

Э. И. КУТЫРЕВ

ГЕОЛОГИЯ  
И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ  
СОГЛАСНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
МЕДИ,  
СВИНЦА  
И ЦИНКА

НЕДРА

Э. И. КУТЫРЕВ

ГЕОЛОГИЯ  
И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ  
СОГЛАСНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
МЕДИ,  
СВИНЦА  
И ЦИНКА

4501



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1984



Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка.— Л.: Недра, 1984.— 248 с.

Изложена новая система прогнозно-металлогенических исследований на структурно-вещественной основе применительно к главным промышленным типам согласных месторождений меди, свинца и цинка в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях. Для прогнозных целей обоснована классификация месторождений по связи с геологическими формациями и их рядами. Охарактеризованы типы рудных районов, металлогенических зон, площадей и провинций с согласными месторождениями. Выведены закономерности их размещения и факторы рудоконтроля: общая направленность в смене формаций, определяющая металлогеническую специализацию толщ; степень латеральной и вертикальной изменчивости состава и мощности формационных ритмов и комплексов, обуславливающей локализацию месторождений в разрезе и в плане; блоковое строение территорий, определяющее широту формационного спектра месторождений.

На основе выявленных факторов и критериев рудоносности обоснована методика перспективной оценки территорий на согласные месторождения меди, свинца и цинка при прогнозно-металлогенических исследованиях разных масштабов. Приведены перечни признаков, позволяющие осуществлять прогнозную оценку территорий без известных месторождений.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением, прогнозированием, поисками и разведкой согласных месторождений меди, свинца и цинка.

Табл. 7, ил. 23, список лит. 84 назв.

Рецензент — д-р геол.-минерал. наук Ю. В. Богданов (ВСЕГЕИ).

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Систематизация материалов по строению, условиям образования, закономерностям размещения, факторам и критериям прогноза согласных месторождений меди, свинца и цинка — задача давно назревшая и в практическом отношении актуальная. В книге обобщен опыт работы автора в этой области с акцентом на факторы и критерии прогноза, принципы и способы прогнозирования, особенно в районах, где месторождения еще не выявлены.

В последние годы как в СССР, так и за рубежом вышли в свет крупные обобщающие работы по согласным месторождениям [32; 84; «Рудные месторождения СССР», т. 2, 1978; «Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов», 1975; «Вулканогенно-осадочные месторождения», 1979]. В этих работах сравнительно полно изложены современные сведения о составе руд, морфологии рудных залежей, структуре полей, даны представления об условиях формирования различных, в том числе медных и свинцово-цинковых, месторождений.

Сравнив эти работы в содержательном отношении с другой группой публикаций, нацеленных на прогнозирование [37; 38; «Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях», 1973; и др.], можно увидеть весьма существенную разницу в описании одних и тех же объектов. То, что одним авторам представляется важным для характеристики месторождений, другим кажется второстепенным. Это касается, с одной стороны, рудовмещающей среды, а с другой — деталей вещественного состава руд, минеральных парагенезов и стадийности рудоотложения. Преувеличение генетического значения минеральных парагенезов как индикаторов стадийности рудоотложения особенно очевидно для гидротермально-осадочных месторождений, руды которых изначально представляли собой ил, а минерально-геохимическая зональность и так называемые стадии рудоотложения отражают лишь диагенетические — метаморфические преобразования, по итогу сходные с результатом стадийной пульсации растворов.

Недостаток внимания к рудовмещающей среде является следствием столетних традиционных взглядов на согласные место-

рождения как продукты случайного, в общем незакономерного пространственного наложения руд на различные корообразующие породы и формации. Хотя подобные взгляды в настоящее время формально изживаются, остается во многом неясным, какие же параметры и характеристики месторождений с современных позиций следует считать необходимыми (систематическими). Такowymi служат, по нашему мнению, степень вещественного и морфогенетического соответствия руд и вмещающих пород, минерально-геохимической рудной зональности и ритмичности рудовмещающих отложений, морфологии, а также ориентировки рудных залежей и рудоконтролирующих фациальных типов отложений. Подобное описание согласного месторождения, которое можно считать полным, имеется лишь для единичных объектов.

Развиваемый в настоящей работе структурно-вещественный подход к изучению закономерностей формирования и размещения и к прогнозированию месторождений преследует главную цель: обосновать устойчивые и отделить от них случайные связи рудных объектов с параметрами и характеристиками рудовмещающей среды, под которой можно понимать и конкретную геологическую формацию, и ряд формаций, и блок коры, и геосинклинальную серию блоков.

Изучение связи месторождений с геологическими формациями в настоящее время признано перспективным направлением, но такое рассмотрение еще не позволяет уверенно оценивать территории, так как рудоносными среди однотипных является лишь незначительная часть формаций. В этом сугубо практическом аспекте, очевидно, необходимо, с одной стороны, усовершенствование методики изучения формаций для выделения вещественных и структурных видов и разновидностей среди тех из них, которые ныне принято считать однотипными. Обнадеживает в этом направлении методика выделения формаций не только как примерно одинаковых наборов горных пород, но и по структурно-геометрическим признакам — способу чередования (ритмичное, неритмичное), размеру ритмов, порядку ритмов, направлению изменения состава и мощности ритмов от подошвы к кровле формации и т. п. С другой стороны, необходима хотя бы элементарная статистика связи месторождений с близкими по составу, но все же различающимися в структурном или структурно-вещественном отношении геологическими формациями для установления критериев их рудоносности. В описаниях месторождений мы стремились по возможности обращать внимание на указанные выше систематические признаки и характеристики месторождений и рудоносных геологических формаций.

Можно полагать, что с дальнейшим развитием структурно-вещественного подхода к изучению согласных месторождений, с разработкой детальной классификации геологических формаций видовые диапазоны рудоносных и безрудных, высокопродуктивных и низкопродуктивных, меденосных и свинцовоносных форма-

ций существенно сузятся, что само по себе повысит практическую результативность прогноза на формационном уровне. Однако это дело не близкого будущего. Кроме того, с более дробной классификацией формаций возникает больше трудностей при формационной видовой диагностике природных тел. И с этим также необходимо считаться при всех очевидных достоинствах формационного анализа.

С развитием представлений о таксонах надформационных уровней стало ясно, что геологическая формация, не являясь последней категорией в ряду структурно-вещественных таксонов, не обязана содержать в себе все признаки рудоносности и что рудоносность или безрудность определяется зачастую не столько внутренними характеристиками формаций, сколько положением их в формационных рядах, теми или иными структурно-геометрическими характеристиками рядов (формационных ритмов, комплексов). Такие характеристики, как мощность формационных комплексов, их полнота, контрастность состава входящих в них формаций, направленность в смене формаций, ритмичность, оказываются действенными факторами и критериями рудоносности и прогноза. Этим еще очень слабо разработанным факторам и критериям в работе уделено особое внимание.

В качестве экспериментальных, дискуссионных читатель может рассматривать те разделы работы, в которых излагаются данные и представления о рудоносности более крупных, чем формационный комплекс, таксонов: блоков коры, геотектонических серий и систем. Тектонистов, может быть, обескуражат «геосинклинальные трюги», объединяющие эвгеосинклинали, миогеосинклинали, рифтовые зоны, авлакогены, перикратонные опускания и т. п. На данном этапе исследований сознательный примитивизм понятий оправдывается тем, что при более дробном разделении этих структур земной коры мало что добавляется к уже известным критериям прогноза, а само разделение является слишком дискуссионным, чтобы рекомендовать его использование в прогнозно-металлогенических исследованиях.

Основой для разработки главных положений, сформулированных в книге, послужили результаты 20-летних исследований рудоносных толщ и месторождений меди, свинца и цинка Олёкмо-Витимской горной страны, юга Сибирской платформы, Енисейского края, Юго-Восточной Якутии, Юго-Западного Казахстана, Средней Азии, Горного Алтая, Полярного и Среднего Урала, Кавказа. В ходе этих исследований автором детально изучены или обследованы Удоканское медное месторождение, ленские и приенисейские медистые песчаники, Саурейское, Миргалымсайское, Сумсарское, Уч-Кулачское, Горевское, Рассохинское, Сарданинское свинцово-цинковые, Дегтярское и Левихинское медно-цинково-колчеданные месторождения. Автор ознакомился также с Сибайским, им. XIX партсъезда, Учалинским, Красногвардейским, Амурским, Фелизчайским, Кацдагским, Каракульским месторождениями. Опыт этих работ позволил выделить в опу-

бликованных материалах по многим согласным месторождениям меди, свинца и цинка существенные характеристики, проанализировать положение месторождений в рудовмещающих формациях и комплексах, составить карты и схемы блокового строения важнейших металлогенических областей и провинций территории СССР.

В I части работы кратко освещена история исследований согласных месторождений меди, свинца и цинка, приведена их классификация на формационной основе и дано краткое описание основных формационных типов. Во II части охарактеризованы главные типы рудных районов и суммированы факторы и критерии рудоносности формационных ритмов и комплексов. В III части приведены материалы по факторам и критериям рудоносности слоев и блоков коры, геотектонических серий и систем. В IV части изложены основы методики прогнозной оценки территорий на согласные месторождения меди, свинца и цинка при исследованиях разных масштабов.

Ряд вопросов, освещенных в книге, в различные годы разрабатывался совместно с коллегами: по медистым песчаникам — с Ю. В. Богдановым, Г. Г. Кочиным, В. П. Феоктистовым, Н. П. Трифоновым; медным и свинцово-цинковым месторождениям Средней Азии и Якутии — с А. К. Иогансоном; Саурейскому рудному полю — с В. И. Васильевым; Северо-Востоку и Казахстану — с Ю. П. Рождественским; Сетте-Дабану — с А. П. Кропачевым, А. Е. Соболевым, Г. А. Гурьевым; по вопросам парагенетического анализа и системы прогноза — с Д. В. Рундквистом и В. И. Драгуновым; применению геохимических методов для целей прогноза — с А. Н. Толстых; карстовым свинцово-цинковым месторождениям — с Ю. С. Ляхницким; источникам рудного вещества — с М. Ф. Кутыревой. Ценные советы и замечания, учтенные в работе, поступили от В. А. Перваго, Ю. Г. Старицкого, М. Б. Бородаевской, Г. А. Твалчрелидзе, М. Г. Жарикова, Д. В. Рундквиста, Ю. В. Богданова. Большую помощь в подготовке иллюстраций и оформлении оказали С. А. Жвания и Н. М. Ульрих. Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю признательность.

Хотелось бы надеяться, что у геологов, занимающихся изучением и разведкой согласных месторождений, и особенно прогнозированием и поисками, книга возбудит интерес к вмещающей рудные тела среде, и в узком и в самом широком смысле этого слова. Ибо эта среда, по моему убеждению, знает и помнит о месторождениях больше, чем сами месторождения о себе.

## ВВЕДЕНИЕ

Закономерности формирования месторождений меди, свинца и цинка, залегающих в общем согласно с напластованием осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, отражены в работах Ю. В. Богданова, М. Б. Бородаевской, В. С. Домарева, А. Н. Заварицкого, С. Н. Иванова, М. М. Константинова, В. М. Попова, В. А. Прокина, В. И. Смирнова, Н. М. Страхова, Г. А. Твалчредидзе, Г. Н. Щербы, в трудах их учеников и последователей, к которым относится и автор настоящей работы.

Открытия последних двух десятилетий (Жайремское месторождение в Центральном Казахстане, Шалкиинское в Восточном Казахстане, Уч-Кулачское и Хандизинское в Южном Тянь-Шане, Филизчайское и Кызыл-Деринское на Кавказе, Горевское в Енисейском крае, Озерное в Западном Забайкалье, Холоднинское в Северном Прибайкалье, Узельгинское, Подольское на Южном Урале) со всей очевидностью показали, что именно пластовые, в основе своей доскладчатые месторождения необходимо считать главными объектами прогнозных исследований и поиска. Вместе с тем карстовые месторождения, которые в США, Канаде и Средиземноморье уже давно имеют большое практическое значение, в СССР исчисляются единицами, хотя объективных причин диспропорции не замечено; это позволяет считать разработку критериев прогноза карстовых свинцово-цинковых и флюорит-полиметаллических месторождений задачей новой и также актуальной.

В ходе 20-летних исследований автором намечены основы новой методики прогнозно-металлогенических исследований на структурно-вещественной основе. Разработаны признаки возможности или невозможности наличия на данной территории согласных месторождений меди, свинца и цинка, способы прогнозной оценки рудопроявлений, флангов известных месторождений и рудных полей. При решении главной задачи обоснован и применен на практике системный подход к исследованию месторождений, закономерностей их формирования и размещения. Данный подход базируется на сравнении соизмеримых в пространстве и времени и ранжированных по степени сложности геологических тел. Основа такой таксономической шкалы заложена в трудах В. И. Вернадского, Н. П. Хераскова, Н. С. Шатского, кото-

рые обосновали формацию как очередной таксон, продолжающий ряд «химический элемент—минерал—порода...». Значительный вклад в учение о формациях внесли Ю. А. Билибин, Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Косыгин, И. В. Круть, Н. М. Страхов, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин, Ю. А. Воронин, Э. Н. Янов, Н. Н. Предтеченский, Н. А. Штрейс и др.

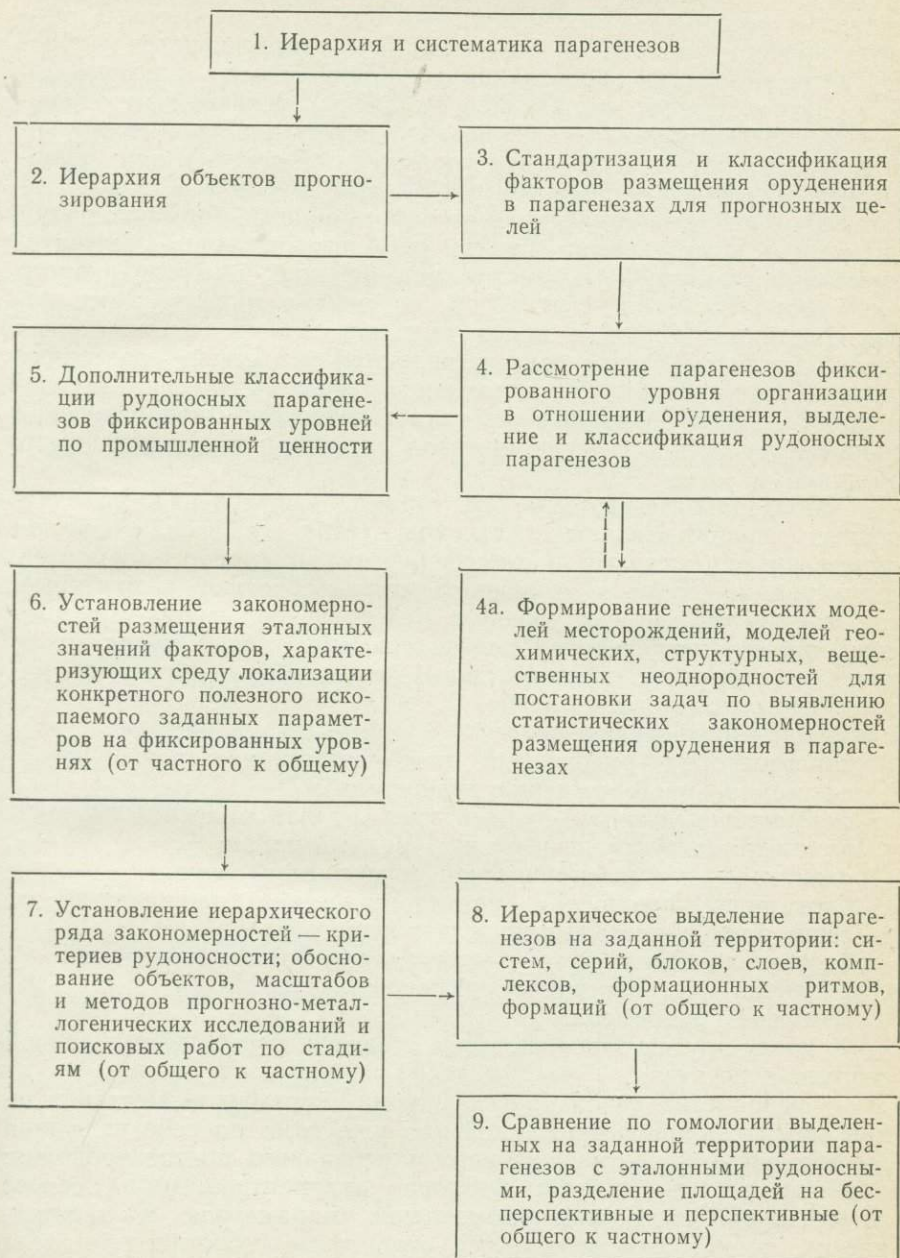
Д. В. Рундквист [1973 г.] применил эти положения к рудным месторождениям, особое внимание уделив ритмичности как структурной характеристике геологических тел и историческому анализу с разделением его на историю формирования индивида (онтогенез) и общие закономерности формирования вида (филогенез). В. И. Драгунов и В. И. Васильев [1972 г.] показали, что геологическая формация представляет собой лишь одно из промежуточных звеньев в системе «минерал—планета», т. е. вещество определенного «уровня организации», и что на каждом «уровне» виды парагенезов могут выделяться по единственному структурно-вещественному принципу: «набор элементов + структура». Тем самым открылась возможность, рассматривая геологию как таксономическую систему, разработать системный подход к прогнозно-металлогеническим исследованиям (табл. 1).

При этом под простой системой понимается природное тело (и его научный эквивалент), которое для заданных целей может рассматриваться как конечное целое (таксон), делимое, но не составляющее части другого целого; простая система состоит из конечного числа элементов, каждый из которых в данной системе равноправен, целостен, далее неделим. Главным отличием системы от простой совокупности элементов является наличие в ней существенных свойств и признаков, не присущих каждому элементу, отдельно взятому.

Сложной системой называется совокупность простых систем, в которой структурная связность проявлена в виде таксономии, иерархии таким образом, что таксоны предыдущего уровня являются элементами таксонов последующего уровня организации; при этом начальные элементы сложной системы далее неделимы, а конечный таксон не составляет части более общего целого.

Главным принципом системного анализа в геологии является утверждение, что рассмотрение Земли как сложной системы структурно-вещественных категорий с родственными связями в простых (строчных) системах и иерархическими связями между простыми системами возможно. Эта возможность вытекает из дискретности геологических объектов в структурном и вещественном отношении во многих масштабах — от минерала до планеты. Вторым служит принцип гомологичности связей: утверждается возможность применения гомологов-понятий и гомологов-законов на каждом иерархическом уровне. Такими гомологичными понятиями являются: элемент, элементарная ячейка, структура, таксон, числовые и векторные характеристики таксонов. Среди гомологов-законов можно отметить геогенетический закон

Последовательность преобразования информации  
при прогнозно-металлогенических исследованиях



Примечание. Одиночные стрелки указывают на последовательность основных операций; штриховая стрелка обозначает, что операция является дополнительной.

Д. В. Рундквиста, применимый к таксонам различных уровней.

Основной принцип металлогенического анализа с системным подходом состоит в утверждении, что рудные и рудоносные объекты представляют собой закономерные, повторяющиеся в пространстве и времени образования, тесно связанные с параметрами и характеристиками вмещающей их среды. Основным методом металлогенического анализа заключается в установлении пространственно-временных, т. е. структурных связей рудных или рудоносных объектов с определенными видами таксонов и их элементарных ячеек: с парагенерациями и формациями, формационными ритмами и комплексами, слоями и блоками коры, геотектоническими сериями и системами. Устанавливаются связи рудного вещества с составом, структурой, числовыми и векторными характеристиками рядов и видов таксонов и их элементарных ячеек. Анализом такого рода выявляются устойчивые, повторяющиеся связи, которые и составляют металлогенические закономерности. Классификация металлогенических подразделений строится на основе таксономической систематики геологических объектов.

При разработке системы (см. табл. 1) выделен ряд соподчиненных взаимосвязанных таксонов (табл. 2). Каждый таксон определен параметрами и характеристиками (набор элементов, структура, числовые и векторные характеристики структуры), гомологичными на всех уровнях. Каждому геологическому таксону или его элементарной ячейке применительно к территориям развития согласных месторождений определено паритетное металлогеническое подразделение:

- порода—руда, рудное тело;
- парагенерация—рудоносный слой, участок, месторождение;
- формация—месторождение, рудное поле;
- формационный ритм—рудный узел, рудная полоса;
- комплекс (структурный этаж) — рудный район;
- слой коры—металлогеническая (рудоносная) зона;
- блок коры—рудоносная (металлогеническая) площадь;
- серия блоков—металлогеническая серия;
- геотектоническая система — металлогеническая провинция;
- оболочка—металлогенический пояс;
- геосфера—рудосфера.

К числу других задач, которые ставятся и решаются в данной системе, относятся:

— разработка такой классификации согласных месторождений меди, свинца и цинка, которая уже сама по себе включала бы элементы крупномасштабного и детального прогнозирования;

— выявление основных факторов рудоконтроля и на основе элементарной статистики установление параметров и характеристик, по которым отличаются рудоносные геологические тела различных таксономических уровней от слабопродуктивных и безрудных, меденосные от свинцовоносных и т. д.

Таксономия геологических тел различной степени сложности

Степень сложности	Таксоны	Металлогенические и прогнозные единицы, соответствующие таксонам	Элементарные структуры таксонов	Металлогенические и прогнозные единицы, соответствующие элементарным структурам	Элементы
7	Планета	—	<i>t</i> -планета	—	Геосфера
6	Геосфера	Рудосфера	Оболочка	Металлогенический пояс	Система
5	Система	Металлогеническая провинция	Серия блоков	Рудоносная, перспективная серия	Блок коры
4	Блок коры	Металлогеническая, перспективная площадь	Слой коры	Металлогеническая, перспективная зона	Комплекс (структурный этаж, ярус)
3	Комплекс	Рудный район	Формационный ритм	Рудный, перспективный узел; рудная, перспективная полоса	Формация
2	Формация	Рудное, перспективное поле, месторождение	Парагенерация	Рудоносный слой, ритм пород, зональная серия, месторождение, перспективный участок	Порода
1	Порода	Руда, минерально-геохимический, промышленный тип руды, рудное тело, перспективный участок	Элементарный парагенез минералов (для магматических пород), элементарный парагенез слойков (для осадочных пород)	Минеральная стадия, минеральный парагенез	Минерал, минеральный агрегат, слюек
0	Минерал	Рудный минерал	Элементарная ячейка минерала	Не выделяются	Химический элемент

Примечания. 1. В книге рассматриваются таксоны от 1-го до 5-го уровня включительно. 2. *t*-планета — Земля на определенных стадиях ее развития.

Дадим определения основным понятиям.

Под **геологической формацией** понимается определенный таксон в иерархической системе геологических тел (между таксонами «порода» и «формационный комплекс»), выделяемый как статистически устойчивое, повторяющееся в природе конечное сообщество горных пород или их парагенераций, связанных общим законом сочетания или чередования.

**Парагенерация** — элементарная совокупность горных пород с минимальными различиями в составе и структуре соседних слоев (например, ритм слоев).

**Стратифицированная формация** представляет собой моногенное образование, в которой находящиеся внизу разреза слои образованы строго раньше, чем вышележащие.

**Симплектитовая формация** характеризуется присутствием в стратифицированном субстрате инородных образований (метасоматических, инъекционных, выполнения пустот), существенных в теоретическом или практическом отношении, определено и значимо оторванных от времени завершения накопления осадков субстрата.

**Рудоносной** является геологическая формация, содержащая в своем составе рудную парагенерацию или примесь минералов, что определяет рентабельность разработки формации или ее части как полезного ископаемого.

**Формационный ряд** представляет собой хронологическую или изохронную (латеральную) последовательность формаций, в которой соседние виды формаций минимально различаются составом и (или) структурой.

**Формационный тип месторождений** — статистически устойчивый, повторяющийся в природе генетический тип месторождений, связанный с формациями определенного формационного ряда.

**Подтип месторождений** — формационная или минерально-геохимическая (рудная) разновидность месторождений определенного формационного типа, значимо отличающаяся от других месторождений этого типа минерально-геохимическим составом руд или тесной связью с определенным видом геологической формации; в соответствии с этим различаются минерально-геохимические и формационные подтипы, в ряде случаев минерально-геохимические подтипы одновременно являются и формационными.

