных формаций с определенными геологическими комплексами или формациями. В 70-е годы появились обстоятельные формационные систематики месторождений, базирующиеся на минеральном составе руд и вмещающих пород. К ним относится, например, формационная систематика свинцово-цинковых месторождений Т. Н. Шадлун и М. Г. Добровольский, опубликованная в 1976 г. Однако лишь В. С. Кормилицын и другие наиболее четко указали на необходимость соблюдения основного принципа формационного анализа, принципа соответствия рудоносных геологических и рудных формаций при классифика-

Сравнительная характеристика свинцово-цинковых месторождений различных формационных и геолого-промышленных типов

Формационный тип	Геолого-промышленный тип	Преобладающий минеральный тип руд характерные отношения Pb : Zn : Cu или Pb : Zn	Элементы-примеси	Рудоносная геологическая формация	Геотектонический тип металлогенических зон	Примеры металлогенических зон
<i>Геосинклинальные (островодужные и окраинно-морские)</i>						
Свинцово-медно-цинково-колчеданный андезитовидный	Малокавказский (куроко)	Галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, халькопирит-сфалерит-пиритовый 1 : 5 : 5	Au, Ag, Cd, Se, Te	Базальт-андезит-дацит-риолитовая	Геосинклинальный (островодужные) наложенный на фрагменты срединных массивов	Сомхето-Карабахская (СССР), Среднегорская (Болгария), Зелёных туфов (Япония)
Медно-свинцово-цинково-колчеданный риолитовидный	Рудноалтайский	Халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый, галенит-сфалерит-пирит-баритовый 1 : 3 : 1	Ag, Au, Cd, Se, Te	Базальт-риолитовая кремнисто-терригенная	Геосинклинальный (островодужный) наложенный на остаточные блоки срединных массивов и (окаинно-морской) чехла срединных массивов	Рудноалтайская, Юго-Западно-Гиссарская (СССР), Брансуик (Канада)
Медьсодержащий свинцово-цинково-колчеданный терригенно-флишовой	Филизчайский	Галенит-сфалерит-пиритовый, галенит-сфалерит-пирротин-пиритовый 1 : 3 : 0,5	Ag, Cd, Se, Te	Базальт-риолитсодержащая терригенно-флишовидная	Геосинклинальный (окаинно-морской)	Белокано-Щекинская, Олокильская (СССР), Карлота (Куба)
<i>Субплатформенные и платформенные (шельфовые, лагунные континентальные)</i>						
Железомарганцево-свинцово-цинково-колчеданный трахитоидно-карбонатный	Атасуйский	Барит-галенит-сфалерит-пиритовый, сидерит-галенит-сфалерит-пиритовый, сфалерит-галенит-пирротин-пиритовый 1 : 3 : 0,1	Ag, Cd, As, As, Ge, Te	Трахибазальт-трахитовая кремнисто-карбонатная	Субплатформенный (шельфовый) чехла массивов ранней консолидации	Атасуйская, Еравинская (СССР), Ред-Розбери (Австралия)
Свинцово-цинковый стратиформный карбонатный	Миргалимсайский	Галенитовый, сфалеритовый от 4 : 1 до 1 : 15	Ag, Ge, Te, Hg	Угристо-кремнисто-карбонатная	Субплатформенный (лагуновый) чехла массивов ранней консолидации	Каратауская (СССР), Северный (Франция), Тунсит-Бу-Беккер (Марокко)
<i>Орогенно-активизационные шельфовые окаинно-континентальные</i>						
Свинцово-цинковый «скарновый» (регенерированный) трахириолит-трахиандезитовый и карбонатный	Приаргунский	Галенит-сфалеритовый, халькопирит-пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-пирит-сфалеритовый с арсенопиритом и сульфантимонитами свинца 1 : 1	Ag, Sb, In, Sn, Bi, Cd	Угристо-кремнисто-карбонатная, трахириолит-трахиандезитовая	Субплатформенно-орогенный (континентальный) фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Приаргунская (СССР), Пайоч, Парк-Сити (США), Сан-Франциско дель-Оро (Мексика)
Свинцово-цинковый жильный трахириолит-трахиандезитовый	Садонский	Пирротин-галенит-сфалеритовый, галенит-сфалерит-баритовый	Ag, Bi, Cd, As	Трахириолит-трахиандезитовая и др.	Орогенный (континентальный) фундамента и чехла массивов ранней консолидации	Закарпатская, Эльбрусская, Садонская (СССР), Маданская (Болгария), Керд, Ален, Франсильо и др. (Мексика)

ции рудных, в том числе и свинцово-цинковых месторождений. Таким образом, единым и одновременно, всеобъемлющим принципом построения классификаций свинцово-цинковых месторождений как рудноформационных, так и геолого-промышленных может быть формационный принцип.

Современное состояние проблемы связи геологических и рудных формаций применительно к свинцово-цинковым объектам отражено в трудах Д. И. Горжевского, В. В. Попова, Г. В. Ручкина, Г. Ф. Яковлева и других исследователей.

Формационный принцип построения классификаций позволяет в настоящее время выделить следующие основные формационные (и геолого-промышленные) типы свинцово-цинковых месторождений: 1) свинцово-медно-цинково-колчеданный андезитовидный (малокавказский или куроко); 2) медно-свинцово-цинково-колчеданный риолитовидный (рудноалтайский); 3) медьсодержащий свинцово-цинково-колчеданный терригенно-флишеидный (филизчайский); 4) железо-марганцево-свинцово-колчеданный трахитовидно-карбонатный (атасуйский); 5) свинцово-цинковый стратиформный карбонатный (миргалимсайский); 6) свинцово-цинковый «скарновый» (регенерированный) и трахириолит-трахиандезитовый и карбонатный (приаргунский); 7) свинцово-цинковый жильный трахириолит-трахиандезитовый (садонский). Месторождения всех типов приурочены ко вторичным геосинклинальным системам и их активизированным рамам, фиксируемым древними поднятиями: срединными массивами, их фрагментами и более крупными остаточными блоками (системами) и массивами ранней платформенной консолидации (рамы). Месторождения первых трех типов относятся к геосинклинальным (островодужным и окраинно-морским) формациям, четвертого и пятого — к субплатформенным и платформенным (шельфовым, лагунным континентальным), а шестого и седьмого к орогенно-активизационным преимущественно к шельфовым окраинно-континентальным (табл. 2).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (ОСТРОВОДУЖНЫЕ И ОКРАИННО-МОРСКИЕ) ТИПЫ

Геосинклинальные формационные типы свинцово-цинковых месторождений представлены тремя полиметаллически-колчеданными типами, которые вместе с медно-колчеданными объектами образуют семейство колчеданных месторождений. При этом полиметаллически-колчеданные формации, создавая вместе с медно-колчеданными единый латерально-вертикальный колчеданный ряд, надстраивают его в направлении от находящихся в центре первичных офиолитовых геосинклиналей, заложенных на океанической коре, к периферическим вторичным, сформированным на коре помезуточного или континентально-го типа. В этом же направлении происходит смена натриевых базальтоидных рудоносных формаций натриевыми андезитовидными, и затем калий-натриевыми риолитовидными.

Свинцово-медно-цинково-колчеданный андезитовидный (малокавказский) тип

Месторождения малокавказского типа в зарубежной и иногда в отечественной литературе называют также месторождениями типа куроко. Они в совокупности образуют четко выраженные металлогенические зоны. Геологическим эквивалентом металлогенических зон являются вулканические структурно-формационные зоны с преимущественно натриевым существенно андезитовидным вулканизмом, наложенные на относительно мелкие фрагменты древней континентальной коры (срединные массивы). Эти зоны, в отличие от колчедановых зон кипрского или уральского типов, формировались не на базитовой океанической коре, а на коре переходного типа.

В изучение металлогенических зон малокавказского типа существенный вклад внесли исследования Т. Ватанабе, Г. С. Дзоценидзе, Т. Сато, П. Ф. Тацуми, Г. А. Твалчрелидзе и др. Рудоносна здесь последовательная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация, причем вулканы принадлежат к натриевой серии известково-щелочного ряда. Риолиты, в отличие от аналогичных пород медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа, обладают повышенным содержанием кремнезема и глинозема и намечающейся пантеллеритовой тенденцией — отсутствием положительной корреляции между содержанием щелочей и кремнезема, а также широкими вариациями отношений калия и натрия в риолитах, которым отвечают определенные соотношения свинца и меди в рудах. Последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация байосского возраста является рудовмещающей для юрских полиметаллически-колчеданных месторождений эталонной Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа. Для ее гомодромного разреза характерны меняющиеся соотношения слагающих ее лавовых потоков и пирокластических горизонтов, которые усложняются шлаковыми грядами, экструзивными куполами и некками центральных частей существенно андезитовых вулканических построек. Верхняя часть разреза образована фациально неоднородной толщей лав, лавобрекчий, «игнимбригов», агглютинатов, шлаков и туфов риолитового, риодацитового и реже дацитового составов с участием туфопесчаников, кремнистых туффитов и туфоалевролитов. Мощность кремнекислой толщи, большинством исследователей относимой к верхнему байоссу и в ряде районов выделяемой в качестве рудоносной свиты, варьирует от 100—200 м в западной части подзоны (в Северной Армении) до 700—800 м в восточной (в пределах Азербайджана). Риолиты и риодациты перенасыщены кремнеземом ($>72\%$), имеют пониженные содержания щелочей ($\geq 4-5\%$), нередко существенно натриевый состав, высокую степень окисленности железа ($F = 0,6$), отчетливые корреляционные связи между порообразующими оксидами.

Петрохимические и фациальные особенности байосских эффузивов, по данным Н. К. Курбанова и других, свидетельствуют об островных условиях их формирования в процессе извержений вулканов центрального типа и хаотического нагромождения их продуктов при относительно быстрой смене морских условий субмаринными и субаэральными.

Месторождения малокавказского типа характеризуются галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовым, реже — халькопирит-сфалерит-пиритовым типами руд. Из элементов-примесей присутствуют золото, серебро, селен и теллур. Сплошные руды слагают преимущественно пластообразные гидротермально-осадочные залежи, а прожилково-вкрапленные развиваются со стороны лежащего бока сплошных жиллообразных и штокверковых залежей в метасоматитах кварц-хлорит-серицитовый формации. Запасы металлов в промышленных объектах обычно невелики.

Примерами месторождений малокавказского типа являются Ахтальское Малого Кавказа, Куросава, Такара в Японии, Челопеч в Болгарии, Кэптенс Флет в Австралии.

В качестве примера рассмотрим Алавердский район, который локализуется на западном склоне одноименного остаточного поднятия вблизи сочленения последнего с Лалварским геосинклинальным прогибом. Размещение рудных полей — Алавердского, Шамлугского и Ахтальского — определяется Алавердской брахиантиклиналью. В центральной части (ядро диаметром 5—6 км) брахиантиклинали, представляющей собой (до 15—20 км в поперечнике) вулканическое поднятие второго порядка, выступают полого залегающие эффузивы и вулканокластолиты среднего и основного состава нижнего байосса. Мощность эффузивов, по данным П. Ф. Сопко, превышает 1000 м. Перекрывающие и фациально связанные с ними вулканокластолиты имеют максимальную мощность (550—600 м) в ядре поднятия, а в направлении к периферии их мощность закономерно сокращается до нуля, т. е. вулканы слагают усеченный конус, что свидетельствует о их накоплении в связи с деятельностью крупного вулкана центрального типа.

На склонах андезитовидного стратовулкана развиваются существенно риолитоидные вулканические постройки, фиксирующие верхнебайосскими пирокластами трубок взрыва либо лавами жерловин, к которым и приурочены рудные поля. Древний вулканический рельеф андезитового основания кремнекислых построек влиял на морфологию их отдельных элементов и соответственно на локализацию полиметаллически-колчеданных месторождений и отдельных рудных тел (рис. 4).

Японские металлогенические зоны, содержащие месторождения типа куроко, приурочены к кайнозойской колчеданосной провинции, которая в литературе получила название «область зеленых туфов». Свинцово-медно-цинково-колчеданные месторождения, как отмечает А. И. Кривцов, здесь локализируются в:

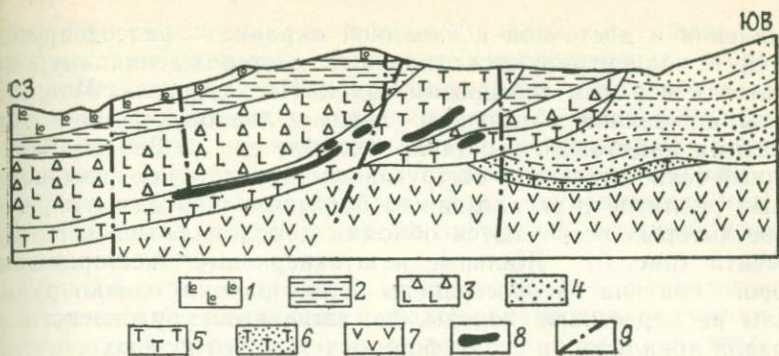


Рис. 4. Геологический разрез Алавердского рудного поля. По П. Ф. Сопко:
 1 — миндалекаменные андезитовые порфиры и их туфы бата; 2 — туфы и туффиты бата; 3 — андезитовые порфиры, их туфы, вулканические брекчи и агломераты бата; 4 — подмиктовые и туфогенные песчаники верхнего байоса — бата; 5 — риолитовые, риолит-дацитовые порфиры и их туфы верхнего байоса; 6 — слоистые туфы, туфогенные и известковистые песчаники верхнего байоса; 7 — базальтовые порфиры и их туфы байоса; 8 — рудные тела; 9 — разрывы

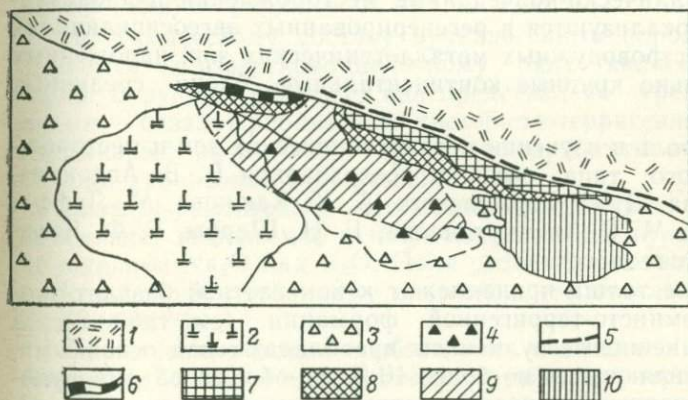


Рис. 5. Разрез месторождения Косака. По Т. Осима и др.

1 — пемзовые туфы; 2 — белые риолиты; 3 — брекчи риолитов; 4 — взрывные брекчи риолитов; 5 — прослой яшмовидов; руды: 6 — баритовые, 7 — черные, 8 — желтые, 9 — прожилково-вкрапленные сульфидные; 10 — гипсовые

миоценовом эвгеосинклинальном прогибе, заложенном на палеозойско-мезозойском складчатом фундаменте. Последний содержит блоки верхнепротерозойских пород — фрагментов бывших срединных массивов. Месторождения тесно ассоциируют со среднемиоценовыми кремнекислыми дифференциатами непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Из металлогенических зон наиболее известны две — Хокуроку и Айзу. Зона Хокуроку контролируется палеодепрессией размером 30×25 км, выполненной образованиями продуктивной формации — риолитовыми и андезитовыми туфами, туфобрекчиями и лавами, переслаивающимися с аргиллитами. Субвулканические породы представлены дайками, силлами базальтов и штокообразными телами андезитов, дацитов, риолитов, которые нередко фиксируют разломы фундамента субмеридионального на-

правления в восточной и западной окраинах палеодепрессии. Здесь и концентрируются типичные месторождения «куроко», тяготея к верхним горизонтам свиты Нисикуросава. Мощность свиты, сложенной в основном лавами, лавобрекчиями и пирокластами дацитового состава, колеблется от 380 до 1250 м. Рудные тела тяготеют к экструзивным куполам так называемых белых риолитов и эксплозивным брекчиями типа Увамуки, в составе которых встречаются обломки пород палеозойского фундамента (рис. 5). Жильные и штокверковые месторождения второго подтипа распространены более широко, однако рудные жилы не пересекают породы, лежащие выше рудоносного интервала локализации стратиформных залежей куроко.

Таким образом, месторождения типа куроко сочетают в себе продукты субмаринного вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического рудоотложения.

Медно-свинцово-цинково-колчеданный риолитоидный (рудноалтайский) тип

Полиметаллически-колчеданные месторождения рудноалтайского типа локализуются в регенерированных эвгеосинклиналях в пределах островодужных металлогенических зон, наложенных на относительно крупные континентальные блоки срединных массивов.

Важную роль в изучении металлогенических зон и месторождений данного типа сыграли исследования В. В. Авдонина, В. А. Арапова, Д. И. Горжевского, А. К. Каюпова, М. Лuffa, А. Митчелла, М. Г. Хисамутдинова, Г. Н. Щербы, Г. Ф. Яковлева и других геологов.

Рудоносные толщи принадлежат к контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации (см. табл. 2), в которой кремнекислые вулканиты преобладают над основными, обычно составляющими не более 10 % от общего объема рудовмещающих толщ. Рудоносные толщи формируются в островодужном, и частично, окраинно-морском режиме, преимущественно на коре континентального типа, обладающей мощностью не менее 40 км — в окраинных частях регенерированных срединных массивов. Эта формация существенно отличается от вулканогенных образований кайнотипных островных дуг и натриевых формаций уральского и малокавказского типов. Главные отличия заключаются в антидромном характере вулканизма, большем разнообразии фациального состава кремнекислых пород, смене по вертикали калиевых риолитов натриевыми, резко подчиненном значении базальтов, широком развитии осадочных и вулканогенно-осадочных пород и в принадлежности вулканитов к калий-натриевой серии.

Таким образом, главными диагностическими признаками рудоносной базальт-риолитовой формации являются: принадлежность толщ к островодужным и окраинно-морским сериям

пород, сформированным на континентальной коре; связь с ранними этапами развития вторичногесинклинальных структур; прибрежно-морские условия формирования, обуславливающие сочетание эффузивных и осадочных пород; контрастность состава вулканитов при преобладании кремнекислых калиево-натриевых вулканитов корового происхождения; широкое развитие подводных экструзивных форм вулканизма; наличие газонасыщенных риолитов; следы подводной газогидротермальной деятельности.

Единственная в пределах Рудноалтайской металлогенической зоны колчеданоносная базальт-риолитовая формация характеризуется преобладанием вулканитов кислого состава, составляющих не менее 80—90 % от объема вулканических продуктов. Образование формаций происходило на участках умеренного погружения, при этом важную роль играли извержения центрального типа. Отдельные вулканы возвышались над уровнем моря в виде островов. В целом среди вулканитов преобладают подводные кластолавы и продукты дезинтеграции кислого стекла, возникшие, как отмечает В. И. Чернов, при извержениях в водную среду.

По химическому составу вулканогенные породы формации относятся к известково-щелочному ряду калиевой-натриевой серий. В рудных районах она представлена тремя субформациями — базальт-риолитовой кремнисто-терригенной, базальт-содержащей риолитовой кремнисто-карбонатно-терригенной и базальт-риолитовой терригенной.

Базальт-риолитовая кремнисто-терригенная субформация объединяет эйфельские и частично франские вулканиты с преобладанием Na_2O над K_2O . Поля развития этих пород тяготеют к Иртышскому глубинному разлому и его отдельным ответвлениям (рис. 6).

По петрохимическим особенностям базальты и риолиты субформации близки к однотипным эффузивам контрастной формации первично гесинклинальных металлогенических зон уральского типа и последовательной формации зон малокавказского типа. От первых базальты отличаются пониженным содержанием фемических компонентов, а от вторых — пониженной глиноземистостью. Отношение щелочей характеризует их как образования, переходные от натриевой к калий-натриевой серии (при $\text{SiO}_2 \approx 50\%$ содержание K_2O колеблется от 0,6 до 1,0 %, составляя в среднем 0,89 %) (табл. 3). Отсутствие отрицательной корреляции между суммой щелочей и кремнеземом подтверждает их первично натриевую специализацию (рис. 7). Среди фемических компонентов наиболее изменчивым оказывается FeO' , что, видимо, связано с разной окисленностью пород, причем общая железистость превосходит как содержание MgO , так и CaO . Риолиты по сравнению с кремнекислыми вулканитами контрастной формации колчеданоносных зон уральского типа характеризуются повышенным содержанием кремне-

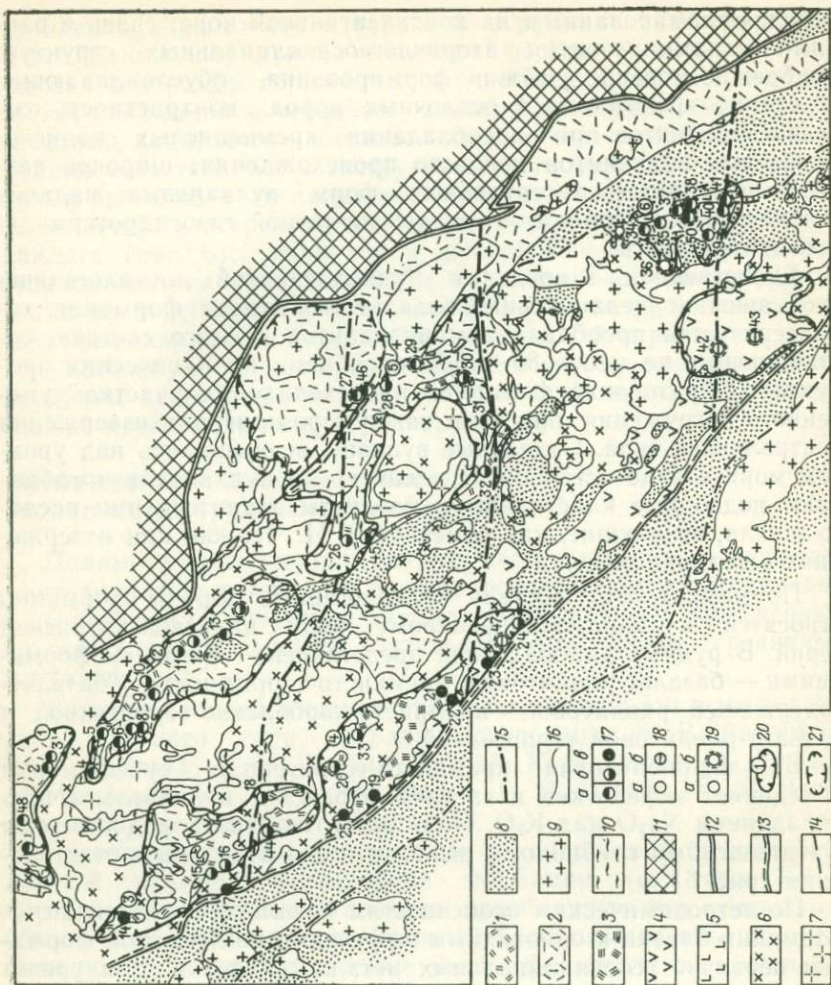


Рис. 6. Формационно-металлогеническая схема Рудного Алтая [28].

Рудоносная базальт-риолит-кремнистотерригенная формация ($D_{2e}-D_{3f}$): 1—3 субформации (1 — базальт-риолит-терригенная, 2 — андезит-базальтосодержащая риолит-дацит-кремнисто-карбонатно-терригенная, 3 — базальт-риолит-кремнисто-терригенная). Слаборудные (на пропилитово-медный и жильный типы оруденения) и нерудные формации: 4 — андезит-дацитовая (D_{3fm}), 5 — габбро-диабазовая (D_3-C_1), 6 — гипабиссальных и субвулканических гранитоидов (D_3), 7 — габбро-гранодиорит-плагиогранитовая (S_2-D_1), 8 — песчаниково-алевролитовая и песчаниково-алевролитово-известковистая (C_2), 9 — гранитная (P), 10 — карбонатно-терригенная (P); 11 — формации Горного Алтая; 12—15 — разрывы: 12 — определяющие границы складчатой области, 13 — то же, складчатой системы, 14 — то же, складчатых структурно-формационных зон и подзон, 15 — скрытые поперечные разрывы, выявленные по геолого-геофизическим данным; 16 — границы геологических формаций и субформаций; 17—18 — рудные формации: 17 — медно-свинцово-цинково-колчеданная (а — свинцово-цинково-колчеданная, б — медно-свинцово-цинково-колчеданная, в — свинцово-медно-цинково-колчеданная субформации), 18 — свинцово-цинковая (жильная) (а — кварц-свинцово-цинковая, б — кварц-медно-свинцово-цинковая субформации); 19 — месторождения: а — с преобладанием массивных руд (1 — Рубцовское, 2 — Таловское, 3 — Степное, 4 — Тухканихинское, 5 — Майское, 6 — Стрижовское, 7 — Среднее, 8 — Зареченское, 9 — Змеиногорское, 10 — Корбалихинское, 11 — Лазурское, 12 — Масыльское, 13 — Семеновское, 14 — Локтевское, 15 — Золотушинское, 16 — Ново-Золотушинское, 17 — Орловское, 18 — Крюковское, 19 — Николаевское, 20 — Ново-Шемонаихинское, 21 —

Средний химический состав пород
базальтриолитовой формации Рудного Алтая
По материалам Е. И. Филатова,
Т. Я. Гончаровой, В. С. Кузубного, И. П. Пугачевой

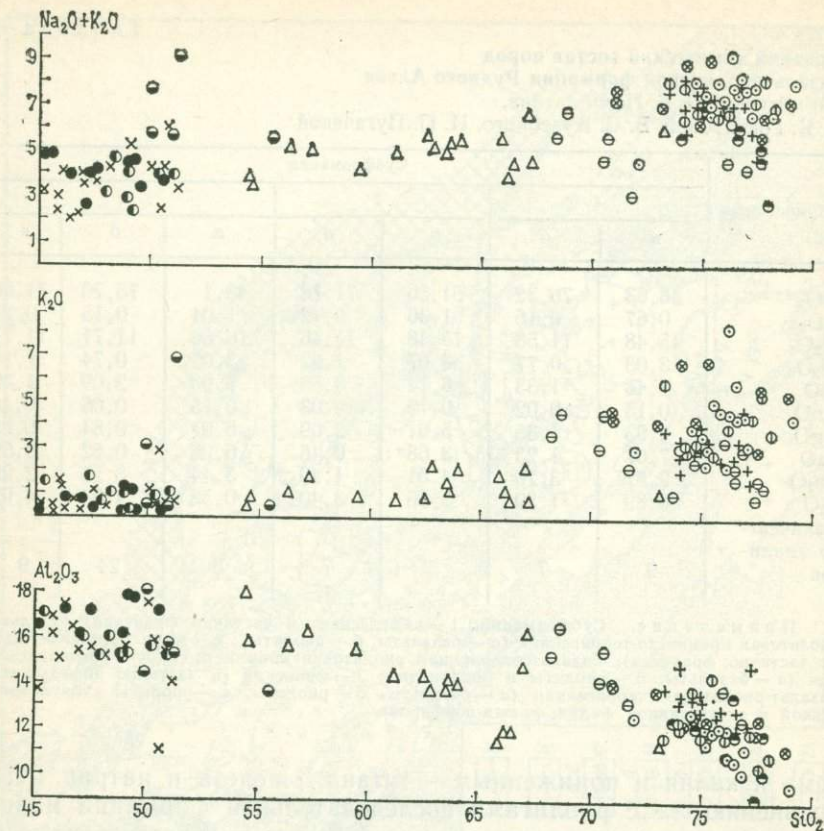
Компоненты	Субформации						
	1		2		3		
	а	б	а	б	а	б	в
SiO ₂	48,63	76,32	51,56	71,78	48,1	75,70	74,86
TiO ₂	0,67	0,15	1,36	0,12	1,04	0,15	0,21
Al ₂ O ₃	15,48	11,58	15,48	14,46	16,86	11,71	11,71
Fe ₂ O ₃	3,03	0,77	3,07	1,62	3,02	0,74	1,14
FeO	7,45	1,33	6,14	0,55	7,90	2,09	1,30
MnO	0,15	0,02	0,16	0,03	0,15	0,06	0,10
MgO	6,93	1,35	5,61	2,09	6,91	0,84	0,82
CaO	7,07	1,23	3,68	0,46	6,96	0,52	0,59
Na ₂ O	2,87	3,70	4,51	1,49	3,44	3,25	2,29
K ₂ O	0,89	1,59	2,26	3,40	0,58	4,04	4,92
Количество анализов	9	7	5	7	8	24	9

Примечание. Субформации: 1 — эйфельская (и частично франская) базальтриолитовая кремнисто-терригенная (а — базальты, б — риолиты); 2 — эйфельско-живетская (и частично франская), базальтсодержащая риолитовая кремнисто-карбонатно-терригенная (а — базальты, б — риолиты и риодациты); 3 — франская (и частично эйфельская) базальт-риолитовая терригенная (а — базальты, б — риолиты, в — риолиты субвулканической и экструзивной фации флюид-порфиров).

зема и калия и пониженным — титана, железа и натрия. По сравнению же с риолитами последовательной формации малокавказского типа они менее глиноземистые и известковистые и более калиевые. Риолиты, как и базальты, по соотношению щелочей принадлежат к переходной серии от натриевой к калий-натриевой — содержание K₂O в них колеблется от 1,0 до 2,0 %, составляя в среднем 1,59 % (см. табл. 3). Для них характерна широкая дисперсия содержаний породообразующих оксидов, особенно глинозема и суммы щелочей (см. рис. 7).