**Формационный ритм** — направленный, упорядоченный, структурно непрерывный хронологический ряд стратифицированных формаций с минимальными, но значимыми различиями в составе и структуре соседних формаций. Подобные упорядоченные ряды часто называют ритмами, макроритмами, мегаритмами, стратиграфическими подсериями, сериями.

**Формационный комплекс** — непрерывный, закономерный пространственный ряд геологических формаций одного класса или формационных ритмов одного порядка мощностей, сформированный в течение единой геотектонической стадии или этапа и характеризующийся согласным залеганием всех слагающих его страти-

фицированных формаций или формационных ритмов и общим планом дислокаций. Формационный комплекс осадочного слоя коры в тектоническом отношении обычно соответствует структурному этажу, но комплексы не обязательно разделяются угловыми несогласиями; для выделения самостоятельных комплексов достаточно стратиграфического перерыва длительностью в докембрии 300—350 млн. лет, в фанерозое 20—30 млн. лет, что соответствует времени формирования одного формационного ритма.

**Слой коры** понимается в традиционном смысле как парагенез формаций, формационных ритмов и (или) комплексов одного класса (осадочный, гранитно-метаморфический, базальтовый).

**Блок коры** — участок коры с закономерным, исторически обусловленным сочетанием базальтового, гранитно-метаморфического и осадочного слоев определенного состава, строения и возрастного диапазона.

**Геотектоническая серия** — набор синхронных или близких по времени заложения блоков коры (в ретроспективе — трогов), связанных определенными пространственными взаимоотношениями и закономерно сочетающихся с блоками ранних по отношению к ним генераций (с блоками ранней консолидации). Серии выделяются для характеристики сложных систем.

**Геотектоническая система** — совокупность разновозрастных блоков земной коры или их серий, находящихся в закономерных пространственных соотношениях, определяемых особенностями структурного развития крупной территории за весь период ее эволюции.

Под **геологическим прогнозированием** понимается деятельность, основанная на выявленных законах и закономерностях формирования, размещения и изменения геологических тел, использующая вещественные, структурные, числовые параметры и характеристики геологических объектов, а также физические и химические поля, создаваемые геологическими телами, и направленная на предсказание пространственного положения, состава и параметров еще не выявленных геологических тел. Оценка возможности наличия на заданной территории рудоносных геологических объектов с заданными параметрами относится к категории прогнозно-металлогенических исследований.

**Количественное прогнозирование** — предсказание параметров геологических тел, в том числе количества в них полезного ископаемого с заданными параметрами и областью достоверности.

## ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

ГЛАВА I

### К ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассматриваемые месторождения меди, свинца и цинка в различные годы называли согласными, пластовыми, телетермальными, осадочными; гидротермально-осадочными, эксгальационно-осадочными, диагенетически-катагенетическими, стратифицированными, гидротермально-метасоматическими, колчеданными, полигенными, полихронными. Все эти месторождения могут быть выделены в класс согласных месторождений, т. е. залегающих в целом согласно с напластованием или границами осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфизованных толщ, что и является их главным диагностическим признаком и отличием от месторождений другого класса — несогласных (секущих), характеризующихся секущими взаимоотношениями с элементами внутренней структуры массивов рудовмещающих горных пород.

В истории изучения согласных месторождений меди, свинца и цинка с определенной долей условности можно выделить два крупных периода: 1) до 1960 г., 2) с 1960 г.; во втором периоде можно наметить два этапа: 1960—1970 гг. и с 1970 г. по настоящее время.

1. Первый период изучения рассматриваемых месторождений можно назвать периодом генетических моделей их формирования: источников, путей миграции рудных элементов, условий концентрации, связи с магматическими или осадочными породами. Ленские медистые песчаники В. А. Обручевым, предуральские Н. И. Кокшаровым, Р. И. Мурчисоном, А. В. Нечаевым, Я. В. Самойловым, П. Л. Дравертом, Н. Г. Кассиным, Е. И. Тихвинской, И. С. Яговкиным, джезказганские — А. А. Краснопольским относились к осадочным образованиям. Вместе с тем высказывалось мнение о гидротермальном происхождении Джезказгана [Бродрик Т. М., Яговкин И. С., 1927 г.], что нашло развитие в работах К. И. Сагпаева [1935 г.] и его сторонников. Серьезные доводы в пользу первично-осадочной природы Джезказгана приведены Г. Г. Гудалиным [1948 г.] и В. С. Домаревым [1958 г.]; многие спорные вопросы генезиса медистых песчаников рассмотрены В. М. Поповым [1956—1960 гг.]. Систематическое изучение Удоканского месторождения медистых песчаников началось в 50-х годах. Как разведчики его: Э. Ф. Гринталь, В. С. Четчин, так и исследователи на данном этапе: Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин, Ф. П. Кренделев [1958 г.], В. С. Домарев, Ю. В. Богданов [1959 г.], — привели веские доводы в пользу осадочного происхождения Удокана.

Этапу становления в 50-х годах новых воззрений на происхождение телетермальных месторождений свинца и цинка предшествовал длительный период господства представлений о гидротермальной природе минерализации, о связи ее с нескрытыми очагами гранитоидного магматизма, чему в немалой степени способствовали работы Л. С. Грейтона [1932 г.], П. Ниггли [1933 г.]. Большинство исследователей Казахстана: И. С. Яговкин [1928, 1933 гг.], М. П. Русаков [1930, 1958 гг.], Н. Г. Кассин [1934 г.], Ф. И. Вольфсон [1945 г.], В. Б. Кочуров [1944, 1948 гг.], Р. А. Борукаев, И. И. Бок, Л. А. Мирошниченко, А. В. Орлова [1953, 1956 гг.], Е. Ф. Бурштейн [1959, 1968 гг.], Г. Н. Еникеева [1959 г.],

А. М. Маренчев [1959 г.], А. С. Великий, И. И. Князев, А. С. Кумпан [1960 г.] — относили полиметаллические месторождения к гидротермальным низко-средне-температурным послескладчатым образованиям, связанным с орогенным гранитоидным магматизмом.

Идею о тесной генетической связи подобных рудных образований с вмещающими породами высказывали И. Б. Ауэрбах [1871 г.], В. А. Обручев [1892 г.], А. Е. Ферсман [1915 г.], Е. К. Лазаренко [1947 г.], М. М. Одинцов [1948 г.], А. М. Минжилкиев [1954 г.], Г. П. Богомазов [1957 г.]. Представления о накоплении металлов в осадочных процессах, о перегруппировке рудного вещества на стадиях диагенеза и эпигенеза четко сформулированы М. М. Константиновым в 1951 г.; он же дал одно из первых определений стратифицированных месторождений свинца и цинка, называя их также пластовыми.

В начале 20-х годов А. Н. Заварицкий рассматривал медноколчеданные месторождения как иньекционные рудомагматические образования. Уральские геологи [Пэк А. В., 1939, 1950 гг.; Замятин П. М., 1929 г., Амирасланов А. А., 1935 г.; Захаров Е. Е., 1938 г.] разработали гидротермально-метасоматическую гипотезу, связывая месторождения со сланцевыми зонами, варисскими гранитоидами и относя их к послескладчатым образованиям. Открытие Блявинского, Новосибирского и Учалинского месторождений в 1935—1936 гг. независимо от сланцевых зон, разломов и варисских гранитоидов, а также обнаружение в надрудных слоях обломков руд позволили А. Н. Заварицкому в 1936 г. и более четко в 1943 г. сформулировать гипотезу о генетической связи колчеданных месторождений с корневыми частями тех вулканогенных толщ, среди которых они залегают.

Эти положения впоследствии были подтверждены специальными исследованиями метаморфизма руд и пород, выполненными В. А. Заварицким [1950 г.] и Т. Н. Шадлун [1942, 1954 гг.]. Данная гипотеза, ныне получившая широкое признание, в свое время на Урале имела лишь немногих сторонников, и в их числе С. Н. Иванова [1945, 1959 гг.], В. П. Логинова [1950, 1951 гг.], Е. К. Лазаренко [1953 г.], И. В. Ленных [1959 г.], а на Кавказе — М. А. Кашка [1955 г.], И. Г. Магакьяна [1955 г.], Г. А. Твалчредидзе [1958 г.], В. Г. Грушевого [1958 г.]. Представлений о более молодом, чем вмещающие породы, возрасте колчеданных руд и приуроченности их к послескладчатым разломам, о связи гидротермальных рудоносных растворов с деятельностью глубинных магматических очагов придерживались на Урале А. А. Амирасланов [1937, 1957 гг.], Е. Е. Захаров [1938 г.], А. Д. Ракчеев [1956, 1962 гг.], А. В. Пуркин [1960 г.], Ю. М. Столяров [1960 г.], В. П. Первов [1960 г.], на Кавказе — Ф. Л. Смирнов и Г. С. Сенатская [1959 г.], Р. П. Тузииков [1959 г.] и др.

Аналогичные представления о происхождении полиметаллических месторождений Рудного Алтая отстаивали В. П. Нехорошев [1932, 1948 гг.], И. Ф. Григорьев [1934, 1936 гг.], А. А. Амирасланов [1957 г.], П. П. Буров и Н. Н. Курек [1939 г.], Г. М. Гапеева и В. М. Сеницын [1941 г.], Ф. И. Вольфсон [1956 г.], П. Ф. Иванкин [1954, 1957 гг.], М. Г. Хисамутдинов [1952, 1956 гг.], А. К. Каюпов [1957 г.], Ф. К. Шипулин [1958 г.], В. Д. Баранов [1960 г.] и многие другие, а о происхождении Салаирских месторождений — Г. С. Лабазин [1940 г.]. Сведения о связи колчеданно-полиметаллических руд Алтая с девонским вулканизмом приведены в работах А. Н. Заварицкого, Б. С. Левоника, В. Н. Огнева, А. И. Семенова, И. В. Дербикова, Т. Н. Шадлун и Б. И. Вейца, о связи месторождений Салаира с кембрийским вулканизмом — в работах М. А. Усова. Основные положения докладчатой гипотезы формирования алтайских месторождений обобщены в работах Г. Н. Щербы [1957 г.]. Однако эти работы, как и на Урале, не оказали должного влияния на практику проведения прогнозно-металлогенических, поисковых и разведочных работ, которые продолжались в соответствии с факторами рудоконтроля, вытекающими из гипотезы о послескладчатом происхождении руд, о связи их с гранитоидными комплексами позднепалеозойского возраста.

2. Второй период изучения согласных месторождений меди, свинца и цинка характеризуется разворотом в различных районах страны литолого-фашиальных и фашиально-палеогеографических исследований терригенных толщ, вмещающих месторождения и рудопроявления медистых песчаников и сланцев. Работы, в частности, проводились в Кодаро-Удоканской зоне Сибири (Ю. В. Богданов,

Э. И. Кутырев, Г. Г. Кочин, Л. В. Травин, В. П. Феоктистов, Н. П. Трифонов [7, 9, 45]), в Джезказганском рудном районе (Л. Ф. Наркелюн [50]; В. Д. Шуртов, И. П. Дружинин, [1963 г.]), в Приуралье (Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, В. И. Малюга, В. П. Феоктистов [1972 г.]; М. И. Проскураков, Т. Н. Соколова [1966 г.]; Ю. А. Нечаев [1963 г.]), в Донбассе (И. М. Беспалов [1966, 1968 гг.]; В. В. Гряблянский, А. М. Эдельман [1965 г.]; В. М. Машир [1966 г.]), в Приднестровье (А. М. Лурье [1965 г.]), в Южно-Таджикской и Ферганской впадинах (А. М. Карлуни, В. М. Попов [1960, 1969 гг.]; Л. Д. Шпора [1964 г.]), в Минусинской котловине (М. М. Ипатов, Л. А. Игнатьева [1965 г.]), в Иркутском амфитеатре Сибирской платформы (Л. Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных, М. А. Кулаков [1968 г.]; Э. И. Кутырев [1969 г.]; Г. Ф. Борзенко, Р. Я. Скляров [1971 г.]). Трудно переоценить классические работы Н. М. Страхова [1962, 1963 гг.] по общей теории литогенеза и осадочного рудообразования. На этом этапе и позднее наряду с обоснованием признаков осадочной и осадочно-диагенетической концентрации рудного вещества широко обсуждаются масштабы перемещения металлов в пластах и толщах при эпигенезе в целом и катагенезе в частности [Богданов Ю. В., 1967 г.; Габлина И. Ф., 1970 г.; Басков Е. Е., 1976 г.; Германов А. И., 1962 г.; Перельман А. И., 1959, 1962 гг.; Лурье А. М., 1965, 1968 гг.; Феоктистов В. П., 1971 г.], а также влияние метаморфизма на промышленные качества руд [29].

Стратиграфические факторы контроля свинцово-цинкового оруденения, как и медистых песчаников, в СССР начали интенсивно изучаться лишь в начале 60-х годов. Первая сводка по стратифицированным месторождениям свинца и цинка составлена в 1963 г. М. М. Константиновым. Основные положения этой работы, и в частности факторы контроля железо-марганец-барит-полиметаллического и свинцово-цинкового оруденения в Казахстане, последующими исследователями в основном подтвердились.

Данный этап в изучении казахстанских месторождений характеризуется обострением дискуссии между сторонниками связи оруденения с послескладчатыми гранитными интрузиями [Бурштейн Е. Ф., 1959, 1968 гг.; Якулова М. К., 1967 г.], двухэтапного формирования руд (осадочные железо-марганец-пирит-сфалеритовые руды и наложные — складчатые или послескладчатые, основные по промышленной ценности барит-полиметаллические) [Ли В. Г., Митряева Н. М., 1965 г.], и геологами, считавшими месторождения чисто осадочными [Попов В. М., 1964 г.]. Г. Я. Островская [1960 г.] различала осадочные накопления свинца и цинка в карбонатных породах и экзгляционно-осадочные — в карбонатно-кремнистых. Г. Н. Щерба, вначале разделявший представления о двухэтапности формирования руд [1962 г.], в дальнейшем пришел к выводу о решающем значении вулканогенно-осадочного оруденения в месторождениях этого типа, названного им атасуйским [81].

Было начато детальное изучение нового для территории СССР типа месторождений — во флишевых и флишеидных толщах. Как и для месторождений атасуйского типа, на первых порах господствовали представления о послескладчатом образовании руд [Бородаевская М. Б. и др., 1966 г.; Курбанов Н. К. и др. 1967 г.; Дзоценидзе Г. С., 1969 г.], в дальнейшем — о двухэтапном формировании: доскладчатом пиритовых и послескладчатом полиметаллических руд [Курбанов Н. К., 1974 г.; Твалчрелидзе Г. А., 1972 г.]. В. И. Смирнов [1967 г.] относил Флишчайское, Катехское, Кызыл-Деринское месторождения к гидротермально-осадочным образованиям, в основном сформированным до складчатости.

Начало 60-х годов следует считать поворотным также в истории изучения колчеданных месторождений в вулканогенных толщах. После известных работ В. И. Смирнова [1960 г.], Т. Я. Гончаровой [1959 г.] по палеозойским колчеданным месторождениям Кавказа представления об экзгляционно-осадочном и доскладчатом гидротермально-метасоматическом генезисе месторождений этого типа повлекли резкое расширение исследований стратиграфического, палеотектонического и палеовулканического факторов контроля оруденения. Гипотеза о послескладчатом образовании медно-колчеданных месторождений на Кавказе не получила широкого распространения, тем не менее и в данном регионе эти представления имели своих сторонников [Тузиков Р. П., 1962 г.; Барышев А. Н., 1963 г.]. Существование тесной возрастной и генетической связи колчеданных руд и рудовмещающих толщ отстаивали ряд исследователей (Н. В. Иванов

[1953 г.], И. Г. Магакьян [1955 г.], Г. А. Твалчрелидзе [1958, 1964 гг.], В. Ф. Поветкин [1960 г.], В. В. Свиридов [1960 г.], Ю. К. Озеров [1960 г.], В. И. Буадзе [1960, 1963 гг.], П. Ф. Сопко [1961 г.], Н. С. Скрипченко [1960—1966 гг.], Ю. И. Дрыжак, Р. Д. Шустиков [1962 г.], А. Ш. Курбанов [1963 г.], В. Н. Котляр, Э. А. Хачатурян [1963 г.]).

В этот период полемика об уральских колчеданных месторождениях не только не прекратилась, но и обрела острые формы. Возражая С. Н. Иванову и С. А. Рокачеву [1970 г.], М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. А. Приржияк, Э. Я. Прушинская, Н. К. Курбанов, П. И. Пирожок отстаивали прежние позиции о послескладчатом происхождении этих месторождений, доказывая, в частности, не клатическую, а гидротермально-метасоматическую или железную природу «обломковидных» рудных стаяжений. Позитивная сторона этой полемики состоит в том, что в ходе ее зафиксированы и осмыслены многие важные детали строения и взаимоотношений колчеданных рудных залежей с рудовмещающими породами.

Дискуссия, вызванная, с одной стороны, работами В. И. Вейд [1959, 1964 гг.], И. В. Дербикова [1966, 1967 гг.], Г. Н. Щербы [1957, 1965, 1968 гг.], а с другой — П. Ф. Иванкина [1954, 1962 гг.], резко обострилась на Рудном Алтае после имеющихся четкую практическую направленность исследований В. И. Васильева и А. Н. Кена [1970, 1971 гг.], которые показали возможность использования минерально-геохимической зональности по мощности рудных залежей для определения залегания рудных тел (нормального, перевернутого), расшифровки складчатых форм, отнесения месторождений к согласным или секущим, а периодичности размещения рудных лент на рудоносной поверхности — для прогноза новых залежей.

10504  
Конец 60-х — начало 70-х годов можно назвать переломным во всей истории изучения согласных месторождений. Совещание по геологическим формациям (1968 г.) показало широкие возможности формационного анализа для металлогении в целом и для решения принципиальных вопросов формационного контроля стратифицированных месторождений, а состоявшееся в Чите и Ленинграде совещания (1971 г.) по стратиформным месторождениям цветных металлов и основам научного прогноза как бы подвели черту под длительной дискуссией о происхождении этих месторождений.

Значительно интенсивнее продолжалось начатое ранее изучение на новой — формационной — основе месторождений и рудных полей Южного Урала [Бобов А. С., 1975 г.; Бородаевская М. Б., 1964 г.; Емельянов Ю. С., 1974 г.; Исмагилов М. И., Исмагилова М. З., 1975 г.; Кулагина М. А., 1975 г.; Кривцов А. И., 1975, 1976, 1979 гг.; Малахов А. А., 1976 г.; Петров Г. В., Беляева Н. М., 1974 г.; Приржияк Н. А., 1971 г.; Пирожок П. И., Родичева З. И., 1975 г.; Пшеничный Г. Н., 1975 г.; Прокин В. А., 1977 г.; Серавкин И. Б., 1976 г.; Уразаев К. А., 1971 г.], Среднего Урала [Лалухов А. С., 1974 г.; Кугырев Э. И., 1975 г.; Кривцов А. И., 1979 г.; Столяров Ю. М., 1977 г.], Рудного Алтая [Андонин В. А., 1976 г.; Баранов В. Д., 1960 г.; Барышев А. Н., 1977 г.; Гончарова Т. Я., 1974, 1975 гг.; Ковриго О. А., 1976 г.; Покровская И. В., 1976 г.; Старостин В. И., 1974 г.; Цетлин В. П., Швайковский М. И., 1976 г.; Щерба Г. Н., 1974 г.; Яренская М. А., 1976 г.; Яковлев Г. Ф., 1974 г.], Казахстана [Кайпов А. Д., 1971 г.; Каюпов А. К., 1978 г.; Ли В. Г., 1976 г.; Мирошниченко Л. А., 1976 г.], Кавказа и Закавказья [Богуш И. А., 1975 г.; Скрипченко Н. С., 1966, 1979 гг.].

Литолого-фациальная характеристика рудоносной толщи девона Атасуйского района, описание руд и минералого-геохимической зональности выполнены Е. И. Бузакмаевым, В. И. Шибриком [1976 г.], Н. М. Митряевой, А. А. Рожновым, Г. Н. Щербой [1962 г.]. Аналогичный комплекс минералогических и литолого-фациальных исследований провели на Озерном свинцово-цинковом месторождении и ряде сходных по типу рудопоявлений И. Н. Бабкин [1971 г.], А. И. Бусленко [1977 г.], И. П. Васильев, В. А. Варламов [1970 г.], С. А. Гурулев [1968 г.], Э. Г. Дистанов [1971, 1976 гг.], К. Р. Ковалев [1972, 1977 гг.], В. Г. Понамарев [1976 г.].

17  
1983  
Институт геологии  
и геофизики  
Сибирского  
научного центра  
Академии наук  
СССР

Детально охарактеризованы Фелизчайское, Кызыл-Деринское и другие полиметаллические месторождения и рудопоявления Южного склона Большого Кавказа [Буадзе В. И., 1971 г.; Заболотный А. С., 1979 г.; Злотник-Хоткевич А. Г., 1967 г.; Зульфугаров С. Б., 1968 г.; Курбанов Н. К., Рябова Т. В., 1971 г.], Паливода Н. К., Паливода А. А., 1975 г.; Полищук И. Б., Слюняев А. А., Цой В. А.,

1972 г.]. Сходное, но значительно сильнее метаморфизованное Холоднинское свинцово-цинковое месторождение обследовали Д. Н. Алексеев [1975 г.], А. Я. Жидков, К. А. Марков [1975 г.], Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, П. Ч. Шобогоров [1977 г.], В. С. Кормилицын [1966, 1968 гг.], Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Т. П. Кузнецова [1973 г.]. Близкие, с одной стороны, Физлижайскому, а с другой — Жайремскому, месторождения в Южном Казахстане: Текеллийское, Яблоновое, Такырное — изучали В. А. Алексеенко [1969, 1981 гг.], Ш. А. Байкенов [1971 г.], Л. А. Мирошниченко, А. Г. Кузнецовский [1976 г.] и др.

Свинцово-цинковые месторождения в терригенно-карбонатных толщах рифея в Западном Прибайкалье — Таборное (Барвинское) и ряд проявлений — охарактеризованы в работах Д. Н. Алексеева [1975 г.], В. С. Кормилицына [1968 г.], В. К. Шаталова [1971 г.]. Горевское месторождение, которое М. Л. Шерман [1968 г.], М. П. Просняков и Р. Н. Володин [1962 г.] считали послескладчатым, В. М. Поповым [1969 г.] и Э. И. Кутыревым [1970 г.] отнесено к типу согласных, доскладчатых. Свинцово-цинковое Сарданнское месторождение и другие свинцово-цинковые проявления в Юго-Восточной Якутии исследовали В. Д. Боговин, М. Е. Ерошенко, В. Л. Либрович, А. К. Иогансон, Э. И. Кутырев [1972, 1973 гг.], Г. В. Ручкин, А. И. Донец, И. З. Исакович, В. Д. Конкин, В. М. Крутий [1977 г.], Ю. В. Давыдов [1976 г.], И. Г. Волкодав, А. И. Горбунов, В. Ф. Мехоношин [1976 г.].

Подавляющее большинство перечисленных исследователей стоят на позиции тесной пространственной и хронологической связи месторождений с вмещающими их осадочными и вулканогенно-осадочными формациями.

В данный период были обобщены сведения по минерально-геохимической зональности согласных месторождений [Лапухов А. С., 1974 г.; Логинов В. П., 1974 г.; Рундквист Д. В., Неженский И. А., 1975 г.]. На основе полученных фактических материалов во второй этап этого периода на качественно новом уровне выполнен ряд крупных обобщений как в целом по согласным месторождениям [«Рудные месторождения СССР», т. 2, 1974 г.], так и по отдельным формационным типам или группам [13, 32, 36, 53, 62, 72]. Разработаны основы прогнозирования согласных месторождений меди, свинца и цинка [37, 38, 48, 49, 54].

Таким образом, в настоящее время основные дискуссии о том, являются месторождения рассматриваемого класса доскладчатыми или послескладчатыми, можно считать завершенными в пользу первой гипотезы. Генетический вопрос стоит тоньше и конкретней: о соотношении вулканогенно-осадочного, гидротермально-метасоматического, седиментационно-диагенетического, диагенетически-катагенетического, эпигенетического типов руд в конкретных месторождениях и их формационных типах, о влиянии факторов времени и метаморфизма на сохранность первичных, доскладчатых, дометаморфических параметров и характеристик месторождений. Но дискуссии этого плана уже не могут повлиять на главное достижение — установленную генетическую или парагенетическую связь месторождений с вмещающими их геологическими формациями, что позволяет использовать формационный анализ как основу прогнозно-металлогенических построений. В этой связи при описании главных формационных типов месторождений основное внимание уделено нами не столько вещественному составу руд и примесей, как правило, хорошо и полно освещенным в литературе, сколько характеристике рудовмещающих формаций, пространственному соотношению тех параметров руд и вмещающей среды, которые помогли бы понять разницу в их возрасте, т. е. приблизиться к решению актуальных генетических вопросов и связанных с ними вопросов прогнозирования.

## КЛАССИФИКАЦИЯ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

### ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Все многообразие существующих классификаций месторождений меди, свинца и цинка можно объединить в следующие главные группы: а) генетические — по сходству в температуре образования минеральных агрегатов, глубине формирования, связи с рудоматеринскими породами, способу рудоотложения [Обручев В. А., 1929 г.; Татаринев П. М., 1955 г.; Магакьян И. Г., 1961, 1974 гг.; Смирнов В. И., 1978 г.]; б) морфологические, в которых учитываются форма рудных тел, пространственные или пространственно-временные соотношения руд и вмещающих пород [34, 35, 66]; в) минерально-геохимические, учитывающие ведущие элементы или парагенезы минералов [3; Вольфсон Ф. И., 1956 г.; Магакьян И. Г., 1974 г.]; г) фациально-формационные, учитывающие либо пространственную, либо парагенетическую или генетическую связь руд с вмещающими породами или формациями [9, 10, 24, 68, 78]; д) элементарно-геотектонические, в которых учитывается положение минерально-геохимических типов месторождений в истории развития или в разрезе земной коры [9; 10; Твалчрелидзе Г. А., 1972, 1978 гг.; Горжевский Д. И., 1970 г.; Иванкин П. Ф., 1974 г.]; е) комплексные, построенные путем соподчинения или комбинации признаков а—д [32]; в той или иной мере комплексный подход использован в каждой из перечисленных классификаций.

В соответствии со степенью общности основных понятий, употреблявшихся в классификациях Б. Котта [1861 г.], В. И. Смирнова [1968 г.], П. М. Татаринова [1955 г.], И. Г. Магакьяна [1974 г.], А. В. Королева и П. А. Шехтмана [34], М. М. Константинова [33], В. М. Попова [1964 г.], Д. В. Рундквиста [1975 г.], представляется целесообразным выделение трех классов месторождений: согласных, контактовых и несогласных (секущих). Класс согласных месторождений объединяет пластовые, корневые и карстовые месторождения, залегающие в целом согласно с важнейшими элементами структуры рудовмещающих осадочных или вулканогенно-осадочных формаций, а также расслоенные месторождения, пространственно и генетически связанные с расслоенными интрузивными массивами (медно-никелевые, редкоземельные). Контактные месторождения расположены согласно с залеганием тех формаций (интрузивных, контактово-метасоматических), с которыми руды связаны генетически, и в то же время несогласно с залеганием других формаций. В несогласных (жильных) месторождениях рудные тела и их системы занимают секущее положение относительно основных структурных элементов рудовмещающей среды.

Требования к детализации классов месторождений для целей прогноза определяются необходимостью учитывать следующие факторы и характеристики: ведущий металл или группа металлов; морфология и основные промышленные параметры месторождений; наличие промежуточных разновидностей между месторождениями меди, свинца, цинка, железа, марганца, флюорита; возможность объединения в группы максимально родственных типов месторождений при изменении масштаба прогнозирования. Перечисленным требованиям в наибольшей степени среди отмеченных выше подходов отвечает классификация месторождений по их устойчивой связи с определенными геологическими формациями. Однако практическая реализация данного подхода затруднена отсутствием сколько-нибудь общепринятой классификации геологических формаций, единства в принципах выделения их видов и естественных границ. Наиболее ярко эти разногласия проявляются для толщ, вмещающих колчеданные месторождения.

Рассматриваемые ниже терригенно-вулканогенные толщи с колчеданными месторождениями в различные годы называли: спилито-кварц-кератофировыми, кератофиро-спилитовыми, диабазо-кремнистыми, диабазо-фтанитовыми формациями (Ю. А. Кузнецов, И. Д. Соболев, С. Н. Иванов, В. П. Логинов, М. В. Хворова), контрастно дифференцированными (Т. Я. Гончарова), контрастными базальт-липаритовыми (Д. И. Горжевский, П. Ф. Иванкин). Более детальная классификация на примере Урала предложена Д. С. Штейнбергом, который выделил формации: недифференцированную диабазовых афиритов, порфиритовую слабо дифференцированную базальт-андезит-базальтовую, контрастную альбитофир-диабазовую и непрерывно дифференцированную диабаз-андезит-дацит-альбитофиртовую. М. Б. Бородаевской палеотипные термины заменены на кайнотипные в соответствии с предложением Е. К. Устиева.

Это подразделение быстро нашло понимание среди геологов, но в последние годы рядом исследователей показана неопределенность в разделении формаций на контрастные и непрерывные. В частности, Р. Г. Язева и Г. П. Белянина [1976 г.] отмечали, что реально контрастные формации варьируют по степени контрастности, полимодальны по составу и лишь неравноценность объемов горных пород различной основности придает формации облик контрастной. В. А. Прокин [62] по тем же соображениям считает контрастные и непрерывные образования субформациями единой спилит-кератофировой формации и, в частности, относит рудоносный комплекс Гайского района к промежуточному типу между контрастной и непрерывной субформациями.

Ряд трудностей связан с разделением контрастных и недифференцированных формаций. В контрастных формациях кислые парагенерации нередко представлены только субвулканическими образованиями; последние, как показано М. Б. Бородаевской на примере Верхнеуральского района, пространственно тесно связаны с залегающими выше по разрезу непрерывными формациями и представляют их корневые системы. Будучи оторванными во времени внедрения от стратифицированного вулканогенно-осадочного субстрата, такие парагенерации должны быть исключены при определении состава стратифицированного субстрата как симплектитовые, наложенные. В этих случаях единственным надежным критерием действительно контрастного состава формации остаются кислые пирокластические парагенерации независимо от их объема. Косвенным признаком принадлежности кислых субвулканитов к данной формации может служить наложение на них оруденения и продуктов околорудного метасоматоза, что проявлено, в частности, в Узельгинском рудном поле и на Сибге.

Еще более сложным является вопрос об определении объема тел, соответствующих геологическим рудоносным формациям. В частности, М. Б. Бородаевская разрезы вулканогенных пород от вскрытого основания до флишoidных или вулканогенно-терригенных толщ, перекрывающих рудоносные образования в районах месторождений 50 лет Октября, Бурибайском, Сибайском, относит

к единой контрастной формации, а в районах месторождений Гайского и Верхнеуральского районов — к последовательно дифференцированной формации. На Рудном Алтае Т. Я. Гончарова [1975 г.] считает необходимым и достаточным выделение единой контрастно дифференцированной формации, подразумевая под нею практически весь разрез среднего и частично верхнего девона. Д. И. Горжевский и П. Ф. Иванкин [1975 г.] толщу примерно в таком же объеме называют контрастной базальт-липаритовой формацией. Аналогичных представлений придерживаются Г. Ф. Яковлев, М. Г. Хисамутдинов, Ю. И. Демин [1975 г.]. При этом в базальт-липаритовую «формацию» включаются значительные по объему терригенные флишиодные, черносланцевые, карбонатные слоистые и рифогенные толщи и горизонты.

Не задаваясь жесткими правилами выделения формационных тел, их латеральных и вертикальных границ, можно придерживаться следующего принципа: определять формации по достаточно очевидным признакам, указывающим на сходство состава и структуры множества сравнительно небольших по объему природных геологических тел. В частности, нижнюю часть так называемой последовательно дифференцированной формации без средних — кислых по составу эффузивно-пирокластических парагенераций, по нашему мнению, целесообразно выделять в самостоятельные базальтовую, терригенно-базальтовую или кремнисто-базальтовую формации, а к собственно дифференцированным относить лишь те части разреза, которые действительно содержат наряду с базальтоидными вулканогенные породы кислого — среднего состава.

В названиях конкретных формаций вводим элементы, подчеркивающие наличие терригенных, пирокластических, эффузивных парагенераций, поскольку эти характеристики имеют большое рудоконтролирующее значение. Такой же подход выдерживается при выделении и описании осадочных формаций. В случае непрерывных изменений состава пород в разрезах толщ выделяются укрупненные подразделения — формационные ряды, в понимании Н. С. Шатского [79]: вулканогенно-карбонатный, вулканогенно-терригенный, карбонатно-терригенный, спилит-кератофир-туфосланцевый, дацит-липарит-туфосланцевый. Обобщенными категориями являются классы формаций: осадочные, вулканогенно-осадочные, гранито-метаморфические, базальтовые (формации базальтового слоя коры).

Таким образом, в сравнении с подходом М. Б. Бородаевской, Т. Я. Гончаровой, Д. И. Горжевского и других исследователей, по нашему мнению, формации соответствуют сравнительно небольшие по объему геологические тела, как правило, соответствующие свите, иногда — нескольким свитам, чаще — частям свит, что предопределяет возможность картирования формационных тел при геологической съемке масштаба 1:50 000 и крупнее. Толщи пород в том объеме, в каком они понимаются рядом исследователей как единая базальт-липаритовая или последовательно дифференцированная формация, соответствуют, как правило, ряду формаций, одному, двум, а в некоторых районах трем формационным ритмам, формационному комплексу или даже определенным типам геосинклиналей, в терминологии Г. А. Твалчрелидзе.

## ФОРМАЦИОННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделение семейства колчеданных месторождений обособлено А. Г. Бетехтиным в 1945 г. Первоначально под колчеданными понимались месторождения массивных сульфидных руд в осадочно-вулканогенных толщах. В. И. Смирновым [1968 г.] данное семейство дополнено классом «чисто осадочных» сульфидных месторождений типа Мегген, Филизчайского, Кызыл-Деринского в терригенных толщах. К этому семейству В. П. Логиновым [1976 г.] отнесены колчеданно-серные и серноколчеданные месторождения, Э. Г. Дистановым и др. [1976 г.] — Озерное свинцово-цинковое месторождение в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формации, Г. В. Ручкиным и др. [1973 г.] — Холоднинское свинцово-цинковое месторождение в чер-

Классификация согласных месторождений меди, свинца и цинка по их связи с геологическими формациями

Формационные типы месторождений	Формационные подтипы месторождений	Ряды рудоносных формаций	Примеры рудоносных формаций	Морфогенетические типы месторождений	Примеры месторождений	
Палеотипные						
1. Медно-цинково-колчеданный (уральский тип)	Медно-серноколчеданный (зюзельский подтип)  [кипрский тип]  Медно-цинково-колчеданный	Спилит-кератофир-туфосланцевый	Эффузивная спилит-туфосланцевая  Эффузивно-пирокластическая, базальт-дацит-туфосланцевая	Корневые  Стратифицированные  Камерные и шток-камерные  Стратифицированные и шток-стратифицированные  Корневые	Зюзельское (СССР); Мавруони, Скуриотисса, Колавасос, Масиати, Коккиноя, Агрикония (Кипр); Тилт-Ков, Вейлсбек, Литл-Дир, Бетс-Ков, Йорк-Харбор (Канада) Летнее, Осеннее, Худеское (СССР)  Узельгинское, им. XIX партсъезда, Сибайское, Учалинское, Гайское, Подольское, Дегтярское, Левихинское, Кафанское, Николаевское (СССР); Бор (Югославия); Кидд-Крик (Канада)  Урупское (СССР); Маттагами-Лейк (Канада)  Кунитоми, Ивами, Камикита, Айнаи (Япония); Унду (Фиджи); Биг-Стабби (Австралия);	
2. Полиметаллически-колчеданный (алтайский тип) [тип куроко]		Дацит-липарит-туфосланцевый			Бэджикай (Филиппины)  Камерные и шток-камерные  Стратифицированные и шток-стратифицированные  Стратифицированные  Стратифицированные	Белоусовское, Орловское, Риддер-Сокольное, Зырянское, Хандизинское, Маднеульское, Алавердское, Шамлугское, Ахталское (СССР); Иосино, Тасиро, нижние залежи рудников Куросава и Камикита (Япония); Майндомар, Монс-Капри (Австралия); Булл-Хилл, Райзинг-Стар, Афтерсоут (США); Тулсеква-Чиф (Канада)  Фурутобе (Япония); Рио-Тинто (Испания); Розбери, Маунт-Лайелл, Кэптенс-Флэт, Вудлаун, Вим-Крик (Австралия)  Верхнее озеро (США); Сугинское, Тайметское (СССР); районы Себзевар, Аббасабад (Иран)
3. Медно-эпидотовый (джалканский тип) [тип Верхнего озера]		Базальт-липарит-молассовый			Озерное (СССР); Томтебо, Лёвос, Фалун, Рюльсхюттан, Престхюттан, Сторботтен, Хилленг, Стольберг, Свартбер, Гренсграван (Швеция)	
4. Полиметаллический (атасуйский тип)	Железо-свинцово-цинковый (озернинский подтип)	Вулканогенно-карбонатный	Вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная			

Формационные типы месторождений	Формационные подтипы месторождений	Ряды рудоносных формаций	Примеры рудоносных формаций	Морфогенетические типы месторождений	Примеры месторождений
5. Барито-свинцовый и свинцово-цинковый (миргалимсайский тип)	Железо-марганец-барит-свинцово-цинковый (жайремский подтип)		Терригенно-кремнисто-карбонатная	Стратифицированные и шток-стратифицированные	Жайремское, Кайрактинское, Карагайлинское, Бестюбинское, Бурултасское, Такырное (СССР); Брокен-Хилл (Австралия); Рупица, Вареш (Югославия)
	Свинцово-цинковый (горевский подтип)		Кремнисто-карбонатная	Стратифицированные	Горевское (СССР)
6. Полиметаллический (кавказский тип) [тип макартур-ривер, тип бесси]	Медный (успенский подтип)	Вулканогенно-черносланцевый	Углеродисто-карбонатная	Стратифицированные	Миргалимсайское, Шалкиинское, Сумсарское, Западный участок Узынжальского месторождения (СССР)
	Медно-цинковый (кызылдеринский подтип)			Стратифицированные и шток-стратифицированные	Успенское, Белла (СССР); Макимине (Япония); Маунтин-Сити (США)
7. Медистые песчаники [upper sandstone]	Медно-свинцово-цинковый (филизчайский подтип)	Вулканогенно-карбонатно-терригенный пестроцветный	Терригенная флишoidная пестроцветная	Элизионно-стратифицированные	Филизчайское (СССР); Маунт-Айза (Австралия); Смольник, Лешул-Урсулуй (Румыния); Кушк, Саргипали (Иран)
	Цинковый (амурский подтип)				Амурское (СССР)
	Барито-свинцовый (саурейский подтип)				Саурейское (СССР)
	Свинцово-цинковый (холоднинский подтип)				Холоднинское, Рассохинское (СССР); Кастьелано, Санта-Люсия (Куба); Салливан, Энвилл (Канада)
	Полиметаллический (каракульский подтип)				Каракульское, Куру-Узекское, Оленджуларское (СССР)
Медный, со свинцом, цинком или кобальтом (джезказганский подтип)		Терригенная пестроцветная	Стратифицированные	Джезказганское, Удоканское, Гравийское (СССР); Уайт-Пайн (США); Чамбиши, Нкана, Чибулума, Муфулира (Замбия); Мушоши, Камото, Кинсенда (Заир)	
Медный (приуральский подтип)				Каргайлинское, ленские медистые песчаники (СССР)	

Формационные типы месторождений	Формационные подтипы месторождений	Ряды рудоносных формаций	Примеры рудоносных формаций	Морфогенетические типы месторождений	Примеры месторождений
8. Медистые сланцы [copperslate, cupperschiefer]	Медный (курпанджинский подтип)		Вулканогенно-молассовая пестроцветная	Стратифицированные	Курпанджинское, Печищенское, Раисинское, Качарское (СССР)
	Медно-свинцово-цинковый, свинцово-цинковый (мехернихский подтип)		Молассоидная	Элизионно-стратифицированные	Мехерних, Маубах, Гуте Гоффунг (ФРГ); Майва, Лёвstrand, Белльвиксберг, Вассбо (Швеция)
	9. Свинцово-цинковый (сардинский тип)		Терригенно-карбонатная	Стратифицированные	Мансфельд, Зангерхаузен, Эддеритц, Шпремберг-Вайовассер, Рихельсдорф (ГДР)
Карстово-карбонатная рифогенная		Элизионно-стратифицированные	Любин-Серошовица (Польша)		
10. Барит-флюорит-свинцово-цинковый (барвинский тип)			Карстово-карбонатная слоистая	Гидротермокарстовые	Сарданское, Уруйское, Узунжальское, Ушкатын III, Акжальское, Уч-Кулачское (СССР); Пайн-Пойнт (Канада); Бони-Терр, Флет-Ривер, Остинвилл, Айванхо (США); Райбл (Италия); Малин, Сентейн (Франция); Наван, Силвермайнс, Баллалак, Аббитаун, Тайнаг (Ирландия)
					Барвинское (Таборное), Уралбайское, Ачисайское, Сегеняхское, Саккырырское, Сууктюбинское, Кюелинское, Салдатсайское (СССР); Райбл (Италия); Франклин, Стерлинг (Канада); районы Маскотт-Джефферсон-Сити, Верхнемиссисипской долины, Иллинойс-Кентукки (США); Санта-Еввалия (Мексика); Олькуш (Польша); Алленхедс, Редбурн, Гроверейк, Уайтхипс, Нентхед, Олдганг, Аркендейл, Миллкоуз (Англия)
Кайнотипные					
11. Полиметаллический (красноморский тип)	Полиметаллический (подтип дисковери)	Рассольно-иловый	Рассольная	Стратифицированные	Впадины Океанограф, Кебрит, Нереус, Вальдивия, Дисковери, Эрба, Суакин, Судан, Шагара, Альбатрос
12. Полиметаллический (тихоокеанский тип)	Железо-марганец-свинцово-медно-цинковый (подтип атлантис)	Кремнисто-базальтовый	Галопелитовая	Стратифицированные	Впадины Атлантис II, Чейн, Гипс, Вема, Тетис
	Медно-цинково-колчеданный (галапагосский подтип)		Кремнисто-базальтовая	Вероятно, корневые и шток-стратифицированные	
	Железо-марганец-полиметаллический (конкреционный подтип)		Глинисто-кремнисто-базальтовая	Стратифицированные	

Примечание. Кайнотипные месторождения не рассматриваются.

носланцевой формации, М. Б. Бородаевской и др. [32] — месторождения Жайремское, Горевское, Маунт-Айза, Салливан, Карлотта и многие другие. Таким образом, за пределами семейства колчеданных месторождений остались лишь медистые песчаники и сланцы и свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах.

Для прогнозных целей подобная расширенная группировка является чересчур общей, поскольку в нее входят месторождения, сильно различающиеся соотношениями меди, свинца и цинка, генезисом, видами рудоносных формаций и т. д. Основанием для выделения в указанном семействе рядов служит более тесная пространственная и генетическая связь некоторых структурно-вещественных типов месторождений между собой по сравнению с другими типами, а также связь их с определенными рядами геологических формаций. Например, серноколчеданные, кобальт-медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения нередко располагаются в единых структурно-формационных зонах и образуют естественные латеральные и вертикальные ряды, указывающие на их родство. Все они связаны с рядом спилит-кератофир-туфосланцевых формаций, различающихся степенью дифференциации. Полиметаллически-колчеданные, барито-свинцово-цинковые месторождения с меньшей ролью меди образуют свой ряд, связанный с дацит-липарит-туфосланцевыми формациями. Эти различия увязываются с особенностями состава и структуры рудоносных толщ, строением разрезов формационных комплексов и блоков земной коры, т. е. могут быть предсказаны заранее, что и служит основанием для выделения самостоятельных рядов месторождений. Аналогично можно показать существенные различия в составе руд, минерально-геохимической зональности месторождений в формациях черносланцевого\* и вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатного рядов.

Первые варианты классификации медных и свинцово-цинковых месторождений на формационной основе были предложены автором в 1971—1973 гг. и включали ряд типов, обоснованных Г. Н. Щербой [81], Г. А. Твалчрелидзе [1972 г.], А. Н. Кеном и В. И. Васильевым [54]. Названия типов (уральский, алтайский, атасуйский, сарданинский, миргалимсайский, филизчайский, джезказганский, приуральский, садонский и др.) в последние годы нашли признание и были повторены в классификациях, разработанных У. А. Асаналиевым [4], А. И. Кривцовым [1977 г.], Д. И. Горжевским и др. [1978 г.], Н. С. Скрипченко [68]. В отличие от ранних классификаций, предлагаемая в настоящей работе (табл. 3) является наиболее полной, учитывающей последние достижения и открытия в этой области. Выделено 12 формационных типов месторождений, связанных с определен-

---

\* Нередко выделяемая «черносланцевая» формация, по нашему мнению, представляет группу формаций, включающую несколько их видов (флишевую, флишондную, собственно черносланцевую, вулканогенно-черносланцевую и др.).

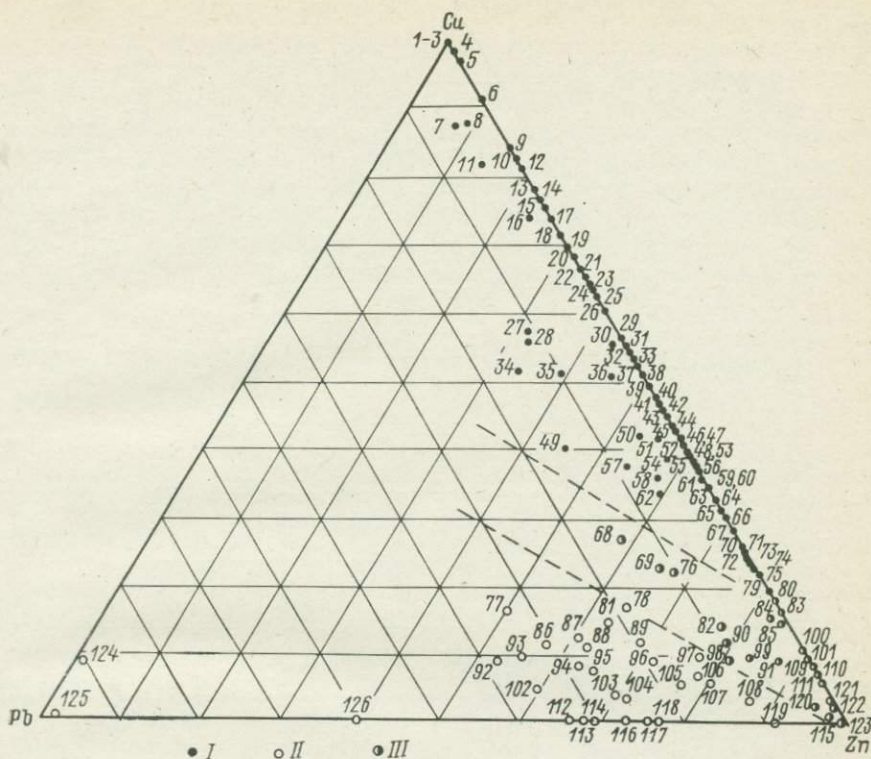


Рис. 1. Соотношение запасов меди, свинца и цинка в согласных месторождениях, связанных с формациями осадочно-вулканогенных рядов.

Формационные типы месторождений: I — уральский, II — алтайский, III — переходные (в поле, ограниченном штриховыми линиями).