Риолитовая кремнисто-карбонатно-терригенная субформация представлена преимущественно кислыми разностями вулканитов. Однако существенно терригенные фации в пределах наложенных прогибов (шипуновская и другие свиты) в верхней части разреза субформации содержат отдельные потоки базаль-

Ново-Березовское, 22 — Березовское, 23 — Иртышское, 24 — Белоусовское, 25 — Камышинское, 26 — Снегирихинское, 27 — Гусялковское, 28 — Стрежанское, 29 — Старковское, 30 — Шубинское, 31 — Риддер-Сокольное, 32 — Тишинское, 33 — Покровское, 34 — Малеевское, 35 — Путинцевское, 36 — Парыгинское, 37 — Осочихинское, 38 — Богатыревское, 39 — Зыряновское, 40 — Снегиревское, 41 — Греховское II, 42 — Заводинское, 43 — Бухтарминское, 44 — Юбилейное, 45 — Анисмов Ключ, 46 — Чекмарь, 47 — Чудак, 48 — Захаровское, 49 — Воровское, 50 — Майское-Зыряновское), б — месторождения с широким развитием прожилково-вкрапленных руд; 20 — границы рудных районов (1 — Рубцовский, 2 — Змеиногогорский, 3 — Золотушинский, 4 — Прииртышский, 5 — Ленингорский, 6 — Зыряновский, 7 — Бухтарминский); 21 — граница потенциального рудного района с прожилково-вкрапленным оруденением



тов. Последние по общей повышенной щелочности и принадлежности к калий-натриевой серии отличаются как от базальтов предыдущей субформации, так и от основных пород натриевой контрастной и последовательной формаций соответственно уральского и малокавказского типов. Данные базальты по повышенному содержанию титана близки к уральским базальтам, по составу — к континентальным базитам. Они обладают широкой дисперсией содержаний породообразующих оксидов, особенно суммы щелочей K_2O и Al_2O_3 (см. табл. 3).

Основу антидромного разреза субформации составляют риолиты и риодациты. Они обеднены феррическими составляющими по сравнению с риолитами предыдущей субформации, а также кремнекислыми вулканитами контрастной формации колчеданосных зон уральского типа и последовательной формации зон малокавказского типа. При этом по умеренному содержанию кремнезема они близки к уральским риодацитам, а по низкому содержанию титана и несколько повышенному глинозему — к малокавказским риолитам. Однако среднее содержание Na_2O в них 3—3,5 раза ниже, а K_2O — в 4—6 раз выше, чем в первых, и соответственно — в 2—2,5 раза ниже и в 2 раза

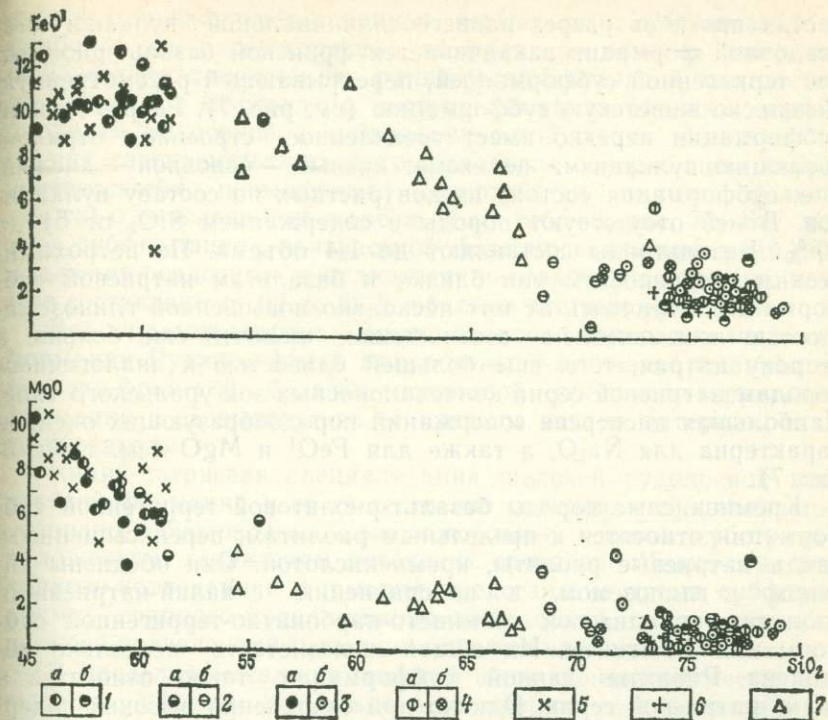


Рис. 7. Диаграммы составов пород геосинклинальных формаций Рудного Алтая для щелочей, калия, глинозема, закисного железа, магния:

1—4 — базальт-риолит-кремнисто-терригенная формация: 1 — базальты (а) и риолиты (б) базальт-риолит-кремнисто-терригенной субформации, 2 — базальты (а) и риолиты (б) базальтсодержащей риолит-кремнисто-карбонатно-терригенной субформации, 3 — базальты (а) и риолиты покровных фаций (б) базальт-риолит-терригенной субформации, 4 — риолиты субвулканических фаций (а) и субвулканических и экструзивных фаций флюид-порфиров (б) базальт-риолит-терригенной субформации; 5 — габбродиабазы одной формации; 6 — граниты формации гипабиссальных и субвулканических гранитоидов; 7 — вулканиты андезит-дацит-терригенной формации

выше, чем во вторых. Это — типичные образования калий-натриевой серии. На фоне широкой дисперсии содержаний породообразующих оксидов в них отчетливо проявляется пантеллеритовая тенденция — отсутствует положительная корреляция между количеством щелочей и кремнезема. В отличие от риолитов натриевой субформации риодациты еще более резко обеднены известью по сравнению с риолитами колчеданосных формаций уральского и особенно малокавказского типов (см. табл. 3, рис. 7). На примере Зырянского рудного района Алтая И. П. Пугачевой показано, что эйфельские риолиты по отношению калия к рубидию (240—270) отличаются от базальтофильных риолитов Урала и близки к породам сиалического происхождения — гранитоидам Урала и риолитам Охотского и Приаргунского вулканических поясов.

В северо-западной части Рудного Алтая в пределах Змеиногорского и Золотоштинского рудных районов в центральных

частях прогибов разрез раннегеосинклиальной вулканогенно-осадочной формации заканчивается франской базальт-риолитовой терригенной субформацией, перекрывающей рассмотренную эйфельско-живетскую субформацию (см. рис. 7). Разрез данной субформации нередко имеет трехчленное строение, отражая эволюцию вулканизма по схеме: кислый — основной — кислый, т. е. субформация состоит из контрастных по составу вулканитов. В ней отсутствуют породы с содержанием SiO_2 от 51 до 70 %. Базальтоиды составляют до 1/4 объема. По петрохимическим особенностям они близки к базальтам натриевой субформации, отличаясь от них несколько повышенной глиноземистостью и изменением соотношения щелочей еще больше в сторону натрия, т. е. еще большей близостью к аналогичным породам натриевой серии колчеданозонных зон уральского типа. Наибольшая дисперсия содержаний порообразующих оксидов характерна для Na_2O , а также для FeO^1 и MgO (см. табл. 3, рис. 7).

Кремнекислые породы базальт-риолитовой терригенной субформации относятся к предельным риолитам, перенасыщенным, как и натриевые риолиты, кремнекислотой. Они обеднены титаном и глиноземом, а по сравнению с калий-натриевыми риолитами риолитовой кремнисто-карбонатно-терригенной субформации — магнием. Их общая железистость несколько повышена. Риолиты данной субформации также относятся к калий-натриевой серии. Однако при сохранении высоких содержаний калия в них существенно увеличивается количество натрия и, таким образом, происходит увеличение общей щелочности до 7—8 % (см. табл. 3, рис. 7). По указанным параметрам эти породы отличаются от раннегеосинклиальных риолитов контрастной формации металлогенических зон уральского типа, близки орогенным образованиям краевых вулканоплутонических поясов. Франские риолиты также имеют широкую дисперсию содержаний порообразующих оксидов, особенно суммы щелочей K_2O и глинозема (см. рис. 7а, б). Среднее содержание рубидия в них составляет от 0,005 до 0,013, а калиево-рубидиевые отношения колеблются от 333 до 551, что характерно для кислых магм корового происхождения [13].

Субвулканические и экструзивные фации риолитов данной субформации представлены двумя группами пород. Наиболее обширную группу составляют плотные фельзитовидные массивные и флюидалные, иногда брекчиевого сложения риолиты, обедненные летучими составляющими (фтором, хлором). По петрохимическим особенностям они практически не отличаются от риолитов покровной фации (см. рис. 7). Ко второй группе пород относятся насыщенные летучими компонентами крупновкрапленные риолиты, дациты и автомагматические брекчии кислого состава флюид-порфирирового комплекса, впервые выделенного на Алтае Г. Ф. и Е. Б. Яковлевыми. Подобные вулканические породы слагают небольшие участки ареалов развития

вулканитов охарактеризованных первых двух субформаций, но наиболее они распространены во франском веке на завершающей стадии становления раннегеосинклинальной контрастной формации. По химическому составу они также близки к «сухим» риолитам покровной и субвулканической фации и отличаются от них газонасыщенностью, пониженным содержанием натрия, соответственно повышенным содержанием калия и большей степенью окисленности железа (см. табл. 3, рис. 7). Во всех трех субформациях контрастной формации важная роль принадлежит осадочным и вулканогенно-осадочным породам, которые составляют от 20 до 80 % объемов частных разрезов.

Все месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной формации Рудного Алтая приурочены к площади развития эйфельско-франской базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации и не выходят за ее пределы как по латерали, так и по вертикали.

Калий-натриевая специализация щелочей рудоносной контрастной формации и ее существенно свинцовая специализация, очевидно, обусловлены континентальным типом субстрата и наложенным характером девонских прогибов. Медно-свинцово-цинково-колчеданная формация представлена тремя субформациями: свинцово-медно-цинково-колчеданной, медно-свинцово-цинково-колчеданной и свинцово-цинково-колчеданной.

В пределах металлогенической зоны полиметаллически-колчеданные объекты не только ассоциируют с контрастной эйфельско-франской формацией, а каждая субформация контрастной формации характеризуется своим металлогеническим профилем и включает определенную субформацию [28].

К ареалам развития существенно натриевой (при $\text{SiO}_2 = 70\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,4$) субформации, обрамляющей блоки среднего массива со стороны палеоокеана (иртышская, березовская, ильинская и другие свиты), приурочены обогащенные медью месторождения свинцово-медноцинково-колчеданной субформации (Орловское, Николаевское, Иртышское и др.). Существенно калиевая (при $\text{SiO}_2 = 70\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,3$) субформация остаточных поднятий — реликтов массива (ревнюшинская, маслянская и другие свиты) содержит обедненные медью рудные объекты свинцово-цинково-колчеданной субформации (месторождение Лениногорское, Зырянское и др.). С промежуточной, по отношению щелочей (при $\text{SiO}_2 \approx 70\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,2$) субформацией наложенных прогибов (давыдовская, каменевская и другие свиты) ассоциируют месторождения медно-свинцово-цинково-колчеданной субформации (Корбалихинское, Золотушинское и др.). О генетическом родстве процессов девонского вулканизма и полиметаллически-колчеданного оруденения свидетельствует также зависимость минерального состава руд месторождений от петрохимических особенностей рудовмещающих вулканитов, в частности, от содержания в них оксида калия. С увеличением калия в рудовмеща-

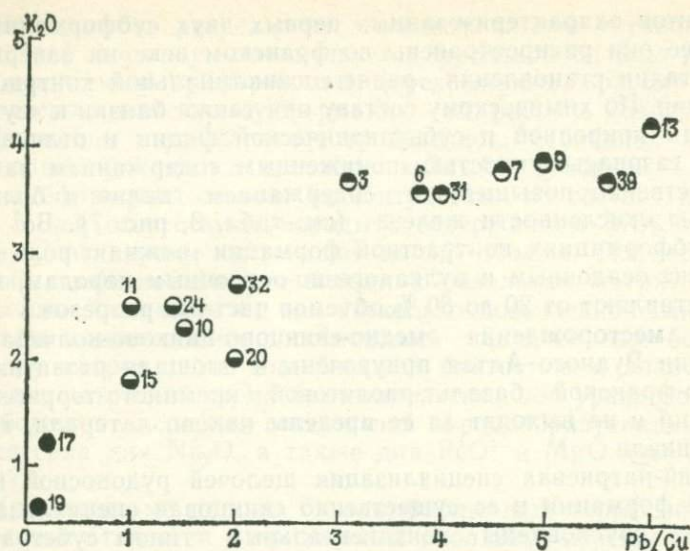


Рис. 8. Зависимость содержаний K_2O в рудовмещающих вулканитах и соотношений Pb и Cu в рудах некоторых месторождений Рудного Алтая. Усл. обозначения см. на рис. 6.

ющих породах практически прямо пропорционально увеличивается соотношение содержаний свинца и меди в рудах, т. е. содержание свинца (рис. 8).

Обедненные медью месторождения рудноалтайского типа, ассоциирующие с риолитоидной калиевой субформацией контрастной формации, в некоторых металлогенических зонах находятся в чехле срединных массивов. Такие зоны являются миниатюрными аналогами рудноалтайской зоны (юго-западная Гиссарская и др.).

Среди геологических формаций юго-западной Гиссарской зоны, слагающих сингеосинклинальный чехол срединного массива, главные две — турне-визейская андезит-базальтсодержащая риолитовая кремнисто-карбонатно-терригенная и серпуховско-башкирская андезит-дацитовая терригенная.

По петрографическим и петрохимическим особенностям рудоносная турне-визейская формация близка к развитой вблизи остаточных поднятий эйфельско-живетской риолитоидной субформации Рудного Алтая. Она тоже представлена преимущественно кислыми разностями вулканитов. Локально развитые среди риолитов андезитобазальты характеризуются общей повышенной щелочностью и принадлежат к калий-натровой серии (табл. 4). Отличаются от базальтов и андезитобазальтов алтайской субформации более лейкократовым составом и изменением соотношения щелочей в сторону K_2O , т. е. большим содержа-

Средний химический состав пород геосинклинальных
вулканогенно-осадочных формаций юго-западной Гиссарской зоны

Компоненты	Формации		
	1	2	3
SiO ₂	74,25	55,8	62,45
TiO ₂	0,2	0,36	0,53
Al ₂ O ₃	13,2	14,50	15,81
Fe ₂ O ₃	1,72	1,58	1,45
FeO	0,98	2,11	3,25
MnO	0,02	0,01	0,1
MgO	1,54	2,59	3,64
CaO	0,48	1,05	1,63
Na ₂ O	1,65	2,28	2,92
K ₂ O	4,08	3,47	2,86
Количество анализов	26	2	20

Примечание. Формации: турне-визейская андезит-базальтосодержащая риолитовая кремнисто-карбонатно-терригенная (1 — риолиты; 2 — андезитобазальты, по А. Н. Барышеву и А. М. Крочину); 3 — серпуховско-башкирская андезит-дацитовая терригенная (андезитодациты).

нием кремнезема, калия и меньшим — титана, железа, магния, кальция и натрия.

Химический состав главных продуктов вулканизма турне-визейского времени — риолитов и риодацитов — близок к составу аналогичных пород существенно риолитоидной субформации Рудного Алтая. Они еще больше обеднены фермическими составляющими по сравнению с кремнекислыми вулканидами контрастной формации колчеданосных зон уральского типа и последовательной формации зон малокавказского типа. Как и риолиты алтайской субформации, — это типичные образования калинатровой серии, но отличаются от них в основном двумя параметрами — перенасыщенностью кремнеземом и большей щелочностью за счет повышения содержания калия. Они также обладают широкой дисперсией содержаний порообразующих оксидов, особенно суммы щелочей K₂O и FeO¹, и в них наблюдается пантеллеритовая тенденция — отрицательная корреляция между содержанием щелочей и кремнезема.

Итак, турне-визейская андезит-базальтосодержащая риолитовая кремнисто-карбонатно-терригенная формация в определенной степени является аналогом существенно риолитоидной рудноалтайской субформации контрастной формации и, очевидно, может рассматриваться в качестве субформации этой формации.

Намюрско-серпуховская андезит-дацитовая терригенная формация, в свою очередь — отдаленный аналог послерудной фаменской формации Рудного Алтая.

Если вулканиды турне-визейской формации юго-западного Гиссара похожи на рудноалтайские вулканиды остаточных под-

нятий — реликты срединного массива, то залегающие в них полиметаллически-колчеданные месторождения по геологической позиции и минеральному составу руд напоминают рудно-алтайские сульфидные залежи тех же остаточных поднятий.

Таким образом, полиметаллически-колчеданные месторождения рудноалтайского типа локализируются в регенерированных эвгеосинклиналих, наложенных на остаточные блоки континентальной коры. Металлогеническими провинциями являются вторичные геосинклинальные системы, фиксируемые древними поднятиями континентального субстрата — срединными массивами и их крупными остаточными блоками, в строении которых участвуют несколько геосинклинальных вулканоплутонических ассоциаций. Они обычно состоят из двух-трех островодужных и окраинно-морских структурно-формационных и соответственно металлогенических зон, содержат одну типовую зону, определяющую металлогенический облик провинции в целом, а в сопряженных зонах могут присутствовать месторождения других типов. Полиметаллически-колчеданная провинция юго-западного Алтая содержит, например, типичную островодужную Рудноалтайскую зону и окраинно-морскую Белоубинско-Южноалтайскую с другим типом минерализации.

Следовательно, металлогенические зоны эквивалентны островодужным, реже — окраинно-морским структурно-формационным зонам с развитием одной раннегеосинклинальной базальт-риолитовой рудоносной формации.

Рудные районы в пределах металлогенических зон соответствуют депрессионным структурно-формационным блокам, сложенным несколькими (обычно двумя) субформациями контрастной формации.

Рудные поля в пределах районов эквивалентны вулканогенным прогибам, реже поднятиям, образованным отложениями одной субформации и осложненным стратовулканами, экстрезивными куполами и межвулканическими депрессиями.

Перспективным участкам рудных полей (потенциальным месторождениям) отвечают вулканические впадины на склонах и сводах стратовулканов, экстрезивных куполов и в прибортовых частях палеодепрессий, выполненные тонкообломочными, нередко кремнистыми фациями пород.

Месторождения включают гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, комбинированные и регенерированные залежи пластообразной, линзообразной, жилообразной и комбинированной (грибообразной) форм. Размеры рудных тел по простиранию достигают 1500 м, по падению 900 м, по мощности от 1—5 до 100 м. Залежи сложены рудами халькопирит-галенит-сфалерит-пиритового, галенит-халькопирит-сфалерит-пиритового и галенит-сфалерит-пирит-баритового минеральных типов. Среднее отношение в них $Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 1$. В количественном отношении свинец в рудах нередко преобладает над медью. Основные элементы-примеси руд: серебро, зо-

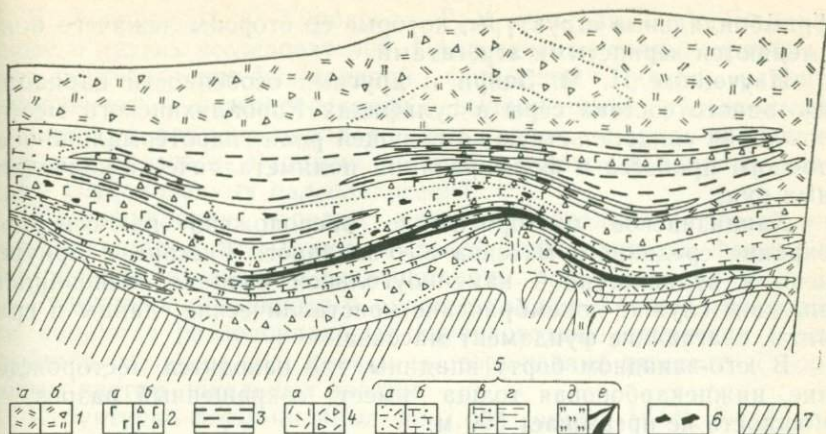


Рис. 9. Схема строения Корбалихинской вулканической постройки франского возраста [28].

Верхний этаж: 1 — экструзивно-жерловая фация: лавы (а) и лавобрекчи (б) кислого состава; 2—3 — лавовая вулканогенно-осадочная фация — средний этаж: 2 — лавы (а) и лавобрекчи (б) основного состава, 3 — углистые алевролиты; 4—7 — нижний этаж: 4 — экструзивно-жерловая фация, лавы (а) и лавобрекчи (б); 5—7 — пирокластическая и вулканогенно-осадочная фация: а — туфы, б — туффиты мелко- и среднеобломочные кислого состава, в — туфопесчаники, г — алевролиты, д — кремнистые туффиты, е — гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические руды; б — рудокласты; 7 — основание вулканической постройки, сложенное осадочными породами живета

лото, кадмий, селен, теллур. Прожилково-вкрапленные руды обычно развиваются со стороны лежащего бока сплошных гидротермально-осадочных руд в метасоматитах кварц-серпичитовой формации. Примерами месторождения охарактеризованного типа являются месторождения Рудного Алтая, юго-западного Гиссара, Брансуик № 12 и другие в Канаде, Фалун в Швеции.

Типичные представители месторождений рудноалтайского типа — это Корбалихинское месторождение Рудного Алтая и Хандизинское юго-западного Гиссара.

Корбалихинское месторождение находится в Змеиногорском рудном районе, расположено на северо-западном окончании Алтайской подзоны Рудноалтайской структурно-формационной зоны. Оно локализовано на замыкании центральной части Быструшинского прогиба, наложенного на каледонский срединный массив, и приурочено к Змеиногорскому конседиментационному прогибу второго порядка. Последний полностью занимает сложное построенное девонское вулканическое сооружение (рис. 9).

На месторождении отчетливо проявлены минералого-геохимическая и тектурно-структурная зональности по мощности и восстанию рудных тел выраженные в шене (от висячего бока к лежащему и по падению) свинцово-цинковых и барит-свинцово-цинковых руд колчеданно-полиметаллическими и медно-колчеданными. Причем для центральных частей и зон выклинивания рудных тел характерны глобулярные, колломорфные и

фрамбоидальные структуры, которые со стороны лежащего бока сменяются зернистыми агрегатами.

Изученные Н. М. Заири и другими особенности вариаций изотопного состава серы в сульфидах Корбалихинского месторождения свидетельствуют о ведущей роли гидротермально-осадочного процесса в формировании полиметаллически-колчеданных руд.

Хандизинское месторождение расположено на северной окраине срединного массива юго-западного Гиссара и приурочено к вулканогенной каменноугольной впадине. Основанием впадины служат докембрийские кристаллические сланцы и граниты, слагающие фундамент массива.

В юго-западном борту впадины, где находится месторождение, нижнекарбоновая толща имеет сокращенный разрез, ее мощность не превышает 500 м.

Хорошая сортировка обломочного материала, чередование в разрезе вулканогенных, хемогенных и терригенных пород, значительная протяженность отдельных горизонтов по простиранию указывают на широкое развитие в пределах впадины удаленных и промежуточных фациальных групп пород по отношению к центру вулканизма, а присутствие в каменноугольных отложениях пизолитовых туфов, игнимбритов, фиолетово окрашенных вулканитов свидетельствует о субэпиральных условиях их накопления.

На месторождении развиты два типа руд различных по минеральному составу и условиям размещения, детально изученных П. В. Панкратьевым и Ю. В. Михайловой [15] — цинково-колчеданный и колчеданно-полиметаллический. Существенно пиритовые руды с небольшим (5—10 %) количеством сфалерита, относящиеся к первому типу, залегают в породах карбонатно-кремнистого горизонта в виде небольших линз.

Наиболее ценные в промышленном отношении полиминеральные (колчеданно-полиметаллические) руды халькопирит-пирит-галенит-сфалеритового состава сконцентрированы в верхней части нижнего туфогенного горизонта. Они слагают пластовое тело среди туфов риолитов и кремнистых туффитов с меняющейся размерностью обломочного материала и вместе с ними перекрываются выше по разрезу пластами однородных туфов риодацитового и дацитового составов верхнего туфогенного горизонта.

Медьсодержащий свинцово-цинково-колчеданный терригенно-флишоидный (филизчайский) тип

Месторождения филизчайского типа локализируются в глубоководных окраинно-континентальных терригенных прогибах, вероятно, вторичных эвгеосинклиналей с угнетенным базальтоидным вулканизмом. Металлогенические зоны и месторождения данного типа охарактеризованы в трудах В. И. Буадзе,

В. Д. Конкина, Н. К. Курбанова, Г. В. Ручкина, Г. А. Твалчредзе и других исследователей. Продуктивные толщи принадлежат к терригенно-флишеидной формации. Рудные районы приурочены к палеодепрессиям, выполненным рудоносными глинистыми фациями пород, в осевых зонах окраинно-континентальных прогибов. Рудными полями являются локальные впадины глубоководных палеодепрессий.

Месторождения нередко метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации, и, как правило, интенсивно дислоцированы.

Рудоконтролирующими и рудовмещающими палеоструктурами являются разнопорядковые глубоководные депрессии с устойчивым режимом вод, причем месторождения тяготеют к бортовым частям локальных впадин.

Структурно-формационные зоны, по данным Н. К. Курбанова и других исследователей, делятся на подзоны, которые в современных структурах представляют собой продольно тектонические ступени, разделенные разломами глубокого заложения. Последние фиксируются поясами субвулканических даек диабазов и риолитов. Продольные зоны и подзоны расчленены поперечными тектоническими структурами на ступенчато поднятые и опущенные блоки. В отложениях раннегеосинклинального яруса границы поперечных блоков выражены вертикальными флексурами, осложненными эшелонированными прерывистыми сбрососдвигами и гемисинклиналями. Границы блоков фундамента в поле силы тяжести отражаются в виде гравитационных ступеней, при этом поднятые блоки фиксируются магнитными и гравиметрическими максимумами, а опущенные — отчетливо выраженными минимумами. Поперечные блоки были заложены в период интенсивного прогибания ложа геосинклинали и сохраняли мобильность в конседиментационный и последующие этапы развития зон. Рудовмещающие отложения в относительно поднятых поперечных блоках представлены глубоководными глинистыми фациями, чередующимися с маломощными пачками флишеидов. Наиболее крупные котловины примыкали к узким продольным трогам, осложненным глубинными магмоподводящими разломами. В пределах структурно-формационных подзон концентрация месторождений носит прерывисто-узловой характер. Максимальное количество колчеданно-полиметаллических руд сосредоточено в поперечно поднятых блоках, охватывающих инверсионные поднятия. Эти инверсионные поднятия представляют собой рудные районы, границы которых предопределяются поперечными конседиментационными элементами структур.

При поисках колчеданно-полиметаллических руд во флишеидных толщах южного склона Большого Кавказа и других аналогичных провинций необходимо учитывать, как указывает Н. К. Курбанов и другие, что рудные залежи приурочены к основанию регрессивных ритмов и верхам трансгрессивных

ритмов, а в их пределах к глинистым фациям конседиментационных впадин. Рудовмещающие глинистые толщи регрессивных и трансгрессивных серий имеют региональное распространение. Рудоносные горизонты обладают ограниченным латеральным и вертикальным развитием.

Локализация колчеданно-полиметаллического оруденения филизчайского типа в пределах докембрийских провинций контролируется фациальными особенностями рудовмещающих толщ. Так, пластообразные рудные залежи Холоднинского месторождения (северное Прибайкалье), по данным Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина и других геологов, сингенетичны рудовмещающей толще верхнего протерозоя, породы которой накапливались в бассейне лагунного типа, отвечающем локальной отрицательной структуре в краевой части Олоkitского прогиба. Богатые руды месторождения располагаются на границе нижней и средней пачек нижней подсвиты перевальской свиты. Граница в литологическом отношении отвечает смене слабоизвестковистых псаммитовых осадков известковисто-глинистыми. Наиболее богатые руды залегают в центральной части месторождения, которая, судя по увеличенным мощностям рудовмещающей толщи, отвечает наиболее прогнутой части палеобассейна седиментации и рудоотложения. К флангам месторождения в рудовмещающей толще наблюдаются уменьшение мощностей и фациальные изменения: уменьшение коэффициента общей карбонатности на юго-западном фланге и резкое увеличение (появление почти чистых графитосодержащих известняков) на северо-восточном. Такие изменения в условиях накопления рудовмещающих толщ, по-видимому, были менее благоприятны для процессов рудоотложения, поэтому к флангам месторождения отмечается сокращение мощности рудных залежей и их продуктивности. Резко повышенные (до 6 %) содержания свободного углерода, установленные в прослоях черных сланцев внутри рудных залежей Холоднинского месторождения, также подчеркивают влияние углистого вещества на процессы рудогенеза.

Для докембрийских рудоносных прогибов также намечается парагенетическая связь колчеданно-полиметаллического оруденения с проявлениями верхнепротерозойского вулканизма. О наличии такой связи в пределах Енисейской провинции свидетельствуют пространственная сближенность уровней вулканизма и оруденения, широкое развитие проявлений колчеданно-полиметаллического оруденения среди осадочно-вулканогенных формаций и их подчиненность стратиграфическому контролю.