Месторождения: 1 — Норанда (район), 2 — Карон-Лейк, 3 — Нью-Хоско, 4 — Алдермак, 5 — Вадас, 6 — Стел-Лейк, 7 — Долинный участок, 8 — Александровское, 9 — Акбастауен, 10 — 50 лет Октября, 11 — Кусмурунское, 12 — Йорсвик, 13 — Оутокумпу\*, 14 — Белл-Челен, 15 — Маканское, 16 — Камышинское, 17 — Осборн-Лейк, 18 — Род, 19 — Гайское, 20 — Урупское, 21 — Рэдиор-А, 22 — Сьерра-Мадре, 23 — Озерное (Урал), 24 — Худесское, 25 — Вайт, 26 — Лаханос, 27 — Ахтала-Шамлугское, 28 — Болиден, 29 — Луйколлаhti\*, 30 — Лёккон, 31 — Олавс, 32 — Лиллефель, 33 — Джеймс-Ривер, 34 — Таловское, 35 — Орловское, 36 — Купрас, 37 — Весеннее, 38 — Блейквассли, 39 — Блявинское, 40 — Амулет-Ловер, 41 — Кировградская группа, 42 — Шерридон, 43 — Тверфель\*, 44 — Маднеульское, 45 — им. XIX партсъезда, 46 — Александровское, 47 — Лейк-Дюфалт, 48 — Юма, 49 — Фалун, 50 — Леви, 51 — Левимальвен, 52 — Кьемонт, 53 — Комсомольское, 54 — Тьерфельлет, 55 — Рёрус, 56 — Султановское, 57 — Николаевское, 58 — Норметал, 59 — Молодежное, 60 — Сибайское, 61 — Дегтярское, 62 — Флин-Флон, 63 — Геко, 64 — Манитовуедж, 65 — Гронг, 66 — Раттен-Лейк, 67 — Амулет-Г, 68 — Снегиревское, 69 — Майканское, 70 — Редклев, 71 — Лангдиль, 72 — Опра, 73 — Любрун, 74 — Пуоясалми, 75 — Учалинское, 76 — Иртышское, 77 — Куроко (среднее соотношение запасов), 78 — Белоусовское, 79 — Приорское, 80 — Фолдал, 81 — Старковское, 82 — Килингдал (рудное тело Северное), 83 — Узельгинское, 84 — Тимминс, 85 — Амулет-С, 86 — Крюковское, 87 — Тьегер, 88 — Шторбергсдален, 89 — Рикарбекен, 90 — Куросава, 91 — Кидд-Крик, 92 — Греховское, 93 — Зыряновское, 94 — Хандизинское, 95 — Асналькольяр, 96 — Рулихинское, 97 — Кызыл-Таштыгское, 98 — Маттаби, 99 — Шост-Лейк, 100 — Меттейбл, 101 — Рэдиор-Е, 102 — Кэптенс-Флэт, 103 — Риддер-Сокольное, 104 — Айронкинг, 105 — Моффельд, 106 — Тишинское, 107 — Батерс, 108 — Чизел-Лейк, 109 — Килингдал (рудное тело Главное), 110 — Маттагами-Лейк, 111 — Уотсон-Лейк, 112 — Среднее, 113 — Змеингорское, 114 — Стенное, 115 — Фокс-Лейк, 116 — Ньюкасл, 117 — Беганское, 118 — Пьедрафита-де-Себреро, 119 — Индиан-Маунтин, 120 — Березовское, 121 — Блэк-Хок, 122 — Вест-Мак-Дональд, 123 — Туокское, 124 — Алайгырское, 125 — Чинасылсай (звездочкой отмечены месторождения недостаточно ясной формационной принадлежности).

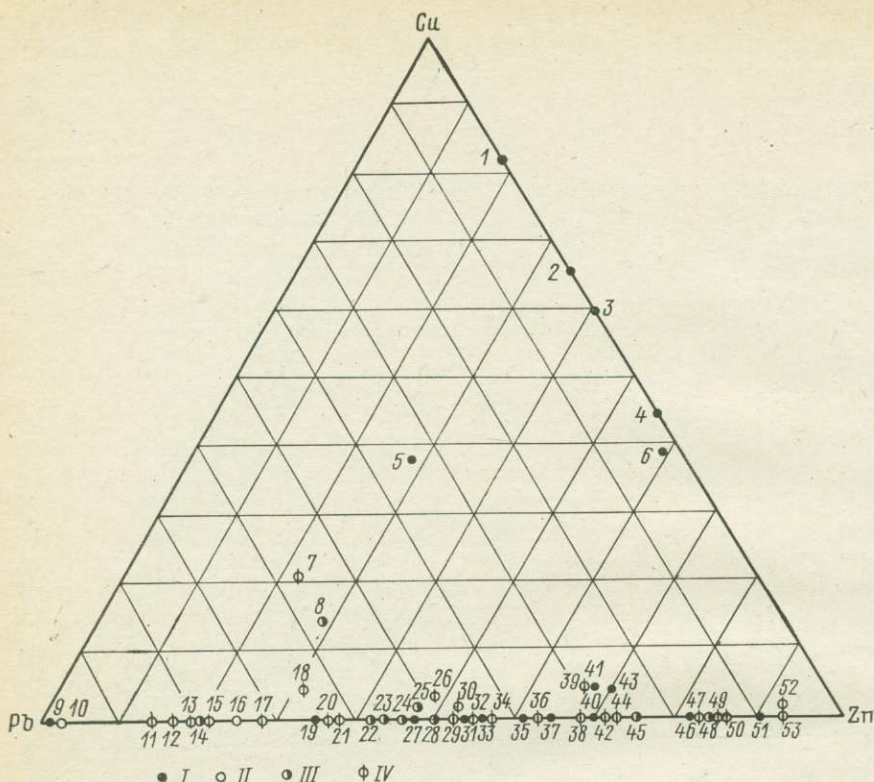


Рис. 2. Соотношение запасов меди, свинца и цинка в месторождениях, связанных с формациями терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенно-карбонатных рядов.

Формационные типы месторождений: I — кавказский, II — миргалимсайский, III — атасуйский, IV — сарданинский и барвинский.

Месторождения: 1 — Оутокумпу (см. рис. 1), 2 — Вавилонское, 3 — Луйконлахти, 4 — Кызыл-Деринское, 5 — Маунт-Айза, 6 — Тверфель, 7 — Цумеб, 8 — Кайрактинское, 9 — Саурейское, 10 — Миргалимсайское, 11 — Ломачань, 12 — Ле-Малин, 13 — Гюмюшлугское, 14 — Горевское, 15 — Центральное Сууктюбинское, 16 — Сумсарское, 17 — Узынжалское, 18 — Новоширокинское, 19 — Такырное, 20 — Райбл, 21 — Стантр, 22 — Брокен-Хилл, 23 — Цинк-Корпорейшен, 24 — Порт-Брокен-Хилл, 25 — Карагайлинское, 26 — Уч-Кулачское, 27 — Салливан, 28 — Бестюбинское, 29 — Нерчинская группа, 30 — Алтын-Топканское, 31 — Энвилл, 32 — Кургашиканское, 33 — Хилтон, 34 — Кансай-Курусайское, 35 — Западное Текелийское, 36 — Верхнее, 37 — Текелийское, 38 — Фанькоу, 39 — Фандун, 40 — Кастельяно, 41 — Раммельсберг, 42 — Монте-Пони, 43 — Филлизчайское, 44 — Пайн-Пойнт, 45 — Жайремское, 46 — Санта-Люсия, 47 — Три-Стейт (район), 48 — Озерное (Забайкалье), 49 — Реосин, 50 — Остинвилл, 51 — Амурское, 52 — Мерген, 53 — Балмат.

ными рядами формаций, а внутри некоторых типов обособлены подтипы; те и другие для краткости названы по наиболее характерным представителям или районам широкого распространения. Для ориентировки приведены также названия, употребляемые для аналогичных типов или подтипов месторождений за рубежом.

Принятая детальность типизации, неодинаковая для различных формационных рядов, определялась особенностями факторов

рудоконтроля, позволяющими прогнозировать именно этот, а не какой-либо другой тип или подтип месторождений. Необходимость обособления формационных подтипов месторождений вытекает из того, что, во-первых, с разными формациями одного ряда связаны неравноценные месторождения, примером чему служат месторождения в пестроцветных терригенных формациях; во-вторых, со сходными геологическими формациями связаны либо монометалльные, либо полиметаллические месторождения (рис. 1, 2). Такой подход позволяет ставить задачи по разработке критериев прогноза крупных и мелких, существенно медных, свинцовых или цинковых месторождений одного формационного типа.

## МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Морфогенетическая классификация служит дополнительной к формационной. Применительно к прогнозно-металлогенетическим задачам ее целью является выделение градаций месторождений по степени связи рудного вещества с вмещающей средой, что позволяет ставить акценты на роль структурных, литологических, геохимических факторов и предопределяет жесткость прогнозных решений.

Из приведенного обзора эволюции представлений о генезисе согласных месторождений видно, что типичные колчеданные месторождения в вулканогенных толщах позднее других были признаны вулканогенно-осадочными (или гидротермально-осадочными). То обстоятельство, что многие из них залегают среди лав или экранируются экструзивными телами, не может способствовать популяризации простой моногенной гидротермально-осадочной модели, которая ныне усиленно развивается. Идея же о полигенности и полихронности колчеданных месторождений, по которой длительный и многоэтапный процесс рудоотложения начинается осаждением сульфидов и дисульфидов железа из фумарол и гидротерм на дне моря, продолжается «облагораживанием» серного колчедана присадкой цветных металлов после захоронения сульфидного тела (или даже после складчатости) и заканчивается перераспределением рудного вещества при метаморфизме, решительно противоречит целый ряд факторов и в первую очередь однообразная во всех колчеданных месторождениях зональность по нормали к напластованию, тонкое чередование слоев сульфидов железа, меди, цинка и свинца, реликты колломорфных структур и глобулей полиминерального состава.

Если мысленно нарисовать обобщенный образ колчеданного месторождения, используя конкретные объекты в качестве «кубиков» модели, неизбежно обратят на себя внимание три главные составляющие: а) подводный канал (гидротермально-метасоматический шток, корень) с рудным цементом; б) пластообразные залежи в межпластовых зонах срывов или среди субвулканических тел и лав; в) стратифицированная гидротермально-осадочная плита сверху разреза. Можно назвать одно-два реальных месторождения со всеми тремя ингредиентами указанной полигенной и полихронной модели, но нам не известно ни одного, в котором все три составляющие одновременно имели бы одинаковую ценность. В то же время нетрудно привести примеры месторождений, являющих или корневую систему (кипрские месторождения), или только верхнюю — гидротермально-осадочную — часть системы (Урупское), или комбинацию корней с межпластовыми залежами (Шамлугское, Каджаранское, Бор).

При этом намечается важная закономерность: в эффузивных и эффузивно-пирокластических базальтовых формациях подавляющее большинство месторождений имеет вид штока (кипрские месторождения). В терригенно-эффузивно-пирокластических базальтовых или терригенных (часто с симплектитовыми диабазами) формациях с кремнисто-пелитовыми, черносланцевыми парагенерациями развиты стратифицированные залежи, а подводные каналы вообще не удается

обнаружить (Филизчайское, Кызыл-Деринское, Холоднинское, Рассохинское, Макартур); это типичные стратифицированные месторождения.

В вулканогенных эффузивно-пирокластических формациях с кислой или альбитофировой парагенерацией субвулканического облика находятся пластообразные внутриформационные колчеданные месторождения (Узельгинское, им. XIX партсъезда, Дегтярское, Подольское), структурная позиция которых противоречит формированию руд на морском дне, и в то же время по структурно-текстурным характеристикам руды удивительно схожи с гидротермально-осадочными. По-видимому, только одна модель может объяснить это противоречие: модель формирования рудных залежей в подземных субгоризонтальных или слабонаклонных полостях в гидродинамической обстановке, близкой к условиям застойной впадины морского дна, но при высоком давлении и температуре свыше 300 °С. Коротко такие колчеданные месторождения можно назвать камерными, а сочлененные с рудоносными корнями — шток-камерными. Таким образом, камерные и шток-камерные колчеданные месторождения представляют генетически родственную серию объектов, для которых В. И. Смирнов [1965 г.] предложил название «субвулканически-гидротермальные», т. е. образованные за счет газогидротермальных восходящих потоков из глубинных вулканических очагов на путях подъема до достижения дна моря.

Несколько замечаний необходимо сделать к генезису месторождений медистых песчаников и сланцев. Большинство геологов, занимавшихся и ныне занимающихся изучением этих месторождений (Ю. В. Богданов, В. П. Феоктистов, И. Ф. Габлина и др.), прочно стоят на позициях эпигенетического происхождения наиболее крупных месторождений этого типа. В частности, Ю. В. Богданов и В. П. Феоктистов [1981 г.] считают, что ведущая роль при формировании основных промышленных концентраций меди принадлежит эпигенетическим процессам, в первую очередь боковой миграции в артезианских палеобассейнах отжимающихся элизионных седиментационных вод, обогащающихся рудными элементами при выщелачивании их из красноцветных пород. Пространственное размещение месторождений определяется местом совпадения зоны разгрузки с геохимическими восстановительными барьерами различного типа. Модель формирования медистых песчаников и сланцев, предложенная А. М. Лурье [44], отличается тем, что элизионные воды сбрасывают полезный груз не внутри пластов, а в месте выхода гидротерм на морское дно.

Руководствуясь прежде всего принципом соответствия состава руд и вмещающих пород, а также минерально-геохимических рудных зональных серий и осадочных ритмов пород, на примере Удоканского месторождения можно показать, что такое соответствие не наблюдается для мелких ритмов (до 5—15 м), что доказывает эпигенетическое происхождение руд, но отчетливо выражено в крупных ритмах (40—90 м), что свидетельствует об автохтонности рудного вещества относительно этих крупных ритмов. Если же рассматривать конечные продукты диагенеза и элизионного эпигенетического процесса, то они одинаковы и, следовательно, данный признак не может быть определяющим.

Таким образом, альтернативное решение заключается в признании седиментационно-диагенетических концентраций меди и эпигенетического перераспределения ее элизионными водами в пределах формаций или даже только парагенераций осадочных пород. Месторождения в целом можно определять как элизионно-стратифицированные. Этим двойным термином подчеркивается проявление эпигенеза в пределах зоны осадочного меденакопления.

Руководствуясь принципом соответствия, можно заключить, что подавляющее большинство месторождений атасуйского и миргалимсайского типов относятся к гидротермально-осадочным, т. е. к стратифицированным (Миргалимсайское, Шалкинское, Жайремское, Озерное). Данная генетическая модель для указанной группы месторождений в настоящее время является едва ли не общепризнанной. Этого нельзя сказать о тех свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях, которые не обладают отчетливыми признаками стратификации. Для них возможно несколько моделей: от осадочно-эпигенетической, предполагающей первичное накопление рудного вещества в карбонатном иле и последующее более или менее существенное перераспределение при гидротермальном пропаривании [2], до модели полностью эпигенетического наложенного вещества. Различать даже эти два случая, не

говоря уже о многочисленных промежуточных вариантах, практически пока что невозможно. Такие месторождения в генетическом отношении необходимо рассматривать особо.

## ПРИМЕЧАНИЯ К ТЕРМИНОЛОГИИ

В ряде публикаций [40; 1978, 1980 гг.] автор предлагал применять термин «стратиформные» только к гидротермально-метасоматическим месторождениям, сохраняя термин «стратифицированные» за осадочными и вулканогенно-осадочными. Однако в силу генетической безответственности термин «стратиформные месторождения» оказался настолько живучим, что судя по реакции геологов на всеозюных семинарах в Чите (1977 г.) и Фрунзе (1981 г.) вряд ли можно надеяться на общественное признание его узкого смысла. Видимо, следует вовсе отказаться от него, а термином «колчеданные» обозначать руды любого генезиса, на 90 % и более сложные сульфидами. Но дело не только в генетической неопределенности термина «стратиформные месторождения». Кроме этой причины на современном уровне знаний даже трехчленное деление так называемых «стратиформных» месторождений (стратифицированные, собственно стратиформные и карстовые) было бы недостаточно дальновидным.

С учетом рассмотренных моделей, отвечающих приведенному ниже конкретному материалу, можно различать по крайней мере четыре основных и три переходных морфогенетических типа согласных месторождений (в скобках — переходные): стратифицированные (элизионно-стратифицированные, шток-стратифицированные), корневые, камерные (шток-камерные) и карстовые. При недостаточной изученности можно объединять месторождения стратифицированные, элизионно-стратифицированные, шток-стратифицированные, камерные и часть карстовых (с отчетливой пластовой формой) в пластовые. Четырехчленное морфогенетическое деление определенным образом согласуется с формационной классификацией и в то же время позволяет выделять и предвидеть градации формационных типов месторождений по размерам, что и оправдывает данное дискуссионное нововведение.

## ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В итоге морфогенетическим типам согласных месторождений можно дать следующие определения.

**Стратифицированными** являются согласные месторождения отчетливо пластовой формы, в которых минерально-геохимический состав руд не противоречит (соответствует по физико-химическим условиям осаждения) составу рудовмещающих пород или пород, замещающих руды по латерали; минерально-геохимические зональные серии пространственно совпадают (или находятся в латеральной соответствии) с осадочными ритмами пород; проявлен литолого-фациальный контроль оруденения; в типовых случаях отсутствуют надрудные и боковые гидротермально-метасоматические изменения пород; в случаях продуцирования подводящих каналов на пластовые залежи проявляются подрудные гидротермальные изменения (хлоритолиты, альбит-кварцевые, серицит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые, кварцитовые метасоматиты).

В типовых месторождениях развиты расположенные друг над другом в разрезе, но нередко фронтально смещенные зональные серии, в каждой из которых наблюдается смена снизу вверх по мощности пласта минералов или в прямой последовательности (пирит—халькопирит—сфалерит—галенит — борнит — халько-

зин—самородная медь—окислы и гидроокислы железа—окислы и гидроокислы марганца—карбонаты железа и марганца), или в обратной последовательности; в конкретных месторождениях развито два-три, реже больше членов отмеченного ряда, от двух-трех до 10—15 зональных серий.

Типичными стратифицированными являются медные месторождения (Мансфельд, Зангерхаузен), свинцово-цинковые (Миргалимсайское, Шалкиинское, Сумсарское, Рассохинское, Холоднинское, Кастельяно, Санта-Люсия), медно-цинковые (Кызыл-Деринское), цинковые (Амурское), свинцово-цинковые с железом и марганцем (Горевское, Жайремское, Озерное), медно-эпидотовые (Тайметское, Верхнее озеро).

**Шток-стратифицированные** месторождения характеризуются наличием основных по значению стратифицированных залежей, сочлененных с трубо- или воронкообразными телами массивных или прожилково-вкрапленных руд гидротермально-метасоматического «корня» — подводящего канала (Урупское, Худесское, Фурутобе).

**Элизионно-стратифицированными** являются месторождения, по главным перечисленным выше параметрам отвечающие стратифицированным, но с проявлением специфических внутрирудных и околорудных изменений: окварцевания, оглеения, альбитизации, микроклиннизации, гидромусковитизации; минерально-геохимические зональные серии соответствуют крупным осадочным ритмам (парагенерациям) пород, тогда как мелкие ритмы не отражаются на зональности. К элизионно-стратифицированным относятся крупные медные месторождения (Удоканское, Джекзанское, Красное), медистые песчаники и сланцы (Замбия, Заир, Польша), свинцово-цинково-медные (Мехерних, Гуте Гоффунг), цинково-свинцовые с баритом и флюоритом (Майва, Вассбо, Бельвиксберг, Лёвstrand).

**Камерными** предлагается называть те из согласных месторождений, в которых руды по минерально-геохимическому составу и структурно-текстурным особенностям не согласуются с рудовмещающей средой; рудные минерально-геохимические зональные серии не соответствуют осадочным или вулканогенно-осадочным ритмам; рудные тела полого пересекают напластование или располагаются в толщах лав и субвулканитов; со стороны первоначальной подошвы по всей площади или с одного края сопровождаются мощными ореолами гидротермалитов (кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварцитовые и другие метасоматиты); со стороны кровли окаймлены зоной хлоритолитов, глин, аргиллизитов, пропилитов или альбитофиоров; характеризуются расположением сульфидных зон практически повсеместно в последовательности от пиритовой в подошве к халькопиритовой, далее к сфалеритовой и галенитовой; в изначальной кровле рудных тел нередко располагается зона барита; полное развитие в месторождениях обычно имеет одна зональная серия, иногда две; сульфидные руды и связанные с ними

метасоматические силикатные породы являются эпигенетическими, т. е. более молодыми, чем вмещающие их вулканогенно-осадочные или осадочные образования, хотя разрыв во времени обычно незначительный. Размещение рудных тел подчиняется системе рудоподводящих доскладчатых трубок взрыва, в которых брекчии в той или иной степени замещены рудой и метасоматическими силикатами.

Типичными согласными камерными являются медно-цинково-колчеданные месторождения (Подольское, Дегтярское, Гайское, Орловское, Узельгинское, Сибайское), полиметаллически-колчеданные (Зыряновское, Березовское, Йосино, Тасиро).

**Корневыми** предлагается называть согласные месторождения колчеданных и прожилково-вкрапленных руд, характеризующиеся близкой к трубо- или воронкообразной формой рудовмещающих гидротермально-метасоматических пород и руд, сложной, иногда приближающейся к пластообразной, формой рудных залежей, постепенным переходом снизу вверх прожилково-вкрапленных руд в хлоритолитах, серицитолитах или кварцитах (иногда с гипсом и ангидритом) в густовкрапленные и массивные серноколчеданные, последних в пирит-халькопиритовые и слоистые халькопирит-пирит-сфалеритовые, сфалерит-галенитовые (иногда с баритом); сверху колонки нередко развиты брекчиевые гранулометрически сортированные руды, перекрытые кремнисто-глинисто-гематитовыми яшмовидными горизонтами, свидетельствующими о подводном «выветривании» сульфидных руд. Примерами корневых служат рудники Кунитоми, Ивами, Камикита, Айнаи, Йокота, Унду, Маврувони, Скуриотисса, Зюзельское месторождение.

Следует подчеркнуть, что рудные залежи верхней части корневых месторождений нередко характеризуются признаками стратифицированных залежей; а иногда — признаками камерных залежей (Унду). Главное отличие заключается в том, что в корневых месторождениях и стратифицированных и камерных залежи не только не выходят за контуры трубы или воронки, но по площади составляют лишь незначительную ее часть.

**Шток-камерные** месторождения характеризуются совместным развитием штоковых (корневых) и камерных рудных тел и метасоматитов, Т- или Г-образной формой при подчиненности общих контуров месторождения элементам стратификации рудоносной формации, а не подводящей трубы или воронки, которая часто оказывается фронтально смещенной относительно основных камерных залежей. Примерами шток-камерных служат месторождения Лениногорское, Левихинское, Карпушихинское, Ломовское, Тепловское, Шайтанское, Алавердское, Шамлугское, Кафанское, Кедабекское, Ахтальское, Радка, Челопеч, Бор.

В особую группу предложено [Кутырев Э. И., Ляхницкий Ю. С., 1982 г.] выделять **карстовые** месторождения, по морфологии сходные с камерными, шток-камерными, стратифицированными. В генетическом отношении карстовые месторождения суще-

ственно отличаются от перечисленных и прежде всего особыми свойствами среды рудообразования, предопределяющей не столько метасоматическое замещение, сколько растворение пород, формирование пустот, брекчий обрушения (дорудных, интратрудных, пострудных). Рудные тела имеют форму труб, карманов, линз в комбинации с пластообразными залежами выполнения пустот растворения (типа Осиновского штока Кадаинского месторождения) и с зонами прожилково-вкрапленных руд. Характерны: крайне неравномерное распределение минерализации — от почти сплошных руд мощностью в десятки метров до спорадической вкрапленности; широкие вариации размеров месторождений; отсутствие или слабое проявление вертикальной зональности.

Примерами карстовых месторождений служат Ачисайское, Барвинское, Сарданинское, Уруйское, Пайн-Пойнт, Реосин, Райбл, Олькуш, а также месторождения районов Суук-Тюбе, Иллинойс-Кентукки, Маскотт-Джефферсон-Сити, долины Миссисипи и Миссури.

Следует подчеркнуть, что далеко не все карстовые месторождения являются согласными. К собственно согласным относятся доскладчатые или нескладчатые месторождения, тесно связанные с закарстованными карбонатными формациями. Другая часть карстовых месторождений относится к классу контактовых (Николаевское, Верхнее, Садовое). Ряд карстовых месторождений являются как бы промежуточными между секущими и контактовыми. Рудные тела пересекают напластование того комплекса, в котором залегают, и по этому признаку месторождения относятся к секущим. В то же время они располагаются вдоль определенной поверхности (рудоносной) параллельно границе верхнего (в разрезе) формационного комплекса, с которым парагенетически связывается оруденение. Залежи хотя и контролируются контактовой поверхностью, но находятся от нее на определенном удалении. Такие гидротермокарстовые месторождения следует считать структурной разновидностью контактовых. Яркими примерами их являются месторождения районов Тинтик, Пиоч, Гилмен.

## СОТНОШЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

На диаграммах (рис. 3) отражены основные тенденции в соотношении формационных типов и подтипов согласных месторождений с морфогенетическими подразделениями и областями возможного распространения и ограничения основных понятий и терминов. На диаграммах можно заметить следующие тенденции.

1. В недифференцированных (основного или кислого состава) формациях развиты преимущественно корневые месторождения.

2. Камерные и шток-камерные месторождения обнаруживают тенденцию к развитию в дифференцированных (по составу или структуре) преимущественно вулканогенных формациях.

3. Стратифицированные (гидротермально-осадочные) месторождения обычно связаны с осадочными формациями, осадочно-вулканогенные формации содержат их при условии присутствия тонкозернистых терригенных или хемогенных (кремнисто-глинистых) пород и парагенераций.

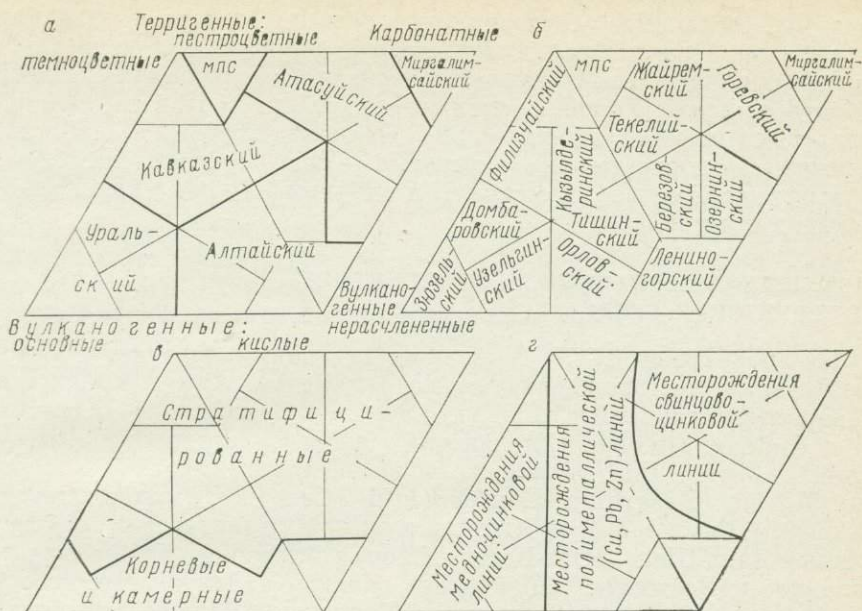


Рис. 3. Диаграммы, показывающие тенденции в соотношении формаций, формационных типов (а), подтипов (б) месторождений с морфогенетическими (в) и геохимическими (г) подразделениями согласных месторождений (исключая медно-эпидотовые и свинцово-цинковые карстовые).

На диаграмме б названия формационных подтипов месторождений — условные, отвечающие наиболее ярким представителям данного фигуративного поля; м.п.с. — медистые песчаники и сланцы.

4. Месторождения уральского и алтайского типов характеризуются максимальным числом морфогенетических типов — от корневых до стратифицированных.

5. Подавляющее большинство месторождений кавказского и атасуйского типов являются стратифицированными.

6. Месторождения с преобладанием или широким развитием в рудах меди располагаются в левой части диаграммы, независимо от количества вулканогенных парагенераций в составе формаций, но определенно тяготеют к формациям с базальтоидными породами. Месторождения полиметаллической линии тяготеют к формациям с парагенерациями кислых вулканогенных пород. Месторождения свинцово-цинковой линии индифферентны к составу вулканогенных пород и даже к наличию или отсутствию их в рудоносных формациях.

В заключение можно отметить, что разработанная система понятий и терминов, по нашему мнению, удовлетворяет и такому требованию, как возможность объединения в группы максимально родственных типов месторождений при изменении масштаба прогнозирования: секущие и контактовые месторождения в большинстве своем связаны с геоантиклинальными зонами и орогенными

этапами, согласные — с геосинклинальными зонами и этапами прогибания. Понятия различной степени общности могут употребляться при прогнозно-металлогенических исследованиях разного масштаба: самые общие понятия — согласные, контактовые и несогласные месторождения — при мелкомасштабных работах; пластовые, корневые и карстовые — при среднемасштабных; стратифицированные, камерные и корневые — при крупномасштабных и детальных.

## РАЗМЕЩЕНИЕ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

На территории СССР основными регионами развития согласных медных месторождений являются Центральный Казахстан (Джезказганский район), Урал, Кавказ и Закавказье, Юго-Восток Сибири (Кодаро-Удоканский район), второстепенным — Рудный Алтай. Для свинца и цинка основными являются Рудный Алтай, Казахстан Центральный (Северное Прибалхашье), Южный (Джунгария) и Юго-Восточный (Каратауский район), Южный Тянь-Шань, Юго-Восток Сибири (Северное Прибайкалье, Западное и Восточное Забайкалье), Кавказ и Закавказье, второстепенными — Дальний Восток и Карпаты. Важное значение для цинка имеет Уральский регион.

Месторождения и рудопроявления распространены в отложениях всех подразделений стратиграфической шкалы, кроме архея и четвертичной системы, но промышленное значение их не равноценно. Наиболее древние метаморфизованные месторождения типа медистых песчаников и сланцев, имеющие большое практическое значение, установлены в нижнепротерозойских флишеидных и молассоидных формациях Олёкмо-Витимской горной страны (Удоканское, Красное, Бурпалинское, Ункурское). Рифейский возраст имеют проявления меди в молассоидной формации Игарского района (Гравийское), в Таласском хребте Средней Азии, Енисейском кряже (Гребневское), но по параметрам они значительно уступают свинцово-цинковым месторождениям, связанным с рифейскими кремнисто-карбонатными (Горевское), черносланцевыми (Линейное, Холоднинское), карстово-карбонатными формациями (Сарданинское, Уруйское).

На уровне венда — среднего кембрия находится ряд свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных формациях Восточного Прибайкалья (Озерное, Ульдзутуйское), в черносланцевых формациях Западного Прибалхашья (Такырное, Бурултасское), Джунгарского Алатау (Текелийское, Яблоновое); к этому же уровню относятся полиметаллически-колчеданные месторождения Салаира, Западного Саяна (Маинское), Тувы (Кызыл-Таштыгское) и Чингиза (Аягузское) в связи с дацит-липарит-туфосланцевыми формациями.

Широко распространены стратифицированные рудопроявления меди в карбонатно-терригенных отложениях верхнего кембрия —

нижнего ордовика в Иркутском амфитеатре (ленские медистые песчаники), а также в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, на Полярном Урале (Падь-Яга, Мустюр). В карбонатных формациях нижнего ордовика на Ленской и Подкаменно-тунгусской площадях регионально развиты проявления свинцово-цинковой минерализации, но промышленные концентрации этого уровня пока не выявлены. К данному хронологическому интервалу относятся медно-цинково-колчеданные и полиметаллически-колчеданные месторождения в осадочно-вулканогенных формациях Чингиза (Акбастауское, Кусмурунское) и Кентерлауской зоны Северного Прибалхашья (Тесик-Тасское).

На Полярном Урале в связи с черносланцевой и карбонатной формациями ордовика выявлены барито-свинцовые и свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления (Саурейское, Орангское, Медвежье). На Среднем Урале располагается ряд медных и свинцово-цинковых перспективных согласных рудопроявлений в ордовикских черносланцевых толщах (Гладкинское, Малыгинское, Бакаевское, Европейское и др.), в ордовикско-силурийских карстово-карбонатных формациях (Бойцовское, Шантым-Прилукское, Сотчем-Иольское).

В верхнеордовикских — силурийских осадочно-вулканогенных образованиях преобладающим формационным типом являются медно-цинково-колчеданные месторождения на Северном Урале (Шемурское, Новошемурское, Тарньерское) и Среднем Урале (Кабанское, Красногвардейское, Левинское, Левихинское, Шайтанское, Карпушихинское, Ломовское). В последние годы в терригенно-карбонатных толщах силура Сетте-Дабана выявлены гидротермокарстовые флюорит-цинковые и барит-полиметаллические перспективные проявления (Оронская группа), в верхнесилурийских — нижнедевонских отложениях Северной Земли — проявления медистых песчаников.

Девон, особенно средний и верхний, отличается интенсивным проявлением процессов промышленного рудообразования. С осадочно-вулканогенными дифференцированными формациями этого возраста связана большая группа колчеданных месторождений Южного Урала: Гайское, Сибайское, Блявинское, Бурибайское, Учалинское, Узельгинское, им. XIX партсъезда, Подольское, Летнее, Весеннее, Осеннее и др. По последним данным, к нижнему — среднему девону относится и ряд месторождений Среднего Урала, ранее считавшихся нижнесилурийскими (Дегтярское, Чусовское, Новоежовское, им. III Интернационала). Девонский возраст имеют колчеданные месторождения Передового хребта Большого Кавказа (Худесское, Урупское, Быковское, Бескесское, Власенчихинское, Первомайское), большая часть железо-марганец-барит-полиметаллических и свинцово-цинковых пластовых месторождений Центрального Казахстана в связи с терригенно-кремнисто-карбонатной (Жайремское, Ушкатынское, Карагайлинское, Алабугинское, Атабай-Дугулинское, Бестюбинское, Қайрактинское), карстово-карбонатной (Узынжалское), черносланцевой

(Успенское, Белла) и дацит-липарит-туфосланцевой (Алайгырское) формациями, свинцово-цинковые месторождения в углеродисто-доломитовой формации Восточного Казахстана (Миргалимсайское, Шалкиинское), Киргизии (Сумсарское), свинцово-цинковое месторождение в Узбекистане (Уч-Кулачское) в карстово-карбонатной формации.

Большинство медно-цинково-колчеданных (Николаевское, Орловское) и полиметаллически-колчеданных [Белоусовское, Березовское, Новоберезовское, Иртышское, Заряновское, Малеевское, Путинцевское, Греховское, Лениногорское (Риддерское), Сокольное, Тишинское, Шубинское, Золотушинское, Никитинское] месторождений Рудного Алтая в формациях дацит-липарит-туфосланцевого ряда также относится к среднему девону (эйфель—живет). На уровне нижнего—среднего девона располагаются медистые песчаники Минусинской впадины (Базинское, Печищенское, Раисинское). В Горном Алтае выявлены пластовые полиметаллические месторождения в средне-верхнедевонской черносланцевой формации (Каракульское, Караюкское, Оленджуларское, Куру-Узекское, Тошто-Узекское и др.). По новым данным возраст Курпанджинского месторождения медистых песчаников на севере Сетте-Дабана является позднедевонским—раннекаменноугольным.

Нижний отдел каменноугольной системы в целом характеризуется низкой продуктивностью. В дацит-липарит-туфосланцевой формации известны полиметаллически-колчеданные месторождения Хандизинское в Южном Тянь-Шане, Туюкское — в Южном Казахстане; в карбонатных формациях находится ряд свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана (Акжалское), а также хребтов Киргизский, Джергаланский, Каратау; в углеродисто-карбонатных горизонтах нижнего карбона Верхоянья располагается Агакуканское месторождение; в черносланцевых формациях Алтая ( $D_3-C_1$ ) — медные Карчигинское и Вавилонское месторождения. К средне-верхнекаменноугольным пестроцветным формациям Казахстана приурочены месторождения медистых песчаников (Джезказганское, Сарыобинское, Итаузское, Кипшакпайское, Карашошакское).

Пермские медистые песчаники и сланцы широко развиты в Приуралье, Днепровско-Донецкой впадине и на Мангышлаке; промышленное значение их пока невелико, особенно для свинца и цинка.

В триасе кроме медистых сланцев Мангышлака известны лишь незначительные проявления медной и свинцово-цинковой минерализации.

В юрский период сформированы крупные месторождения Кавказа и Закавказья: медно-цинковые (Кызыл-Деринское) и полиметаллические (Филизчайское, Катехское, Кацдагское) во флишевых формациях средней юры, медно-колчеданные и полиметаллически-колчеданные (Алавердское, Шамлугское) в дацит-липарит-туфосланцевой формации. В Верхоянье открыто Хотой-

дохское полиметаллическое месторождение в связи с юрской формацией дацит-липарит-туфосланцевого ряда. В верхнеюрской рифовой формации известны барито-свинцовые месторождения сарданинского типа в хр. Кугитанг (Майданшахское, Карагачское).

В меловых и палеогеновых отложениях Закавказья развиты следующие месторождения: медное (Маднеульское) в спилит-келатифир-туфосланцевой формации и полиметаллические (Привольное, Мовсесское) в карбонатной формации, а также полиметаллически-колчеданные в Закарпатье в дацит-липарит-туфосланцевой формации (Беганьское, Береговское). Меловые и кайнозойские медистые песчаники широко распространены в Средней Азии: в мелу Восточной Ферганы, Алайского хребта и Южно-Таджикской депрессии, в палеогене Приаралья и Копетдагского прогиба, в неогене Северной Ферганы (Наукатское), Центрального Тянь-Шаня и Южно-Таджикской депрессии; свинцово-цинковые месторождения есть в неогене Предкарпатья, но все они не удовлетворяют современным условиям или относятся к разряду мелких месторождений.

Приведенный обзор показывает весьма неравномерное распределение промышленных согласных месторождений меди, свинца и цинка по стратиграфической шкале, а также по территории СССР в целом. Вместе с тем для ряда регионов стратиграфический контроль и эпохи рудонакопления проявлены весьма отчетливо (Урал, Казахстан, Средняя Азия и др.). Это позволяет рассматривать фактор стратиграфического контроля оруденения как явление региональное, связанное, как будет показано ниже, с особенностями строения и развития крупных территорий, соответствующих блокам коры, геотектоническим сериям и системам.

#### **ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСНОВНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Между предложенными подразделениями месторождений по пространственно-временным соотношениям с вмещающими породами и опубликованным в работе В. А. Перваго [57] разделением их на геолого-промышленные типы устанавливается определенное соответствие, позволяющее подсчитать, что согласные месторождения заключают около 90 % мировых запасов свинца и цинка. В СССР на их долю приходится около 96 % запасов, а с полиметаллическими месторождениями Восточного Забайкалья, многие из которых, по данным Д. Н. Алексеева, являются согласными метаморфизованными, — около 98 %. В контактовых месторождениях содержится около 6 % мировых разведанных запасов свинца и цинка (без учета запасов цинка в медно-цинково-колчеданных месторождениях, а с учетом их, видимо, менее 4 %).

Существенно иное соотношение запасов намечается среди медных месторождений. На пластовые месторождения прихо-

дится 45 %, секущие — около 46 %, расслоенные — 8 %, контактовые — 1 %. Из 46 % запасов в секущих месторождениях 41 % заключен в штокверковых (меднопорфировых) месторождениях, около 5 % — в жильных. В СССР распределение запасов меди отличается от среднемирового, что обусловлено большей долей колчеданных — 19 %, медистых песчаников — 33 %, расслоенных медно-никелевых — 29 % за счет уменьшения штокверковых (меднопорфировых) — 16 % и жильных.

Таким образом, большой удельный вес согласных месторождений меди, свинца и цинка предопределяет особое внимание к ним при прогнозировании.

Промышленное значение основных формационных типов месторождений рассмотрим по отраслевому принципу.

**Медь.** Среди выделенных в табл. 3 формационных типов и подтипов месторождений наибольшее значение для меди в СССР имеют месторождения медистых песчаников джезказганского подтипа, доля которых в общих запасах меди составляет 33 % или около 63 % от запасов меди в пластовых месторождениях. Этот подтип характеризуется также максимальными удельными запасами (количество металла в среднем на каждое промышленное месторождение). На втором месте находятся медно-цинково-колчеданные месторождения, на долю которых приходится 16 % от общих запасов меди или 31 % от запасов в пластовых месторождениях. В значительной их части меди содержится в 1,3 раза меньше, чем цинка, а в наиболее крупных — в 2—3 раза. Третье место занимают полиметаллически-колчеданные месторождения, заключающие около 2 % меди от общих запасов или около 4 % от запасов в пластовых месторождениях; однако они распределены в значительном числе объектов, что определяет низкие удельные запасы меди. Хотя по долевым запасам (т. е. в данном типе или подтипе от общих запасов металла) месторождения в черносланцевых формациях в настоящее время в СССР делят третье место с полиметаллически-колчеданными, первые отличаются значительными удельными запасами.

**Цинк.** Среди около 300 месторождений, вовлеченных в расчеты, 2/3 содержат в рудах цинка 50 % и более от суммы меди, свинца и цинка. В СССР основные запасы цинка сосредоточены в месторождениях, связанных со спилит-кератофир-туфосланцевыми и дацит-липарит-туфосланцевыми формациями, — примерно по 28 % от общих запасов. На третьем месте находятся месторождения в карбонатных формациях (карстовые) и вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных формациях (атасуйский тип) — около 27 % (отличаются высокими удельными запасами); на четвертом месте — месторождения, связанные с черносланцевыми формациями, — около 14 % (также характеризуются высокими удельными запасами).

**Свинец.** Основные запасы свинца в СССР сосредоточены в месторождениях в карбонатных формациях (карстовые) и вулканогенно-кремнисто-карбонатных формациях (атасуйский тип) —

около 45 %; характеризуются высокими удельными запасами. На втором месте находятся месторождения в дацит-липарит-туфосланцевых формациях — около 28 % (по удельным запасам средние, иногда крупные). Третье место занимают месторождения в черносланцевых формациях — 24 %, со значительными удельными запасами.

Таким образом, высокими удельными запасами как цинка, так и свинца отличаются месторождения в формациях вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатного ряда и в черносланцевых формациях. Цинк одинаково характерен для месторождений в дацит-липарит-туфосланцевых и спилит-кератофир-туфосланцевых формациях, причем по количеству месторождений с высокими удельными запасами цинка уральский и алтайский типы в общем равновесны. Все это предопределяет повышенное внимание к прогнозированию месторождений названных четырех формационных типов.

Ниже дается описание типичных промышленных месторождений основных формационных типов, главным образом на территории СССР. Для полноты характеристики отдельных формационных типов, представители которых в СССР пока не выявлены или их недостаточно для обобщений, приведено также краткое описание некоторых зарубежных месторождений.

Необходимо подчеркнуть, что отнесение некоторых месторождений к тому или иному формационному типу (особенно тех, которые автор не имел возможности изучить лично) дискуссионно. Это касается прежде всего свинцово-цинковых месторождений в формациях терригенно-карбонатного и вулканогенно-терригенно-карбонатного рядов и разделения их на алтайский, атасуйский, мргалимсайский, сарданинский и барвинский типы.

Следует отметить также объективное существование ряда месторождений, как бы переходных не только между формационными типами, но и между классами. Выражается это, например, в том, что В. А. Перваго [1978 г.] относит Бор, Маднеульское, Цители-Сопелийское к меднопорфировым месторождениям, а Г. А. Твалчрелидзе [76] — к колчеданным. Ю. П. Рождественский и И. Г. Павлова [1971 г.] в особую группу выделяют меднопорфировые месторождения, залегающие среди вулканогенных пород среднего — основного состава раннегеосинклинальных спилит-кератофирных формаций, относя к этой группе Бор, Майданпек, Бучим, Боров Дол, Челопеч, Лекын-Тальбей. Противоречия подобного рода, на наш взгляд, вовсе не свидетельствуют о недостатках формационного подхода к классификации. Они помогают глубже понять генезис месторождений и способствуют выявлению латеральных, хронологических и эволюционных рядов месторождений, новых, ранее не известных их формационных типов.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

### КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ СПИЛИТ-КЕРАТОФИР-ТУФОСЛАНЦЕВОГО РЯДА (УРАЛЬСКИЙ ТИП)

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ФОРМАЦИЯХ

К рассматриваемому подтипу относятся месторождения массивных пиритовых, пирит-халькопиритовых руд с подчиненной ролью сфалерита, нередко с высоким содержанием кобальта, а иногда и никеля, пространственно связанные с недифференцированными или слабо дифференцированными формациями вулканогенных пород основного состава с некоторой ролью фтанитов, углистых сланцев и туфов. Известны они на Южном Урале — в Домбаровском рудном районе (Летнее, Осеннее, Приорское), на Среднем Урале (Зюзельское, Пышминско-Ключевское). Яркими примерами служат кипрские месторождения. В ряде случаев в рудных полях отмечаются дайки, послойные тела кислых пород (Приорское, Осеннее), но время внедрения их относится к более поздней, пострудной, стадии. Ниже приводится краткая характеристика некоторых типичных представителей данного подтипа.

Месторождение **Летнее** (рис. 4) расположено в Домбаровском рудном районе на юге Магнитогорского мегасинклинория. Вскрытая нижняя часть рудоносной толщи ( $S_2$ — $D_2ef$ ?) сложена 100—200-метровыми горизонтами крупноподушечных афировых и порфиритовых лав базальтов и гналокластитов, сверху — вариолитов и лав со спилитовой структурой, с обильным межподушечным кремнистым материалом, с прослоями фтанитов и кремнистых туффилов. Максимальная мощность этой толщи по геофизическим данным достигает 4—6 км. Лавовая толща, вмещающая рудные тела и относящаяся к недифференцированной кремнисто-эффузивно-базальтовой формации, перекрыта локально развитыми породами слоистого горизонта, представленного переслаиванием фтанитов, кремнисто-гематитовых пород, туфопесчаников, туффилов и туфов основного состава (вулканогенно-кремнисто-терригенная флишoidalная формация). Мощность горизонта, фиксирующего рудоконтролирующие впадины, варьирует от нескольких метров до 100 м.

По данным Б. П. Потапенко и В. С. Требухина, месторождение объединяет четыре залежи сплошных колчеданных руд. Все тела залегают согласно с вмещающими породами в пологой палеовулканической депрессии шириной около 2 км, с неровным дном, осложненным выступами. Рудные тела вытянуты в северо-западном направлении. Ширина их 1—250 м, мощность максимальна во впадинах (до 20 м), а к краям постепенно уменьшается. Руды массивные и полосчатые с отчетливо выраженной

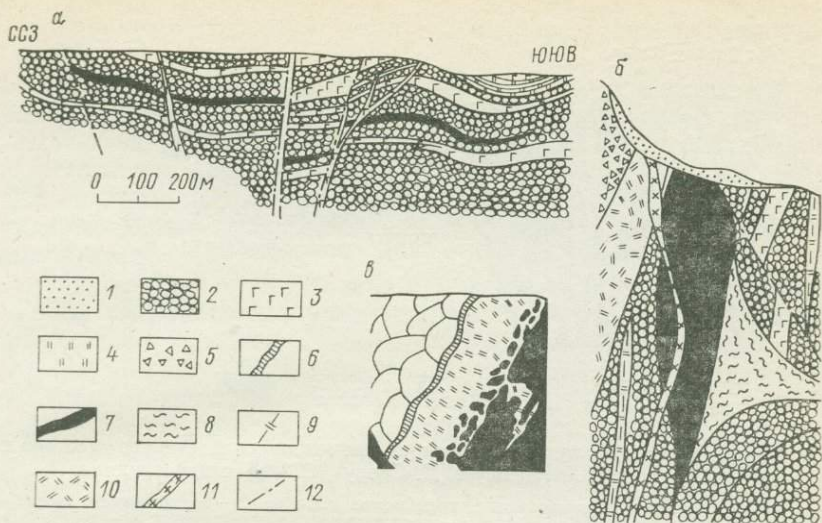


Рис. 4. Геологические разрезы месторождений Летнее (а), Худское (б) и кровли главного рудного тела Худского месторождения (в) (по данным В. Требухина и А. Фомина [1977 г.] и Н. С. Скрипченко [1966 г.]).

1 — наносы; 2 — подушечные лавы; 3 — диабазы, базальты; 4 — кремнисто-гематитовые породы; 5 — конгломерато-брекчия; 6 — стекловатая хлоритизированная порода; 7 — колчеданная руда; 8 — интенсивно пиритизированная окварцованная порода; 9 — яшмонды; 10 — кварцевые порфиры; 11 — диоритовые порфиры; 12 — разломы.

минерально-геохимической зональностью, обусловленной расположением халькопирит-пиритовых руд в нижней части, а пирит-халькопирит-сфалеритовых — в верхней части залежей. В лежачем боку иногда отмечается магнетит, густо насыщающий подрудные хлоритизированные базальты. На фоне заленокаменного изменения пород местами выделяются подрудные метасоматиты кварц-серицит-хлоритового состава.