Таким образом, рудоносные толщи месторождений филизчайского типа принадлежат к терригенно-флишоидной, нередко углеродистой базальт-риолитсодержащей формации. Рудовмещающие интервалы разреза формации обычно перекрываются песчано-глинистыми отложениями. Они отличаются от подстилающих и перекрывающих горизонтов более широким развитием сидерит-пиритовых и пиритовых конкреций и вкраплен-

ности фрамбоидального пирита, а также повышенным содержанием органического вещества. Подрудные горизонты представлены песчано-глинистыми и глинистыми отложениями с про-слоями лав основного состава. Месторождения объединяют гидротермально-осадочные и комбинированные залежи преимущественно пластообразной и линзовидной форм. Преобладающие минеральные типы руд — галенит-сфалерит-пиритовый, галенит-сфалерит-пирротинный, реже — сфалерит-галенит-силикатный.

В рудах наряду с цинком и свинцом иногда присутствуют медь, серебро, кадмий, золото, висмут, кобальт. К месторождениям данного типа относятся объекты Большого Кавказа и Северного Прибайкалья, Мегген в ФРГ, Карлотта на Кубе и др.

СУБПЛАТФОРМЕННЫЕ И ПЛАТФОРМЕННЫЕ (ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ, ШЕЛЬФОВЫЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЛАГУННЫЕ) ТИПЫ

Окраинно-континентальные и континентальные формационные типы свинцово-цинковых месторождений представлены двумя типами — железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданным трахитоидно-карбонатным (атасуйским) и свинцово-цинковым стратиформным карбонатным (миргасимсайским). Месторождения первого типа занимают промежуточное положение между полиметаллически-колчеданными и неколчеданными свинцово-цинковыми объектами, завершают колчеданный ряд рудных формаций и открывают свинцово-цинковый ряд.

Месторождения обоих типов своим возникновением обязаны не геосинклинальным (островодужным) процессам, а явлениям активизации геосинклинальных рам — окраинных и более внутренних частей палеоконтинентов, в том числе древних кратонов с добайкальским кристаллическим фундаментом.

Железомарганцево-свинцово-цинково-колчеданный трахитоидно-карбонатный (атасуйский) тип

Месторождения свинца и цинка в вулканогенно-терригенно-карбонатных толщах в отечественной литературе нередко называются месторождениями атасуйского типа. Они локализируются в краевых частях палеоконтинентов, где развиваются относительно мелководные субплатформенные впадины, наложенные на орогенные андезитбазальтовый, риолитовый и базальттрахандезитовый комплексы краевых вулканических поясов. Ряд исследователей считают вероятной связь оруденения с вулкани-тами калиевой линии.

Важную роль в изучение металлогенических зон атасуйского типа сыграли исследования С. Бартона, Э. Г. Дистанова,

Л. Ф. Думлера, Г. Кларка, Б. Матиаса, А. А. Рожнова, Н. С. Скрипченко, Ф. Ф. Таранушича, Г. Н. Щербы и других геологов.

Месторождения характеризуются совмещением марганцево-железных и свинцово-цинковых руд, повышенным содержанием бария и отсутствием значительных концентраций меди. Основными минеральными типами руд, образующими преимущественно гидротермально-осадочные залежи пластовой и линзовидной формы, являются барит-галенит-сфалерит-пиритовый, сидерит-галенит-сфалерит-пиритовый и сфалерит-галенит-пирротин-пиритовый. Размеры рудных тел составляют по простиранию 700—1600 м, по падению 200—600 м, по мощности от 2—5 до 100 м. Геохимический профиль руд характеризуется величиной отношения $Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 0,1$. Из элементов-примесей в рудах обычны серебро, кадмий, германий и теллур. Рудоносные вулканитсодержащие осадочные толщи, выполняющие субплатформенные впадины, принадлежат к трахибазальт-трахитовой кремнисто-карбонатной формации. Месторождения данного типа в ряду стратиформных месторождений свинца и цинка, как отмечалось, занимают промежуточное положение между полиметаллически-колчеданными месторождениями в вулканогенно-осадочных формациях филизчайского типа и свинцово-цинковыми месторождениями осадочной углисто-кремнисто-карбонатной формации миргалимсайского типа.

Представителями месторождений этого типа являются Жайрем, Бестюбе и другие в Центральном Казахстане, Озерное в Западном Забайкалье, Селливан в Канаде, Маунт-Айза, Мак-Артур, Хилтон и другие в Австралии.

Свинцово-цинковые объекты приурочены к вторичным геосинклинальным системам и их активизированным рамам. Месторождения атасуйского типа, хотя и входят вместе с месторождениями филизчайского типа в полиметаллически-колчеданную группу колчеданного семейства, но формируются не в окраинно-морских условиях, а, как указывалось, в окраинно-континентальных в процессе активизации геосинклинальных рам. Геосинклинальными рамами являются палеоконтиненты или массивы ранней платформенной консолидации.

М. В. Муратов и другие при выделении срединных массивов наметили два разных по происхождению типа, из которых один является остатками более древнего складчатого основания геосинклинальных прогибов (остаточные массивы), а другой относится к новообразованиям, возникающим внутри складчатых поясов и представляет собой ядра более ранней консолидации, зачатки будущих платформ. В отличие от остаточных срединных массивов — структур собственно геосинклинальных этапов развития территорий — массивы ранней консолидации после своего возникновения подвергаются более слабым деформациям. В их пределах в дальнейшем отсутствуют гранитизация и

интенсивный метаморфизм, а вулканизм проявляется в основном в виде краевых поясов на границе с продолжающимися формироваться геосинклинальными системами.

Таким образом, железомарганцево-свинцово-цинково-колчеданные объекты массивов ранней консолидации по ряду признаков существенно отличаются от полиметаллически-колчеданных объектов филизчайского типа. Они не относятся к образованиям геосинклинальных прогибов и собственно геосинклинальных этапов развития территорий, а формируются благодаря процессам тектономагматической активизации рам геосинклиналий нового цикла, которыми служат отжившие геосинклинали предыдущего цикла и превращенные в массивы ранней консолидации. Рудоносные площади «надстраивают» вверх по разрезу отдельные ветви гигантских по размеру краевых вулканоплутонических поясов, перекрывая лишь относительно небольшие участки последних. Вулканоплутонические пояса массивов ранней консолидации развиваются в зонах сопряжения областей разновозрастной складчатости, орогенных и собственно геосинклинальных структур, платформенных и орогенных структур и в пределах платформ на участках проявления эпиплатформенного орогенеза. Они формируются как по краям, так и внутри массивов и связаны прежде всего с явлениями отраженной активизации. Краевые пояса нередко превышают в длину тысячу километров и в ширину многие десятки километров, а внутренние — имеют меньшие размеры (первые сотни километров). Чехол массивов в пределах поясов сложен орогенными, а кое-где также и субплатформенными формациями натрий-кальевой серни, синхронными с геосинклинальными калий-натриевыми формациями обрамляющих геосинклинальных систем. Синорогенные ярусы чехла сложены риолит-дацит-терригенными, андезит-базальт-терригенными и базальт-андезит-риолит-терригенными формациями, причем вулканические породы имеют высокое содержание K_2O в кремнекислых разностях до 5—6%. Субплатформенные образования чехла, иногда выполняющие наложенные впадины, более амагматичны, они обычно представлены трахибазальт-трахитовой кремнисто-карбонатной формацией.

Металлогенические провинции соответствуют по площади краевым частям массивов ранней платформенной консолидации, обрамленным вторичными геосинклинальными системами. Они содержат одну типовую зону, определяющую металлогенический облик провинции, в сопряженных зонах могут присутствовать стратиформные месторождения других типов. Например, металлогенический облик Казахстано-Северо-Тянь-Шаньской провинции, с одной стороны, определяется Атасуйской металлогенической зоной, расположенной в краевой части одноименного с провинцией обширного эпикаледонского массива ранней консолидации, с другой стороны, в юго-западной и южной частях провинции в более внутренних частях массива известны соот-

ветственно Каратауская и Ферганская зоны с месторождениями миргалимсайского типа.

Рудоносные структурно-формационные зоны с месторождениями атасуйского типа по своей палеотектонической сущности могут быть отнесены к субплатформенным (шельфовым) зонам чехла массивов ранней консолидации. Геологическими эквивалентами металлогенических зон являются рудоносные структурно-формационные зоны, представляющие собой цепочки относительно мелководных субплатформенных впадин, иногда рифтовой природы, в краевых частях массивов ранней консолидации (палеоконтинентов), наложенных на орогенные комплексы краевых вулканических поясов и выполненных отложениями трахибазальт-трахитовой кремнисто-карбонатной формации. Щелочность вулканитов этой формации по сравнению с риолитами и андезитодацитами орогенного основания еще более увеличена. Характерные отношения $K_2O : Na_2O$ в щелочных породах 2,6—3,8, и вулканиты принадлежат к натрий-калиевой серии. Отношения калия и рубидия, колеблющиеся от 200 до 258, свидетельствуют о достаточной зрелости земной коры.

Потенциальные и реальные рудные районы в пределах металлогенических зон атасуйского типа эквивалентны структурно-формационным блокам первого порядка, сложенным несколькими фациальными группами рудоносной трахибазальт-трахитовой кремнисто-карбонатной формации. Геологическими эквивалентами рудных районов здесь являются отдельные субплатформенные впадины в краевых частях массивов ранней консолидации, наложенные на базальтовый, риолитовый и базальт-трахиандезитовый комплексы краевых вулканических поясов, выполненные отложениями рудоносной формации.

Потенциальные и реальные рудные поля в пределах рудных районов отвечают структурно-формационным блокам второго порядка, сложенным несколькими фациями рудоносной трахибазальт-трахитовой кремнисто-карбонатной формации. В металлогенических зонах атасуйского типа рудные поля — это участки дислокаций в субплатформенных впадинах над погребенными разломами их орогенного основания, сложенные фациями иловых впадин, пляжевыми и рифовыми фациями мелководья.

Основным геолого-промышленным и одновременно формационным типом месторождений свинца и цинка в вулканогенно-терригенно-карбонатных формациях является железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданный (атасуйский). Эталонные объекты данного типа располагаются в металлогенической зоне Ред-Розбери Австралии, в Еравнинской и Атасуйской зонах СССР.

Зона Ред-Розбери находится на западном побережье Тасмании. Она приурочена к кембрийской вулканической серии Маунтин-Рид, сформировавшейся на участке сочленения байкальской области Аделаиды и каледонид Тасмании. Байкалиды Аделаиды во время заложения каледонских прогибов служили

для них консолидированной рамой. Наиболее известными рудными объектами зоны являются месторождения Розбери и Херкьюлес. Пласты и линзы пирит-сфалерит-галенитовых и баритовых руд приурочены к пачке известковистых туфоалевролитов и углисто-глинистых сланцев, залегающих в кембрийской толще риолитовых туфов. Главные минералы руд — сфалерит (25 %), пирит (30 %), галенит (5 %). В небольших количествах отмечаются также арсенопирит, пирротин, тетраэдрит и пираргит. Среди жильных минералов широко развиты карбонаты, кварц, барит, хлорит. В орогенный этап каледонской складчатости в девоне рудные залежи и вмещающие породы подвергались складчатости и региональному метаморфизму зеленосланцевой фации.

Еравнинская зона располагается в области сочленения байкалитид и ранних каледонид Западного Забайкалья. Ее геотектоническая позиция близка положению зоны Ред-Розбери в Австралии. Нижнекембрийские отложения рудоносной формации залегают в виде крупных (до 300 км²) провесов кровли каледонских гранитоидов, которые сохранились на участках раннекаледонских вулканогенно-терригенных прогибов. К последним и приурочены рудные узлы и районы. Рудные поля и месторождения локализуются в конседиментационных грабен-синклиналях и опущенных блоках, в которых отмечается повышенная мощность нижнекембрийских отложений. Типичный пример рудных объектов зоны — месторождение Озерное. Оно представлено многоярусными пластовыми залежами свинцово-цинково-колчеданных и сидеритовых руд слоистых и брекчиевых седиментационных текстур среди туффитов, известковистых песчаников и известняков. В текстурах руд широко проявлены ритмиты хемогенной седиментации с чередованием пирит-сидеритовых слоев с участием галенита и сфалерита. Рудные залежи сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, сидеритом, кальцитом, анкеритом, доломитом. Реже в них встречаются пирротин, арсенопирит, гипс, рутил, мусковит, хлоритоид, халькопирит, блеклая руда, кварц, барит и сульфосоли серебра. В зонах контактового метаморфизма руд сложенных раннекембрийскими риолит-дацитами появляются магнетит, гематит, хлорит, мусковит, эпидот. По мнению большинства геологов, отложение главной массы руд месторождения произошло синхронно с накоплением рудовмещающей толщи в результате подводной гидротермальной деятельности в условиях неглубокого морского бассейна, расчлененного отдельными блоковыми поднятиями и рифтовыми постройками.

Эталонная Атасуйская зона располагается в пределах краевого вулканоплутонического или вулканического, по А. А. Богданову, пояса Центрального Казахстана. Пояс возник по краю Казахстано-Северо-Тянь-Шаньского эпикаледонского массива ранней консолидации в результате девонской тектономагматической активизации каледонского фундамента в связи с развити-

ем Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали. Он сложен мощным (до 4—5 км) комплексом осадочно-вулканогенных пород девона и гранитоидами комагматичными вулканитам. Вулканы представлены андезитобазальтами и риолитами. Во внутренней зоне пояса и в пределах массива, в узлах пересечений разломов фундамента, развиты наложенные конседиментационные мульды, выполненные фамен-турнейскими отложениями трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатной формации. Они и контролируют размещение рудных районов. В мульдах наибольшее число месторождений приурочено к участкам, где отмечается увеличение мощности базальтового слоя на 5—10 км при залегании на глубине 15—20 км. Месторождения располагаются вдоль зон резких изменений глубины поверхности Мохоравичича, направление которых фиксируют глубинные разломы. Известными рудными объектами Атасуйской зоны являются Жайремское рудное поле и одноименное месторождение, локализующиеся в краевой части Жаильминской мульды в туфогенно-карбонатно-кремнистой толще верхнего фамена. Последняя характеризуется флишондной ритмичностью. Ранние элементы ритмов представлены известковыми песчаниками (мощность 10—70 см), следующие — известковыми алевропелитами и псаммоалевропелитами (от 5—10 до 50—60 см, иногда 1,6—2,0 м), а поздние — углистыми карбонатно-глинисто-кремнистыми пелитами. Наличие во флишондной толще прослоев туфов рассматривается как свидетельство синхронных проявлений вулканизма, с которым связаны процессы рудообразования.

Надрудные толщи в пределах разреза рудоносной формации представлены известково-глинистыми флишевыми отложениями, кремнистыми и известковыми с пластами и прослоями железистых и марганцевых руд.

Рудовмещающие толщи образованы глинисто-кремнисто-карбонатными, известково-глинистыми отложениями с углистыми и туфовыми прослоями. Подрудные толщи представлены карбонатно-терригенными отложениями с углистым веществом и прослоями туффигов, туфов и лав базальтового, риолитового и трахитового составов. В подрудной части разреза Жайремского рудного поля снизу вверх зафиксированы франские красноцветные вулканогенно-терригенные отложения орогенного фундамента рудоносной Жаильминской мульды, а также мергели, алевролиты и известняки с лавами и туфами субщелочных базальтов, изредка с маломощными прослоями магнетитовых и сидеритовых руд нижней невыдержаннослоистой пачки фамена, относящегося уже к продуктивной формации.

Выше залегают вулканогенно-кремнисто-карбонатные отложения четырех пачек фамена (снизу вверх по разрезу): 1) ритмичнослоистая с пиритовыми и пирит-сфалеритовыми ритмитами и с характерными туфогенными серицитолитами, с гематит-магнетитовыми и сидеритовыми рудами в нижней части разреза и со свинцово-цинковыми — в средней и верхней; 2) флишонд-

ная с пиритовыми, сфалеритовыми и галенит-сфалерит-пиритовыми ритмитами, с промышленными свинцово-цинковыми рудами в нижней и средней части разреза и с гематит-магнетитовыми — в верхней; 3) сероцветная с пиритовыми и сфалеритовыми ритмитами, с чередованием флишевых горизонтов, содержащих магнетит-гематитовые, сфалерит-пиритовые и спорадически — сфалерит-галенитовые руды; 4) красноцветная с характерными узловатыми известняками, прослоями железных руд и яшм. Палеозойский разрез венчается надрудными известняками и карбонатно-глинистыми породами с прослоями тефроидов, пеплов туфов и туффов турнейского яруса.

Среди фаменско-турнейских отложений присутствуют следующие литогенетические типы: 1) вулканогенно-осадочный; 2) нормально-осадочный морской мелководный; 3) нормально-осадочный морской глубоководный; 4) гидротермально-осадочный. Первый тип в небольшом объеме (5—10 %) встречается в пределах всего фаменско-турнейского разреза, представлен подводной лавовой, пирокластической и осадочно-пирокластической фациями. Второй тип с обособляющимися фациями прибрежно-мелководья и открытого моря характерен для нижней пачки фамена с невыдержанной слоистостью и верхнего турне. Третий тип с фациями мутьевых потоков и иловых впадин занимает около 50 % объема пород вышележащих четырех пачек фамена и нижнего турне. Четвертый тип с фациями окисдно-силикатно-карбонатных железных руд, узловатых известняков и сульфидных руд охватывает 20 % объема тех же пород. Сульфидные руды, пространственно разобщенные с магнетит-гематитовыми слоями, образованы пиритовыми, сфалеритовыми и галенит-сфалерит-пиритовыми ритмитами, приуроченными к верхней части повторяющихся флишевых горизонтов в наиболее прогнутых участках. На всех месторождениях рудного поля рудовещающей является флишоидная пачка фамена, имеющая ритмичность, с трехчленным строением ритмов: а) градационно-отсортированные турбидиты — органогенный детрит, обломки кислых эффузивов, глинисто-кремнисто-карбонатных пород, пиритовых ритмов (мощность 1—70 см); б) известковистые алевролиты с кальцитовыми конкрециями, с пиритовыми и пирит-сфалеритовыми ритмитами в верхней части ритма (5—150 см); в) углистые карбонатно-глинисто-кремнистые породы с теми же ритмами в верхней части ритма (1—30 см). Наличие во флишоидной и подстилающей ритмичнослоистой пачках прослоев туфов свидетельствует о синхронных проявлениях вулканизма, с которыми связаны процессы рудообразования. В основании этих пачек залегают риолиты и трахиты.

Оруденение представлено: 1) чередованием слоев тонкодисперсного фрамбоидального пирита с кварцево-кальцитовыми со сфалеритом (пиритовые ритмиты); 2) чередованием прослоев тонкодисперсного сфалерита с кварцево-кальцитовыми (сфалеритовые ритмиты); 3) чередованием слоистых

баритовых тел, прослоек красных яшм, чистых и гематитизированных кремнистых известняков; 4) послонными кварц-кальцит-баритовыми жилами со сфалеритом и галенитом; 5) секущими жилами того же состава; 6) линзами, в которых исходные породы замещены тонкозернистым баритом с вкрапленностью сфалерита, галенита и халькопирита. Первые три формы, по данным А. А. Рожнова, Ф. Ф. Таранушич и других, относятся к седиментным рудам I этапа, образовавшимся в результате просачивания гидротерм в морскую воду и последующего диагенеза осадков, остальные, возможно, — метасоматические руды II этапа, оторванные во времени от накопления гидротермально-осадочных руд. По мнению Н. С. Скрипченко, руды обоих этапов имеют гидротермально-осадочное происхождение. Черты эпигенетичности части руд могут быть объяснены явлениями регенерации рудного вещества, сопровождающимися внедрением субвулканических калиевополевошпатовых порфиров.

Свинцово-цинковый стратиформный карбонатный (миргалимсайский) тип

Важную роль в изучении металлогенических зон данного типа сыграли исследования Т. Андерсона, Г. Барнса, Т. Галкевича, А. И. Донца, Е. Е. Захарова, Е. С. Зорина, М. М. Константинова, П. В. Панкратьева, А. Хейла, С. А. Юшко и других геологов.

Месторождения миргалимсайского типа концентрируются в чехле древних платформ и массивов ранней платформенной консолидации.

Неглубокие впадины в значительной степени выполнены отложениями рудоносной углисто-кремнисто-карбонатной формации и в отличие от зон атасуйского типа наложены непосредственно на геосинклинальный цоколь фундамента массивов. Пластообразные сульфидные залежи в разрезе формации тяготеют к пластам доломитов, известковистых доломитов и доломитовых известняков лагунно-морской фации. Сульфиды в них нередко образуют обогащенные полосы в прослоях, содержащих углистое и кремнистое вещество, что создает полосчатый облик руд. Вопрос об источнике рудного вещества месторождений дискусионен. Так, для Каратаусской зоны, по одним данным, источником служат периферические очаги базальтоидного вулканизма, по другим — кембрийские породы каледонского фундамента впадин, по третьим — сингенетическая минерализация карбонатных отложений нижнего турне, мобилизованная экзогенными хлоридными рассолами, поступившими из соседней нефтегазоносной впадины.

Месторождения данного типа представлены пластообразными залежами, реже — секущими жилообразными телами или комбинацией этих двух морфологических разновидностей тел,

располагающихся в пределах известково-доломитовых слоев рудовмещающего разреза. Размеры рудных тел составляют: по простиранию до 2000 м, по падению до 1000 м, по мощности от 1—10 до 50—100 м. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит, второстепенные — пирит и марказит, нерудные — доломит, кальцит, барит и кварц. Преобладающими минеральными типами руд, нередко обособляющимися в самостоятельные месторождения, являются — существенно галенитовый с соотношением $Pb:Zn=3-4:1$ и существенно сфалеритовый с соотношением $Pb:Zn=от\ 1:4\ до\ 1:1$. Для первого типа характерны прожилково-вкрапленные руды, а для второго — сплошные руды с колломорфными текстурами. Барит особенно характерен для существенно галенитовых месторождений. Из элементов-примесей наиболее типичны серебро, селен, теллур. Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах распространены в Каратау, Тянь-Шане, Полярном Урале, Центральной Африке, США (восточная Миссисипи, юго-восток Миссури, Три-Стейт), Канаде (Пайн-Пойн), Франции (Ляржантьер, Севенны), Польше (восточная Силезия) и др.

Эталонная Каратауская металлогеническая зона, как и Атасуйская, находится на юго-западе Казахстано-Северо-Тянь-Шаньского эпикаледонского массива ранней консолидации, на значительном удалении от девонского краевого вулканического пояса. Фундамент массива сложен карбонатно-терригенными и в меньшей степени вулканогенными толщами докембрия, кембрия и ородвика, а также прорывающими их каледонскими гранитоидами. Чехол образован терригенно-карбонатными отложениями, причем в отличие от Атасуйской зоны орогенный силур-среднедевонско-франский этаж чехла здесь практически отсутствует или представлен лишь красноцветными континентальными молассоидами франа, а в разрезе чехла развит в основном субплатформенный верхнедевонско-нижнекаменноугольный этаж. Подстилающая терригенная молассоидная толща франа, очевидно, может быть включена в его состав.

В Каратауской зоне обособляются три рудных района (с северо-запада на юго-восток) — Шалкинский, Ачисайско-Миргалимсайский и Байджансайский с одноименными рудными объектами. Наиболее изучен расположенный в центральной части зоны Ачисайско-Миргалимсайский район. Он объединяет два главных рудных поля — Миргалимсайское и Ачисайское.

Миргалимсайское рудное поле, содержащее одноименное месторождение, как и другие свинцово-цинковые объекты района и металлогенической зоны в целом, приурочено к фаменско-нижнетурнейским карбонатным отложениям чехла массива. Последние состоят из тонкопереслаивающихся ритмичных доломитовых известняков и доломитов ленточной, массивной, комковатой и брекчиевой текстур. Мощность фаменских отложений, расчленяющихся на 11 горизонтов, около 600 м, а нижнетурнейских с пятью горизонтами — 700 м (рис. 10). Практически все

Система четвертичная	Ярус	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Литологическая характеристика
					до 50	Суглинки, супеси, пески
		Полосчатый	C ₁ te		280	Глины с прослоями мелкогалечниковых конгломератов Тонкие переслаивающиеся пачки светло-серых и серых известняков
		Второй перемежающийся	C ₁ td		160-200	Переслаивание известняков и известняковых брекчий
		Первый перемежающийся	C ₁ tc		100-160	Переслаивание известняков с осадочными известняками и доломитовыми брекчиями
		Искристый	C ₁ tb			Массивные, реже слоистые доломиты
		Базальный	C ₁ ta		15-135	Брекчи известняков с обломками и глыбами доломитов
Д. в о н с к а я	Фаменский	Верхний ленточный	D ₃ fm-8		15-20	Доломиты
		Верхний комковатый	D ₃ fm-7		30-50	Известняки и доломиты
		Плитчатый	D ₃ fm-6		20-35	Известняки, доломитовые известняки
		Средний комковатый	D ₃ fm-5		40-70	Грубослойные известняки
		2-й ленточный	D ₃ fm-4		10-15	Рудный горизонт - доломит
		Ячеистый	D ₃ fm-3		8-10	Доломиты, известняки
		Нижний плитчатый	D ₃ fm-2		10-15	Известняки и доломиты
		Нижний комковатый	D ₃ fm-1		50-70	Грубослойные известняки и доломиты
		Доломитовый	D ₃ fmd		40-60	Доломиты
		Переходный	D ₃ fmb		35-60	Известняки с прослоями доломитов
		Аргиллитовый	D ₃ fma		90-300	Глино-туфовые обломочные породы с прослоями известковистых песчаников и доломитовых известняков
Франкский			D ₃ fr		>165	Красноцветные песчаники, сланцы и конгломераты

Рис. 10. Стратиграфическая колонка Миргалимсайского рудного поля.

промышленное оруденение сконцентрировано во втором ленточном горизонте фамена мощностью от 2 до 28 м и частично в кровле подстилающего его ячеистого горизонта, расположенных на 150—300 м выше франкских молассоидов. Второй ленточный горизонт и верхняя часть ячеистого образуют рудный горизонт, состоящий из 13 пачек (3 — в ячеистом и 10 — во втором ленточном, см. рис. 10). Залегающие снизу Основная, Промежуточная и Параллельная залежи второго ленточного горизонта содержат 99 % запасов руды. Руды представляют собой нередко кремнистые или углисто-кремнистые доломиты оолитового строения с остатками водорослей и битумов, содержащие галенит, сфалерит, пирит с примесью других сульфидов, а также барит, кальцит, кварц в виде послойной вкрапленности, мелких прожилков и редко слоев. Концентрация рудного вещества увеличивается в тонкослойных разностях доломитов. Оруденелые доломиты рудного горизонта на флангах рудного

поля фациально замещаются почти стерильными относительно однородными известняками. Доломиты характеризуются большим разнообразием. Наиболее распространены долмикрит и микрит (пелитоморфные тонкозернистые доломит и кальцит с размером зерен меньше 0,01 мм), доломитовый шпат и шпат (раскристаллизованные доломит и кальцит с размером зерен более 0,01 мм), образовавшиеся в результате перекристаллизации пелитоморфных составляющих, доломитовый и кальцитовый летрит, оолиты, псевдооолиты, интраклассы (аутигенные брекчии), желваки, онколиты (концентрические образования водорослевого происхождения) доломитового и кальцитового состава. На восточном и юго-восточном флангах рудного поля мощность фаменской толщи, в том числе второго ленточного горизонта, увеличивается, и продуктивная лагунно-морская доломит-известняковая литофация отложений фамена переходит в непродуктивную морскую алеврито-мергельно-известняковую. Доломиты продуктивной литофации характеризуются, по данным Е. С. Зорина, регионально повышенными содержаниями свинца ($\sim 0,02\%$), магния, марганца, железа, серы, цинка, меди, серебра, кадмия, таллия, циркония, ванадия, органического углерода (4—5%), растворимых и нерастворимых битумов.

На рудном поле отмечается латеральная зональность в распределении минерализации в пределах рудного горизонта. Максимальные концентрации барита и серебра проявлены в его центре. Барит-серебряный центр окаймлен кольцеобразными полосами повышенных содержаний — сначала свинца, а затем цинка. Это объясняется зональностью фациальных условий седиментного рудообразования в полузамкнутой морской впадине. Повышенные концентрации бария совпадают с участками повышенных мощностей рудного горизонта. Количество свинца уменьшается от известковистых доломитов к известнякам, с одной стороны, а с другой — к доломитам, цинка — от известняков к доломитам, бария — от доломитов к доломитовым известнякам. Для содержаний свинца и цинка намечается прямая корреляция с наиболее тонким (пелитоморфным) структурным компонентом породы — долмикритом и обратная корреляция — с доломитовым шпатом. При увеличении в породе доломитового шпата происходит уменьшение количества вкраплений и тонких прожилков галенита размером 0,02—0,2 мм и увеличение агрегативных скоплений галенита и размеров его кристаллов.

В формировании стратиморфных залежей барит-свинцово-цинковых руд выделяют три сближенные во времени стадии: синхронная седиментация (пирит, галенит, сфалерит, кварц, барит, доломит, кальцитслойки), диагенетическая (вкрапления, гнезда, прожилки тех же минералов) и метаморфическая (прожилки, гнезда тех же минералов). Этим стадиям соответствуют три группы текстур руд: первичная (слоистая, коллоидная, полосчатая псевдооолитовая), эпигенетическая (прожилковая,

вкрапленная, полосчатая) и динамометаморфическая (сланцеватая, плейчатая и пятнистая).

Фаменско-нижнетурнейские отложения рудного поля вместе с рудными телами образуют одноименную брахиантиклиналь, расчлененную последующими разломами на ряд участков, блоков или месторождений. Миргалимсайская брахиантиклиналь — более позднее складчатое осложнение северного борта обширной Кантагинской мульды, являющейся, как и другие крупные синклинали, конседиментационной структурой. Об этом свидетельствуют современная корытообразная форма синклинали, спокойное залегание днища и смена фаций терригенно-карбонатных отложений от центра структуры к ее бортам [16]. Подобные структуры широко развиты в субплатформенном чехле Казахстано-Северо-Тянь-Шаньского массива ранней консолидации.

Сульфидные агрегатные руды Ачисайского месторождения, слагающие преимущественно секущие тела, по мнению Е. С. Зорина, формировались по принципу образования сутуро-стиллолитовых швов. Значительную роль в формировании богатых руд играли инфильтрационные воды и связанные с ними процессы карстообразования. В. В. Попов [16] отмечает возможную связь формирования агрегативных ачисайских руд, несущих многие следы эпигенетичности, с деятельностью экзогенных горячих хлоридных рассолов, поступивших из Чуйской впадины и мобилизовавших сингенетическую минерализацию карбонатных отложений нижнего турне. По заключению Г. Н. Щербы, источником рудного вещества месторождений Каратауской зоны явились периферические магматические бассейны базальтоидного вулканизма, следы которых проявились в фаменско-турнейском разрезе в виде маломощных залежей миндалекаменных базальтов и пепловых туфов. Связанные с ними гидротермы доставляли на морское дно и в осадки соединения Са, Mg, Mn, Fe, Zn, Pb и других элементов. Терригенные же источники рудного вещества маловероятны, поскольку береговая линия древнего моря орудование не контролирует.

Н. Г. Сыромятников и другие указывают на более древний, по сравнению с вмещающими породами, возраст свинца галенитов из руд месторождений (435—600 млн. лет) и высказывают предположение о том, что основным источником свинца, цинка, бария и других компонентов руд явились нижнекембрийские породы каледонского фундамента среднепалеозойских прогибов, т. е. фундамента массива ранней консолидации. Оба предположения правомерны, тем более, что источники рудного вещества, как подчеркивает В. И. Смирнов, многообразны и в данном случае могут быть гетерогенными.

Размещение стратиформных свинцово-цинковых месторождений и отдельных залежей Ачисайско-Миргалимсайского района и Каратауской зоны в целом, так же как и железо-марганцево-свинцово-цинково-колчеданных месторождений рассмотрен-

ной Атасуйской зоны, контролируются формационными, стратиграфическими, литолого-фаціальными и структурными факторами.

Пластовые залежи барит-свинцово-цинковых руд миргалимсайского типа и серно-колчедансодержащих свинцово-цинковых руд ачисайского типа практически являются частью фаменско-нижнетурнейской углисто-кремнисто-карбонатной формации, участвуя в построении ее разреза. При этом они располагаются в двух стратиграфических интервалах — в средней части разреза фаменского яруса (объекты миргалимсайского типа) и в нижней части разреза турнейского яруса (объекты ачисайского типа). Особенно строго фиксированным оказывается среднефаменский продуктивный стратиграфический уровень, на котором мощность рудных горизонтов не превышает десятков метров. Венчающие разрез среднепалеозойского субплатформенного чехла массивов верхнетурнейские, визейские, и серпуховские отложения практически безрудны. В обоих стратиграфических интервалах руды ассоциируют с определенными фациями карбонатных отложений. В среднефаменском интервале продуктивна лагунно-морская доломито-известняковая литофация, находящаяся в областях быстрого перехода морской известняково-мергельной и морской алевролитом-мергельно-известняковой литофации в лагунную существенно доломитовую и лагунно-морскую известняково-доломитовую литофации. В нижнетурнейском интервале для локализации оруденения благоприятны островная и лагунно-морская доломито-известняковая литофации. Структурный контроль оруденения состоит в локализации рудных полей и месторождений в прибортовых частях конседиментационных среднепалеозойских синклинальных прогибов, осложненных брахиантиклиналями и поперечными поднятиями, устанавливаемыми по воздыманию шарниров синклиналей, а также крутопадающими разрывами. Указанные осложнения, очевидно, отражают погребенные разломы нижнепалеозойского фундамента. Объекты атасуйского типа размещаются в пределах указанных осложнений на участках с максимальной интенсивностью разрывной тектоники.

Рудные тела, особенно ачисайского типа, иногда фиксируются ореолами доломитизации, аргиллитизации, карбонатизации и окварцевания, поперечно зональными ореолами свинца, цинка, бария и других элементов, повторяющими морфологию рудоносных горизонтов, и слабыми электроразведочными аномалиями ВП.

ОРОГЕННЫЕ (ШЕЛЬФОВЫЕ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ТИПЫ

Орогенные формационные типы свинцово-цинковых месторождений, как и субплатформенные, также представлены двумя типами — свинцово-цинковым «скарновым» (регенерированным) трахириолит-трахиандезитовым и карбонатным (приаргунским)

и свинцово-цинковым жильным трахириолит-трахиандезитовым (садонским). Их объединяет приуроченность к орогенным вулканическим и вулканоплутоническим поясам.

Вулканические пояса массивов ранней консолидации в истории становления континентальной земной коры развивались в краевых и внутренних частях палеоконтинентов — молодых платформ, отчленившихся от продолжающих развиваться геосинклинальных поясов и являющихся их рамами, т. е. в зоне сопряжения платформенных и геосинклинальных (особенно вторичногеосинклинальных) структур. Эти зоны сопряжений на отдельных участках могли быть одновременно зонами сопряжений областей разновозрастной складчатости — территорий с режимом орогенных стадий геосинклинального развития и территорий, претерпевающих в то же самое время собственно геосинклинальные стадии развития (например, орогенные пояса каледонид на границе с герцинидами), т. е. в зоне сопряжения орогенных и собственно геосинклинальных структур.

Свинцово-цинковый «скарновый» (регенерированный) трахириолит-трахиандезитовый и карбонатный (приаргунский) тип

Месторождения приаргунского типа приурочены к орогенным, обычно внутренним вулканоплутоническим поясам массивов ранней консолидации. Они размещаются преимущественно в фундаменте массивов. Фундамент сложен существенно карбонатными отложениями углисто-кремнисто-карбонатной формации, которые в металлогенических зонах миргалимсайского типа располагаются в чехле. Современные представления о геологии и рудоносности металлогенических зон приаргунского типа сложились благодаря исследованиям М. Барнса, П. Геммилла, И. Н. Говорова, Л. Д. Зориной, Т. Иванова, Е. А. Радкевич, Б. П. Санина и других геологов.

Металлогенические зоны данного типа в отличие от зон миргалимсайского типа ассоциируют, с одной стороны, с трахилипарит-трахиандезитовой формацией вулканоплутонических поясов (см. табл. 2), а с другой — главная масса месторождений, иногда сопровождаемых известковыми скарнами, сосредоточена в углисто-кремнисто-карбонатном фундаменте массивов. Отсюда следует, что фактором рудоносности для месторождений приаргунского типа служит сочетание двух указанных формаций. Для эталонной Приаргунской зоны имеются сведения о повышенных, по сравнению с кларками, содержаниях свинца и цинка в породах позднеюрской трахириолит-трахиандезитовой формации, высоких дисперсиях концентрации рудных элементов в вулканитах, обогащения их флюидными составляющими, прямой линейной корреляции между свинцом и стронцием в некоторых субвулканических и гипабиссальных образованиях формации. Вместе с тем данные А. И. Тугаринова о сходстве

изотопного состава свинца месторождений Приаргунья со свинцом вмещающих карбонатных пород фундамента Аргунского массива и свинцом полевых шпатов, расчленяющих толщи палеозойских гранитоидов, позволяют предположить, что источником рудного вещества при формировании позднеюрских месторождений мог быть сингенетичный свинец карбонатных толщ, в том числе заключенная в них древняя минерализация миргалимсайского типа.

В пределах фундамента массивов ранней консолидации месторождения тяготеют к приподнятым гранитизированным углисто-кремнисто-карбонатным блокам, насыщенным гиповулканическими — субвулканическими фациями пород трахириолит-трахиандезитовой формации и нередко являющимися отщеплениями, провесами и ксенолитами кровли древних гранитоидов. На контактах доломитовых известняков фундамента и орогенных щелочных гранитов развиваются гранат-пироксеновые скарны с полиметаллическими рудами. На удалении от этих контактов в относительно чистых известняках полиметаллические руды скарнами не сопровождаются. Как в том, так и в другом случае руды сложены сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, пиритом, блеклыми рудами, реже — халькопиритом и пирротинном со средним отношением $Pb : Zn = 1 : 1$. Рудные тела разнообразны по форме и представлены сложными трубами, штоками, линзами, пластообразными залежами и жилами. Размеры рудных тел по простиранию 200—800 м, по падению 100—160 м, по мощности от 0,5 до 70 м.

Месторождения данного типа известны в Приаргунье, Кармазаре, Сихоте-Алине, в США (Пайоч, Парк-Сити и др.), в Мексике (Сан-Франциско-дель Оро), в Югославии (Стари), в Центральном Китае.

Выделяются следующие геологические эквиваленты разномасштабных объектов приаргунского типа.

Металлогенические зоны — внутренние орогенные вулканоплутонические пояса массивов ранней консолидации, развившиеся на углисто-кремнисто-карбонатном фундаменте.

Рудные районы — крупные тектонические блоки фундамента массивов, сложенные породами углисто-кремнисто-карбонатной формации, пронизанные гиповулканическими и субвулканическими трещинными телами лампрофиров, диоритов, сениито-диоритов, щелочных гранитов орогенной трахириолит-трахиандезитовой формации, обрамленные наложенными терригенными (нижний этаж) и вулканогенными впадинами (верхний этаж) чехла.

Рудные поля — приподнятые гранитизированные углисто-кремнисто-карбонатные блоки фундамента массивов, насыщенные гиповулканическими и субвулканическими фациями пород трахириолит-трахиандезитовой формации, нередко являющиеся отщеплениями, провесами и ксенолитами кровли древних грани-

тоидов, пограничные зоны между горстами фундамента и грабенами чехла и орогенные вулканические впадины.

Месторождения — зоны «контактных» и внутренних разрывов в пределах указанных структур на участках их пересечения с трещинными телами пород трахириолит-трахиандезитовой формации.

В пределах эталонной Приаргунской зоны выделяется серия рудных районов. Последние контролируются преимущественно тектоническими блоками фундамента Аргунского массива, пронизанными субвулканическими и гиповулканическими телами пестрого состава и обрамленными мезозойскими впадинами.

В пределах рудных районов группы сближенных полиметаллических месторождений объединяются в рудные поля, которые принадлежат к следующим двум основным типам: 1) располагаются в фундаменте Аргунского массива и приурочены к блокам нижнепалеозойских пород среди каледонских и герцинских гранитоидов; 2) находятся одновременно в фундаменте и нижнем этаже чехла Аргунского массива и тяготеют к тектоническим границам палеозойских горстов и раннемезозойских грабенов. Большинство рудных полей Приаргунья относится к первому типу.

Одним из примеров рудных полей, располагающихся в фундаменте Аргунского массива и приуроченных к блокам нижнепалеозойских пород среди герцинских гранитоидов, является Кадаинское рудное поле. Оно приурочено к крупному блоку нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, находящемуся среди гранитоидов Кадаинского массива (рис. 11).

Большинство полиметаллических месторождений Приаргунья сосредоточено в терригенно-карбонатных толщах нижнего палеозоя (и, возможно, верхнего протерозоя). По данным С. С. Смирнова, здесь сконцентрировано более 80 % запасов свинца и цинка. Современный баланс запасов металлов практически не противоречит указанному, поэтому некоторые геологи относят приаргунские месторождения древних толщ к стратиформному типу. Характерные черты рудных полей Приаргунья не позволяют считать эти месторождения типичными стратиформными. Действительно, ряд рудных объектов располагается одновременно в фундаменте и чехле Аргунского массива. На месторождениях кроме согласных пластообразных залежей широко развиты секущие трубообразные, гнездообразные и жильные тела. Руды содержат элементы-примеси (Sb, In, Sn, Bi), не характерные для стратиформных месторождений (в частности, в них отсутствует германий).

Однако и нестратиформные месторождения в пределах массивов ранней платформенной консолидации (благодаря тому, что благоприятные для рудоотложения фации пород и сопровождающие руды магматические образования занимают определенные стратиграфические интервалы разреза фундамента и чехла массивов) подчиняются стратиграфическому контролю.

На широкий диапазон распределения полиметаллического оруденения в стратиграфическом разрезе верхнего протерозоя — нижнего палеозоя обращали внимание Г. И. Князев, Б. М. Васильев и другие исследователи, выделив при этом от трех до пяти стратиграфических интервалов концентрации оруденения.

Литолого-фациальный контроль размещения полиметаллического оруденения в пределах нижнепалеозойской части разреза, по данным Г. И. Князева и других исследователей, заключается в повышенной рудоносности тех горизонтов карбонатных толщ, где доломиты переслаиваются с доломитовыми известняками и известковистыми доломитами. При этом оруденелые известняки нередко обогащены седиментными пиритом и углеродистым веществом (содержание $S_{орг}$ в них нередко достигает 1,5—2,0 %). Еще А. Г. Бетехтин такую закономерность в локализации оруденения связывал с влиянием на процессы рудоотложения электрических токов, которые вызываются разностью потенциалов, обусловленной наличием углеродистых частиц. Такие породы за пределами минерализованных зон иногда содержат свинец в повышенных концентрациях, превышающих кларковые содержания (по данным Г. И. Князева до 0,01 %).

Литологический контроль оруденения в пределах фундамента Аргунского массива проявлен довольно четко: распространение рудных объектов, как правило, ограничено контурами блоков терригенно-карбонатных пород, нередко представленных отщеплениями, провесами и ксенолитами кровли гранитоидов. Известняки и доломиты рудовмещающих горизонтов имеют повышенную пористость, величину и продолжительность свободного водонасыщения, пониженную упругость и прочность по



Рис. 11. Схема геологического строения Кадаинского рудного поля:

1 — песчаники и конгломераты нижнего мела; 2—4 — карбонатные породы нерчинско-заводской свиты; 2 — доломиты верхней пачки, 3 — известняки средней пачки, 4 — доломиты нижней пачки; 5 — сланцы алтачинской свиты; 6—8 — верхнеюрские интрузивные образования: 6 — гранит-порфиры, 7 — лампрофиры, 8 — диориты; 9 — 11 — среднепалеозойские гранитоиды: 9 — порфировидные гранодиориты, 10 — граниты, 11 — равномерно-зернистые гранодиориты; 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы; 14 — месторождения и рудопроявления свинца и цинка

сравнению с другими осадочными породами и гранитоидами.

В связи со сквозной локализацией свинцово-цинковых месторождений в фундаменте и чехле Аргунского массива формационный контроль в размещении оруденения проявлен здесь менее четко по сравнению со стратиграфическим и литолого-фациальным контролем. Общей закономерностью служит тесная ассоциация месторождений со штокообразными и дайкообразными телами магматических пород среднего и кислого состава. Среди пород преобладают диориты, диоритовые порфиры, сиенито-диориты, лампрофиры, гранит-порфиры и граниты, выделяемые многими авторами в комплексы малых интрузий. Магматические факторы локализации приаргунских месторождений наиболее детально рассмотрены Б. П. Саниным и Л. Д. Зориной, которые в соответствии с систематикой магматических формаций Ю. А. Кузнецова, отнесли указанные породы к габбро-монцонито-сиенитовой и габбро-диорито-гранодиоритовой формациям. Однако отметим, что Ю. А. Кузнецов, подчеркнувший геологическую и петрохимическую общность малых интрузивов и верхнеюрских эффузивов, впервые рассмотрел их в составе лишь одной формации, а именно — габбро-монцонито-сиенитовой.

В приведенной характеристике вулканоплутонических комплексов Приаргунья обращают на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, в ней содержатся дополнительные сведения о комагматичности покровных и субвулканических фаций верхнеюрских пород, в частности, принадлежность их к щелочной серии с отклонением в сторону известково-щелочной, параллелизм вариаций химических составов, идентичность отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, обогащенность летучими, а также Li, Rb, Be, Mo, Pl и нередко обедненность Zn, близость абсолютного возраста. Во-вторых, в ней довольно четко показаны многочисленные черты сходства геологической позиции, петрографических, петрохимических и геохимических особенностей пород различных вулканоплутонических комплексов, особенно фемической группы. К ним, например, относятся калиевая специализация щелочей, первичная обогащенность расплавов водой, а также F, Rb, Ba, Sr, Sn, Pb и другими элементами гранитоидного профиля. Гранитный тип распределения редких элементов в породах не соответствует предположениям о принадлежности верхнеюрских эффузивов и малых интрузивов Приаргунья к производным щелочной оливин-базальтовой магмы, образовавшейся за счет дифференциального плавления вещества мантии на глубинах более 200 км. Очевидно, в формировании этих существенно калиевых пород роль корового материала была значительной.

Нами был выполнен дополнительный анализ петрохимических особенностей верхнеюрских эффузивов и комагматичных с ними дайковых и штокообразных тел лампрофиров и гранитов (табл. 5).

Средний химический состав пород позднеюрской трахириолит-трахиандезитовой формации Приаргунской зоны
По данным Е. И. Филатова, В. В. Павловой,
Б. П. Санина, Л. Д. Зориной

Компоненты	Трахиандезитовая субформация		Трахириолитовая субформация	
	1	2	3	4
SiO ₂	48,85	54,20	74,04	70,47
TiO ₂	1,44	1,16	0,11	1,03
Al ₂ O ₃	15,52	15,06	11,02	13,62
Fe ₂ O ₃	2,97	3,59	0,59	1,53
FeO	5,53	3,94	1,25	1,31
MnO	0,11	1,02	0,02	0,07
MgO	7,57	3,88	0,31	1,20
CaO	8,25	5,69	0,61	1,40
Na ₂ O	2,66	3,42	3,55	3,12
K ₂ O	2,96	2,45	4,91	4,62
Количество анализов	14	7	6	3

Примечание. Фаши: 1 — субвулканическая и гиповулканическая — лампрофиры, 2 — покровная — трахиандезиты, 3 — субвулканическая и гиповулканическая — граниты, 4 — покровная — трахириолиты.

Фемическая группа верхнеюрских пород, представленная преимущественно лампрофирами диоритового ряда и трахиандезитами, резко отличается от раннегеосинклинальных андезитобазальтов Рудного Алтая повышенной щелочностью, обусловленной высоким содержанием K₂O, и приближается к субплатформенным вулканитам Атасуйской зоны.

По сравнению с позднегеосинклинальными андезитодацитами Рудного Алтая и Юго-Западного Гиссара она обогащена фемическими составляющими (магнием, титаном, кальцием), по сумме щелочей отличается от них уже в меньшей степени, особенно при сопоставлении с существенно калиевыми андезитодацитами Юго-Западного Гиссара. Как в лампрофирах (спессартитах), так и в трахиандезитах проявляется пантеллеритовая тенденция в развитии щелочности. Наибольшая изменчивость в распределении породообразующих оксидов характерна для глинозема и MgO и интенсивнее выражена в лампрофирах.

Субвулканические граниты и покровные трахириолиты сиалической группы отличаются от однотипных вторичногеосинклинальных образований повышенной щелочностью, обусловленной высоким содержанием K₂O, постоянным преобладанием в составе щелочей K₂O над Na₂O и пониженной глиноземистостью. С породами фемической группы их сближают намечающаяся пантеллеритовая тенденция в развитии щелочности и принадлежность к натро-калиевой серии, при менее значительной дис-

персии содержаний порообразующих оксидов, особенно глинозема, FeO и MgO .

Основываясь на изложенных принципах формационного анализа пород и руд, проведем некоторую генерализацию выделяемых для Приаргунской зоны рудоносных формаций и объединим покровные фации (верхнеюрские трахиандезиты, трахириолиты, реже — трахибазальты), участвующие в построении Аргунского массива и субвулканические фации (лампрофиры, диориты, граниты), развитые как в фундаменте, так и в чехле массива, в единую орогенную трахириолит-трахиандезитовую формацию.

Фемическая и сиалическая группы пород, занимающие в пределах этой формации однотипные геологические позиции и тесно связанные друг с другом в пространстве и во времени, а также иногда характеризующиеся одинаковыми изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, могут выступать как субформации — трахиандезитовая и трахириолитовая — и в свою очередь подразделяться на указанные фации (см. табл. 5).

Выделенные Б. П. Саниным и Л. Д. Зориной [24] шесть рудных формаций в пределах единой свинцово-цинковой (не-стратиформной) формации могут быть опущены в ранг субформаций. Главными из этих субформаций, очевидно, являются собственно свинцово-цинковая и свинцово-цинково-скарновая, ассоциирующие соответственно с трахиандезитовой и, вероятно, с трахириолитовой субформациями, в рудных полях, находящихся как в фундаменте, так и в чехле эпигерцинского массива. Рудные тела нередко ассоциируют с субвулканическими дайками лампрофинов. Дайки иногда совпадают в пространстве с рудными жилами, используют одни и те же системы трещин. В отдельных участках рудовмещающих блоков карбонатных пород трубообразные тела свинцово-цинковых руд или рудные столбы внутри них как бы экранируются дорудными лампрофирами. Рудные тела часто располагаются в зальбандах дорудных даек. На некоторых месторождениях кроме дорудных гидротермально измененных и минерализованных лампрофинов известны и послерудные. Такие породы были изучены авторами совместно с Н. Г. Кудрявцевой и Г. А. Антипьевым на Кадаинском месторождении. Они выделяются в контурах Осиновского рудного штока в виде мелких тел и инъекций неправильной формы и по составу отвечают переходным разностям от спессаритов к керсантитам. Послерудный возраст этих лампрофинов доказывается: 1) наличием рудных брекчий с лампрофировым цементом; 2) образованием вокруг рудных агрегатов лампрофировых каемок, секущих полосчатость в руде; 3) развитием зон закалок в лампрофирах на контакте с рудными обломками.

Проблема источников рудного вещества при формировании месторождений Приаргунской зоны не может быть решена однозначно. С одной стороны, имеются сведения: о повышенных по сравнению с кларками содержаниях свинца и частично

цинка в породах верхнеюрской трахириолит-трахиандезитовой формации; высоких дисперсиях концентрации рудных элементов в вулканитах; обогащении их флюидными составляющими; прямой линейной корреляции между свинцом и стронцием в некоторых субвулканических и гипабиссальных образованиях, свидетельствующей о сходстве геологической истории миграции элементов на магматическом этапе становления малых интрузий. С другой стороны, данные А. И. Тугаринова о сходстве изотопного состава свинца месторождений Приаргунья со свинцом вмещающих карбонатных пород древнего фундамента Аргунского массива и полевых шпатов, расчленяющих толщи палеозойских гранитоидов, позволяют предположить, что источником рудного вещества при формировании позднеюрских нестратиформных месторождений свинцово-цинковых руд могут быть сингенетичный свинец карбонатных толщ, в том числе заключенная в них древняя минерализация стратиформного типа. Позднеюрский возраст свинцово-цинковых месторождений у исследователей района не вызывает сомнений, поскольку абсолютный возраст рудосопровождающих и частично рудовмещающих вулканогенных и более глубинных пород трахириолит-трахиандезитовой формации колеблется от 130 до 180 млн. лет, а рудная галка, по данным Ю. П. Писцова и других геологов, встречается в базальных конгломератах нижнего мела.

Свинцово-цинковый жильный трахириолит-трахиандезитовый (садонский) тип

Месторождения садонского типа ассоциируют с трахириолит-трахиандезитовой формацией вулканических поясов. Образованные ими металлогенические зоны занимают аналогичную зонам приаргунского типа тектоническую позицию, а скарновые и жильные месторождения в ряде областей (Карамазар, Сихоте-Алинь в СССР, Пайоч, Парк-Сити в США) пространственно совмещены.

Значительный вклад в изучение металлогенических зон садонского типа внесли исследования Д. Димитрова, Р. Димитрова, Г. А. Кобилева, Е. М. Некрасова и других геологов.

Руды садонского типа локализуются в хрупких породах, где широко развиты трещины скола и отрыва. В формировании рудных тел, обычно представляющих собой кварцевые, кварц-карбонатные, кварцево-баритовые и кварцево-флюоритовые жилы с сульфидами, главную роль играют процессы выполнения свободных полостей. Кроме рудных тел на месторождениях отмечаются линейные, реже — изометричные штокверки. Оруденение распределено неравномерно, часто в виде рудных столбов и гнезд. Преобладающие минеральные типы руд — пирротин-галенит-сфалеритовый и галенит-сфалерит-баритовый. На месторождениях отмечается вертикальная зональность, обуслов-

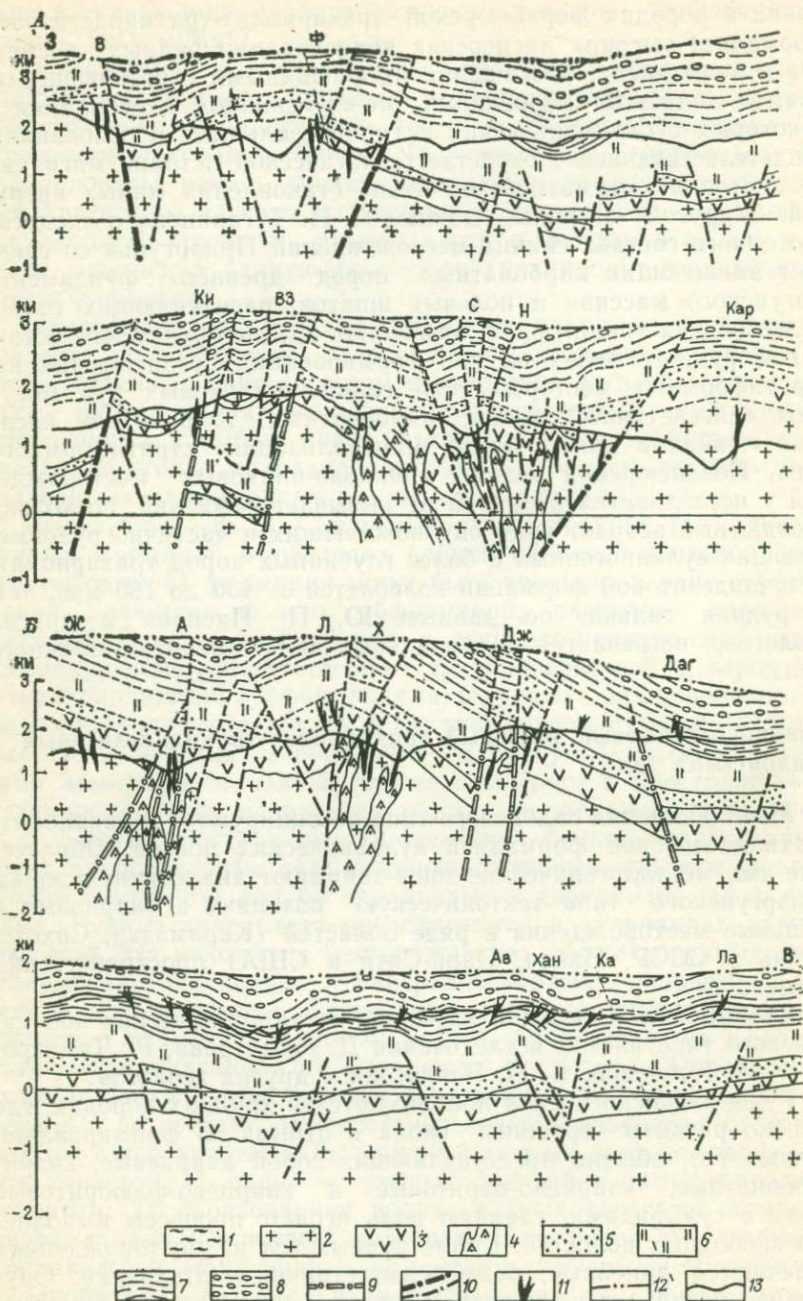


Рис. 12. Продольный профиль вдоль Садонского рудного пояса с восстановленной древней доминерализованной поверхностью и положением месторождений в период оруденения. По Е. М. Некрасову:

ленная преобладанием в верхних частях рудных тел жильных минералов — барита, кальцита, флюорита и кварца, сменяющихся в более глубоких горизонтах свинцово-цинковыми рудами. Размеры рудных тел по простиранию составляют от 20 до 800 м, по падению от 50 до 500 м, по мощности от десятков сантиметров до 10 м.

Садонское рудное поле служит эталонным объектом одноименной металлогенической зоны, располагается в пределах поперечного поднятия в ядерной части Садоно-Унальской горстантиклинали и объединяет три месторождения — Садонское, Бачитское и Нокгауское. Поднятие представляет собой ограниченный разрывами и приподнятый на 1 км тектонический блок, сложенный преимущественно палеозойскими гранитами, обрамляющими их нижнеюрскими вулканитами и песчано-сланцевыми породами. Садонское месторождение расположено в зоне одноименного разлома северо-восточного простирания, прослеженного на 4 км, а по падению — на 180 м и ограничивающего тектонический блок с запада. Слагающая свод приразломной брахиантиклинали тектоническая пластина деформированных пород, заключенная между двумя трещинными швами, клинообразно расширяется вверх по восстанию и простиранию разлома и содержит рудные тела (рис. 12).