Месторождение **Осеннее** в общих чертах сходно с Летним и отличается присутствием метаморфогенного жиллообразного тела магнетит-халькопирит-пиротин-пиритовых руд в экзоконтакте дайки сиенито-диоритов.

Колчеданные месторождения **Кипра** (рис. 5) располагаются в мощной толще вулканогенных пород основного состава, состоящей из эффузивно-субвулканической базальт-диабазовой формации (500 м), нижней (400 м) и верхней (400 м) толщ подушечных лав, относящихся к эффузивной базальтовой формации. Выше несогласно залегает осадочная толща мелового возраста. Все колчеданные месторождения Кипра (Мавруони, Скуриотисса, Коловасос, Масиати, Коккиноя, Агрикония и др.) весьма сходны между собой [Constantinou Y., Yovett Y., 1973 г.; Clark G., 1971 г.] и залегают в основном между толщами подушечных лав. Рудные тела линзовидной, уплощенно-штоковой формы имеют максимальную мощность до 50 м и площадь до 1 км<sup>2</sup> при содержании меди до 1,3—4,5 %.

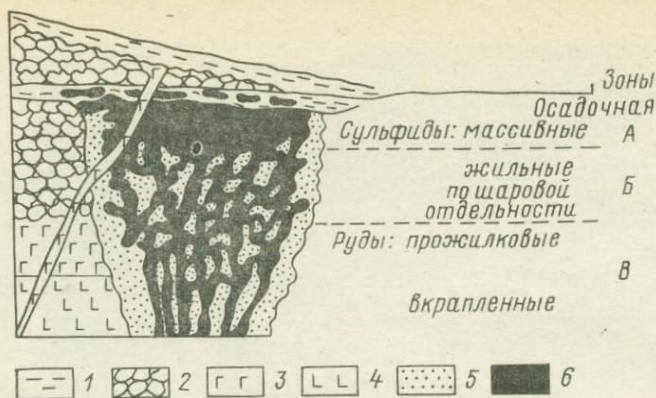


Рис. 5. Схематический геологический разрез типичного колчеданного месторождения Кипра (по Р. Хатчисону и Д. Серлу [1973 г.], с изменениями).

1 — охры, умбры, железомарганцовистые кремнистые сланцы; 2 — подушечные лавы; 3 — базальты; 4 — рассланцованные диабазы; 5 — пропилитизированные породы; 6 — сульфидные руды.

Месторождение **Скуриотисса** представляет собой крупную линзу, приуроченную к депрессии в нижних подушечных лавах и перекрытую породами так называемой формации Парapedи; последняя имеет среднюю мощность 23 м, сложена ритмично-слоистыми кремнисто-железисто-глинистыми породами, радиолярными сланцами, умбрами и охрами с обломками и пропластками сульфидов.

Минеральная и структурно-текстурная зональность, проявленная и на ряде других месторождений, заключается в смене снизу вверх зоны штокверковой минерализации пирита в хлоритизированных подушечных лавах пирит-кварцевой зоной, где халькопирит и сфалерит развиты совместно с пиритом, белым кварцем и яшмой; выше следуют массивные пиритовые руды с халькопиритом и ковеллином по трещинам и, наконец, конгломератовидные колчеданные руды с пиритовой «сыпучкой» в кровле — продуктом частичного окисления и разрушения сульфидной залежи.

На месторождении **Коккиноя**, расположенном в покрове оливиновых базальтов, всякий бок рудного тела резко контактирует с перекрывающими неизмененными верхними подушечными лавами. Руды конгломератовидные и колломорфно-полосчатые. В районе месторождения **Агрикония** на контакте между верхними и нижними подушечными лавами развиты охры, содержащие 0,8 % меди. С приближением к месторождению этот горизонт увеличивается в мощности и его место занимают колчеданные руды.

В 12 месторождениях Кипра, расположенных в полосе длиной около 50 км, сосредоточено около 50 млн. т высококачественных

серноколчеданных руд, при колебании запасов от 0,4 до 18 млн. т.

Из других колчеданных месторождений в недифференцированных вулканогенных формациях основного состава необходимо отметить Тилт-Ков, Вейлсбек, Литл-Дир, Литл-Бей, Бетс-Ков, Йорк-Харбор и другие о. Ньюфаундленд, залегающие в спилитовых подушечных лавах нижнего—среднего ордовика, преимущественно вблизи их контакта с нижележащими рассланцованными диабазами.

Таким образом, главная особенность охарактеризованной группы месторождений заключается в приуроченности колчеданных рудных залежей к штокверко- или воронкообразным телам гидротермально измененных пород в недифференцированной эффузивной базальтовой формации. Среди них можно наметить морфогенетический ряд от типичных корневых (месторождения Кипра, Зюзельское) к шток-стратифицированным (Урупское) и стратифицированным (Летнее) (см. рис. 4). В корневых месторождениях гидротермально-метасоматические (стратифицированные или камерные) руды по площади ограничены контурами штока или воронки, чем предопределяются их небольшие размеры. Шток-стратифицированные и стратифицированные месторождения ограничиваются палеодепрессиями, обеспечивающими сохранность сульфидных руд от подводного гипергенеза, ярко проявляющегося в образовании охр, умбр, пиритовой сыпучки и конгломератовидных руд.

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Месторождения в дифференцированных формациях спилит-кератофир-туфосланцевого ряда представляют основной по промышленному значению подтип месторождений уральского типа. Залегают они в вулканогенных и осадочно-вулканогенных формациях с широким развитием базальтов, дацитов и меньшим — андезитов и липаритов. Ниже приводится краткая характеристика некоторых типичных представителей данного подтипа. Из них Дегтярское и Левихинское изучались автором детально, а Сибайское, Учалинское, им. XIX партсъезда обследованы во время экскурсий.

**Подольское** медно-цинково-колчеданное месторождение (рис. 6) расположено в западном крыле Магнитогорского мегасинклинария; оно являет собой пример слепого, почти горизонтально лежащего, недеформированного медно-цинково-колчеданного месторождения. По данным Ю. А. Болотина, И. С. Вахромеева [1976 г.], вскрытая часть рудоносной толщи (около 600 м) представлена туфами и вулканическими брекчиями липарито-дацитов (внизу), туфами дацитовых порфиритов с подчиненными им телами лав того же состава и андезитовыми порфиритами и их туфами (вверху). Под породами андезитового состава распола-

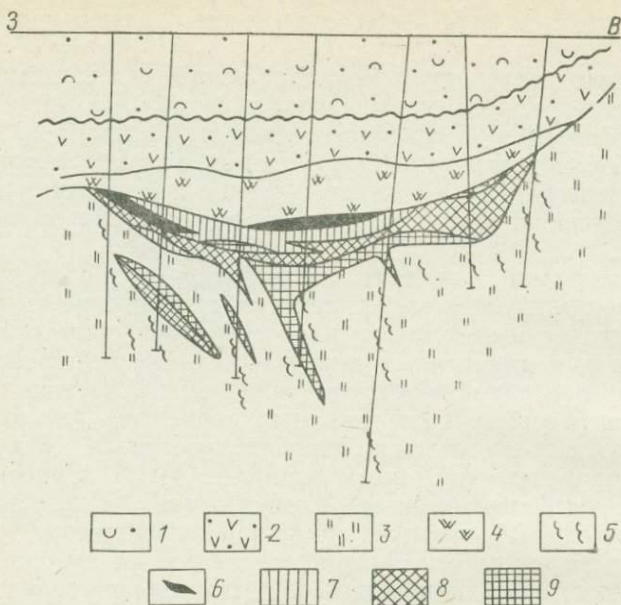


Рис. 6. Поперечный разрез Подольского месторождения (по Ю. А. Болотину и др. [1976 г.]).

1 — туфогенно-осадочные отложения улутауской свиты; 2 — вулканиты ирендыкского комплекса андезито-дацитового и андезитового состава; 3 — кварц-хлорит-серицитовые породы с вкрапленностью пирита по вулканическим породам кислого состава баймак-бурибаевского комплекса; 4 — субвулканическое тело липарито-дацитового состава; 5 — рассланцованные породы; колчедан: 6 — цинковистый, 7 — медно-цинковистый, 8 — медистый, 9 — серный.

гается субвулканическое пластовое тело липарито-дацитовых порфиров, экранирующее рудную залежь, а под последней — крутопадающие к востоку линзы (корни) колчеданных руд и метасоматитов кварц-хлорит-серицитового состава. В верхах разреза на флангах месторождения фиксируется бугульгырский горизонт яшм эйфельского возраста, а выше следуют отложения улутауской свиты — вулканогенно-терригенная флишондная формация видимой мощностью около 600 м.

Рудное тело представляет собой крупную полого лежащую линзу с ровной кровлей, параллельной основанию тела пластовых липарито-дацитовых порфиров, и с гребневидной почвой. Основная залежь сложена сплошными колчеданными рудами с отчетливо выраженной первичной зональностью оруденения (снизу вверх): серный колчедан — медистый колчедан — медно-цинковистый колчедан — цинковистый колчедан. В некоторых сечениях отмечено повторение зоны медно-цинковистого колчедана. Южный фланг залежи представлен вкрапленными рудами также зонального строения: внизу преобладают медные, а вверху — медно-цинковые руды. Горизонтальная зональность выражается в смене с севера на юг сплошных колчеданных руд прожилково-

вкрапленными. Главная залежь в западной ее части сложена медно-цинковыми рудами, а в восточной — медными.

Медно-цинково-колчеданные месторождения **Узельгинского** рудного поля расположены на севере Магнитогорского мегасинклинория. По данным Г. В. Петрова, Н. М. Беляевой [1974 г.], К. А. Уразаева [1975 г.], Ю. С. Емельянова [1974 г.], основные особенности структуры рудного поля определяются наличием брахиформных куполов и гряд вулканогенных пород нижней порфировой толщи, понижения между которыми заполнены туфогенно-осадочными и экструзивными образованиями липаритов, липарито-дацитов и андезито-дацитов, нередко создающих негативный рельеф по отношению к кровле порфиров.

По условиям залегания и составу руд Юго-Восточный, Восточный и Северо-Западный участки месторождения им. XIX партсъезда и расположенное юго-западнее Узельгинское месторождение представляют единое целое. На месторождении им. XIX партсъезда рудные тела находятся вблизи контакта вулканогенной пачки кислого состава с известняками. На Узельгинском месторождении руды расположены в два яруса: сверху аналогично месторождению им. XIX партсъезда, ниже по разрезу на 150—450 м образуют наряду с пластовыми также и крутопадающие тела среди сланцевых зон и метасоматитов, а некоторые тела частично находятся в толще основных эффузивов. Рудные залежи шириной до 300 м расположены эшелонированно, в виде двух сходящихся на юге лент.

Общей особенностью является резкое выклинивание каждой из залежей с северной стороны, обогащенной цинком, и постепенное уменьшение мощности на юг с одновременным увеличением относительного значения медных руд. Вкрапленные руды повсеместно тяготеют к сплошным и развиты обычно в их лежащем боку в измененных породах. Руды массивные, сложены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Сравнительно широко распространены теннантит. В отдельных частях залежей установлены повышенные содержания мельниковита, марказита, галенита и арсенипирита. В одной из залежей нижнего яруса выделяется зона пирротина с железистыми карбонатами. Гидротермально-метасоматические изменения пород выражаются в развитии зоны микрокварцевых пород мощностью до 40 м в лежащем боку серноколчеданных руд; вниз она сменяется зоной серицит-кварцевых пород, достигающей мощности 300 м под серноколчеданными рудами и не превышающей 50—60 м под медноколчеданными рудами. Ниже развита зона хлорит-серицит-кварцевых пород.

Наличие обломков руд среди перекрывающих залежи известняков явилось основным аргументом гипотезы С. Н. Иванова и С. А. Рокачева [1970 г.] о вулканогенно-осадочном рудообразовании в субмаринных условиях до накопления рифогенных известняков живета. По нашим наблюдениям в Объединенном карьере месторождения, часть подобных брекчий с рудными обломками является тектонической. Другая часть входит в состав

своеобразных пород сульфидно-кварц-альбит-известнякового состава, образующих секущие многоэтажные пластовые, нередко ветвящиеся тела, соединенные жилами-трубками зонального строения. Указанные образования характеризуются основными структурно-текстурными признаками гидротермокарста. От рудных тел отходят жилы ярко-красного кремня, местами сочлененные с короткими серноколчеданными линзами в известняках. На возможность формирования брекчий в результате прорыва газово-водных флюидов, захвативших снизу обломки колчедана и вулканических пород, указывали также С. Н. Иванов и С. А. Рокачев. Все эти данные в совокупности позволяют считать, что экструзии, наложенные на них метасоматиты и руды, а также нижняя часть толщи известняков формировались близко одновременно.

**Левихинское** медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в западном борту Тагильского прогиба, в экзоконтакте Тагильского габбро-плагногранитного массива. Схему стратиграфии разрабатывали И. Д. Соболев, Т. Г. Тресвятская, Н. А. Штрейс, В. С. Коптев-Дворников, А. А. Корольков; важнейшие морфоструктурные особенности колчеданных месторождений рассмотрены в работах А. В. Пэка, С. Н. Иванова, Л. И. Сипливых. Автором месторождение изучалось в 1975—1980 гг.

Рудовмещающей является вулканогенно-метасоматическая диабаз-альбитофировая формация мощностью свыше 1000 м раннесилурийского возраста, по падению толщи, а местами и вниз по разрезу сменяющаяся эффузивно-пирокластической базальт-андезитовой формацией; последняя представляет собой первичный субстрат, по которому развиваются субвулканического облика альбитофиры, кварц-серицитовые метасоматиты, вмещающие колчеданные залежи. Рудоносную формацию перекрывают породы эффузивно-пирокластической андезито-базальтовой формации, содержащей единичные тела метасоматических альбитофиров. Мощность ее до 1100 м на участках преобладания эффузивных фаций и сокращается до 900 м в тех разрезах, где основу формации составляют пирокластолиты с прослоями туффитов. Структура Левихинского рудного поля сложна и до конца не расшифрована. В целом намечается складчато-блоковое строение, обусловленное наличием системы диагональных взбросов и сдвигов, между которыми сохранились фрагменты крупных складок.

Основными рудовмещающими породами на месторождении являются лавы, кластолавы и гиалокластиты базальтов, андезито-базальтов. Видимая пестрота состава обломков (до липарито-дацитов) в значительной мере обусловлена неравномерным их окварцеванием и серицитизацией. Выходы руд и околорудных кварц-серицитовых метасоматитов на поверхности образуют две протяженные полосы — западную и восточную; отдельные рудные тела или их сближенные блоки известны как самостоятельные «месторождения» (Левихи I, IV, IX, X, XI, XII — западная по-

лоса, Левихи II, VIII, XIII, XIV — восточная полоса). Каждый участок представлен серией колчеданных залежей, имеющих форму брусков с тупыми окончаниями или еще более сложную форму. Всего на Левихинских месторождениях оконтурено около 600 рудных тел. В ряде случаев они отделены друг от друга дайками, при мысленной ликвидации которых восстанавливается более простая форма рудных тел значительной протяженности, согласных с напластованием вмещающих пород. Со стороны одного из блоков, обычно лежащего, в кварц-серицитовых сланцах широко развиты вкрапленные медно-цинковые руды.

Диаграммы отношения содержаний главных полезных компонентов позволили установить, что в большинстве случаев в рудных телах сохранилась латерально-симметричная зональность по мощности, свойственная пластовым залежкам. Вместе с тем некоторые графики показывают билатеральную симметрию — расположение цинковых зон по краям относительно медной, что свидетельствует о приуроченности таких тел к корневым частям секущих метасоматитов.

Состав руд Левихинского района обычный для колчеданных месторождений. Соотношения компонентов от участка к участку меняются. Так, в рудных телах западной полосы Левихинского месторождения отношение  $Cu/(Cu + Zn)$  составляет (с севера на юг): Левиха I — 0,05, Левиха XI — 0,41, Левиха IV, XII — 0,5; в восточной полосе: Левиха XIV — 0,32, Левиха XIII — 0,39, Левиха II, VIII — 0,38. В расположенном южнее Северо-Карпушихинском месторождении это соотношение равно 0,67, в Южно-Карпушихинском — 0,24. Таким образом, в рудах цинк несколько преобладает над медью. На некоторых участках и месторождениях кроме обычных пирита, сфалерита и халькопирита развиты блеклые руды, борнит и галенит (Левиха XIII — западная зона, Левиха IX, Северная Карпушиха, Слоновка, Аблейское рудопроявление). Как правило, повышение отношения  $Cu/Zn$  связано с появлением в рудах борнита.

Приведенные выше данные свидетельствуют о доскладчатом происхождении Левихинского месторождения, о принадлежности его к комбинированному (шток-камерному) морфогенетическому типу со сложной морфологией рудных тел, структурной связью их с зонами выклинивания тел альбитофиров и участками сопряжения согласных и секущих зон метасоматитов. Рудоносная толща с заключенными в ней рудными телами испытала складчатые деформации, особенно интенсивные в пластичных кварц-серицитовых метасоматитах, превращенных в сланцы, что привело к усложнению морфологии рудных тел, их механическому дроблению и смещению разорванных частей. Рудные тела, кроме того, пересечены дайками кварцевых порфиров и более поздних пироксен-плаггиоклазовых порфиритов. По составу рудоносной формации Левихинское месторождение сходно с месторождениями Баймакского, Макан-Мамбетовского и Красноуральского районов.

**Дегтярское** медно-цинково-колчеданное месторождение расположено на Среднем Урале, в восточном крыле Тагильского метасинклиория. Общий разрез рудоносной толщи имеет двучленное строение. Внизу резко преобладают грубообломочные туфы, лавобрекчии и лавы базальтового состава, нередко миндалекаменные, в той или иной мере измененные гидротермальными растворами в альбитофиры и кварц-серицит-хлоритовые породы. Вышележащая — рудовмещающая — часть разреза вследствие интенсивных метасоматических и динамометаморфических преобразований в отношении первичного состава не поддается расшифровке. В ней отмечаются реликты лав, туфов, туфогравелитов, песчаников. Рудная залежь расположена вверху этой толщи — после мощной зоны кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев и под горизонтом альбитофиров.

Рудная залежь Дегтярского месторождения простирается согласно с напластованием вмещающих пород, на поверхности прослеживается примерно на 5 км при мощности в раздувах до 130 м; падение ее восточное под углами 60—65°. Вертикальная продольная проекция контура рудной залежи имеет несколько асимметричное строение. Средний минеральный состав первичных руд: пирит 80—85 %, сфалерит и халькопирит 4—7 %, нерудные минералы 12—15 % (в основном кварц, серицит, иногда барит); редкие — галенит, арсенопирит, блеклые руды и магнетит. На флангах залежи отмечаются руды вкрапленной, линзовидно-слоистой и пятнистой текстур. Среди сплошных колчеданных руд встречаются участки с гнейсовидной текстурой, обусловленной вытянутыми в одном направлении зернами пирита. Травление сфалерита и халькопирита из таких участков выявляет тонкозернистую гранобластическую структуру агрегатов и широкое развитие двойников давления. По структурно-текстурным признакам руды месторождения относятся к сильно метаморфизованным.

В деталях рудное тело характеризуется невыдержанной мощностью: на севере 1—5 м, на юг увеличивается до 20—30 м. В районе шахты Капитальная-2 наблюдается самая мощная часть залежи — до 130 м. Далее к югу мощность рудного тела вновь уменьшается, а нижняя кромка приближается к поверхности. Таким образом, в целом рудное тело имеет вид широкой ленты с выпуклым вниз краем. Массивные руды подобно окружающим залежь породам участвуют в пластических деформациях с образованием складчатых форм различных порядков, в том числе мелких плек, складок волочения и флексур, обуславливающих местами двух-трехкратное увеличение мощности залежи.

Для характеристики первичной вертикальной зональности нами совместно с В. Г. Москалевым обработано более 30 000 химических и около 100 спектральных анализов, а также выполнено несколько десятков минералогических определений состава руд. По данным модального анализа построены диаграммы изменения минерального состава по мощности пласта (рис. 7, а). Как видно на рисунке, распределение содержаний пирита и халько-

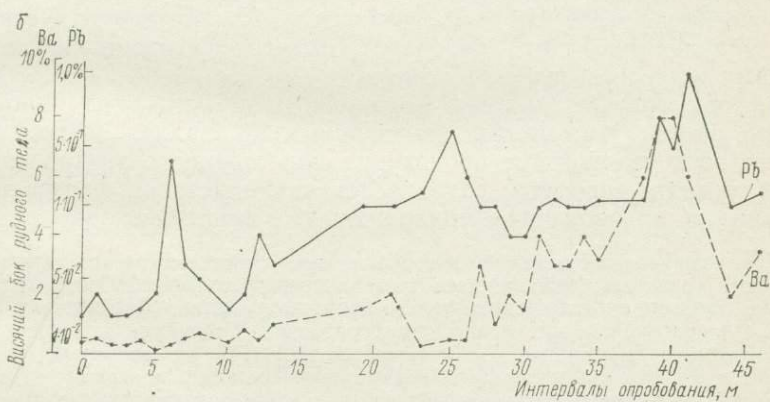
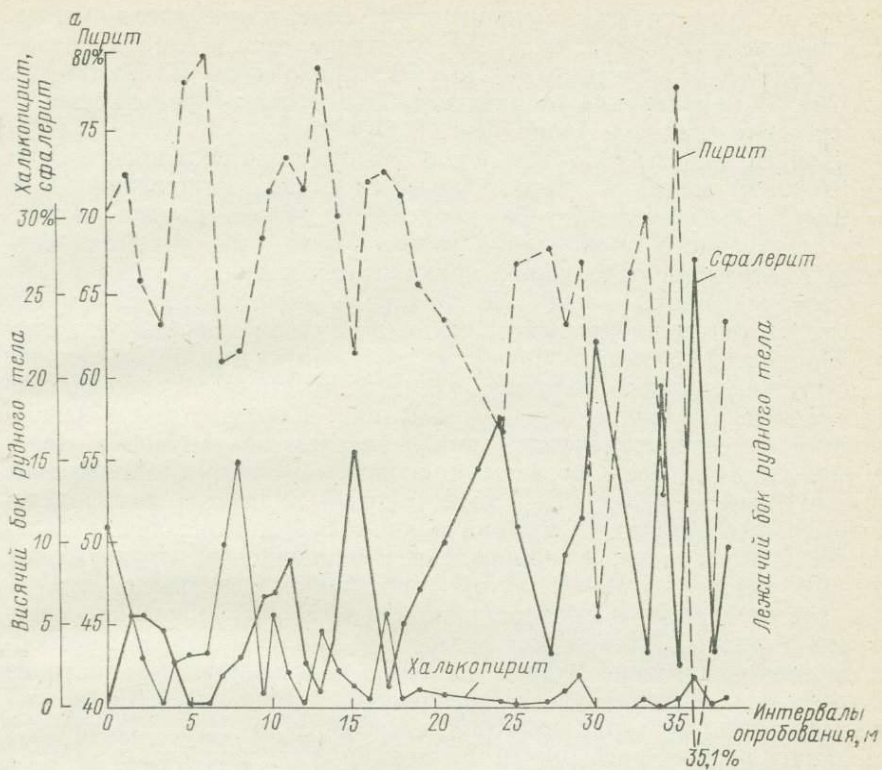


Рис. 7. Диаграммы распределения сульфидов на горизонте 520 м (а), свинца и бария на горизонте 550 м (б) по мощности рудной залежи Дегтярского месторождения.

пирита по мощности рудного тела имеет многовершинный облик, но в целом концентрация пирита убывает от висячего бока к лежащему. Согласованно уменьшается и содержание халькопирита. Количество сфалерита, напротив, увеличивается в сторону лежащего бока, а его частные максимумы приходятся на минимумы пирита. В направлении от висячего бока к лежащему повышается содержание свинца и бария (рис. 7, б).

Для графического отображения распределений относительных содержаний меди и цинка использовалось отношение  $K = \frac{Zn}{Cu + Zn}$ , где Zn, Cu — содержание цинка и меди по данным секционного опробования рудного тела. Получаемая величина  $K$  отражает содержание цинка по отношению к суммарному содержанию цинка и меди. Ее изменение свидетельствует о смене медистых руд цинковистыми к подошве рудной залежи.