В гранитах развиты выдержанные жилы плитообразной формы галенит-сфалерит-кварцевого состава мощностью от сантиметров до 20 м (на верхних горизонтах). В юрских конгломератах жилы сменяются зонами прожилкового оруденения мощностью до 18 м, а в эффузивах — прожилками, выклинивающимися вверх по восстанию. Рудные тела локализуются в двух системах сколов северо-северо-восточного и востоко-северо-восточного простирания, оперяющих трещинные швы Садонского разлома, а также вдоль перегибов его западного трещинного шва. При этом разрывы поперечных направлений выступают в роли дорудных смесителей и оказывают незначительное влияние на размещение оруденения. На месторождении отмечается вертикальная рудная зональность, обусловленная преобладанием существенно галенитовых руд на верхних горизонтах и существенно сфалеритовых — на нижних.

Данный объект относится к структурному типу жильных месторождений, приуроченных к зонам единичных рудоносных разломов [11]. Единичные непротяженные разрывы малой

А — западная и центральная части пояса, Б — Архон-Холстинский узел и восточная часть пояса; 1 — кристаллические сланцы; 2 — граниты; 3 — покровные андезит-дацитовые порфириты и их пирокласты; 4 — субвулканические тела тех же пород; 5 — песчаники, 6 — алевриты и аргиллиты (J_1t_{1-2}); 7 — алевриты с прослоями песчаников ($J_{1г3}-al_1$); 8 — аргиллиты и сланцевые глины (J_2); 9 — рудоконтролирующие разломы; 10 — дорудные разломы с крупными и небольшими амплитудами перемещений 11 — рудные жилы и зоны; 12 — древняя поверхность, существовавшая в период оруденения; 13 — современная поверхность; месторождения и крупные рудопроявления: В — Вакацкое, Ф — Фаснальское, Ки — Кионское, ВЗ — Верхне-Згидское, С — Садонское, Н — Нокгауское, Кар — Каринское, Ж — Желтое, А — Архинское, Л — Левобережное, Х — Холстинское, Дж — Джимидонское, Даг — Дагомское, Ав — Авсандурское, Хан — Ханикомское, Ка — Какадурское, Ла — Ламардонское

мощности, располагающиеся в центральной части Садонского тектонического блока, выполняются жильными телами Бачитского и Нокгауского месторождений.

На всех рудных полях процесс минерализации начался с возникновения пирит-кварцевых, пирит-пирротин-кварцевых и пирит-арсенопирит-кварцевых жил; средние стадии представлены кварц-галенит-сфалеритовой и кальцит-кварц-галенит-сфалеритовой ассоциациями, а поздние — кварц-кальцитовыми и кварц-кальцит-баритовыми прожилками. Жилы ассоциируют с ранне-среднеюрскими субвулканическими телами и дайками риолитов и андезитодацитов. В фундаменте массива они формировались на глубине 1,5—2,5 км, а в чехле — 0,3—1,3 км от древней предкелловейской поверхности. Результаты изучения изотопного состава свинца из руд и вмещающих пород свидетельствуют о едином источнике свинца для всех месторождений — палеозойские граниты. Эти результаты подтверждают предкелловейский возраст жильного свинцово-цинкового оруденения [11]. Вне зависимости от возможных источников рудного вещества оруденение, очевидно, связано с процессами сопряженной активизации консолидированного массива, являвшегося рамой для киммерийских геосинклинальных прогибов.

Таким образом, размещение жильных месторождений Садонской зоны контролируется прежде всего структурными и литологическими факторами. К структурным факторам относятся: а) системы разрывов вместе с оперяющими их сколами, сочленяющиеся с протяженными разломами древнего заложения в краевых частях приподнятых блоков фундамента — поперечных и продольных горст-брахиантиклиналей в своде региональной горст-антиклинали, причем рудовмещающие блоки отличаются небольшим эрозионным срезом кровли гранитов или проявлением над ними сравнительно маломощной покровышки нижнеюрских — плинсбахских вулканитов; б) крупные разрывы в осевых частях грабен-синклиналей и зонах изоклинальной складчатости, а также в местах замыкания дополнительных складок.

Литологический контроль заключается в наиболее интенсивном развитии оруденения в хрупких гранитах фундамента, а также в сравнительно хрупких доюрских песчаниках и песчаниково-алевролитовых отложениях верхнего тоара — нижнего аалена под экранирующими толщами пород, отличающихся литологическим составом и пластическими свойствами, — аргиллитами и алевролитами.

Формационный контроль, как и в других зонах развития жильных свинцово-цинковых месторождений, нечеткий. Однако устанавливается пространственная ассоциация рудных жил и линейных рудных штокверков с участками концентрации даек и штоков субвулканических трахириолитов и андезитодацитов нижнеюрско-плинсбахской орогенной трахириолит-трахиандезитовой формации.

**ФОРМАЦИОННЫЕ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ
ЗОЛОТОРУДНЫХ, ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ
И СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ****ФОРМАЦИОННАЯ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННАЯ СИСТЕМАТИКА**

Золото — один из малораспространенных металлов в земной коре, его кларк составляет 1×10^{-7} %. При этом кларки золота и серебра в породах основного и кислого состава близки, поэтому их концентрации устанавливаются в различных геологических обстановках, в ассоциации с различными рудными элементами. Благородные металлы являются важной примесью во многих месторождениях, существенно влияя на качество руд. Вместе с тем, как показывает статистика, для месторождений золота наиболее характерна связь с породами андезит-диоритового ряда, в то время как серебро наиболее часто связано с породами риолит-гранитового ряда. Золото тесно ассоциирует с такими элементами, как медь, железо, барий, молибден, вольфрам, тогда как для серебра наиболее типичны ассоциации со свинцом и оловом, реже кобальтом. Золото-серебряные отношения отражают металлогенические и геохимические особенности данного участка земной коры, формируя зональность разных порядков.

В истории Земли установлена смена золоторудных и серебряных объектов, ассоциирующих с базальтоидными продуктами магматизма, в которых золото и серебро обычно не образуют тесных ассоциаций между собой (докембрий), более молодыми месторождениями, связанными с более кислым магматизмом, в котором между золотом и серебром устанавливаются более тесные связи (фанерозой). Происходит также возрастание роли приповерхностных месторождений по мере эволюции земной коры. Вулканогенные приповерхностные золото-серебряные месторождения проявлены лишь в позднем палеозое — мезокайнозое.

Вопрос о геолого-промышленной и формационной типизации золоторудных объектов является одним из наиболее дискуссионных, а типизация серебряных месторождений вне связи с золоторудными до последних лет вообще не рассматривалась.

В. М. Крейтер, рассматривая геолого-промышленную типизацию золоторудных месторождений, отмечал многообразие их типов при ведущей роли лишь нескольких из них, отвечающих требованиям, предъявляемым к геолого-промышленным типам. Им выделены золотоносные конгломераты, кварцево-жильные и штокверковые месторождения (вне зависимости от состава вмещающих пород), золото-порфиновые месторождения (в том числе медно-порфиновые с повышенной золотоносностью), золото-серебряные месторождения в вулканитах.

Большой вклад в понимание места золотого оруденения в истории формирования подвижных поясов был внесен Ю. А. Библиным. И. Г. Магокьяном эндогенные золотые месторождения разбиты на три группы с учетом глубин становления магматических пород и условиями локализации рудных тел: глубинные, связанные с полнокристаллическими породами; среднеглубинные, связанные с порфирированными интрузиями, и малоглубинные, связанные с вулканогенными породами. В дальнейших исследованиях главное внимание уделялось изучению минеральных и геохимических типов месторождений, наиболее полно охарактеризованных Н. В. Петровской. При этом минералого-геохимические типы золоторудных месторождений рассматривались в качестве рудных формаций. При типизации месторождений в связи с выделением геолого-промышленных типов большое внимание уделялось морфоструктурным особенностям рудных тел. Эти особенности отражены во всех действующих инструкциях ГКЗ применительно к подсчету запасов и прогнозированию рудных месторождений. При этом второстепенное значение придавалось анализу геологических обстановок нахождения месторождений разных типов. В связи с повторяемостью минеральных ассоциаций в разных типах месторождений иногда делается необоснованный вывод о конвергентности рудных формаций, что наиболее ярко выражено в книге под редакцией Д. В. Рундквиста [21].

В связи с привлечением внимания к золоторудным месторождениям, залегающим в углеродсодержащих терригенных и терригенно-карбонатных толщах, вопросы о формационной типизации золоторудных месторождений стали наиболее острыми. Для них была установлена приуроченность оруденения к определенным литостратиграфическим уровням, в которых закономерно сочетаются различные минеральные и морфоструктурные типы золоторудных тел.

Вопросы формационной типизации золоторудных объектов с учетом этих данных отражены в ряде последних работ, из которых наиболее полной является типизация, разработанная коллективом ЦНИГРИ при участии М. Б. Бородаевской, Д. И. Горжевского, А. И. Кривцова, В. А. Нарсеева, Н. А. Фогельман и др.

Лишь в последние годы формационная типизация серебряных месторождений привлекла внимание геологов [7]. При этом наиболее обоснованно проведена типизация месторождений, включающих серебро в виде попутного компонента, в то время как вопросы выделения и типизации собственно серебряных месторождений и критериев отличия их от месторождений иных формационных типов нуждаются в уточнении.

Уточняя типизацию рудных и рудоносных геологических формаций, авторы особое внимание уделили конкретизации геолого-структурной обстановки нахождения месторождений, а также вопросу об объемах рудных и геологических рудоносных

формаций. При этом использован литературный материал по отдельным типам золоторудных месторождений, а также результаты наблюдений в геосинклинальных и орогенно-активизационных зонах разного возраста.

В древних, протогеосинклинальных и протоплатформенных структурах, судя по зарубежным данным, крупные месторождения золота связаны с кварцевыми жилами, залежами кварцитов и зонами окварцевания в зеленокаменных поясах, сложенных базальтоидными вулканитами в ассоциации с терригенными и кремнистыми накоплениями, с золотоносными конгломератами впадин протоплатформ. В протоплатформенных структурах в ассоциации с габброидами формируются кобальт-серебряные месторождения. Данные месторождения, не повторяющиеся в соизмеримых масштабах в более молодые эпохи, могут рассматриваться в качестве самостоятельных геолого-промышленных и формационных типов месторождений.

Среди месторождений позднего докембрия — фанерозоя основной объем золотых месторождений и частично серебряных связан с геосинклинальными структурами, однако становление месторождений и вмещающих их пород протекало не в ранние, а в поздние и орогенные стадии геосинклинального процесса. Формирование месторождений золота связано с более ранними малоглубинными (порфировыми) интрузиями, а также с полнокристаллическими интрузиями диорит-плагиогранитного ряда более поздних стадий развития эвгеосинклинальных (островодужных) поясов.

Разнообразный по минералогическому составу спектр золоторудных, золото-серебряных и серебряных месторождений связан с углеродсодержащими карбонатно-терригенными породами, накопление которых протекало в обстановке преддуговых и тыльных прогибов окраинных морей.

Разнообразны по составу месторождения золотых, золото-серебряных и серебряных руд, становление которых протекало в орогенно-активизационных условиях краевых и внутренних вулканогенных поясов, где они связаны с вулканогенными формациями и порфировыми интрузивными массивами как в пределах самих поясов, так и в прилегающих к ним зонах активизированного фундамента (см. табл. 1).

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (РИФТОВЫЕ, ОСТРОВОДУЖНЫЕ И ОКРАИННО-МОРСКИЕ) ТИПЫ

В раннем докембрии золоторудные объекты связаны с зеленокаменными поясами.

В позднем докембрии — фанерозое с геосинклинальными условиями связано становление большинства месторождений благородных металлов. Раннегеосинклинальные золоторудные месторождения, в отличие от протогеосинклинальных структур, нехарактерны. Главные массы благородных металлов в этот

период присутствуют в виде примесей в колчеданных месторождениях. В качестве особого формационного типа могут быть выделены золото-колчеданные месторождения, в которых золото — главный полезный компонент. Такие месторождения чаще всего связаны с системой вторичных островных дуг, ассоциируют с базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией (тип ку-роко).

Позднегеосинклинальные месторождения золота представлены золото-порфировыми месторождениями островных дуг. В раннеорогенные стадии развития зрелых островных дуг протекает становление кварц-золото-полисульфидных месторождений, связанных с полнокристаллическими интрузиями диорит-плагиогранитной формации. Кроме того, в структурах островных дуг с позднегеосинклинальными и частично орогенными стадиями связано становление золото-сульфидных и золото-кварц-сульфидных месторождений в углеродсодержащих терригенных и терригенно-карбонатных формациях междуговых и межгорных прогибов. Однако главные объемы накопления данной формации, как и связанного с ней оруденения, протекали в структурах окраинных морей, в преддуговых и тыльных прогибах.

Золото-сульфидно-кварцевый риолит-базальтовый кремнисто-терригенный тип зеленокаменных поясов

В ряде капиталистических и развивающихся стран (Канада, Индия, африканские страны) золоторудные месторождения зеленокаменных поясов представлены крупными объектами. Информация по данным месторождениям весьма ограничена. Общими чертами всех этих месторождений, относимых к золото-сульфидно-кварцевой формации, является связь с метаморфизованными на уровне амфиболитовой фации породами риолит-базальтовой кремнисто-терригенной формации арха — нижнего протерозоя, занимающей среднюю часть разреза зеленокаменных поясов. В данной формации можно выделить две субформации, отвечающие поясам разного типа.

Наиболее распространена (Африка, Индия, частично Канада) — базальт-андезитобазальтово-кремнисто-терригенная субформация, среди пород которой выделяются пара- и ортоамфиболиты, соответствующие как осадочным, так и вулканогенным породам. Вулканыты представлены базальтами и андезитобазальтами натровой серии. Нередко с ними ассоциируют кремнистые осадки (кварциты, железорудные кварциты, яшмы). Колчеданные месторождения, как правило, формируются раньше, а основная масса железорудных месторождений — позже пород, вмещающих золоторудные объекты.

Вторая субформация отличается от первой наличием риодацитов, в меньшей степени андезитов. Пояса, вмещающие кислые вулканыты, формируются не внутри кратонов, а в их обрамлении, имеют большие размеры [23]. Формирование вулка-

нитов и ассоциирующих с ними осадков протекало в островных условиях (пояс Абитиби и др.). Золоторудные месторождения тесно ассоциируют с куполами риолитов-дацитов натриевой серии, располагаясь на их флангах, часто связаны с кремнистыми осадками. Становление пород, вмещающих золоторудные месторождения, протекало позже колчеданных залежей.

Общей чертой всех золоторудных месторождений рассматриваемой формации является стратификация их в разрезе, которая выражается в четком контроле оруденения определенными литолого-фаціальными и стратиграфическими уровнями. При этом формы проявления формационно-фаціального контроля разные. Могут быть условно выделены три типа.

1. Оруденение приурочено к определенной фации вмещающих пород, образуя стратиформные залежи.

Особенно ярко это проявлено при приуроченности оруденения к кремнистым фациям. Рудные тела при этом часто не сопровождаются гидротермальными изменениями вмещающих пород.

2. Рудные тела сложены жилами, часто имеющими крупные размеры, и сопровождающимися изменениями вмещающих пород, выраженными привнесом щелочей, углекислоты, а также теллура, серы, иногда мышьяка. Жилы контролируются межпластовыми срывами, согласными с напластованием вмещающих пород (Коллар, Индия).

3. Рудные тела представлены секущими жилами, не выходящими за пределы определенной пачки пород как по восстанью, так и по падению, являясь бескорневыми залежами. Часто эти жилы не сопровождаются гидротермальными изменениями вмещающих пород. В отдельных районах (Абитиби) устанавливается сочетание всех рассмотренных типов. Для всех рудных районов [4, 23] типичны повышенные содержания золота во вмещающих породах рудоносной формации, при этом становление рудных тел могло протекать как одновременно с формированием вмещающих пород, так и позже, в процессе их метаморфизма. Характерен определенный возрастной интервал формирования пород (3000—2500 млн. лет), вмещающих рудные залежи. Следует отметить, что золотом обогащены также железорудные и колчеданные залежи зеленокаменных поясов.

Золото-порфиновый габбро-диорит-плагногранитовый тип островных дуг

В первичных островных дугах золото-порфиновые месторождения часто рассматриваются как разновидность медно-порфировых из-за повышенных содержаний меди. В отличие от типично медно-порфировых объектов золото-порфиновые месторождения приурочены не к барьерным зонам островных дуг, а к рифтовым или внутренним зонам, в которых известны колчеданные месторождения.

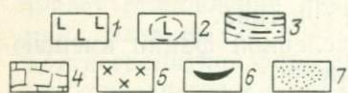
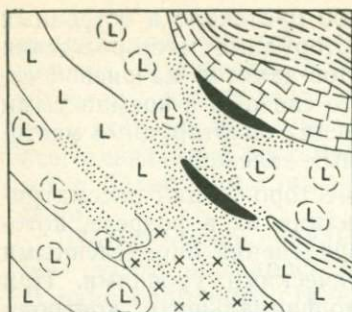


Рис. 13. Золото-порфировая диорит-гранодиоритовая формация островных дуг. Наложение золото-порфирового оруденения на колчеданные руды. Составили С. Т. Агеева, Е. П. Ширай с учетом данных Е. И. Костерова и И. В. Ганкевича:

1—2 — толеитовые базальты базальтовой дацитсодержащей формации; 1 — массивные, 2 — подушечные; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — рифогенные известняки; 5 — кварцевые диориты, гранодиориты; 6 — массивные колчеданные руды; 7 — площади развития прожилково-вкрапленной золото-халькопирит-арсенопиритовой минерализации

ды экзоконтакта на несколько сотен метров в виде прожилковых зон. В последнем случае устанавливается обогащение металлом отдельных литологических разностей вмещающих пород на одном или нескольких рудоносных уровнях. Иногда наблюдается наложение золотой минерализации на сформированные ранее колчеданные руды (рис. 13).

Во вторичных островных дугах золото-порфировые месторождения проявлены как в пределах широких эвгеосинклинальных зон, так и среди узких зон, пересекающих срединные массивы. Они связаны с малокалиевыми интрузиями диоритового ряда, принадлежащими к завершающим геосинклинальный вулканизм малокалиевым габбро-диорит-гранодиоритовым формациям, тяготея к областям развития андезитобазальтового и андезитового вулканизма. Среди месторождений могут быть выделены два минеральных типа — золото-полиметаллический, где сульфиды в пределах интрузивного рудоносного массива представлены преимущественно сфалеритом и галенитом, и золото-медный, включающий пирит и халькопирит. Данные месторождения в отличие от первичных островных дуг тяготеют к барьерным зонам вторичных эвгеосинклиналей. Рудные рай-

Рудными районами в пределах внутренних зон островных дуг или рифтогенных структур, заключенных среди срединных массивов, являются участки продуктивных зон с проявлением магматизма габбро-диорит-плаггиогранитной формации, завершающей раннегеосинклинальный вулканизм. Рудные районы различаются по минеральным типам заключенных в них месторождений, среди которых выделяется два главных типа — золото-теллурический и золото-мышьяковый. Оба типа содержат повышенные количества сульфидов, среди которых преобладают пирит и халькопирит.

Месторождения связаны со штоками плаггиодиорит- и плаггиогранит-порфиров. Морфология рудных тел, как во всех месторождениях, связанных с порфировыми интрузиями, конформна по отношению к ним. Основная форма проявления оруденения — штокверковые, вкрапленно-прожилковые тела и зоны. Месторождения или залегают целиком в пределах рудоносной интрузии, или распространяются в поро-

оны выделяются как ареалы развития интрузивных пород продуктивной формации. Рудоносные фации представлены или небольшими штоками, часто прослеживающимися в виде цепочки интрузивных массивов, или штоками и трубками взрыва в пределах более крупных интрузивных массивов, обладающих часто зональным строением. В этом случае продуктивные интрузии представляют собой дополнительную фазу внедрения, что свойственно всем рудоносным порфировым системам. Оруденение сосредоточено как в виде прожилково-вкрапленных масс неправильной формы, так и в виде непротяженных жильных тел, окруженных ореолом прожилково-вкрапленной минерализации.

Почти все известные проявления порфировых руд ранее изучались как медные или полиметаллические, при этом низкие содержания и относительно небольшие запасы меди, свинца, цинка, без учета благородных металлов, могут привести к неправильной оценке значимости объектов, отличающихся от традиционных типов месторождений благородных металлов.

По данным Ю. М. Щепотьева, среди современных островных дуг золотое оруденение, связанное с порфировыми интрузиями включает значительные запасы металла. Наряду с собственно золотыми объектами известны и месторождения со значительными содержаниями серебра, благодаря чему они могут классифицироваться как золото-серебряные, но отличающиеся как по времени становления (более ранние) и условиям локализации, так и по морфологическим особенностям (преобладание штокверков) и большими размерами от типичных золото-серебряных месторождений, связанных с вулканогенными формациями.

ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ И ОРОГЕННЫЕ (ОСТРОВОДУЖНЫЕ, ОКРАИННО-МОРСКИЕ И ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ТИПЫ

Золото-кварц-полисульфидный диорит-плагиигранитовый тип

Рассматриваемая рудная формация представлена двумя минералого-геохимическими типами (субформациями) — золото-кварц-мышьяково-полисульфидной и золото-кварц-полисульфидной. Первая отличается меньшим размером рудоносных интрузивных массивов, преобладанием штокверкового оруденения.

Раннеорогенные месторождения первичных и вторичных островных дуг этой формации охарактеризованы в работах Н. И. Бородаевского, М. Б. Бородаевской, Г. М. Левитана и др. Рудоносные интрузии диорит-плагиигранитной формации завершают вулканизм геосинклинального этапа и предшествуют становлению гранодиоритовых батолитов. Продуктивные массивы имеют диаметр от первых километров до первых десятков километров, сложены гранитоидами натриевого или малокалиевого ряда (диорит-плагиигранитная формация), частично палингенные.

Металлогенической зоной является зона разломов вдоль границ срединных массивов и расчленяющих их протяженных эвгеосинклинальных зон с базальтоидным вулканизмом. Рудные районы не имеют четких геологических границ, отдельные продуктивные интрузии и их дайковый комплекс слагают рудные поля.

Месторождения локализованы преимущественно в пределах интрузивных массивов и представлены кварцевыми жилами, протяженными по простиранию и на глубину, пространственно тесно ассоциирующими с дайками, пересекающими интрузивные породы массива. Иногда рудными телами являются сами дайки, содержащие штокверк рудных прожилков («лестничных жил»). Среди даек выделяются группы, одни из которых (дорудные) по составу не отличимы от пород интрузивного массива, другие — (внутрирудные и пострудные) представлены лампрофитами (дайки второго этапа по В. С. Коптеву-Дворникову). Состав жил характеризуется как полисульфидный, включая сульфиды висмута, меди, свинца, мышьяка, а также шеелит. Среди месторождений, даже в пределах одной зоны, по минеральным типам выделяются как мышьяковые, так и безмышьяковые различия. Сходство месторождений, связанных как с первичными, так и со вторичными островными дугами, позволяет сделать вывод, что в орогенный этап развития этих структур разница между ними нивелируется. Отметим, что с собственно орогенным этапом развития первичных и вторичных островных дуг связан большой спектр проявлений золото-кварцевых, золото-скарновых и других типов, однако практическая значимость этих объектов невелика.

Золото-сульфидный углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный тип

Окраинно-морские (позднегеосинклинальные и раннеорогенные) месторождения золота и серебра связаны с терригенными геосинклиналями, областями развития флишоидной углеродсодержащей вулканогенно(карбонатно)-терригенной формации. Обстановки формирования рудовмещающих формаций терригенных геосинклиналей, несмотря на большой объем публикаций, посвященных этой проблеме, изучены недостаточно. Анализ литературного материала по этой проблеме, изучение типовых рудных районов и палеореконструкции, построенные на период формирования рудоносных формаций, свидетельствуют, что металлогенические зоны как ареалы распространения продуктивной формации представляли собой преддуговые прогибы окраинных морей или впадины окраинных и внутренних морей, унаследовавших зоны спрединга, отделявшие микроконтиненты от древних платформ. Частично они охватывали и краевые континентальные склоны окраинных морей, где наряду с терригенными углеродсодержащими осадками участвуют и карбонатные фации.

Металлогенические зоны представляют собой протяженные на сотни километров палеодепрессии морского дна, мощность терригенных накоплений в их пределах достигает 6—12 км и более. По прямым наблюдениям или по геофизическим данным в основании этих терригенных комплексов часто устанавливается присутствие базальтоидов, позволяющих предполагать наличие коры на период заложения этих прогибов, близкой к коре океанического типа.

В ряде случаев характер подстилающих образований остается дискуссионным. Отложения, перекрывающие продуктивные формации, обычно включают лавы и туфы известково-щелочных андезитовых вулканитов, которые также фациально сменяют продуктивные формации по простиранию и частично присутствуют в их составе. Среди формаций, перекрывающих рудоносные отложения, широко развиты шельфовые карбонатные и молассовые отложения, в том числе отложения нижних угленосных моласс. В провинции может присутствовать ряд продуктивных металлогенических зон с рудоносными отложениями разного возраста. Однако в каждой зоне накопление терригенных рудовмещающих толщ завершает геосинклинальную историю ее развития.

Рудоносная формация представлена грубо- и тонкоритмичными толщами терригенно-осадочных пород, иногда с примесью карбонатного и вулканогенного материала с ритмичностью разных порядков. Постоянно присутствует неравномерно распределенное органическое вещество. Характерна резкая фациальная изменчивость толщ вкрест простирания накоплений. Нередко встречаются олистостромы. Мощность всех терригенных накоплений измеряется километрами, мощность продуктивной формации — от километров до первых сотен метров.

Рудный район представляет собой палеопрогиб, выполненный рудоносной терригенной формацией. В составе рудоносных фаций, как правило, присутствуют сингенетичные сульфиды, иногда образующие прослойки массивных сульфидных руд мощностью от первых миллиметров до десятков сантиметров. Это позволяет предположить становление рудовмещающих толщ во впадинах морского дна с сероводородным заражением. Отдельные горизонты обогащены золотом, причем прямой зависимости между содержанием органического материала и золотосодержащим пород обычно не устанавливается.

Месторождения локализованы на определенном стратоуровне или в пределах определенной части разреза. Первичные структуры, в которых локализованы руды, нередко дешифрируются как впадины морского дна, в которых избирательно накапливались рудоносные фации повышенной мощности. При этом рудоносными могут быть тонкие глинистые фации, фации песчаников или кремнистых пород, реже карбонатсодержащих образований. Рудовмещающие терригенные породы претерпели сложную складчатость. Оруденение контролируется сводовыми

или фланговыми структурами антиклиналей, осложненных разрывными деформациями и нередко прорванными дайковыми породами, преимущественно микродиорит-диабазового состава.

Установлена определенная зависимость между минералогическими и структурно-морфологическими типами золоторудного оруденения в терригенных толщах.

Золото-сульфидно-мышьяковый тип руд — один из наиболее распространенных. Оруденение в нем представлено прожилково-вкрапленной минерализацией, локализованной в пределах строго ограниченного литостратиграфического интервала. При этом обогащенные участки нередко приурочены к изгибам складок, зонам шарниров или крыльям, в местах их пересечения тектоническими нарушениями. Наибольшие объемы рудных масс совпадают с наибольшими мощностями рудовмещающих фаций, т. е. складки инверсионные.

На ряде объектов вмещающие породы подвергнуты термальному метаморфизму, источником которого считают гранитные батолитовые интрузии, хотя доказательств этого нет. На других рудовмещающие толщи рассекаются дайками диоритов, диабазов, при этом иногда устанавливается обогащение руд вблизи контактов этих даек. В ряде случаев золото-сульфидные руды не содержат мышьяка или наряду с мышьяком в них проявлены более поздние сурьмяные ассоциации.

Второй минералогический тип месторождений связан с жилами кварца, зонами прожилкового окварцевания пород, линзами кварцитов, не содержащими сульфидов или содержащими их в небольших объемах (золото-кварцевый минералогический тип).

Нередко на одном и том же месторождении согласные золото-сульфидные руды рассекаются кварцевыми жилами и прожилками. В других формируются согласные кварцевые линзы внутри терригенного разреза, формирование которых сингенетично вмещающим породам. Нередко кварцевые жилы и прожилки формируют серию стратифицированных рудных тел, согласных с вмещающими породами, и образуют сложные этажно-расположенные рудные тела в замках складок (Бендиго и др. — Австралия). Наконец, наблюдаются случаи секущего положения кварцево-жильных тел. Часто жилы или выклиниваются вверх и вниз в пределах рудовмещающей толщи, образуя свиту бескорневых жил, или продолжают за пределы рудовмещающей толщи, но содержание полезных компонентов в них резко уменьшается по мере выхода за ее пределы.

Таким образом, литолого-стратиграфический и фациальный контроль оруденения устанавливается в той или иной степени для всех месторождений золото-сульфидной формации, развитой в пределах углеродсодержащих терригенных толщ.

В пределах металлогенических зон можно выделить фланговые металлогенические подзоны, в которых возрастает роль серебра (вплоть до появления собственно серебряных месторож-

дений), что коррелируется с возрастанием мощности гранитного слоя в фундаменте этих зон.

В ряде провинций терригенные и терригенно-карбонатные золотоносные формации развиты не в широких депрессиях внутренних и окраинных морей, а выполняют узкие межгрядовые прогибы. Состав рудовмещающих пород в таких прогибах не отличается от описанных, однако масштабы как рудоносных формаций, так и самого оруденения значительно меньше.

Следует отметить также проявление золотоносных углисто-терригенных и терригенно-карбонатных отложений в собственно орогенный этап развития ряда вторичных островных дуг. Продуктивными оказываются накопления углистых моласс и ассоциирующих с ними карбонатных и терригенно-карбонатных сероцветных фаций.

Данные проявления, как правило, не имеют промышленных масштабов, хотя и наблюдаются общие черты с охарактеризованными отложениями позднегеосинклинальных углеродисто-терригенных формаций.

Золото-кварц-сульфидно-порфиновый диорит-гранодиоритовый тип

При разнообразии орогенных месторождений золота главными промышленными типами золоторудных и золото-серебряных месторождений являются золото-(серебро)-порфировые, ассоциирующие с порфировыми интрузиями преимущественно диоритового состава, и золото-серебряные, ассоциирующие с вулканогенными (андезитдацитовыми) формациями.

Золото-порфировые месторождения связаны с диорит-гранодиоритовой формацией натриевого состава, ассоциирующей с вулканитами андезитовой формации ранних стадий развития вулканоплутонических поясов.

Металлогенические зоны или области развития продуктивной формации представлены чаще всего зоной развития интрузий диорит—гранодиоритового ряда, прослеживающихся цепочкой вдоль внешних (периконтинентальных, перивулканических) зон вулканоплутонических поясов, залегая среди пород различного состава фундамента ВПП. Реже золотоносные интрузии встречаются среди самих вулканоплутонических поясов. В этом случае они ассоциируют с вулканитами андезитовой формации, относящейся к ранним стадиям развития ВПП, и являются частью (фазой) сложной батолитовой интрузивной формации, завершающей ранние стадии становления ВПП. Таким образом, положение золото-порфирового оруденения в ВПП близко к положению в них медно-порфирового оруденения. Вместе с тем устанавливается пространственная разобщенность золото-порфировых и медно-порфировых месторождений, анализ причин которой пока не проведен.

В ряде случаев в пределах «перивулканической зоны» золо-

то-порфиновые месторождения связаны с интрузиями, прорывающими отложения карбонатно-терригенной углеродсодержащей формации с золото-сульфидным и золото-кварцевым оруденениями. В этом случае перспективность золото-порфировых интрузий возрастает.

Установлено, что в эпикратонных блоках среди ВПП оруденение отсутствует в породах, по составу и облику не отличимых от рудоносных интрузий в перивулканической зоне, несущих минерализацию. Однако в ряде случаев порфиговое оруденение связано и с массивами, залегающими в гранитизированном древнем фундаменте или его чехле (Забайкалье, Алдан, Средняя Азия). Возможно, в местах, где оруденения не обнаружено, мы встречаемся не с потенциально безрудными массивами, а со значительным эрозионным срезом рудоносных интрузий. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Несомненно также, что хотя бы часть золота в порфировых интрузиях мобилизована из вмещающих пород, прежде всего терригенных углеродосодержащих толщ.

Рудовмещающая формация представлена сложным многофазным комплексом интрузий габбродиоритового — диоритового — (сиенитового) — гранодиоритового ряда нормальной или несколько повышенной щелочности при преобладании натрия над калием (натровые или малокалиевые породы). Металлогенической зоной, включающей золото-порфиговое оруденение, является зона ВПП с развитием ранних стадий магматизма (андезитовая формация и завершающая ее становление сложная диорит-гранодиорит-гранитная или диорит-сиенит-гранодиоритовая формация) или зона активизации рамы ВПП, в пределах которой прослеживаются цепочки интрузий указанной формации.

Рудные районы представляют собой ареалы развития пород рудовмещающей формации. Рудное поле представлено системой сближенных интрузивных массивов, включающих рудоносные гранодиоритовые (сиенит-диоритовые) рудоносные фазы. Типы рудных районов зависят от строения фундамента рудных районов. Рудоносные интрузии различаются по глубине становления и эрозионному срезу продуктивных фаз интрузивных массивов, по характерному составу вмещающих пород.

Среди эпигеосинклинальных терригенных толщ преобладают диориты порфирового сложения, в гнейсах и мраморах нередко встречаются гранодиориты или граносиениты.

Изменения вмещающих пород определяются как глубиной эрозионного среза, так и характером вмещающих пород, соответствуя схеме измененных пород, разработанной для медно-порфировых месторождений. Среди вулканогенных и терригенных пород преобладают малоглубинные интрузии с серицит-кварцевыми, реже аргиллизитовыми (гидрослюдистыми) изменениями. В кристаллических породах фундамента более широко проявлены зоны калишпатизации, биотитизации, наблюдаются

турмалин-кварцевые метасоматиты. Месторождения в целом конформны вмещающим рудоносным интрузиям, их размеры и морфология во многом определяют размеры и морфологию рудных залежей.

При малом эрозионном срезе преобладают штокверково-жильные формы проявления оруденения в целом неправильной или штокообразной морфологии, в связи с жильными телами — зоны линейных штокверков. Обычно присутствуют жильные кварцевые тела, но их размеры невелики. В отдельных месторождениях, особенно при большом эрозионном срезе или сформированных на жестком субстрате, главная масса руды связана с жилами, отходящими в виде пучков от рудоносных массивов во вмещающие породы или целиком локализованными в интрузивном теле.

По сравнению с медно-порфировыми объектами жильные формы для золотых объектов, в том числе порфировых интрузий, играют более значительную роль. Кроме того, оруденение иногда удалено от контакта массива во вмещающие породы. В большинстве случаев все особенности порфировых месторождений, в том числе преобладающая роль бедных вкрапленных руд, проявлены отчетливо.

Порфировые объекты, хотя и могут обладать значительными масштабами, относятся к типу труднооткрываемых месторождений, так как отдельные жильные тела в них не представляют промышленного интереса и могут быть неверно оценены. Особый интерес представляют порфировые объекты в областях развития терригенных золотоносных формаций, где вероятно обнаружение месторождений двух формационных типов — как золото-порфировых, так и стратиформных золото-сульфидных и золото-кварцевых. Минералого-геохимические типы месторождений разнообразны. Среди наиболее часто встречающихся месторождений могут быть выделены золото-кварцевые, золото-сульфидные мышьякового, селенового и теллурического типов, золото-редкометалльные (наиболее типичны для месторождений, сформированных на жестком субстрате). Характерен весьма широкий диапазон отношений золота и серебра; месторождения включают как золотые, так и типично золото-серебряные объекты. В последнем случае наряду с сульфидами свинца, цинка, иногда меди присутствуют и сульфосоли цветных и благородных металлов.

Золото-серебряный андезит-дацитовый тип

Золото-серебряные вулканогенные месторождения представляют собой обособленную группу, формировавшуюся в приповерхностных условиях в связи с вулканизмом андезит-дацитовой формации. Хотя в литературе широко освещались строение и особенности состава, условий формирования золото-серебряных руд, но до сих пор оставались неясными такие вопросы, как

положение золото-серебряного оруденения в истории развития вулканизма краевых поясов, вопрос о геологических эквивалентах металлогенических зон, районов, полей и месторождений, вопрос об особенностях фациального контроля рудных тел.

Андезит-дацитовая формация, вмещающая золото-серебряное оруденение, в ВПП разного возраста и структурного положения (в окраинно-и внутриконтинентальных ВПП зон активизации) занимает строго определенное место в разрезе ВПП (рис. 14). Ниже продуктивной формации располагаются или андезиты ранних стадий развития ВПП, прорванные комагматичными интрузиями, или мощные толщи угленосных моласс, включающие обломки андезитов и интрузий диорит-гранодиоритового состава. Частично молассы формировались и синхронно с продуктивными вулканитами, обладая с ними фациальными отношениями. Выше вулканитов продуктивной формации залегают толщи игнимбритов кислого состава, прорванные интрузиями гранитоидного ряда поздних этапов развития ВПП, а также платобазальты. Металлогенической зоной, включающей вулканиты продуктивной формации, является или полиформационная зона с совмещением всех типов вулканитов, или внешняя, приближенная к континенту зона, как это видно на примере Охотско-Чукотского ВПП.

Рудные районы — площади активного вулканизма продуктивной формации. Они представляют собой округлые или изометричные депрессионные структуры, ограниченные разломами. Заложение структур предшествовало становлению продуктивных вулканитов, а их развитие сопровождало этот вулканизм. Иногда они несогласно наложены на более ранние троговые структуры, сформированные в период ранних стадий развития ВПП [2]. Нередко депрессионные структуры рудных районов обрамлены интрузивными массивами, становление которых протекало как до продуктивного вулканизма, так и позже него. За пределами депрессий мощность вулканитов рудоносной формации невелика и оруденение в ее пределах представлено лишь участками минерализации или полностью отсутствует.

Особенности внутреннего строения рудных районов позволяют выделить два типа депрессионных структур. В первом из них, наиболее типичном, устанавливается омоложение пород к центру депрессии, во втором — более древние породы обнажаются как по периферии структуры, так и в ее центре, а наиболее молодые — опоясывают куполообразное поднятие центра, часто осложненное тектоническими нарушениями. По составу пород рудовмещающей формации, тесно коррелирующемуся с составом руд золото-серебряных месторождений, выделяются три типа рудных районов, между которыми устанавливаются все постепенные переходы.

1. Эпигеосинклинальные фемического профиля с широким развитием андезитоидного магматизма и подчиненным — кисло-

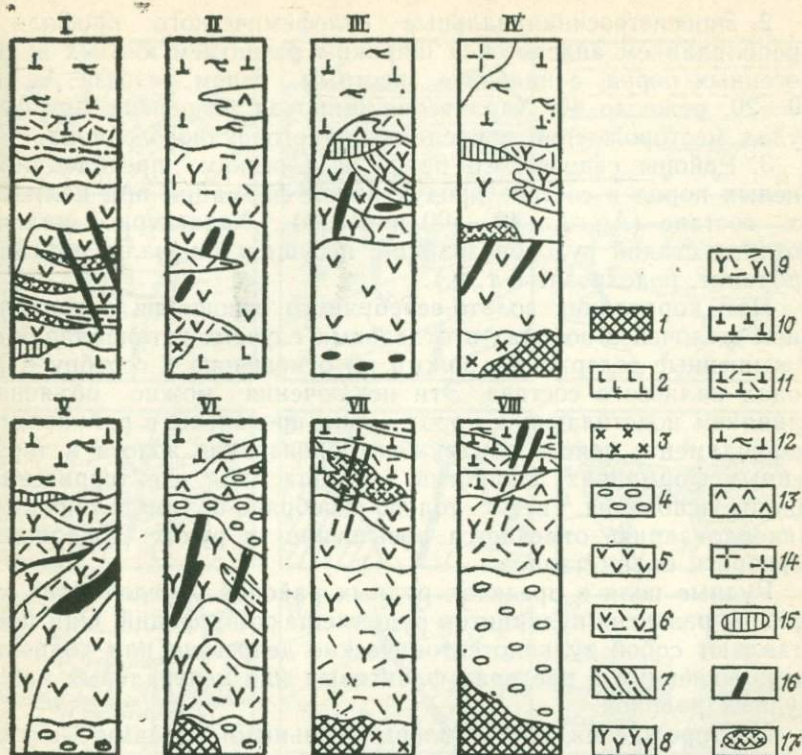


Рис. 14. Формационно-фациальный разрез типовых рудных полей золото-серебряных и серебрено-полиметаллических месторождений

I—VI — золото-серебряные месторождения: I—II — собственно золотой подтип (I — Ag: Au=3—6, теллуридный тип; II — Ag: Au=3—6, селенидный тип); III—IV — золото-серебряный тип (III — Ag: Au=10, IV — Ag: Au=35, селенидные типы); V—VI — серебряный тип с родонит-родохрозитовой ассоциацией (V — Ag: Au=60, VI — Ag: Au=более 100); VII—VIII — серебрено-полиметаллические месторождения, Ag: Au более 100.

1—4 — формации и фации рудных полей: 1 — породы складчатого фундамента, 2 — вулканы андезитовой формации ранних стадий, 3 — интрузивные породы ранних стадий развития, 4 — угленосные пестроцветные вулканогенно-осадочные молассы; 5—9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы андезито-дацитовой формации: 5 — андезиты и андезитодациты (лавы, туфы, экструзивные купола), 6 — туфогенно-осадочные породы того же состава, 7 — туффиты, туфопесчаники, 8 — дациты и риодациты, лавы, туфы, экструзивные купола, 9 — туфы и туфогенно-осадочные породы того же состава; 10—13 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы риолитовой формации: 10 — лавы и экструзивные купола риолитов, риодацитов, трахириолитов, 11 — туфы того же состава, 12 — ингимбриты, 13 — андезиты и андезитобазальты; 14 — граниты, граносиениты, ассоциирующие с вулканидами риолитовой формации; 15 — аргиллизит-алуанитовые фации fumarольных полей; 16—17 — рудные тела: 16 — жильные, 17 — прожилково-вкрапленные

го, с натриевым составом вмещающих пород и существенно золотым составом руд, среди которых могут присутствовать как золото-теллуриды, так и золото-селенидные типы месторождения (отношение Ag: Au менее 10, чаще 1:1—1:5). Данные районы характеризуются резко приближенными границами раздела фундамента, мощность земной коры составляет обычно менее (хотя и не всегда) 20—30 км.

2. Эпимногеосинклинальные салефемического профиля с преобладанием андезитов и широким развитием кислых вулканогенных пород, с наиболее пестрым типом разреза $Ag : Au$ 10—20, реже до 40. Характерна широкая дисперсия $Ag : Au$ в рудах месторождений в пределах одного рудного района.

3. Районы салического профиля с резким преобладанием кислых пород в составе продуктивной формации при калиевом их составе ($Ag : Au$ 40—100 и более). Характерно наличие поздних стадий рудообразования, несущих минералы марганца (родонит, родохрозит и т. д.).

При корреляции золото-серебряного отношения с содержанием щелочей в породах в отдельных случаях устанавливаются повышенные содержания золота по отношению к серебру в породах калиевого состава. Эти исключения можно объяснить влиянием подстилающих пород — они проявлены в районах, где в фундаменте поясов обнаружены проявления золота в терригенных формациях. Напротив, в областях, где терригенные толщи основания несут олово-серебряно-полиметаллическую минерализацию, отмечается повышение в рудах содержания серебра и полиметаллов.

Рудные поля в пределах рудных районов определяются как ареалы развития вулканитов рудовмещающих фаций. Они представляют собой вулканотектонические депрессии или поднятия, расположенные в пределах фланговых или центральных частей рудных районов.

Месторождения представлены жильными телами, зонами прожилково-вкрапленных руд, те и другие обладают как секущими, так и согласными формами залегания. Размещение рудных тел контролируется элементами вулканической тектоники. Это радиальные и кольцевые разломы, купола кислых пород, к флангам которых приурочены жильные тела, центральные части вулканотектонических депрессий.

В размещении оруденения значительную роль играет литолого-фациальный контроль (рис. 15). Здесь мы встречаемся с пологими залежами руд, не выходящими за рамки определенной фации вулканогенных пород, с секущими жильными и прожилковыми зонами, не выходящими за рамки одного или нескольких горизонтов вмещающих пород или продолжавшимися за их пределы, но не несущими рудной нагрузки. Часто встречаются сочетания пологих и крутых элементов залегания. При этом крутые секущие жилы, трубки обладают высокими содержаниями полезных компонентов, а пологие, часто имеющие значительные размеры, содержат бедные вкрапленные руды.

Вертикальный размах оруденения не превышает первых сотен метров, однако на отдельных месторождениях рудные тела прослеживаются на глубины до 800—1000 м.

В разрезе вулканогенных толщ, вмещающих оруденение, вдоль отдельных благоприятных горизонтов наблюдаются возрастные мощности и содержания полезных компонентов, в

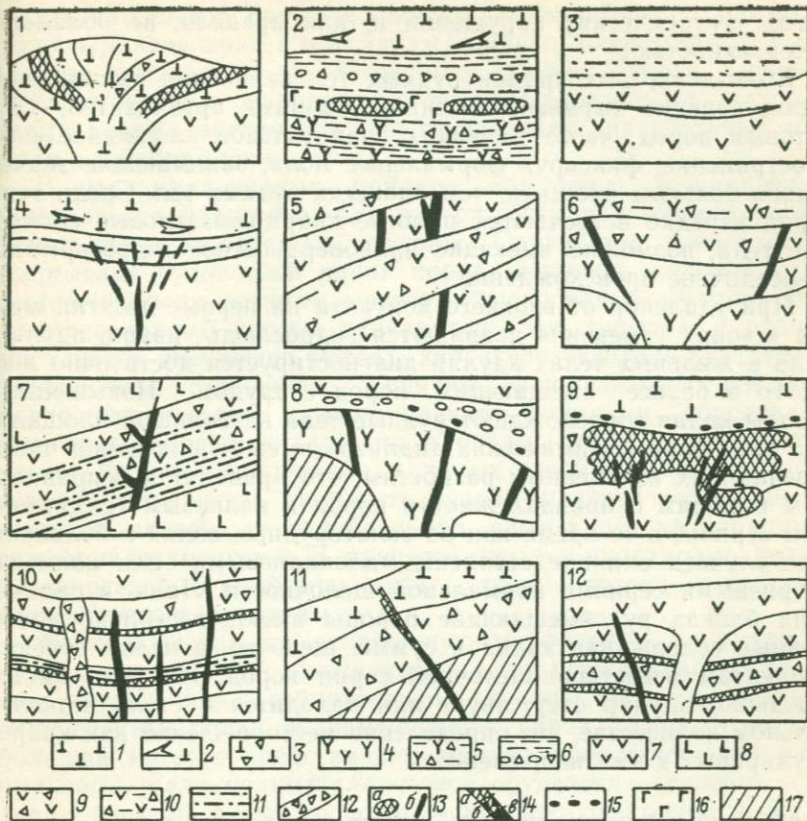


Рис. 15. Фациальный контроль золото-серебряного и серебряно-полиметаллического оруденения (на 12 примерах):

1—3—риолиты: 1—лавовые и экструзивные фации, 2—игнимбриты, 3—лавобрекчии; 4—6—дациты и риодациты: 4—лавовые и экструзивные фации, 5—туфы, 6—аргиллиты, слоистые туфы и туффиты; 7—андезиты и андезитодациты, лавовые и экструзивные фации; 8—андезитобазальты; 9—туфы и туфобрекчии андезитов и андезитодацитов; 10—андезитовые и андезитодацитовые туфы и туффиты; 11—кремнистые туффиты; 12—эруптивные брекчии (с рудной минерализацией); 13—рудные тела (а) прожилково-вкрапленные, (б) массивные жильные; 14—зональность рудных тел: а—свинцово-цинковые руды, б—то же, с повышенным содержанием серебра, в—серебряно-полиметаллические руды; 15—рудокласты; 16—кварц-гематитовая порода с рудной минерализацией; 17—складчатые породы основания

других проявляется эффект экранирования. Как правило, надрудные толщи несут лишь вкрапленность рудных минералов вдоль зон прожилков, далеко не отходящих от верхних контактов пород рудовмещающей формации. В основании надрудных толщ, представленных туфогенно-осадочными породами и породами риолитовой (игнимбритовой) формации, иногда наблюдаются обломки рудоносных жил, в том числе конгломераты с окатанными обломками размером до 1 м и более. Геохимические ореолы прослеживаются вверх лишь в виде узких зон

вдоль тектонических нарушений и, как правило, не обладают интенсивностью.

Вблизи верхних кромок рудных тел изменения вмещающих пород нередко выражены мощными зонами аргиллизитов, алунитовых пород, часто имеющих значительное площадное распространение, фиксируя формальные поля, занимающие значительно большие площади, чем площади рудных тел. Среди этих пород нередко встречаются пологие кварц-гематитовые согласные тела, возможно имеющие приповерхностное гидротермальное-осадочное происхождение.

При удалении от верхнего контакта на первые десятки метров в зонах изменения появляются гидрослюды, кварц, адуляр. Если в жильных телах адуляр диагностируется достаточно легко, то в базисе вмещающих пород с трудом. Повышенные ореолы калия сопровождают рудные тела на большой площади, при этом данные химических анализов вмещающих пород часто отвечают их измененным разностям, что приводит к неправильным выводам о принадлежности пород к калиевым трахитоидным сериям, в то время как на золоторудных полях в большинстве случаев они представлены малокалиевыми или калиево-натриевыми сериями нормальной щелочности. Лишь в салических блоках рудовмещающие породы имеют несколько повышенные содержания калия и суммы щелочей, в целом отвечая продуктам известково-щелочной серии пород. На ряде месторождений адуляр отсутствует или находится в столь незначительном количестве, что определение месторождений как кварцадуляровых к ним неприменимо.

Серебряно-полиметаллический дацит-риолитовый тип

Серебряно-полиметаллическая рудная формация по минеральному составу сходна с месторождениями золото-серебряной формации в рудных районах салического профиля, где отношение серебра к золоту достигает 100 и более. Однако этот тип месторождений имеет все признаки самостоятельной рудной формации. Если руды золото-серебряной формации связаны с вулканизмом средних этапов развития ВПП, залегая всегда ниже по разрезу, чем породы игнимбритовой (риолитовой) вулканогенной формации поздних этапов развития ВПП, то серебряно-полиметаллические руды, напротив, связаны с вулканизмом риолитовой (игнимбритовой) формации.

Металлогеническими зонами, вмещающими месторождения рассматриваемого типа, являются или ВПП, в которых наблюдается вулканизм поздних этапов, или только внешние (приконтинентальные) зоны ВПП. Становление вулканитов игнимбритовой формации связано с формированием вулканотектонических депрессий следующего поколения меньших размеров (первые километры в диаметре), которые вложены в вулканотектонические депрессии более ранних этапов вулканизма. Эти

депрессии обычно более сохранены, по морфологии близки к типичным кальдерным просядкам, хорошо дешифрируются при анализе материалов дистанционных съемок. Иногда депрессионные структуры сопровождаются плащеобразными накоплениями кислых вулканитов, перекрывающих значительные площади в их обрамлении.

В структурах рудных районов положение рудных полей определяется фланговым или центральным положением упомянутых кальдерообразных просядок. Оруденение локализовано в пределах рудоносной пачки пород, мощность которых измеряется первыми сотнями метров. Рудоносная формация представлена толщей кислых вулканитов (лав, туфолав, в различной степени спекшихся туфов), характеризующихся отчетливым порфировым сложением. Типичны флюидалные текстуры. Внутреннее строение рудовмещающей формации обусловлено наличием небольших (десятки и первые сотни метров в диаметре) вулканокуполов, обрамляемых зоной накопления туфов разной размерности. Мощность рудовмещающей толщи не выдержана, зависит от палеорельефа, сложенного на период зарождения вулканизма. В процессе кислого вулканизма рельеф нивелируется, игнимбриты, туфы, лавовые потоки выполняют депрессионные структуры.

Месторождения имеют сложную морфологию с сочетанием крутых жильных или прожилковых зон с прожилково-вкрапленным оруденением, избирательно развивающимся в пределах определенной пачки рудовмещающих пород. При этом наибольший интерес представляют именно прожилково-вкрапленные зоны. Если полиметаллическое оруденение (галенит, сфалерит, блеклые руды) сосредоточено преимущественно в жилах или крутых прожилковых зонах, то серебряная минерализация в равной степени охватывает как эти зоны, так и значительный объем вмещающих пород. Мощности рудных тел при этом коррелируются с мощностями рудовмещающей толщи, определяются палеорельефом предшествующего вулканизма и положением вулканокупольных структур и приурочиваются преимущественно к их флангам.

На отдельных месторождениях устанавливается отчетливая вертикальная зональность, которая в целом совпадает с границами вулканогенных толщ, частично нарушаясь в зонах рудо-подводящих разломов, где как более ранние, так и более поздние минеральные ассоциации имеют большой вертикальный размах, выходя за пределы зон, картирующихся на удалении от этих нарушений.

Происхождение данной зональности объясняется по-разному. Нижняя зона, сложенная преимущественно медно-висмутовыми минералами, на которые наложено серебряно-полиметаллическое полисульфидное оруденение, связана с высокотемпературными процессами и представляет собой более ранний этап рудообразования. Минералы этой ассоциации сосредоточены в

подрудной толще андезитодацитов. В ряде рудных районов ранняя минерализация вообще не проявлена.

Зона сульфидных руд с серебром приурочена к определенной пачке кислых лав и туфов. В подошве вышезалегающих пород среди туфов встречены обломки руды. Однако вдоль трещин рудная минерализация (возможно, перетолженная) проникает несколько выше границы рудовмещающей толщи.

Верхняя часть рудного тела сложена бессульфидными рудами. Ее становление одни исследователи связывают с наличием древней коры выветривания, другие — с изменением физико-химических условий рудоотложения на уровне горизонта грунтовых вод. По мнению авторов, здесь последовательно проявлен тот и другой процессы. Околорудные изменения представлены гидрослюдистыми и серицитовыми метасоматитами. В верхних частях рудной зоны часто присутствуют минералы марганца, гидроксиды железа. Характерно присутствие гематита нескольких генераций.

Вышезалегающие горизонты лав риолитов и трахириолитов практически не содержат рудной минерализации. Отдельные геохимические ореолы, прослеживающиеся вблизи зон разломов, по интенсивности не соизмеримы с ореолами внутри рудовмещающей толщи. Выявление послерудных толщ кислых вулканитов наряду с другими признаками может служить положительным фактором при поисках слепых рудных тел.

В пределах ингнимбритовой формации поздних этапов развития ВПП в ряде районов встречены олово-серебряные проявления. Возможно, эти проявления — члены единой олово-серебряно-полиметаллической рудной формации, что требует дальнейшего изучения.

ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫЕ ТИПЫ. ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ КОНГЛОМЕРАТО-СЛАНЦЕВО-КВАРЦИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Золоторудные формации протоплатформ включают немногочисленные, но иногда уникальные по запасам и богатству месторождения золотоурановых или золотых руд в конгломератах впадин древних платформ и менее известную формацию кобальт-серебряных месторождений, связанных с габброидами.

Формация золоторудных, часто ураноносных конгломератов, является неотъемлемой частью конгломерато-сланцевой кварцитовой геологической формации, накопление которой протекало в палеобассейнах окраин континентов.

Наиболее известны рудоносные зоны в пределах Африканской (Южная и Центральная Африка), Северо- и Южно-Американских, Австралийской, Индийской, Фенноскандинавской протоплатформ. Металлогенические зоны, включающие мощные отложения вулканогенно-осадочных толщ (10—17 км), прослеживаются на сотни километров при ширине в первые десятки километров (Витватерсранд — 350×25 —100 км).

Рудоносные формации занимают среднюю, реже верхнюю часть разреза осадочных и вулканогенных пород, выполняющих палеодепрессии. Мощность формации измеряется первыми километрами. Рудоносный разрез, на примере типовой провинции Южной Африки, включает кварциты, конгломераты и вулканы (диабазы, порфириты).

Рудные районы представляют собой области, палеодепрессий, преимущественно их прибортовые части, в которых протекало становление рудоносных фаций на нескольких литостратиграфических уровнях. Рудоносные уровни фиксируют отдельные несогласия между ритмами накопления осадочных пород, к ним часто приурочены также угленосные осадки. Рудные поля и месторождения выделяются как области развития рудоносных фаций на определенном литостратиграфическом уровне. Рудовмещающие фации представлены конгломератами, включающими прослой и линзы кварцитов («рифов»). Мощности конгломератов в прослоях измеряются первыми метрами или сантиметрами, мощности рудоносных кварцитов — от первых метров до первых десятков местров. В составе обломков преобладают окатанная галька светлого кварца, белые и серые кремнистые породы. В составе рудоносных пачек встречены обломки пирита, платиноидов, уранинита, а также хромит, циркон и другие минералы, типичные для россыпей.

Темный цемент конгломератов включает сульфиды (пирит, реже арсенопирит, галенит, сфалерит, сульфиды никеля и кобальта), золото, кварц, серицит, хлорит, карбонаты, минералы урана, органические вещества.

Возрастной предел формирования золотоносных конгломератов протоплатформ 2700—2500 : 1915 млн. лет. Наиболее молодыми являющиеся золотоносные конгломераты Западной Африки (Гана), где они представлены русловыми фациями, не содержащими уран, с гематитизированным цементом, что не характерно для более древних образований.

Глава V

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Изменение условий становления геологических и рудных формаций в процессе эволюции земной коры приводит к возникновению закономерных латерально-вертикальных рядов этих формаций. Вертикальная составляющая таких рядов обусловлена стадийностью геологических процессов и фациальной сменой по вертикали разноглубинных геологических и рудных формаций. Латеральная составляющая рядов порождена латеральной сменой условий становления одновозрастных формаций, которые на стыке структур океан — континент представлены геосинклинальными (рифтовыми, островодужными, окраинно-

морскими), орогенными (шельфовыми, окраинно-континентальными), субплатформенными и платформенными обстановками.