Проведенный анализ позволяет заключить, что по мощности Дегтярского рудного тела проявлена асимметричная минерально-геохимическая зональность, выраженная в расположении основной массы серноколчеданных руд в висячем боку рудного тела; в его лежащем боку развиты цинковистые руды, к осевой зоне переходящие в медистые. Асимметричный характер распределения свидетельствует о первоначальном субгоризонтальном залегании рудного тела, а направление изменчивости содержаний меди и цинка — о перевернутом современном залегании.

Перечисленные особенности зонального распределения минералов и рудных элементов, согласное с напластованием вмещающих пород залегание рудной залежи, направленность векторов асимметричной зональности, увеличение отношения Zn/Cu по падению — все эти характеристики позволяют отнести Дегтярское месторождение к типу метаморфизованных доскладчатых месторождений. Экранированность рудной залежи горизонтом альбитофиоров (независимо от того, являются они метасоматическими или субвулканическими) позволяет отнести месторождение к камерному морфогенетическому типу.

На примере Дегтярского месторождения, одного из наиболее сильно регионально метаморфизованных на Урале, видно, что даже в этих условиях не происходит существенного перераспределения рудного вещества: сохраняется как пластовая форма залежей, так и их первичная минерально-геохимическая зональность.

Медно-цинково-колчеданные месторождения, сопоставимые с типичными объектами уральского типа, широко развиты среди архейских и нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ Канадского щита. Наиболее крупным среди раннедокембрийских является месторождение **Кидд-Крик** в районе Тимминс, Онтарио. По данным Р. Валькера и др. [1975 г.], располагается оно в толще эффузивов базальтового и андезитового состава с прослоями вулканогенно-осадочных пород, с телами кварцевых и кварц-полевошпатовых вулканокластических и массивных риолитов. Общая мощность рудоносной формации около 400—500 м. Линзы массивно-полосчатых медно-цинково-колчеданных руд расположены преимущественно в горизонте углистых аргиллитов, сланцев и кремней с прослоями риолитовых туфов и песчаников с рудными обломковидными обособлениями. Мощность рудных тел достигает 150 м при ширине до 400 м и длине (по падению) более 1200 метров.

Прожилково-вкрапленные халькопиритовые руды развиты на северо-восточном фланге месторождения. Наряду с пиритом (30%), сфалеритом (15%), халькопиритом (5%) в рудах присутствуют пирротин (менее 1%), галенит (0,5%), отмечаются борнит, серебро, акантит, сульфосоли серебра, касситерит и станнин; последние обуславливают повышенное (до 3%) содержание олова на ряде участков. С 1966 по 1973 г. на месторождении добыто около 25 млн. т руды с содержанием 1,53% меди, 0,39% свинца, 9,73% цинка и 132,48 г/т серебра. Общие запасы меди оцениваются в 0,75 млн. т, цинка 5,7 млн. т. В 1974 г. скважина подсекала на глубине 1100 м руды с содержанием 5,54% меди, 0,59% цинка и 24,9 г/т серебра, а в интервале 1200—1300 м — бедные вкрапленные руды. Намечена проходка шахты глубиной 1,5 км.

Другое крупное колчеданное месторождение — **Маттагами-Лейк** (провинция Квебек) — располагается в архейской толще. По данным Р. Робертса [1975 г.], витрокластические туфы с линзами метагаббро содержат воронкообразной формы тела (до 40 м в сечении) массивных пирит-сфалеритовых и пирит-пирротин-магнетитовых руд, сочлененных сверху с пластообразными линзами слоистых руд пирит-сфалеритового состава. Над слоистыми рудами пирит и сфалерит переслаиваются с кремнями, а выше следует горизонт туффитов со слоями пирита, раскристаллизованных кремней, пирротина, халькопирита и кальцита. Мощность туффитового горизонта меняется от нескольких сантиметров до 3 м. Толща андезитов мощностью около 180 м венчает разрез. Отмеченные особенности не противоречат отнесению месторождения к шток-стратифицированному морфогенетическому типу.

Кроме охарактеризованных типичных медно-цинково-колчеданных месторождений в СССР и за рубежом широко распространены месторождения, как бы переходные между уральским и алтайским типами, но более близкие к первому (Александринское, Джусинское, Иссыргужинское, Кузнечихинское и другие на Урале). Промежуточные свойства проявляются и в составе рудоносных формаций, в которых базальты имеют умеренное развитие, больше присутствует андезитов, андезито-дацитов и дацитов, отмечаются липарито-дациты и липариты, типоморфные для рудоносных формаций полиметаллических месторождений алтайского типа. Заметную роль играют барит, иногда галенит и блеклые руды. В некоторых случаях «искажение» типичного облика выражается в развитии в рудах халькозина, борнита или присутствии в рудных полях баритовых, полиметаллических жил, сочлененных с пластовыми залежами. К таким «переходным» месторождениям относятся **Бор** (Югославия) в эффузивно-пирокластической андезитовой формации сенона, **Николаевское** на Рудном Алтае в терригенно-эффузивно-пирокластической формации позднефранско-раннефаменского возраста. Оба месторождения являются, по-видимому, шток-камерными.

**Выводы.** Обобщение материалов по составу и характеру дислокаций рудовмещающих толщ и руд, морфологии рудных залежей колчеданных месторождений рассматриваемого ряда позволяет сделать следующие выводы.

1. В соответствии со степенью дифференцированности рудоносных формаций в ряду спилит-кератофир-туфосланцевых образований — от недифференцированных базальтовых до дацит-липаритовых — формируются колчеданные месторождения различного состава. С недифференцированными формациями связаны серноколчеданные и медные с кобальтом и никелем месторождения, с базальт-дацит-липаритовыми — полиметаллические. М. Б. Бородаевской и др. [1973 г.] отмечались существенные различия в составе руд месторождений, связанных с контрастной и последовательно дифференцированной формациями вулканитов. Для руд месторождений, генерированных очагами последовательно дифференцированной формации, характерны более высокие содержания меди, цинка, золота, серебра при преобладании

меди над цинком и наличии несколько повышенных (хотя и непромышленных) содержаний свинца. «Для руд месторождений, генетически связанных с контрастной формацией, характерно более низкое содержание меди и цинка при повышенном содержании цинка; свинец практически отсутствует» (с. 103).

В подмеченной закономерности, однако, слишком много исключений. В частности, отношение  $Cu/Zn$  в типовых месторождениях, связанных с контрастной формацией, составляет: месторождение 50 лет Октября — 3,5; Бурибайское — 3,5; Сибайское — 0,6. То же отношение в месторождениях, связанных с последовательно дифференцированной формацией, составляет: Гайское — 2; Озерное — 1,3; им. XIX партсъезда — 0,8; Молодежное — 0,6; Узельгинское — 0,2. Приведенные примеры свидетельствуют об отсутствии явной связи существенно медных или цинковых месторождений с дифференцированными формациями того или иного типа.

2. Как слабая, так и сильная дифференциация парагенераций в формациях и их рядах неблагоприятны для локализации в них крупных месторождений. Оптимальна дифференциация вулканигов от базальтового до андезит-дацитового и дацит-липаритового состава.

3. Наиболее крупные колчеданные месторождения связаны с осадочно-вулканогенными формациями, в составе которых существенна роль мелкообломочных туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и глинисто-кремнистых пород. В таких формациях возрастает относительная доля цинка.

4. На примере месторождений Баймакского, Макан-Мамбетовского, Александринского, Учалинского, Левихинского, Красноуральского районов можно видеть, что увеличение осредненной степени кислотности пород дифференцированных формаций, как правило, происходит вследствие увеличения объема субвулканических парагенераций; при этом возрастает доля пострудных массивов, усложняющих морфологию рудных тел и ухудшающих промышленные параметры месторождений.

5. Корневые месторождения, целиком располагающиеся в верхней части трубо- или воронкообразных зон гидротермально измененных, брекчированных вулканогенных пород, как правило, мелкие, реже средние, преимущественно серноколчеданные или медноколчеданные. Можно предположить, что связано это либо с первичным отгоном донными течениями медно-цинковистых гидротермальных растворов, либо с подводным окислением ранее отложенных гидротермально-осадочных руд. Признаками этих процессов являются кремнисто-гематитовые пласты (охры, умбры) на простирании сульфидных залежей, пиритовые сыпучки и конгломератовидные руды в кровле залежей. Поскольку сфалерит занимает самое верхнее положение в нормальной зональной колонке, именно цинковые руды в первую очередь подвергаются подводному гипергенезу. Борнит и ковеллин, нередко наблюда-

емые в таких месторождениях, по-видимому, в ряде случаев фиксируют своеобразную палеотипную зону вторичного сульфидного обогащения.

6. Стратифицированные и комбинированные (шток-стратифицированные) месторождения представляют в схеме сохранившийся рудный шлейф над подводщими каналами и сами каналы. Их главные свойства: ассоциация и чередование руд с тонкообломочными или хемогенными кремнистыми, кремнисто-пелитовыми породами, отчетливая пластовая форма слоистых руд, контроль залежей палеодепрессиями (месторождения Домбаровского рудного района, Урупское и др.).

7. Камерные и шток-камерные месторождения в наиболее ярких случаях либо экранируются субвулканическими, экструзивными телами кислых пород или метасоматических альбитофиров, либо располагаются внутри их (Учалинское, Узельгинское, Дегтярское, Левихинское и другие месторождения). По составу это, как правило, медно-цинково-колчеданные месторождения с отчетливой минерально-геохимической зональностью (снизу вверх: пирит—халькопирит—сфалерит—галенит—барит), наряду с резким преобладанием цинка над медью. Вместе с тем цинковистые руды в ряде случаев широко развиты и в стратифицированных месторождениях, поэтому данный геохимический признак в генетическом отношении не является определяющим.

8. Изложенные материалы опровергают укоренившееся представление о генетической связи колчеданных месторождений с дифференцированными вулканогенными формациями. Более того, связь эта даже не парагенетическая, а скорее палеоструктурная. В вулканогенных толщах контрастного состава имеется больше возможностей для возникновения структурных и геохимических ловушек рудного вещества — подземных камер под арками экструзий и в надкупольных просадках-депрессиях. В конечном счете важнейшее значение дифференцированности толщ сводится к обеспечению наиболее полного извлечения и концентрации рудного вещества, выносимого гидротермальными растворами, что и осуществляется в подземных камерах и в депрессиях, свойственных именно дифференцированным формациям. Однако эту же роль могут выполнять и ловушки чисто тектонического происхождения, обеспечивающие формирование зон застойной седиментации.

9. Особенности и степень пострудных дислокаций оказывают самое непосредственное влияние на промышленную ценность месторождений. Необходимо различать несколько типов деформаций и по этому признаку выделять следующие группы месторождений:

— недеформированные или слабо деформированные, пологолежащие (Подольское, Узельгинское, им. XIX партсъезда, Летнее, Осеннее, Южно-Таштауское, Ташкулинское; кипрские месторождения);

— крутонаклоненные (Учалинское, им. III Интернационала, Комсомольское, Блявинское, Флин-Флон, Вайз) и опрокинутые (Дегтярское, Кидд-Крик);

— разорванные и разобщенные на части поздними субвулканическими телами (Макаанское, Майское, Бурибайское, Левихинское, Александринское, Теренсайское, Молодежное, Октябрьское, Озерное, Шемурское, Новошемурское);

— разорванные и сложенные в компактные пачки рудных тел по надвигам (Сибайское, Гайское, Юбилейное);

— деформированные и контактово-метаморфизованные (Весеннее, 50 лет Октября, Авангард, Приорское, Тарньерское).

10. Наибольшую ценность представляют недеформированные месторождения или залегающие в крыльях простых и глубоких складок (Подольское, Дегтярское, Учалинское, Узельгинское, им. XIX партсъезда, Флин-Флон, Маттагами-Лейк). В ряде случаев промышленная ценность резко снижается вследствие тектонической блокировки, особенно при сдвиговых дислокациях (месторождения Левихинского, Красноуральского районов).

Лишь в особых условиях пострудные тектонические разрывы оказывают благотворное воздействие, приближая месторождение к поверхности либо преобразуя пластовые залежи в компактные многоэтажные. В частности, надвиги и взбросы с более крутым падением сместителей, чем падение рудоносного горизонта, приводят к положительным результатам. Таковыми, на наш взгляд, являются не только Гайское месторождение, на что обратил внимание В. С. Нестеренко [1977 г.], но и Юбилейное и Сибайское, в которых многоярусное размещение рудных залежей обусловлено указанной причиной. Все три примера относятся к западному крылу Магнитогорского мегасинклинория, в котором рудоносные горизонты имеют восточное падение, а движения по пострудным взбросам и надвигам осуществлялись во встречном направлении (с востока на запад). Контактный метаморфизм в целом оказывает слабое влияние на качество руд и промышленные параметры месторождений, но сильно преобразует первичный состав рудовмещающих толщ и руд, затрудняет расшировку структур рудных полей.

Таким образом, ряд рассмотренных выше особенностей месторождений тесно связан с палеотектоническими и палеовулканическими условиями рудоотложения, становления рудоносных формаций и их рядов. Взаимодействие этих факторов с особенностями пострудных дислокаций определяет современный облик месторождений, что, очевидно, и должно учитываться в первую очередь при поисках новых и при оценке флангов и глубоких горизонтов известных месторождений.

## КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ ДАЦИТ-ЛИПАРИТ-ТУФОСЛАНЦЕВОГО РЯДА (АЛТАЙСКИЙ ТИП)

Полиметаллически-колчеданные месторождения как бы продолжают ряд серных и медно-цинковых колчеданных месторождений, крайний член которого уже содержит барит и некоторое количество свинца, что коррелируется, как показано выше, с увеличением роли в составе формаций кислых вулканогенных парагенераций. К типичным представителям месторождений рассматриваемого типа относятся Березовское, Белоусовское, Зыряновское, Золотушинское, Риддерское, Сокольное, Тишинское на Алтае; Хандизинское в Гиссарском хребте; Алайгырское в Каркаралинском районе Центрального Казахстана; Кызыл-Таштыгское в Туве; Маднеульское, Шамлугское на Кавказе; Туюкское в Кетменьском хребте; Есеники и Горни Бенешов в Чехословакии; Асналькольяр в Испании; районы Хукуруку, Айдзу, Тасиро, рудники Куросава, Йокота, Камикита, Учинотай, Фудзияма, Фурутобе, Йосино, Косака, Ханаока и другие в Японии.

Месторождения в формациях дацит-липарит-туфосланцевого ряда выделены среди колчеданных месторождений под названием «алтайский тип» Э. И. Кутыревым и Ю. В. Богдановым [1971 г.]. Подчеркивались связь существенно свинцово-цинковых колчеданных месторождений с подводным кислым вулканизмом, расположение вблизи вулканических аппаратов и пространственная приуроченность к липаритовым, андезит-липарит-дацитовым и другим формациям дацит-липарит-туфосланцевого ряда [46]. Сходство ряда рудноалтайских месторождений с японскими (так называемый тип куроко) послужило основанием считать их наиболее близкими аналогами. В дальнейшем примеры были дополнены рядом месторождений Скандинавии и Канады. В настоящее время число средних и крупных месторождений, которые тесно связаны с формациями дацит-липарит-туфосланцевого ряда, превышает 50. На тройной диаграмме (см. рис. 2) они выделяются расположением в среднем поле, сдвинутом к углу 100 % Zn; характеризуются отчетливым преобладанием в рудах цинка над медью и свинцом при близком соотношении двух последних. Ниже приводится краткая характеристика некоторых типичных полиметаллически-колчеданных месторождений.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Полиметаллические месторождения в эффузивно-пирокластических формациях дацит-липаритового ряда в типовом выражении широко развиты в Японии. В СССР типичными являются месторождения так называемого малокавказского типа [76], включая Алавердское, Шамлугское, Маднеульское, а также многие месторождения Рудного Алтая.

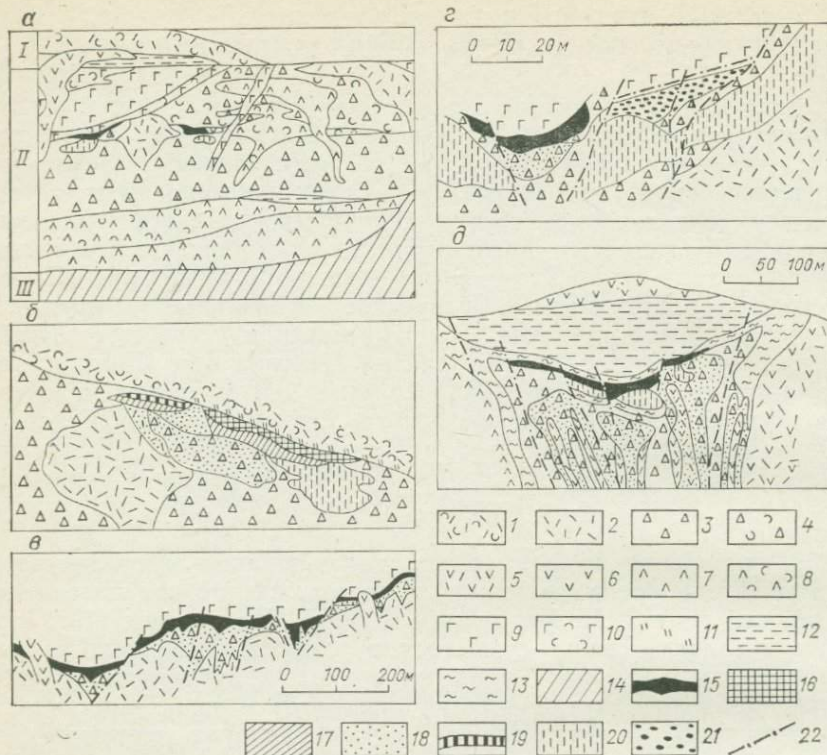


Рис. 8. Положение полиметаллически-колчеданных месторождений и залежей в разрезах вулканогенного комплекса Японии [83, с упрощением].

*a* — Айнаи; *б* — Косака; *в* — Фурутобе; *г* — Дайкоку, рудник Айнаи; *д* — район Сани, рудник Ивами.

*I* — формация Оннагава (верхний миоцен—плиоцен); *II* — формация Нисикурсава (средний миоцен); *III* — палеозойские отложения.

1 — пемзовые туфы; 2 — риолиты; 3 — брекчи риолитов, в том числе эксплозивные; 4 — туфы и туфобрекчи риолитов; 5 — риодациты; 6 — дациты; 7 — лавы андезитов; 8 — туфы андезитов; 9 — базальты; 10 — туфы базальтов; 11 — прослои яшмоидов; 12 — аргиллиты; 13 — глинистые породы; 14 — филлиты и кварциты палеозоя; руды: 15 — черные и желтые нерасчлененные, 16 — черные, 17 — желтые, 18 — прожилково-вкрапленные сульфидные, 19 — баритовые, 20 — гипсовые, 21 — обломочные сульфидные; 22 — разломы.

Полиметаллически-колчеданные миоценовые месторождения Японии, известные в литературе под названием куроко (рис. 8, *a*), повсеместно контролируются эффузивно-пирокластической риолитовой или дацит-риолитовой формацией, содержащей незначительное количество осадочных пород (аргиллитов, яшмоидов, глинистых отложений) и много риодацитовых экструзивных куполов. Типичные месторождения куроко [83] располагаются в верхней части трубообразных тел с поперечным сечением, нередко превышающим площадь пластовых частей залежей (рис. 8, *д*). В их строении отчетливо проявлена вертикальная минерально-геохимическая зональность. В полном (собира-

тельном) виде зональная колонка состоит из следующих типов руд и минерализации (сверху вниз):

1) железисто-кварцевая зона (с гематитом, кварцем, небольшим количеством пирита);

2) куроко — черные руды (барит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, пирит, халькопирит);

3) око — желтые руды (пирит, халькопирит);

4) секкоко — ангидрит-гипс-пиритовые руды;

5) кейко — медьсодержащие кремнистые штокверковые руды в гидротермально измененных риолитах.

В отдельных случаях на месторождениях извлекалось до 10 млн. т руды с содержанием меди 5 %, свинца 10 % и цинка 15 %. Общие запасы меди в месторождениях типа куроко сейчас вряд ли превышают 0,6—0,7 млн. т.

С использованием детального описания, которое приводят Н. Огура, И. Такахаси, М. Ли, Т. Танака, И. Асикава, И. Йанагисава, К. Суга, Т. Ито, Х. Муканияма [83], основные колчеданные месторождения Японии с определенной долей условности можно подразделить на корневые, камерные, стратифицированные и комбинированные.

Корневые месторождения контролируются трубообразными телами брекчий и гидротермалитов в депрессиях на сводах или склонах куполов. Таковы сульфидные тела рудников **Кунитоми**, **Ивами** (см. рис. 8, д). Нередко в подобных корневых месторождениях и рудных залежах имеет место неполный зональный ряд, что обусловлено либо частичным размывом черных руд (как это предполагают Х. Муканияма и др.), либо тем, что черные руды в депрессии с высоким восстановительным потенциалом вообще не осаждались.

На ряде корневых месторождений над массивными сульфидными рудами развиты обломочные (рудники **Камикита**, **Айнаи**). В этом случае нередко зональный ряд неполный, ограниченный массивными пиритовыми и слонстыми сфалеритовыми рудами (залежь Ситабан-ти на месторождении **Каминосава**). Отмечаются также признаки разрушения пластовых залежей эксплозиями, в результате чего образуются смешанные брекчиевые руды с обломками и глыбами массивных халькопиритовых, сфалеритовых, пиритовых, прожилково-вкрапленных руд и риолитов.

В других случаях [месторождение **Дайкоку**, рудник **Айнаи** (рис. 8, г)] среди обломков развиты и черные и желтые руды, сцементированные желтыми рудами, баритом, пиритом, а в самой верхней части залежи расположены ритмично-слоистые сульфидно-литокластические руды с мощностью ритмов 2—5 см. Далеко не все случаи формирования рудокластов могут быть объяснены эксплозивными явлениями. По-видимому, немалая роль принадлежит и подводному гипергенезу, как это отмечалось для месторождений Кипра, в результате которого в зоне брекчиевых руд возникает подобие градационной слоистости, но в нижней

части зоны обломки оказываются почти несмещенными по трещинам. В бесспорных случаях подводного гипергенеза (рудник Йокота) сверху вниз последовательно сменяются: аргиллиты, кварц-гематитовые пласты, баритовые пески, руды куроко, глинистые желтые руды.

На некоторых месторождениях стратифицированные залежи преобладают над корневыми, такие месторождения характеризуются и значительными размерами. К их числу относится, например, рудник **Фурутобе** протяженностью около 1 км (см. рис. 8, в). Характерной чертой его является присутствие в верхней части залежей обломков руд среди железисто-кремнистых прослоев или наличие группы пластов обломочных руд, переслаивающихся с глиной, имеющих градационную слоистость и лишенных обычной минерально-геохимической зональности.

К камерным можно отнести рудники **Косака** (рис. 8, б), **Йосино**; на последнем пологопадающие согласные залежи черных руд сопровождаются со стороны лежащего бока желтыми рудами, развитыми над прожилково-вкрапленными. Рудные тела приурочены к контакту туфов андезитов с вышележащими туфами риолитов. Подводящие каналы нередко располагаются не внизу, а сбоку от массивных залежей, от которых во вмещающие породы отходят апофизы руд халькопирит-пиритовых и кейко. Необычен и вещественный состав руд: наряду с обычными сортами устанавливаются медно-свинцово-висмутовые, медно-висмутовые, а также комплексные (серебро, мышьяк, сурьма, медь, свинец, висмут) [Такеша О., Масаёки А., Койхиро Д., 1974 г.].

К камерным, по-видимому, можно отнести и рудные тела нижнего стратиграфического уровня рудников **Куросава** и **Камикита**. На первом из них колчеданные пластообразные тела находятся среди аргиллизированных туфов, в области контакта их с риолитовым куполом; на втором — в риолитах и их брекчиях. На руднике **Тасиро** субпластовые залежи массивных руд перекрыты туфами и аргиллитами, частично охваченными гидротермально-метасоматическими изменениями. В тех месторождениях, для которых предполагается рудоотложение в подземных камерах, надрудные изменения выражаются в развитии монтмориллонит-серицитовой и ломонтит-альбитовой минеральных ассоциаций. Подрудные гидротермалиты во всех случаях содержат серицит, хлорит и каолинит [Ийима А., 1974 г.].