Металлогеническая зональность в латеральном ряду по мере удаления от зоны Бенюфа к континенту выражена рядом: медь, золото, цинк, свинец, молибден, олово, вольфрам, редкие элементы.

В рудоносных магматических формациях соответственно происходит смена базальтоидных пород андезитоидными и гранитоидными, увеличивается в породах доля калия и суммы щелочей, возрастает соотношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отражая все большую роль в магмо- и рудообразовании земной коры.

Латеральная зональность обусловлена отмиранием геосинклинальных зон и причленением их к континенту, становлением новых геосинклинальных зон в его обрамлении.

Металлогеническая специализация может при этом оставаться неизменной или приобретать более салический профиль, что отражает необратимое развитие земной коры. Усложнение зональности связано с различным строением геосинклинальных (первичные-вторичные островные дуги), окраинно-континентальных (пассивные и активные окраины) и других структур, сменой геотектонического режима (активизация пассивной окраины) блоковым строением земной коры складчатых областей (срединные массивы).

Геосинклинальные ряды. Геосинклинальный ряд металлоносных геологических структур включает периокеанические зоны спрединга (рифтовые зоны), системы первичных или вторичных островных дуг с преддуговыми, междуговыми и тыльными прогибами, окраинное море с глубоководными впадинами и поднятиями, сформированное на гетерогенной коре континентального склона и подножия.

Рифтовые. Металлоносные базальтоидные рифтовые зоны обладают медно-золото-железо-хромо-марганцевой специализацией. Облик рифтогенных структур определяют толеитовые однородные базальты, предшествующие становлению медно-колчеданной базальтовой дацитсодержащей формации. После-рудные геосинклинальные формации развиты редуцированно, характерно отсутствие известково-щелочных вулканитов. В ряде зон устанавливаются продукты вулканизма щелочно-оливин-трахибазальтовой формации, протрузии ультрабазитов с хромитовым оруденением. Иногда проявляется золото-порфировая габбро-диорит-плагногранитная формация. Позднегеосинклинальные образования представлены кремнисто-терригенно-карбонатными отложениями остаточных впадин.

Палеорекострукция в пределах типовых колчеданосных провинций фанерозоя показывает пространственную ассоциацию рудоносных рифтовых зон с островными дугами. При этом по отношению к продуктивным магматическим формациям островных дуг, в том числе колчеданосным, рудоносные формации

рифтовых зон имеют тот же возраст или (чаще) более древний [31]. В этом случае они пространственно располагаются в тылу позже сформированных островных дуг (Зилаирская зона Урала, Северный Ньюфаундленд) (рис. 16).

В протогоеосинклинальных зеленокаменных поясах, сходных с рифтовыми зонами, на ранних стадиях развития формируются медисто-никелевая коматитовая формация, а позже золото-сульфидно-кварцевая риолит-базальтовая-кремнисто-терригенная и медно-никелевая габбро-пироксенит-перидотитовая. В течение всего процесса формирования поясов развивалась формация железистых кварцитов, наиболее широко проявленная на поздних стадиях их развития. Медно-колчеданное оруденение формировалось в завершении ранних этапов становления зеленокаменных поясов, как и в фанерозойских геосинклиналях. В современных зонах спрединга медно-цинковые месторождения базальтовой формации ассоциируют с железомарганцевым оруденением.

Островодужные (первичные и вторичные). Первичные базальтоидные островные дуги в целом характеризуются медно-никель-железо-золотым профилем. Для всех зон эвгеосинклинали характерно присутствие в низах разреза формации однородных толентовых базальтов. Дальнейшее развитие разных типов структурно-формационных зон протекает автономно.

Для центральных (барьерных) зон характерно длительное развитие андезитобазальтового известково-щелочного вулканизма, завершающегося становлением медно-порфировой габбро-диорит-кварцево-диоритовой формации. Вертикальный ряд формаций внутренних зон включает: медно-цинковую риолит-базальтовую; редуцированную известково-щелочную андезитобазальтовую; позднегеосинклинальную вулканогенно-осадочную (с марганцевой специализацией); трахибазальт-трахитовую терригенно-карбонатную, завершающуюся становлением железорудной габбро-сиенит-диорит-гранодиоритовой формации. Во внешних зонах вслед за медно-цинковой риолит-базальтовой формацией обычно накапливаются преимущественно карбонатно-вулканогенно-осадочные отложения с редуцированным трахибазальт-трахидацитовым вулканизмом, с которыми ассоциируют небольшие стратиформные цинковые залежи. Перечисленные структурные и формационные ряды со смещением по латерали повторяются неоднократно (не менее трех раз на Урале). В каждой островной дуге надрудные, подрудные и рудоносные формации не повторяются в разрезе, как это предполагалось исходя из гипотезы циклического строения геосинклинальных систем.

Вторичные островные дуги характеризуются более широким металлогеническим спектром (свинец, цинк, медь, золото, серебро, молибден и др.). В отличие от первичных островных дуг, вулканогенные формации здесь начинаются с дифференцированных серий, однородные базальты отсутствуют или имеют огра-

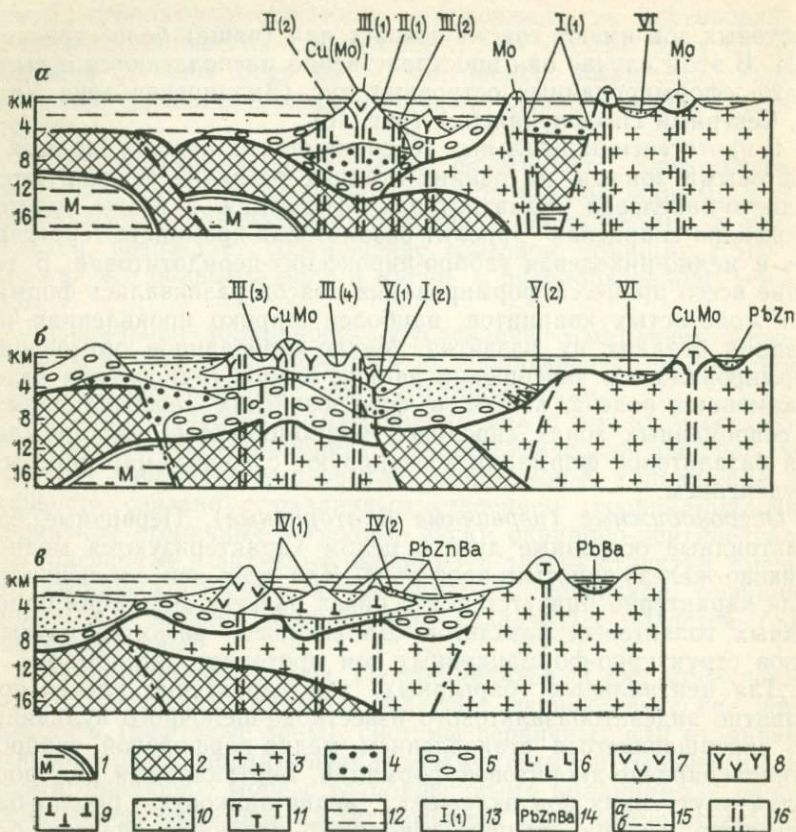


Рис. 16. Латеральные и вертикальные ряды рудных формаций в палеоструктурах геосинклиналей разного типа:

a — эвгеосинклинальные зоны фемического профиля, *б* — эвгеосинклинальные зоны салифемического профиля (ведущий тип рудных районов — куроко), *г* — эвгеосинклинальные зоны салифемического профиля (ведущий тип рудных районов — алтайский);

1 — граница мантии; 2 — базальтовый слой земной коры; 3 — сиалический слой земной коры; 4 — толеитовые базальтовые лавы (однородная, частично базальтовая дацитосодержащая формация); 5 — терригенно-базальтовые накопления (граувакки); 6 — области преимущественного развития андезитобазальтовых и андезитодацитовых известково-щелочных вулканитов; 7 — вулканогенные образования с широким развитием базальт-андезит-дацит-риолитовой формации; 8 — вулканогенные образования с широким развитием базальт-риолитовой формации; 9 — вулканогенные осадочные карбонатно-терригенно-вулканогенные накопления (без формационного расчленения); 10 — известково-щелочные вулканиты окраинно-континентальных структур (без формационного расчленения); 11 — морские бассейны; 12 — рудные районы: I — кипрского типа, I(1) — Южный Урал, Калифорния, Кипр и Тавр, I(2) — Филиппины, Ньюфаундленд, II — уральского типа: II(1) — Урал, Япония, Северный Кавказ, II(2) — Урал, Япония, Западный Саян, Северный Кавказ, III — типа куроко: III(1) — Урал, Южные Аппалачи, III(2) — Япония (юг о-ва Хонсю), Центральный Казахстан, III(3) — Филиппины, Тайвань, III(4) — Япония (Северное Хонсю), Малый Кавказ, Центральный Ньюфаундленд, Северные Аппалачи, IV — алтайского типа: IV(1) — медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические, IV(2) — свинцово-цинково-колчеданные, V — филизайского типа: V(1) — Куба, V(2) — Большой Кавказ, Восточная Сибирь, VI — атакуйского типа: Центральный Казахстан, Рено-Герцинская зона, Тасмания, Австралия; 14 — положение рудных районов иных геолого-промышленных типов; 15 — положение колчедановых районов: а) преобладающее, б) подчиненное; 16 — магмовыводящие каналы

ниченное распространение в зонах ранней стабилизации (Салаир). Выделяются два главных типа островных дуг, различающихся степенью сохранности континентальной земной коры, — малокавказский и алтайский. В обоих случаях в фундаменте развиты кремнисто-терригенно-карбонатные формации. В малокавказском типе формационный ряд включает свинцово-медно-цинково-колчеданную базальт-андезит-риолитовую формацию, выше которой залегают позднегеосинклинальные вулканы андезито-базальтовой формации. В завершении позднегеосинклинального вулканизма проявлены медно-молибденовая диорит-монзонит-гранодиоритовая формация и терригенно-карбонатные толщи нижних моласс.

В островных дугах алтайского типа вслед за рудоносной медно-свинцово-цинковой колчеданной базальт-риолитовой формацией протекает вулканизм андезито-дацитово-гранодиоритовой формации, смещенной в сторону барьерной зоны островной дуги. В пределах колчеданосных зон с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритового ряда связаны золото-порфиновые месторождения.

В островных дугах алтайского типа колчеданосные вулканы проявлены не только в самой островной дуге и ее внутренней зоне, но и в структурах окраинного моря.

В целом устанавливается прямая корреляционная зависимость состава колчеданных залежей, прежде всего соотношения в них меди, цинка и свинца от количества кислых вулканических пород и содержания в вулканических породах калия, как это отражает рис. 17.

Окраинно-морские. Месторождения цветных и благородных металлов в условиях окраинных морей с различным фундаментом включают медные, свинцово-цинковые, золотые, золото-серебряные и серебряные руды, локализованные в терригенно-вулканогенных и карбонатно-терригенно-вулканогенных формациях.

Колчеданные руды формируются в завершающие этапы раннегеосинклинального развития территорий. Они приурочены к впадинам окраинных морей или рифтовым периокеаническим зонам с вулканогенно-терригенным выполнением, что отличает их от рассмотренных рифтовых структур. Ниже рудоносной формации залегают мощные толщи осадочных пород, выше накапливаются терригенно-карбонатные или вулканогенно-терригенно-карбонатные позднегеосинклинальные отложения остаточных морских бассейнов. Характерна латеральная зональность в пределах рудоносной формации при смене в составе вулканогенной составляющей субокеанических толентовых базальтов базальтами и андезито-базальтами повышенной щелочности и глиноземистости. Соответственно в составе рудоносных пород появляются карбонатные отложения, а в составе руд возрастает содержание цинка и свинца относительно меди.

Позднегеосинклинальные отложения задуговых, преддуговых и междуговых прогибов содержат золото-сульфидную углерод-

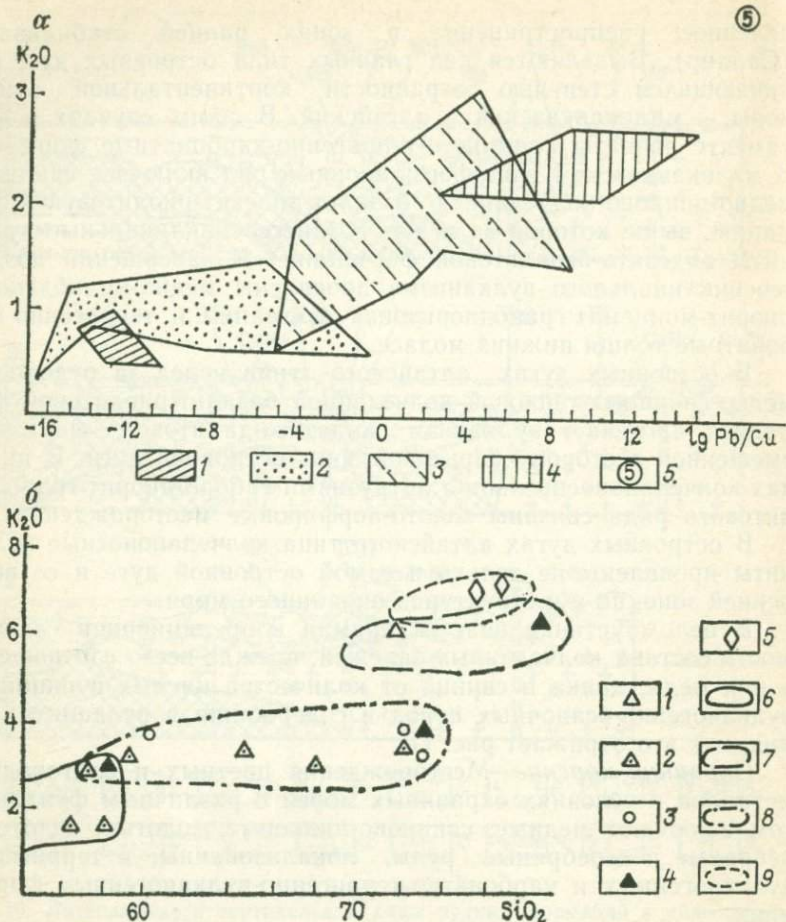


Рис. 17. Диаграммы зависимости состава руд от состава пород рудоносной формации:

a — зависимость соотношения меди и свинца в семействе колчеданных руд от содержания калия в кремнекислых породах продуктивной формации. Типы рудных районов: 1 — кипрский, 2 — уральский, 3 — куроко, 4 — алтайский, 5 — атасуйский;

b — зависимость соотношения золота и серебра в рудах от содержания кремнезема и калия во вмещающих породах продуктивной формации для золото-серебряных и серебрено-полиметаллических месторождений краевых вулканоплутонических поясов. Типы руд: 1 — золотой, в том числе золото-теллуристый и золото-селеновый ($Ag: Au$ до 10), 2 — золото-серебряный ($Ag: Au = 10-20$), 3 — то же ($Ag: Au = 30-60$), 4 — серебряный ($Ag: Au 100$), 5 — серебрено-полиметаллический ($Ag: Au 100$); типы районов: 6 — районы салефемического профиля с широким проявлением андезитовой формации ранних стадий развития поясов, 7 — районы салического профиля, с молассовыми отложениями в основании рудоносных вулканотектонических депрессий, с неглубоко залегающим кристаллическим фундаментом, 8 — районы промежуточного типа, 9 — районы развития риолитовой формации поздних этапов развития поясов

содержащую вулканогенно-карбонатно-терригенную формацию с золотым, золото-серебряным и серебряным оруденением (при возрастании содержания серебра относительно золота во фланговых частях прогибов, на срединных массивах). Масштабы оруденения при этом соизмеримы с размерами развития рудо-

носных формаций при наименьшем масштабе в узких межгрядовых депрессиях (Урал). Пока не известно достоверного сочетания в одной провинции колчеданных и золотых руд в терригенных толщах, при наличии колчеданного оруденения в вулканитах соседних зон они всегда формируются раньше.

Выше золотоносных терригенных толщ залегают или известково-щелочные вулканиты ранних стадий формирования краевых поясов, или угленосные и красноцветные молассы орогенных стадий развития геосинклиналей. Часть золотоносных бассейнов с терригенными формациями представляет собой остаточные позднегеосинклинальные прогибы, предшествующие стабилизации территории.

Металлогенические зоны рассматриваемого типа как с колчеданным, так и с золото-сульфидным оруденением претерпели интенсивные дислокации. Часто породы находятся в алохтонном залегании, в краевых частях прогибов проявлен меланж. Дислокации сопровождаются частичным перераспределением рудного вещества, продолжавшимся и в более поздние орогенные стадии развития, в связи со становлением доботолитовых и батолитовых интрузий, обычно широко проявленных не в самих рассматриваемых структурах, а на прилегающих площадях.

Субплатформенные и платформенные ряды. Субплатформенные и платформенные ряды включают рудные и геологические формации пассивных континентальных окраин и внутренних морей (авлакогенов). Металлогеническая специализация этих структур характеризуется свинцово-цинково-медно-железо-марганцевым рудным профилем.

Становление рудных и вмещающих их геологических формаций протекает в условиях разных глубин. На континентальном склоне и во впадинах континентального шельфа, в более глубоководной обстановке, протекает становление свинцово-цинковой углисто-кремнисто-карбонатной формации миргалимсайского типа. Становление ее приурочено к краевым частям прогибов окраинных морей, в том числе рифтогенным, с которыми связано становление газо-нефтеносных бассейнов. В более мелководных условиях (дельтовых, лагунных, краевых частей внутриконтинентальных бассейнов) в связи с эвапоритовыми пестроцветными толщами накапливаются медистые песчаники и сланцы.

Орогенные и активизационные ряды. Орогенные и активизационные ряды рудных и геологических формаций обладают наиболее пестрой металлогенической специализацией, включающей практически перечисленные все металлы, а также олово, вольфрам и редкие металлы. Процессы орогенного режима охватывают как геосинклинальные структуры, так и ранее стабилизированные области с формированием вдоль активных континентальных окраин вулканоплутонических поясов.

В геосинклинальных системах, как правило, орогенные процессы смещены в сторону срединных массивов и их своеобразие проявляется лишь на ранних стадиях орогенного этапа.

В первичных геосинклиналях на ранних стадиях орогенного процесса формируется золото-кварцевая габбро-адамелит-гранодиоритовая формация, предшествующая формации гранитных батолитов.

С поздними этапами развития связаны формации щелочных пород с редкометалльным оруденением. В целом собственно орогенные образования первичных и вторичных эвгеосинклиналей содержат единичные крупные месторождения цветных и благородных металлов.

Наибольший спектр месторождений орогенных этапов связан с активными континентальными окраинами, в том числе с активизацией стабилизированных эвгеосинклинальных структур краевых морей. В формировании вулканоплутонических окраинно-континентальных поясов устанавливается ряд этапов, каждый из которых характеризуется становлением определенных геологических и рудных формаций. Полный набор этих формаций — вулканоплутонические ассоциации ранних, средних, поздних и конечных этапов. Ранний этап включает раннюю андезитовую, не сопровождающуюся рудными месторождениями и завершающую ее раннюю батолитовую (диорит-гранодиоритовых батолитов), металлогеническая специализация которых во многом определяется составом субстрата. С этим периодом связано формирование золото-порфировой диорит-гранодиоритовой формации, проявленной преимущественно на площадях развития золото-сульфидной вулканогенно-карбонатно-терригенной углеродсодержащей и медно-молибден-порфировой диорит-монцит-гранодиоритовой формации, состава пород которой и соотношение меди и молибдена зависят от состав пород субстрата. Со средними этапами становления вулканоплутонических поясов связано становление золото-серебряной андезит-дацитовой формации, в которой соотношение золота к серебру, а также относительное количество кислых вулканитов и содержание в них калия возрастают по мере роста мощности континентальной коры. С поздними этапами становления вулканоплутонических поясов связано становление риолитовой (игнимбритовой) или субщелочной трахириолит-андезитовой формации, с которой связаны свинцово-цинковые и серебряно-полиметаллические месторождения. Завершение вулканизма этих формаций сопровождается формированием формации щелочных и лейкократовых гранитов с месторождениями олова и редких металлов.

В рифтогенных впадинах, наложенных на вулканоплутонические пояса, протекает становление свинцово-цинковой трахибазальт-трахитовой кремнисто-карбонатной формации (атасуйский тип).

В процессе формирования вулканоплутонических поясов устанавливается определенная латеральная зональность. Ран-

ние этапы проявлены обычно в обрамлении геосинклинальных структур, более поздние продвинуты в глубь континента. Пояса обрамляются зонами активизированной рамы, в пределах которой преобладают только плутоногенные формации. Распространение магматизма поздних этапов подчинено границам сводово-глыбовых поднятий. В ряде поясов наблюдаются не все этапы, а только ранние и поздние, что определяет их металлогеническую специализацию (железо-медную или серебряно-свинцово-олово-редкометалльную и т. д.).

С процессами орогенной активизации субстрата вулканоплутонических поясов связан ряд месторождений, формирующихся в условиях пространственных ассоциаций двух геологических формаций. Такими являются скарновые месторождения разных типов при наличии железорудного, вольфрамового, медного, полиметаллического оруденения в известковистых (карбонатных и вулканогенных) породах субстрата в ассоциации с интрузиями различного состава. К таким же сложным объектам, связанным с двумя геологическими формациями, относится ряд золото-сульфидных месторождений, образованных при воздействии на углеродсодержащие терригенно-карбонатные золотоносные толщи тепловых потоков, связанных со становлением гранитоидных или иных интрузивных массивов.

Особый тип структур связан с активизацией древних платформ и их чехла вне прямой связи с геосинклинальными процессами, сопровождающейся трапповым магматизмом. В крайних частях платформ образуются медно-никелевые габбро-норитовые формации и формации редкометалльных ультраосновных — щелочных пород, с более внутренними зонами связаны кимберлиты.

Структурно-формационные и металлогенические зоны. В природе устанавливаются сложные вертикально-латеральные ряды геологических и рудных формаций. Анализ таких рядов позволяет выделить разнотипные структурно-формационные и металлогенические зоны. При анализе формационных рядов необходимо учитывать их фрагментарность и унаследованность. Фрагментарность выражается в том, что становление каждой формации одной стадии протекает в отдельных автономно развивающихся подзонах и блоках. Унаследованность, обусловленная составом и строением субстрата, подчеркивается петрологическим и металлогеническим профилем разновозрастных формаций одной зоны (например, базальтоидным и железо-меднорудным при уменьшенной мощности или отсутствии гранитно-метаморфического слоя земной коры), а также неоднократным повторением однотипных формаций со смещением их по латерали, как это устанавливается для силурийской, эйфельской и живетской колчедановых формаций Урала.

Формирование закономерных латерально-вертикальных рядов геологических и рудных формаций позволяет выделить определенные структурно-формационные зоны, в пределах кото-

рых проявлен тот или иной формационный ряд. В пределах этого ряда закономерно развита определенная рудоносная геологическая формация, площадь которой определяет границы металлогенической зоны. Контуры структурно-формационной зоны могут совпадать с контуром одной или нескольких металлогенических зон при развитии в ее пределах нескольких разновозрастных рудоносных формаций. Контуры структурно-формационных зон не остаются постоянными в процессе развития, а меняются в связи с латеральной миграцией более молодых формаций.

Анализ рядов геологических формаций на основе палеоре-конструкций позволяет прогнозировать не только геолого-промышленный тип ожидаемого оруденения, но и его масштабы, минералого-геохимический тип и морфоструктурные особенности.

Одной из важных прогнозно-металлогенических и поисковых задач является прогноз недостающих формаций для выделения новых перспективных зон, подзон, рудных районов и полей. Такой прогноз может осуществляться в разных масштабах. При детальном прогнозе исследования важную роль играет уже не формационный, а фациальный анализ рудоносных формаций.

Глава VI

ФОРМАЦИОННЫЙ КОНТРОЛЬ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все месторождения ассоциируют с определенными геологическими формациями, либо с их сочетаниями, подчиняясь формационному контролю. Формационный контроль имеет как региональное, так и локальное значение и кратко рассмотрен на примере месторождений цветных и благородных металлов. Формационный региональный контроль позволяет осуществлять прогноз металлогенических зон и реже рудных районов, а для прогноза рудных объектов меньшего масштаба, начиная с рудных районов, необходимо иметь данные и о локальных факторах формационного контроля.

Формационный региональный и локальный факторы контроля наиболее отчетливо проявлены в размещении стратиформных месторождений. К стратиформным могут быть отнесены не только пластовые залежи вулканогенно-осадочных и осадочных руд, являющихся частями определенной геологической формации, но и пластообразные залежи руд магматического происхождения, входящие в тела магматической рудоносной формации, занимающие тот или иной стратиграфический уровень.

Формационный региональный контроль размещения металлогенических зон со стратиформным медным и медно-никелевым

оруденением обусловлен развитием рудоносных геологических формаций периокеанических рифтовых долин, ранних островных дуг, лагунных впадин палеоконтинентов и зон активизации последних. Формации с оруденением маункейского и печенгского типов проявлены только в древние эпохи, а остальные — и в более молодые. Медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа формируются во все эпохи в островодужных условиях на мощной гранулит-базальтовой коре. Входя в состав базальтоидных формаций, они тесно ассоциируют с кремнекислыми породами натриевой серии. При этом масштабы месторождений, распределение залежей по латерали и вертикали в вулканогенном разрезе и особенности минерального состава руд определяются длительностью и объемами проявления кислого вулканизма, завершающие фазы которого протекают в типично островной обстановке. Возрастание объема кислых вулканитов приводит к обеднению руд железом (пиритом) и соответственно к обогащению главными компонентами и элементами-примесями.

Формационный региональный контроль размещения металлогенических зон со стратиформным свинцово-цинковым оруденением определяется проявлением рудоносных формаций островных дуг, наложенных на фрагменты (малокавказского типа) или более крупные остаточные блоки срединных массивов (рудноалтайского типа), окраинных морей (филизчайского типа), шельфовых и лагунных впадин палеоконтинентов (соответственно, атасуйского и миргалимсайского типов), тесной временной, пространственной и, очевидно, генетической общностью соответствующих геологических и рудных формаций. Отсюда металлогенические зоны малокавказского, рудноалтайского и филизчайского типов эквивалентны островодужным и окраинно-морским, а атасуйского и миргалимсайского типов — шельфовым и лагунным структурно-формационным зонам с развитием в них одной рудоносной геологической формации. Таким образом, для выявления потенциальных металлогенических зон требуется установление в пределах вторичных геосинклинальных систем и их активизированных рам, фиксируемых древними поднятиями, ареалов развития рудоносных формаций.

Формационный региональный контроль распространения металлогенических зон со стратиформным золотым оруденением подчеркивается ареалами развития базальтоидной вулканогенно-осадочной формации в пределах архейско-протерозойских зеленокаменных поясов, не повторяющейся в более молодые эпохи, углеродсодержащей карбонатно-терригенно-флишоидной — во фронтальных депрессиях зрелых островных дуг и молассовой вулканогенно-осадочной — в межгорных прогибах. Разнообразие морфологических типов золоторудных залежей черносланцевых толщ, очевидно, связано с перераспределением сингенетичного рудного вещества под влиянием послерудных метаморфических преобразований вмещающих пород.

Формационный локальный контроль в размещении стратиформного оруденения состоит в тесной ассоциации рудоносных геологических и рудных субформаций и фаций в пределах рудных районов, полей и месторождений. Особенно детально он изучен для медно-свинцово-цинково-колчеданных и свинцово-цинковых месторождений.

Рудоносные геологические формации, выполняющие эти месторождения, — последовательная базальт-андезит-дацит-риолитовая, контрастная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная, базальт-риолитосодержащая терригенно-флишодная, трахибазальт-трахитовая кремнисто-карбонатная и углисто-кремнисто-карбонатная — в рудных районах соответственно малокавказского, рудноалтайского, филизчайского, атасуйского и каратаусского типов распадаются на субформации, как правило, отвечающие по объему одной-двум свитам.

Последовательная (в чехле мелких фрагментов срединных массивов) и контрастная (в чехле более крупных остаточных блоков массивов) вулканогенные формации рудных районов соответственно малокавказского и рудноалтайского типов представлены субформациями, различающимися щелочностью и отношениями K_2O и Na_2O в кремнекислых и основных породах. Эти соотношения определяются близостью или удаленностью выступов континентального субстрата вторично-геосинклинальных прогибов. Для последовательной формации, принадлежащей к натриевой серии, они всегда оказываются в пользу натрия, хотя и здесь фиксируются наиболее натриевые и относительно калиевые субформации с более или менее ярко выраженным медным металлогеническим профилем. На этом фоне рудовмещающие риолиты характеризуются широкими вариациями отношений калия и натрия, которым отвечают определенные соотношения свинца и меди в рудах. Контрастная калий-натриевая формация более отчетливо расчленяется на три субформации — натриевую (при $SiO_2 \approx 70\%$ $K_2O/Na_2O < 1,0$), калиевую (при $SiO_2 \approx 70\%$ $K_2O/Na_2O > 1,0$) и промежуточную по соотношению щелочей (при $SiO_2 = 70\%$ $K_2O/Na_2O \approx 1,0$). В рудных районах эталонной Рудноалтайской зоны, как было показано, каждая субформация обладает своим металлогеническим профилем и коррелируется с определенной субформацией медно-свинцово-колчеданной рудной формации. К ареалам развития натриевой и одновременно более базальтоидной субформации, тяготеющей к палеоокеану (Иртышской зоне) приурочны обогащенные медью месторождения, фактически малокавказского типа (Орловское, Николаевское и др.). Калиевая и одновременно более риолитоидная субформация остаточных поднятий специализирована на обедненные медью рудные объекты свинцово-цинково-колчеданной субформации (месторождения Лениногорское, Зыряновское и др.). С промежуточной субформацией наложенных прогибов ассоциируют месторождения медно-свинцово-цин-

ково-колчеданной субформации (Корбалихинское, Золотошинское и др.).

Формационный контроль размещения рудных районов малокавказского и рудноалтайского типов определяется развитием нескольких (обычно двух или трех) рудоносных субформаций соответственно последовательной или контрастной формации на склонах остаточных вулканогенных поднятий и в прибортовых частях наложенных прогибов. Рудные районы в пределах металлогенических зон эквивалентны структурно-формационным блокам, сложенным несколькими субформациями рудоносной формации и располагающимися в указанных геологических обстановках. Итак, для выявления потенциальных рудных районов требуется установление ареалов развития натриевой, промежуточной и калиевой субформаций последовательной или контрастной формации в краевых частях остаточных геосинклинальных поднятий и наложенных геосинклинальных прогибов. Рудные поля в пределах районов приурочены к локальным вулканическим поднятиям и прогибам, сложенным преимущественно кремнекислыми вулканитами одной субформации рудоносной формации. Рудоносные субформации рудных полей представлены вулканитами околожерловых, промежуточных и удаленных фациальных зон, слагающими стратовулканы, экстрезивные купола и межвулканические палеодепрессии [28, 30]. Рудные поля в пределах районов эквивалентны локальным вулканогенным поднятиям и прогибам, сложенным преимущественно кремнекислыми вулканитами одной субформации рудоносной формации и осложненными стратовулканами, экстрезивными куполами и межвулканическими депрессиями. Таким образом, для выявления потенциальных рудных полей требуется установление ареалов развития вулканитов одной субформации, слагающих указанные вулканические структуры.

Локализация месторождений в пределах рудных полей определяется не формационными, а формационно-фациальными факторами контроля. Формационно-фациальный контроль локализации месторождений малокавказского и рудноалтайского типов выражен развитием рудоносных фаций в разрезе продуктивных субформаций, фиксирующих обычно отрицательные элементы вулканических структур. Перспективным участкам рудных полей (потенциальным и реальным месторождениям) отвечают вулканические впадины на склонах стратовулканов, экстрезивных куполов и в прибортовых частях межвулканических палеодепрессий, выполненные тонкообломочными, нередко кремнистыми фациями пород [1, 28]. Таким образом, потенциальные и реальные месторождения в пределах рудных полей эквивалентны вулканическим впадинам, выполненным рудоносными фациями вулканических пород. Рудные тела в свою очередь эквивалентны наиболее прогнутым частям вулканических впадин, сложенных кремнистыми фациями пород. К одному из основных факторов, определяющих протяженность полиметаллически-колче-

данных залежей по простиранию и падению на месторождениях малокавказского и рудноалтайского типов, относится протяженность тонкообломочных кремнистых фаций пород лежащего бока.

Формационный контроль размещения рудных районов филизчайского, атасуйского и миргалимсайского типов выражается в их приуроченности к крупным существенно терригенным впадинам (в первом случае — к вторичногеосинклинальным в осевых зонах окраинно-морских прогибов, во втором и третьем — к субплатформенным), сложенным соответствующими рудоносными формациями. При этом в зонах атасуйского типа впадины наложены на орогенные комплексы краевых вулканических поясов, а в зонах миргалимсайского типа — непосредственно на геосинклинальный цоколь фундамента массивов ранней консолидации. Рудные поля в пределах районов приурочены к более локальным конседиментационным прогибам, выполненным рудоносными субформациями соответствующих продуктивных формаций. К таким субформациям относятся: в полях филизчайского типа — терригенные отложения с преобладанием глинистых фаций пород, сформированных в режиме застойных вод; в полях атасуйского типа — вулканогенно-терригенные отложения с широким развитием фаций иловых впадин, пляжевых и рифовых фаций мелководья над рудоподводящими каналами — скрытыми разломами фундамента прогибов; в полях миргалимсайского типа — карбонатные отложения, содержащие породы лагунно-морской и островной фаций. Перспективным участкам рудных полей, эквивалентным месторождениям, отвечают наиболее локальные конседиментационные впадины в прибортовых частях прогибов, выполненные для объектов: филизчайского типа — глинистыми фациями пород с наиболее широким развитием сидерит-пиритовых конкреций, органического вещества и закисного железа; атасуйского типа — фациями иловых впадин; миргалимсайского типа — карбонатными отложениями лагунно-морской и островной фаций.

Формационный региональный контроль размещения металлогенических зон с нестратиформным оруденением медно-порфировой, золото-порфировой, кварцево-золоторудной, золото-кварц-сульфидно-порфировой, медно-молибден-порфировой, серебряно-сульфидно-порфировой и олово-серебряно-порфировой рудных формаций (см. табл. 1) подчеркивается развитием рудоносных интрузивных массивов диоритового (монодиоритового) ряда, которые вместе с вулканогенными андезитоидными позднеостроводужными или раннеорогенными (в пределах краевых и внутренних поясов) формациями образуют вулканоплутонические ассоциации. Золото-серебряные и более поздние серебряно-полиметаллические и свинцово-цинковые жильные, а также свинцово-цинковые «скарновые» месторождения контролируются ареалами развития позднеорогенных андезитоидно-риолитоидных и риолитоидных формаций краевых и внутренних

вулканических поясов, которые в самих поясах представлены эффузивными фациями, а в их фундаменте — гиповулканическими трещинными телами диоритов, лампрофиров, гранит-порфиров и т. п. Для локализации месторождений последней группы особенно важен состав фундамента поясов. Благоприятны породы терригенных и карбонатных формаций, обогащенные соответствующими рудными компонентами. В одних случаях состав определяет субформационную принадлежность объектов (для золото-серебряных месторождений), а других — возможность возникновения самих объектов (свинцово-цинковых «скарновых»). Следует отметить, что для всех этих типов месторождений, в том числе штокверковых и жильных, отчетливо проявлен фациальный контроль оруденения — избирательная локализация рудных тел в пределах одной или нескольких фациальных разновидностей пород рудоносной формации.

Формационный региональный контроль размещения металлогенических зон с нестратиформным свинцово-цинковым «скарновым» и жильным оруденением, например, подчеркивается распространением в фундаменте и чехле массивов ранней консолидации эффузивно-субвулканических образований орогенной трахириолит-трахиандезитовой формации и совмещением последней с формациями фундамента: с субплатформенной углисто-кремнисто-карбонатной — в зонах приаргунского типа и с разнообразными — в зонах садонского типа. Отсюда потенциальным металлогеническим зонам приаргунского типа отвечают орогенные вулканоплутонические зоны массивов ранней консолидации, развившиеся на углисто-кремнисто-карбонатном фундаменте, а садонского типа — трещинные орогенные вулканоплутонические зоны на любом фундаменте массивов ранней консолидации. Рудные районы в пределах зон приаргунского типа эквивалентны структурно-формационным блокам фундамента массивов, сложенным породами углисто-кремнисто-карбонатной формации и пронизанным гиповулканическими и субвулканическими трещинными телами лампрофиров, диоритов, сениито-диоритов, щелочных гранитов орогенной трахириолит-трахиандезитовой формации, а в зонах садонского типа — разломам древнего заложения в краевых частях приподнятых блоков фундамента массивов и в осевых частях грабен-синклиналей чехла, сопровождаемым телами пород трахириолит-трахиандезитовой формации. Рудные поля в пределах районов приаргунского типа приурочены к приподнятым гранитизированным углисто-кремнисто-карбонатным блокам фундамента массивов, насыщенным гиповулканическими и субвулканическими фациями пород трахириолит-трахиандезитовой формации и нередко являющимися отщеплениями, повесами и ксенолитами кровли древних гранитоидов, а садонского типа — к поперечным и продольным брахиантиклиналям, осложненным магмоподводящими разрывами, в приподнятых блоках фундамента массивов. Локализация месторождений в пределах рудных полей опреде-

ляется для объектов приаргунского типа — зонами контактовых и внутренних разрывов на участках их пересечения с трещинными телами пород трахириолит-трахиандезитовой формации и горизонтами карбонатных пород, обогащенных углеродистым веществом; для объектов садонского типа — разрывами в поперечных и продольных брахиантиклиналях, насыщенных субвулканическими дайками и штоками пород трахириолит-трахиандезитовой формации. Между пространственно совмещенными во многих районах «скарновыми» и жильными месторождениями, вероятно являющимися в значительной степени регенерированными образованиями, прослеживается формационная общность, обусловленная развитием в рудных районах обоих типов одной и той же орогенной трахириолит-трахиандезитовой формации.

Таким образом, локализация стратиформных объектов, содержащих руды цветных и благородных металлов, определяется соответствующими рудоносными формациями, субформациями и фациями, слагающими региональные и локальные структуры океанических палеорифтов, первичных и вторичных островных дуг, окраинных и внутренних частей палеоконтинентов, а нестратиформных объектов — совмещением разнообразных формаций фундамента и чехла этих структур.

Глава VII

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ В ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ КОМПЛЕКСАХ

В последние годы научно-исследовательскими институтами Министерства геологии СССР (ЦНИГРИ, ВИМС, ИМГРЭ) совместно с производственными организациями были разработаны прогнозно-поисковые комплексы для выявления месторождений цветных, благородных и редких металлов [9]. Необходимо отметить, что схемы рационального комплексирования поисковых методов создавались и раньше. Однако в прогнозно-поисковых комплексах впервые наиболее четко приведены в соответствие стадии геологоразведочного процесса, методы, признаки и рудные объекты [27]. В них также впервые применены методы формационного анализа.

В разработанных в ЦНИГРИ под руководством А. И. Кривцова прогнозно-поисковых комплексах для выявления месторождений цветных металлов среди геологических методов прогноза главенствующее место занимает формационный анализ рудоносных комплексов, а среди признаков рудных объектов — рудоносные геологические, метасоматические и рудные формации и соответствующие им иерархические единицы как более низкого, так и более высокого ранга.

Возможности формационного анализа в рамках прогнозно-поисковых комплексов наиболее полно используются при про-

ведении поисковых работ в медно-колчеданных и полиметаллически-колчеданных провинциях. Поэтому покажем место формационных методов и признаков рудных объектов в прогнозно-поисковом комплексе, разработанном для выявления полиметаллически-колчеданных месторождений малокавказского и рудноалтайского типов в вулканогенных формациях.

Основные разномасштабные категории колчеданосных площадей, объединяющие объекты с полиметаллически-колчеданным оруденением, — металлогенические провинции, зоны, рудные районы, поля и месторождения.

Металлогеническими провинциями здесь являются вторичные геосинклинальные системы, фиксируемые древними поднятиями континентального субстрата — срединными массивами, их фрагментами и более крупными остаточными блоками, в строении которых участвуют несколько геосинклинальных вулканоплутонических ассоциаций.

Древние поднятия вторичных геосинклинальных систем обладают вулканогенно-осадочными чехлами, которые выражены в виде наложенных на сиалический фундамент вулканических зон. Последние подразделяются на следующие типы: 1) геосинклинальные (островодужные), наложенные на фрагменты срединных массивов и сложенные вулканитами последовательной формации; 2) геосинклинальные (островодужные), наложенные на остаточные блоки и сложенные вулканитами контрастной формации; 3) геосинклинальные (окраинно-морские) срединных массивов, сложенные вулканитами контрастной формации. В указанные вулканические структурно-формационные зоны полностью «вписываются» соответствующие металлогенические зоны, причем первые относятся к малокавказскому, вторые — к рудноалтайскому подтипу, а третьи — к миниатюрным аналогам островодужных зон рудноалтайского подтипа (Юго-Западный Гиссар и др.).

Таким образом, металлогенические зоны эквивалентны островодужным, реже окраинно-морским структурно-формационным зонам с развитием одной раннегеосинклинальной рудоносной формации.

Для выявления потенциальных металлогенических зон требуется установление следующего комплекса факторов:

- остаточных геоантиклинальных поднятий;
- ареалов развития рудоносных последовательной или контрастной формаций;
- кварцево-хлорит-серицитовый или кварц-серицитовый метасоматических формаций;
- проявлений свинцово-медно-цинковоколчеданной или медно-свинцово-колчеданной рудных формаций.

Задачи региональных работ масштабов 1 : 500 000—1 : 200 000, нацеленные на выявление потенциальных металлогенических зон, следующие:

- палеотектонический анализ территорий;

структурно-формационный анализ с использованием гравиметрических, магнитометрических и сейсморазведочных данных;

металлогенический анализ.

Для количественной оценки прогнозных ресурсов категории P_3 целесообразно применение метода аналогии в варианте определения продуктивности геологических формаций [9, 29]. Рекомендуются следующая последовательность количественной оценки ресурсов указанной категории: 1) выбор эталонной металлогенической зоны с разведанными запасами руд и металлов, имеющей отчетливые геологические границы; 2) определение площади развития рудоносной формации; 3) вычисление площадной ее продуктивности; 4) определение площади развития потенциальной рудоносной формации, «вложенной» в соответствующую структуру, отвечающую потенциальной металлогенической зоне; 5) распространение площадной продуктивности эталонного объекта на объект с введением понижающего коэффициента 0,5.

Рудные районы в пределах металлогенических зон эквивалентны структурно-формационным блокам в прибортовых частях наложенных прогибов, сложенным несколькими субформациями рудоносной формации.

Для выявления потенциальных рудных районов требуется установление следующего комплекса факторов:

краевых частей остаточных геоантиклинальных поднятий и наложенных геосинклинальных прогибов;

ареалов развития натриевой, промежуточной и калиевой субформаций последовательной или контрастной формаций;

геохимических ореолов;

электроразведочных аномалий (КС, ПС).

Задачи геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, нацеленные на выявление потенциальных металлогенических районов:

комплексная аэрогеофизическая и гравиметрическая съёмки, сейсморазведка;

геологическая съёмка, формационно-фациальный анализ;

литогеохимическая съёмка;

картаж картированных скважин.

Методы оценки прогнозных ресурсов категории P_3 применительно к потенциальным рудным районам аналогичны таковым для металлогенических зон. При этом площадную продуктивность рудоносной формации необходимо вычислить с учетом ареалов развития ее отдельных субформаций.

Рудные поля полиметаллически-колчеданных месторождений в вулканогенных формациях эквивалентны вулканогенным прогибам, выполненным отложениями одной субформации рудоносной формации.

Для выявления потенциальных рудных полей требуется установление следующего комплекса факторов:

стратовулканов, экструзивных куполов, краевых палеодепрессий;

промежуточных и удаленных фациальных зон;

геофизических аномалий ВП, ЕП;

геохимических ореолов Pb, Zn, Cu, Ag, Cd.

Задачи общих поисков геолого-съёмочных работ, нацеленных на выявление потенциальных рудных полей, следующие:

фациальный и палеоструктурный анализ с составлением формационно-фациальных карт;

аэрогаммаспектрометрическая съёмка, электроразведка методами ВП, ЕП;

проходка структурно-поисковых скважин;

скважинная геофизика ЕП, ВП, КСПК, ДЭМПС;

геохимическое опробование керна скважин.

Методы оценки прогнозных ресурсов категории P_2 применительно к потенциальным рудным полям аналогичны методам оценки прогнозных ресурсов категории P_3 .

Особенностью определения прогнозных ресурсов категории P_2 является необходимость вычисления площадной продуктивности конкретной субформации рудоносной формации, слагающей рудное поле.

Перспективным участкам, эквивалентным месторождениям, отвечают вулканические впадины на склонах стратовулканов, экструзивных куполов и в прибортовых частях краевых палеодепрессий, выполненных тонкообломочными, нередко кремнистыми фациями пород.

Для выявления участков, перспективных на обнаружение новых месторождений, требуется установление следующего комплекса факторов:

тонкообломочных, нередко кремнистых фаций;

околорудных пород и метасоматитов кварц-серицитового и кварц-хлорит-серицитового состава;

геохимических зональных ореолов $Pb > Zn > Cu > Ag > Cd > As$;

геофизических аномалий МПП, МРЗ, КСПК, ДЭМП;

проявлений колчеданно-полиметаллической минерализации.

Задачи поисковых работ, нацеленных на выявление новых месторождений:

геологическая съёмка масштабов 1 : 10 000—1 : 5 000 с составлением палеофациальных и палеоструктурных карт;

гравиметрическая, магнитометрическая съёмки, электроразведка МПП, МРЗ;

литогеохимическая съёмка;

проходка поисковых скважин, скважинная геофизика, методами ЕП, ВП, КСПК, ДЭМП, картаж, геохимическое опробование керна скважин.

Обстановка нахождения полиметаллически-колчеданных месторождений определяется, с одной стороны, условиями их воз-

никновения в процессе раннегеосинклинального вулканизма, с другой — характером и интенсивностью последующих преобразований.

Три обстановки нахождения месторождений, формирующихся в процессе становления существенно натровой, промежуточной по соотношению щелочей и существенно калиевой субформации последовательной или контрастной формации, в результате более поздних тектономагматических процессов подвергаются преобразованиям различной интенсивности. Из разнообразных вариантов отклонения реальных обстановок нахождения рудных объектов от обстановок их возникновения наиболее четко проявлены два. Первый вариант отвечает преобразованиям слабой интенсивности, когда на месторождениях сохраняется субгоризонтальное либо слабо наклонное залегание рудных тел и отмечается низкая интенсивность изменения руд, метасоматитов и вмещающих пород. Второй вариант соответствует более интенсивным преобразованиям, когда месторождения представлены наклонными и крутопадающими рудными телами, испытывавшими вместе с метасоматитами и вмещающими породами динамометаморфические преобразования в пределах зон расланцевания, при этом метаморфизмы рудоносных субформаций, как правило, не выше зеленосланцевой фации. Обстановки нахождения месторождения определяются сочетанием указанных трех обстановок возникновения и двух обстановок последующих преобразований.

Геологические обстановки нахождения полиметаллически-колчеданных месторождений позволяют сформировать следующую поисковую модель, построенную по принципу последовательного приближения к конечному объекту поиска — месторождению.

- 1.1. Толщи, перекрывающие рудоносную вулканогенную формацию.
- 1.2. Рудоносная формация.
 - 2.1. Рудоносная субформация.
 - 2.2. Рудоконтролирующие фациальные зоны.
 - 2.3. Рудоконтролирующие уровни.
 - 2.4. Рудоконтролирующие структуры.
 - 3.1. Рудоносные фации.
 - 3.2. Рудовмещающие структуры.
 - 4.1. Надрудные зоны гематитизации, геохимические ореолы, аномалии магнитного и электрического полей.
 - 4.2. Рудокласты.
 - 4.3. Подрудные метасоматиты кварцево-серицитовый формации и геохимические ореолы.

Рудные тела эквивалентны наиболее прогнутым частям вулканических впадин, выполненных кремнистыми фациями. Для их выявления требуется установление следующих факторов:

потенциально перспективные рудопроявления с намечающимися геологическими границами;

рудные подсечения, подвергающиеся геометризации.

Задачи поисково-оценочных работ, нацеленных на выявление новых рудных тел и предварительную оценку опосредованного месторождения следующие:

геологическая съемка масштабов 1 : 2000—1 : 1000;

проходка поисково-оценочных скважин, скважинная геофизика МЗ, РВП, ЕП, КСПК, МЭК, ДЭМПС, каротаж, геохимическое опробование керна скважин;

опробование рудных подсечений, изучение фациальных особенностей и зональности околорудных пород, метасоматитов и руд.

Оценка прогнозных ресурсов категории P_1 производится при поисках (совместно с ресурсами категории P_2), при поисково-оценочных (совместно с запасами категории C_2) и разведочных работах (за контурами запасов категории C_2) в пределах части потенциального или реального рудного поля на перспективных участках или на флангах месторождений на базе полученных и опробованных рудных подсечений с учетом факторов, определяющих протяженность рудных тел по простиранию и падению.

Для оценки рудных тел требуется установление следующего комплекса факторов:

надрудных зон гематитизации, кварц-карбонатных, баритовых и гипсовых прожилков, обогащенных Fe, Mn и Mg, и рудокластов в перекрывающих базальтах, риолитах, известняках и алевролитах;

кремнистых фаций в подрудной позиции;

околорудных гидротермально-осадочных кварцитов, серицитолитов, хлоритолитов и кварц-серицитовых метасоматитов в подрудной позиции;

геохимических зональных ореолов пластообразной, сложной изометричной и лентовидной форм;

комбинаций локальных аномалий, ВП, ЕП, МПП, Δg , КСПК, ДЭМП, МЗ.

К основным факторам, определяющим протяженность полиметаллически-колчеданных тел по простиранию и падению относятся:

протяженность тонкообломочных кремнистых фаций лежачего бока, выполняющих вулканические впадины, с которой четко коррелируются размеры рудных залежей;

морфология геохимических ореолов, среди которых наиболее протяженные по простиранию и падению пластообразные залежи фиксируются пластообразными ореолами с резко асимметричной поперечной и латеральной концентрической зональностью, с отсутствием или локальностью проявлений концентративных элементов-индикаторов в надрудной толще;

выдержанность однотипной зональности, выражающейся в смене вверх по мощности медно-колчеданных руд колчеданно-полиметаллическими, которая характерна для крупных залежей.

Таким образом, в рассмотренном прогнозно-поисковом комплексе, как и в других, формационный анализ в соответствии со стадийностью геологоразведочного процесса эволюционирует от собственно формационно-металлогенического анализа на региональных стадиях работ через формационно-фациальный на стадии геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 с общими поисками к детальному объёмному фациальному на стадиях поисковых и поисково-оценочных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формационный анализ рудоносных комплексов, являясь приложением системного анализа к металлогении и рудным месторождениям, позволяет устанавливать приуроченность определенного оруденения к определенным геологическим формациям. Современное состояние проблемы связи геологических и рудных формаций позволяет наметить принципы их выделения, раскрыть их соотношения для различных этапов развития металлогенических площадей разных категорий, обосновать формационную типизацию рудных объектов и разработать в целом следующие методические основы формационного анализа.

1. Основным принципом формационного анализа служит принцип соответствия геологических, метасоматических и рудных формаций.

2. К одному из важных методических вопросов формационного анализа относится вопрос о необходимости единообразного подхода к объемам выделяемых геологических формаций. В настоящее время можно наметить пути такого подхода.

3. Главными критериями рудоносности геологических формаций являются устойчивые постоянно повторяющиеся в пределах разновозрастных структурно-формационных зон пространственные и временные ассоциации однотипных геологических образований и соответствующие им оруденения независимо от возможных причин таких связей.

4. Соотношения геологических и рудных формаций в различные этапы развития земной коры различны. Наиболее тесные связи между ними фиксируются в условиях периокеанических рифтовых долин, ранних островных дуг и окраинных морей. Они несколько усложняются в условиях поздних островных дуг и вулканоплутонических поясов. В последнем случае это усложнение нередко связано с устойчивыми постоянно повторяющимися сочетаниями разнотипных геологических формаций фундамента и чехла массивов ранней консолидации с соответствующим этим сочетаниям оруденением.

5. Анализ латерально-вертикальных рядов геологических и рудных формаций позволяет осуществить прогноз в пределах конкретного ряда недостающих рудных формаций.

6. Дальнейшее развитие теории и практики прогноза месторождений полезных ископаемых связано прежде всего с развитием формационного анализа. Возможности этого метода далеко не исчерпаны и в ряде случаев используются не в полной мере. По мнению авторов, альтернативы формационному анализу в настоящее время не существует. Ее и не будет в обозримом будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- ✓ 1. Авдонин В. В., Гончарова Т. Я. Фации колчеданоносных вулканогенных комплексов. Изд. МГУ, 1986.
2. Арапов В. А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского района. ФАН, Ташкент, 1983.
3. Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И. Значение формационного анализа при прогнозе рудных месторождений.— Советская геология, 1985, № 10, с. 22—30.
- ✓ 4. Генезис рудных месторождений. М., Мир, 1984.
- ✓ 5. Геологические формации. Терминологический справочник. М., Недра, 1982.
- ✓ 6. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Константинов Р. М. Магматические и рудные формации. М., Недра, 1986.
7. Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М., Недра, 1984.
8. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М., Недра, 1983.
9. Кривцов А. И., Нарсеев В. А. Геологоразведочный процесс и прогнознопойсковые комплексы.— Советская геология, 1983, № 1, с. 17—27.
10. Миасиро А., АК и К, Шенгер А. Орогенез. М., Мир, 1985.
11. Некрасов Е. М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М., Недра, 1980.
- ✓ 12. Немцович В. М. Формационный анализ при региональных геологических и прогнозно-металлогенических исследованиях.— Советская геология, 1985, № 2, с. 86—99.
13. Овчинников Л. Н., Гладких В. С., Соловьев В. А. Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканогенных породах Магнитогорского мегасинклинория.— Геохимия, 1975, № 12, с. 1763—1775.
14. Основные типы рудных формаций. Терминологический справочник. М., Наука, 1984.
15. Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. ФАН, Ташкент, 1981.
16. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980, 248 с.
17. Принципы формационной классификации месторождения цветных и благородных металлов. М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др.— Советская геология, 1984, № 6, с. 3—12.
18. Промышленно-генетическая классификация медных и свинцово-цинковых месторождений стран СЭВ. М. Ротопринт ЦНИГРИ, 1973.
19. Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений/ Д. И. Горжевский, И. В. Крейтер, Г. В. Ручкин, Е. И. Филатов. М., 1978, с. 15—22 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 138).
- ✓ 20. Рудные и рудоносные формации. Терминологический словарь. М., Недра, 1983.
21. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/ Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1982.
22. Рундквист Д. В. О значении формационного анализа при прогнозных исследованиях.— В кн.: Критерия прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1978.
23. Ручкин Г. В., Дерюгин Ю. Н. Золотоносность архейских зеленокаменных поясов. М., 1985. Обзор ВИЭМС: Геол. методы поисков и разведки месторождений метал. полезн. ископ.
24. Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М., Недра, 1984.
25. Санин Б. П., Зорина Л. Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Наука, 1980.

26. *Смирнов В. И.* Периодичность рудообразования в геологической истории. М., Наука, 1984, 27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 12, с. 3—10.
27. *Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов*/А. И. Кривцов, И. З. Самонов, Е. И. Филатов и др. Недра, М., 1985.
28. *Филатов Е. И.* Полиметаллические месторождения фанерозоя. М., Недра, 1986.
29. *Филатов Е. И., Ширай Е. П.* Формационный анализ в прогнозных исследованиях.— Советская геология, 1987, № 2, с. 45—55.
30. *Яковлев Г. Ф.* Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1984.
31. *Mitchel A. N. Bell J. D.* Island-arc evolution and related mineral deposits „The Journal of geology“ 1973 N 4 p. 381—400.
32. *Pelissonnier H.* Les dimensions des gisements de cuivre du monde „Bureau de recherches geologiques et Minereres“ Paris 1972 430 p.
33. *Porphyry copper deposits of the Southeastern Pacific Islands and Australia.* Econ. geol. N 73 N 5 1978 p. 397—681.
34. *Rona P. A.* Hydrothermal mineralization at Seafloor spreading centers“. Carth Science Reviews 1984 v 20 Ni 104 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Методические аспекты формационного анализа объектов прогнозно-металлогенических исследований	5
Основной принцип формационного анализа	5
Геологические формации	6
Рудные формации	8
Соотношения геологических и рудных формаций	8
Соотношения рудных формаций и геолого-промышленных типов месторождений	15
Глава II. Формационные и геолого-промышленные типы медных и медно-никелевых месторождений	16
Формационная и геолого-промышленная систематика	16
Геосинклиналильные (рифтовые, островодужные, окраинно-морские) типы	22
Орогенные (шельфовые окраинно-континентальные) типы	38
Субплатформенные и платформенные типы (континентального шельфа, внутриконтинентальных впадин)	44
Медно-никелевые месторождения	46
Глава III. Формационные и геолого-промышленные типы свинцово-цинковых месторождений	51
Формационная и геолого-промышленная систематика	51
Геосинклиналильные (островодужные и окраинно-морские) типы	56
Субплатформенные и платформенные (окраинно-континентальные, шельфовые и континентальные лагунные) типы	75
Орогенные (шельфовые окраинно-континентальные) типы	87
Глава IV. Формационные и геолого-промышленные типы золоторудных, золото-серебряных и серебряных месторождений	99
Формационная и геолого-промышленная систематика	99
Протогеосинклиналильные и геосинклиналильные (рифтовые островодужные и окраинно-морские) типы	101
Позднегеосинклиналильные и орогенные (островодужные, окраинно-морские и окраинно-континентальные) типы	105
Протоплатформенные типы. Золотоносные конгломераты конгломерато-сланцево-кварцитово-формации	118
Глава V. Латеральные и вертикальные ряды геологических и рудных формаций	119
Глава VI. Формационный контроль размещения рудных месторождений	128
Глава VII. Формационный анализ в прогнозно-поисковых комплексах	134
Заключение	141
«Список литературы	142

и-ка-л

1 р. 80к.

5259

НЕДРА