Ярким представителем корневых служат месторождения рудника **Унду** на о. Вануа-Лава архипелага Фиджи, приуроченные к эффузивно-пирокластической андезит-дацит-риолитовой формации миоценового возраста с подчиненной ролью вулканокластических турбидитных осадков. Рудные тела располагаются в трубке брекчий округлой формы [Коллей Х., Райс К., 1975 г.]. Породы брекчий аргиллизированы, окварцованы и пиритизированы, в нижней зоне огипсованы, в средней содержат линзы гипса, а в верхней — метасоматические залежи и тела заполнения полостей. Руды состоят из пирита-марказита (15 %), сфале-

рита (40 %), халькопирита (10 %), галенита (10 %), барита и кварца; подчиненное значение имеют борнит, энаргит, теннантит, идаит, ковеллин. Вертикальная зональность — обычная для типа куроко.

**Орловское** месторождение на Рудном Алтае приурочено к экструзивно-эффузивно-пирокластической андезит-дацит-липаритовой формации мощностью около 500 м, содержащей единичные прослои алевролитов и туфопесчаников (таловская свита живецкого возраста). Подстилает ее вулканогенно-флишоидная (кремнисто-туффитовая) формация (березовская свита эйфельского возраста). Контакт между формациями, контролирующей рудную зону, имеет сложную форму, породы вдоль него раздроблены и гидротермально изменены. Согласно с напластованием вмещающих пород залежи массивных руд образуют крупные в плане субизометричные линзы мощностью от 5 до 65 м. Линзы окружены ореолом измененных пород, в лежащем боку кварц-хлоритовых, в 2—3 раза более мощных, чем кварц-серицитовые в висячем боку, а в целом по объему в 1,5—2 раза превосходящих рудные залежи.

Главными минералами являются пирит (от 10 до 90 %), халькопирит, сфалерит и галенит; второстепенными — блеклые руды, дисульфид железа, магнетит и арсенопирит; из нерудных широко развиты барит, кварц, флюорит и альбит, реже кальцит, доломит, серицит и хлорит. В рудных залежах отчетливо выражена минерально-геохимическая зональность, типичная для алтайских месторождений (снизу вверх по мощности): вкрапленные халькопирит-пиритовые — массивные медноколчеданные ( $Cu : Zn = 2 : 1$ ), полиметаллические ( $Cu : Pb : Zn = 4 : 1 : 4$ ), барит-полиметаллические (барита до 80 %;  $Cu : Pb : Zn = 1 : 2 : 4$ ). Экранируются рудные тела гидротермальными кварцитами, кремнистыми алевролитами или лавобрекчиями кварцевых альбит-порфинов. По морфологическим особенностям и ряду других признаков Орловское месторождение необходимо относить к камерному морфогенетическому типу.

**Маднеульское** месторождение в Болнисском районе, по данным Ю. И. Назарова [1955 г.], Ш. А. Азизбекова и др. [17], располагается в верхней части эффузивно-пирокластической липарит-дацитовой формации туронского возраста, содержащей штоки, неки и дайки экструзивных пород. По ряду признаков месторождение относится к камерному морфогенетическому типу со значительной ролью метасоматического замещения сульфидами объемно-брекчированных туфов и туфогенно-осадочных пород.

В **Алаверды-Шамлугском** рудном поле, характеризуемом по данным П. Ф. Сопко [70], общегеологическая ситуация близка месторождению Маднеули, но возраст рудоносной толщи более древний. Рудовмещающей является эффузивно-пирокластическая дацит-липаритовая формация байоса-бата (кератофиры, кварцевые кератофиры, их туфы и вулканические брекчии с прослоями

известковистых туфогенных песчаников и слоистых туфов). Мощность рудоносной формации до 100 м. Подстилается она пирокластической андезит-дацитовый формацией, вверху с маломощным горизонтом слоистых туфов (кошабертская свита, нижний—средний байос, 80—400 м), а перекрывается терригенно-вулканогенной эффузивно-пирокластической андезит-дацитовый формацией (шихтахтская свита, байос—бат, 100—650 м) или фациально замещающей ее песчаной молассой (алавердская свита).

Как в кровле рудоносной формации, так и в песчаной молассе на Шамлугском месторождении широко развиты «альбитофиры» (плагногранит-порфиры, микроплагнограниты, кварцевые диорит-порфиры, альбит-порфиры), объединяющие, видимо, субвулканические и метасоматические породы нескольких генераций. Во всяком случае, на Шамлугском месторождении часть из них выполняет рудозакранивающую роль, образуя жесткий каркас, в полостях между отдельными гранями которого располагаются пластовые полиметаллические рудные залежи, сочлененные снизу со штоками и жилами. На Алавердском месторождении указанные кислые породы отсутствуют и рудоконтролирующую (или экранирующую) роль выполняют пологие надвиги, близкие к конседиментационным, развитые во многих участках, но рудоносные преимущественно вблизи контакта андезит-дацитовый и дацит-липаритовой формаций. Как на Алавердском, так и на Шамлугском месторождениях наблюдается преимущественная концентрация полиметаллического оруденения в самых верхних частях гидротермально измененной рудоносной толщи; медно-цинковое и медносерноколчеданное, преимущественно штоковое и жильное оруденение распространяется ниже по разрезу.

Последовательность событий применительно к Шамлугскому месторождению П. Ф. Сопко описывает так [70, с. 114, 115]: «Зоны отслаивания и расланцевания и пологие трещины расслоения в песчаниках явились благоприятными местами для продвижения и локализации кислой магмы, застывшей в виде пластовых интрузий «альбитофиров». После внедрения «альбитофиров» ... в зонах расланцевания снова начались движения, приведшие к подготовке полости для локализации оруденения... Такие полости располагались преимущественно под нижней поверхностью пластовых интрузий «альбитофиров», но иногда развивались и непосредственно под песчаниками. Песчаники и «альбитофиры», а также возникавшая в зонах межформационного расланцевания глина трения экранировали рудоносные гидротермальные растворы и заставляли их сбрасывать большую часть полезных компонентов, что приводило к формированию пластообразных рудных тел».

Таким образом, месторождения Алавердское и Шамлугское являются типичными шток-камерными согласными месторождениями.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

С увеличением терригенной и карбонатно-терригенной составляющих в рудоносных формациях полиметаллически-колчеданные месторождения теряют черты камерных и приобретают об-

лик стратифицированных или комбинированных — шток-стратифицированных, однако в силу ряда причин различать эти морфогенетические типы трудно без специальных наблюдений. Тем не менее мы попытаемся высказывать на этот счет свои соображения в тех случаях, когда это возможно.

**Риддер-Сокольное\*** месторождение на Рудном Алтае как бы завершает ветвь полиметаллически-колчеданных месторождений в вулканогенных формациях и начинает ветвь месторождений в осадочно-вулканогенных формациях. По С. А. Сандомирскому и В. И. Старостину [1975 г.], И. В. Покровской, О. А. Ковриго [1970 г.], Г. Н. Щербе [1957 г.], Б. Л. Чепрасову и др. [1974 г.], рудоносной служит крюковская свита эйфеля мощностью 300—600 м, относящаяся к карбонатно-кремнисто-терригенной эффузивно-пирокластической липаритовой формации. Подстилает ее эффузивно-пирокластическая дацит-липаритовая формация (лениногорская свита, 300—700 м), перекрывает вулканогенно-терригенная эффузивно-пирокластическая базальт-андезит-дацитовая формация (ильинская свита, 80—1000 м).

В рудоносной формации преобладают алевропелиты. Существенную роль играют своеобразные брекчии, состоящие из обломков пород крюковской и частично лениногорской свит, сцементированных тонкоперетертым обломочным материалом; отмечаются обломки кварц-баритовых пород, массивных сульфидных руд, жильного кварца с сульфидами; вместе с тем, брекчии пересекаются кварц-карбонат-баритовыми прожилками с галенитом и по этим признакам являются внутрирудными. Б. Л. Чепрасов связывает образование брекчий с взрывным воздействием газов и пара магматического происхождения. За это же говорит форма брекчиевых тел, образующих согласные и секущие тела среди пород крюковской и ильинской свит и часто имеющих трубообразный вид. Залежи как массивных, так и вкрапленных руд тесно ассоциируют с эруптивными брекчиями, кварцитами, микрокварцитами, серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами, нередко располагаясь в их верхней части.

По преимущественному развитию определенных морфогенетических типов руд в крюковской свите выделяется три зоны. В верхней располагаются практически все пластовые залежи массивных сульфидных руд, кварц-баритовые куполовидные тела и серицитолиты; здесь сосредоточено основное количество свинца, значительная часть цинка. Отношение  $Cu : Pb : Zn$  составляет 1 : 10 : 16. Вниз массивные руды сменяются брекчиевидными минерализованными породами и штокверковым оруденением. В средней зоне мощностью 50—120 м сосредоточена главная масса прожилково-вкрапленных руд в кварцитовых метасоматитах. Границы рудных тел выделяются опробованием. Отношение  $Cu : Pb : Zn$  составляет 1 : 5 : 3. В нижней зоне мощностью 200—300 м, в низах крюковской свиты, а нередко и в верх-

\* Различают Риддерское (Лениногорское) и Сокольное месторождения.

ней части лениногорской распространены сульфидные жилы; отношение  $Cu : Pb : Zn$  в них равно  $6 : 1 : 2,8$  [19]. Основные запасы руд сосредоточены в сульфидоносных микрокварцитовых метасоматитах по кремнистым алевропелитам, силицилитам.

По данным И. В. Покровской, О. А. Ковриго [1969, 1970 гг.], Б. Л. Чепрасова и др. [1974 г.], пластовые халькопирит-галенит-сфалеритовые руды Сокольного месторождения образованы на первом этапе эксгаляционно-осадочным путем на склонах синвулканических поднятий и в мульдах. Характерной чертой таких руд служит чередование алевролитовых и сульфидных прослоев. Вблизи центров поступления эксгаляций в последующий этап гидротермально-метасоматическим путем сформированы кварц-барит-полиметаллические купола и занимающие более низкое стратиграфическое положение медно-цинковые и полиметаллические жильные и прожилково-вкрапленные руды.

Приведенные данные, однако, больше соответствуют точке зрения Г. Ф. Яковлева [1969 г.] о принадлежности рудных тел к типу согласных залежей межпластового срыва и дробления и мнению Б. Л. Чепрасова о происхождении куполов как продуктов одновременной тектонической и гидротермальной деятельности (купола минерализационного роста). В целом по преобладающим и главным в промышленном отношении рудам месторождение относится скорее всего к шток-камерному морфогенетическому типу.

**Зыряновское** месторождение на Рудном Алтае в определенной мере является типичным представителем алтайского типа. Располагается оно в зоне контакта терригенно-вулканогенной эффузивно-пирокластической андезит-дацит-липаритовой формации эйфельского возраста (ревнюшинская свита) с флишоидной карбонатно-терригенной формацией (маслянская свита); суммарная их мощность достигает 1500 м. Месторождение приурочено к ядру и крыльям сундучной антиклинали; по простиранию зона оруденения прослежена на 3 км и на глубину более 1 км.

Согласные залежи массивных руд, по данным Н. Н. Биндемана и др. [1976 г.], залегают в зонах межпластового срыва, отслоения и дробления. Рудные тела линзовидной формы располагаются в рассланцованных метасоматитах и характеризуются прожилковой и прожилково-вкрапленной текстурами. Важная роль в локализации руд придается также согласному телу липаритовых порфиров, играющему, как полагают, роль экрана для рудоносных растворов. Подрудные рассланцованные метасоматиты сложены серицитом, кварцем, хлоритом, карбонатом. Главные минералы руд — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, кварц, кальцит, барит, серицит, хлорит; второстепенные — тетраэдрит, теннантит, анкерит. По важнейшим морфоструктурным признакам месторождения, несомненно, доскладчатые, шток-камерного типа.

**Белусовское** медно-свинцово-цинково-колчеданное месторождение расположено на Рудном Алтае, в Прииртышском рудном

районе. Рудоносной служит белоусовская свита живетского (?) возраста мощностью 200—300 м, относящаяся к кремнисто-терригенной флишоидной формации. Шипулинская свита является фаціальным аналогом березовской и относится к флишоидной (известково-кремнисто-терригенной) пирокластической дацит-липаритовой формации. Отмечаются силлы диабазов, порфиров, порфиритов.

Основной особенностью месторождения является сложно-складчатая структура рудоносной толщи. Сульфидные залежи приурочены к единому стратиграфическому уровню, участвуют в строении внутренней спирали кохлеональной складки и в современном поперечном срезе «антиклинали» находятся в перевернутом залегании, о чем свидетельствуют обратный порядок минерально-геохимических зон и расположение метасоматитов в кровле рудных тел. Шесть основных залежей имеют форму согласных с напластованием, параллельных лент длиной от 2 до 6 км. Их ширина со шлейфом вкрапленных руд примерно равна междурудным промежуткам, среднее расстояние между осями рудных лент составляет 450—500 м. По мнению А. Н. Кена [1971 г.], эта величина соответствует «шагу» между доскладчатыми рудоподводящими каналами и может быть использована при прогнозировании нескрытых залежей методом экстраполяции.

Кроме охарактеризованных месторождений, которые уверенно идентифицируются с типичными рудноалтайскими, относятся Хандизинское, Рио-Тинто, Кэптэнс-Флэт, Вудлаун, Маунт-Лайелл и др. Хандизинское месторождение в Южном Тянь-Шане контролируется вулканогенно-карбонатно-терригенной андезит-дацит-липаритовой формацией намюрского возраста и относится к шток-камерному.

Месторождение Рио-Тинто в Испании залегает в осадочно-вулканогенной эффузивно-пирокластической риодацитовой формации раннекарбонového возраста. Пластовое полиметаллическое рудное тело располагается между лавами и туфами риолитов; последние перекрыты граувакково-сланцевой формацией. Штокверковые, преимущественно пирит-халькопиритовые руды сочленяются с пластовыми снизу и прослеживаются в гидротермально измененных (окварцованных, хлоритизированных и серицитизированных) риолитах на расстояние до 300 м. Некоторые особенности пластовых массивных руд, и в частности тонкая слоистость, обусловленная чередованием слоев туфов и сульфидов различного состава, позволили Ф. Паломеро [1974 г.] считать их гидротермально-осадочными. Месторождение, таким образом, может быть отнесено к шток-стратифицированному морфогенетическому типу.

Месторождения Кэптэнс-Флэт и Вудлаун (Новый Южный Уэльс), по Е. Мелону и др. [1976 г.], залегает в силурийской терригенно-кремнисто-риолитовой формации. Рудные тела зонального строения сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и баритом. Месторождение Маунт-Лайелл приурочено к кембрийской терригенно-кремнисто-риолитовой формации. Руды сложены пиритом, халькопиритом, борнитом с подчиненным количеством галенита, сфалерита, теннантита и молибденита. Месторождение Розбери в той же формации является полиметаллически-колчеданным. С. Бортон, Л. Девис, Е. Мелон [1976 г.] относят перечисленные четыре месторождения к вулканогенно-осадочным, т. е. к стратифицированным.

К шток-камерным может быть отнесено двухъярусное полиметаллически-колчеданное месторождение Монс-Капри в Западной Австралии, расположенное среди архейских туфов и перекрытое лавами риолитов.

Корневым является полиметаллически-колчеданное месторождение **Биг-Стабби** (Австралия) в докембрийской эффузивно-пирокластической андезит-дацит-риолитовой формации; руды кремнисто-сульфидные и барит-галенит-сфалеритовые с гипсом. Занимающее более высокое стратиграфическое положение месторождение **Вим-Крик** залегает в туфогенно-флишовой формации и отличается второстепенной ролью галенита при преобладании пирита, пирротина и сфалерита. Ряд признаков, охарактеризованных Д. Р. Рейнольдсом и др. [1976 г.], позволяет отнести его к стратифицированным.

Месторождение **Майндомар** (Новая Шотландия), по К. Уотсону [1964 г.], объединяет два крупных полиметаллически-колчеданных (с баритом) тела среди серицитовых сланцев, образующих линзы в среднекембрийской свите кремнистых алевролитов, риолитов и их туфов. Тонкослонистая текстура мелкозернистых руд и наличие в них включений вмещающих пород, расположение в толще риолитов позволяют предположить камерное происхождение месторождения.

Месторождение **Тулсека-Чифф** (Британская Колумбия), по У. Ирвину [1964 г.], в верхнетриасовой эффузивно-пирокластической андезит-липаритовой формации объединяет несколько залежей пирита со сфалеритом, халькопиритом, галенитом среди серицитолитов с баритом и ангидритом; во внешней зоне развиты силицилиты. Месторождение, по-видимому, относится к камерному морфогенетическому типу. Более определена принадлежность к этому типу полиметаллически-колчеданных месторождений Восточной Шасты (Калифорния, США) — **Булл-Хилл**, **Райзинг-Стар** и **Афтерсоут**, залегающих в той же формации. В слоистых рудных залежах отмечаются реликты неизмененных вмещающих пород, которые можно считать обломками кровли камер. В составе руд, имеющих обычно резкие контакты, преобладают пирит, сфалерит и халькопирит, меньше галенита, блеклых руд и борнита; среди нерудных развиты кварц, барит, ангидрит, гипс, хлорит, гидрослюда, кальцит.

**Выводы.** Приведенные в качестве примеров описания типовых полиметаллически-колчеданных месторождений в совокупности с данными ряда исследователей по сходным месторождениям в СССР и за рубежом позволяют подчеркнуть следующие особенности этого типа.

1. Месторождения являются доскладчатými, в общем согласными с границами рудоносных формаций.

2. По морфогенетическим признакам среди них выделяются корневые, шток-камерные, стратифицированные и комбинированные (шток-стратифицированные, иногда камерно-стратифицированные) месторождения.

3. В большинстве случаев стратифицированные и шток-стратифицированные месторождения приурочены к формациям с определенной ролью криптомерных осадочных пород; камерные — преимущественно к вулканогенным с чередованием лав и туфов, со значительной ролью эксплозивных брекчий; корневые — к формациям с существенной ролью экструзий и куполов, в прикровленной просадке которых и формируются корневые месторождения.

4. По размерам месторождений и рудных залежей наименьшими обычно являются корневые, в которых зональный минерально-геохимический ряд нередко сдвинут в сторону пирита, а барит-свинцовая зона недоразвита. Камерные месторождения в общем крупнее, с большей долей мощных колчеданных линз, с наиболее полно проявленным зональным рядом, нередко с висутом, мышьяком и оловом. Стратифицированных колчеданных

месторождений меньше, чем корневых и камерных, а по размерам они нередко крупные.

5. С увеличением в формации объема основных вулканитов за счет уменьшения кислых в месторождениях повышается относительная доля меди за счет свинца. Однако это лишь общая тенденция. В конкретных случаях связи между металлогенической специализацией и составом формаций более сложные, поскольку в ряде районов так называемый флюид-порфировый комплекс, резко увеличивающий объем кислой составляющей формации, по времени является более поздним, чем пирокластические парагенерации и руды.

6. Рудные залежи участвуют в строении складок, в основном сохраняя первичную — доскладчатую — минерально-геохимическую зональность (Зыряновское, Белоусовское, Березовское и др.). Соответственно метаморфические преобразования приводят лишь к местным перераспределениям руд, формированию метаморфогенных сульфидных жил, не играющих роли в общих запасах. При умеренной степени метаморфизма качество руд улучшается вследствие их перекристаллизации, исчезновения метакolloидных структур, распада тесных сростаний, препятствующих разделению минералов при обогащении.

7. Полиметаллически-колчеданные месторождения по степени и особенностям дислоцированности могут быть подразделены на несколько групп:

— недеформированные или слабо деформированные (Риддер-Сокольное, большинство месторождений типа куроко, Алавердское, Маднеульское);

— наклоненные (Орловское, Рулихинское, Никитинское, Малеевское);

— сложноскладчатые (Березовское, Белоусовское, Зыряновское);

— деформированные и контактово-метаморфизованные (Ноберезовское, Верхубинское).

8. Значительно большее, чем в медно-цинково-колчеданных месторождениях, практическое значение в полиметаллически-колчеданных имеют корневые, секущие системы прожилково-вкрапленных и жильных руд, фиксирующих совместно с метасоматитами рудоподводящие каналы. Это объясняется участием в таких системах кроме обычного пирита также халькопирита, галенита, сфалерита, обуславливающих в совокупности рентабельность отработки больших объемов сравнительно бедных руд корневых систем.

## МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ БАЗАЛТ-ЛИПАРИТ-МОЛАССОВОГО РЯДА (ДЖАЛКАНСКИЙ ТИП)

Месторождения, связанные с формациями рассматриваемого ряда, широко известны под названием «формация самородной меди с цеолитами» [Магакьян И. Г., 1955 г.], а В. Е. Поповым [59] они названы «медно-эпидотовыми месторождениями». Развита эти месторождения в США (штаты Мичиган и Миннесота), Чили (Буэна, Эсперанса, Серро-Негро, Туина), Канаде (бассейн р. Коппермайн), Перу, Боливии. Минерализация этого типа отмечается в Горной Шории (Тайметское), на Урале (Всеволодо-Благодатская группа, участок Медная гора), в Азербайджане (Хал-Хальское), в Минусинских впадинах, на Чукотке, Камчатке, Новой Земле, Таймыре, в Центральном Казахстане, Армении, на севере Сибирской платформы, однако промышленные месторождения этого типа в СССР пока что не выявлены.

По данным У. Уайта [63], месторождения самородной меди в районе **Верхнего озера** приурочены к докембрийской вулканогенно-молассовой серии Портедж-Лейк мощностью от 4,5 до 10 км. Перекрывают рудоносную серию конгломераты Коппер-Харбор мощностью 1—2 км. Рудоносная серия сложена покровами базальтов мощностью от 30 см до 450 м; половина общего объема лав представлена потоками мощностью более 20—25 м. Состав потоков — базальты или андезито-базальты офитовой структуры. В верхней части потоков массивные лавы сменяются лавобрекчиями, нередко миндалекаменными. Подчиненным элементом формации являются пласты пород риолитового состава, сложенные сваренными туфами и лавами; отмечаются также экзотивные купола сходного состава. Характерны пласты конгломератов, состоящих из полуокатанной или окатанной гальки, глыб, валунов риолита, реже базальта, габбро-сиенита, сцементированных песчаной массой. Мощность их от нескольких сантиметров до 3—5 м, редко до 12 м. Эти пласты служат надежными маркирующими горизонтами. Пакеты из 8—12 лавовых покровов разделяются одним пластом конгломератов, все вместе они образуют своеобразный ритм (парагенерацию) мощностью 250—350 м и более. Таких парагенераций в разрезе формации насчитывается до 30.

Основным полезным рудным минералом является самородная медь, которой иногда сопутствуют самородное серебро, арсениды меди; халькозин встречается в жилах и трещинах, гематит развит совместно с медью. Медь выполняет миндалины, образует рассеянные зерна в лаве и конгломератах, в интерстициях между обломками лавобрекчий, в трещинах неправильной формы. Около 58 % меди в районе добыто из рудных залежей в лавовых покровах. Самородная медь развита, как правило, в лавобрекчиях

миндалекаменных лав в прикровельной части потоков; верхняя граница рудных тел резкая и соответствует лежащему боку вышележащего лавового потока. Вниз рудоносные лавобрекчии постепенно переходят в слабоминерализованные миндалекаменные лавы и далее в непродуктивные массивные лавы с трубчатыми миндалинами. В среднем мощность рудоносной части покрова составляет 30—50 см. Среднее содержание меди в рудах 1,48 %.

На некоторых участках основные рудные залежи приурочены к охарактеризованным выше пластам конгломератов и песчаников, причем выдержанным пластам свойственны низкие содержания меди, а рудные залежи в них оконтуриваются лишь по результатам опробования. Наиболее богатое медное оруденение приурочено к участкам выклинивания конгломератов. Максимальная мощность пластов рудоносных конгломератов или рудных линз внутри пластов составляет 15—30 см, до 50 см. Рудные тела нередко вытянуты в северо-западном направлении, в соответствии с ориентировкой конгломератовых лент. В плоскости горизонтов миндалекаменных лав или конгломератов рудные залежи прослеживаются на расстоянии от 1 до 9 км. На некоторых месторождениях в пределах таких залежей выявляются рудные «столбы» шириной 30—150 м и длиной до нескольких километров; чаще же обогащенные медью участки имеют неправильную форму без заметной ориентировки.

Какой-либо предпочтительной концентрации рудоносных лавовых или конгломератовых тел в разрезе формации не отмечается. Среди более чем 200 покровов в 10 содержатся значительные скопления меди. Примерно 1 % площади выходов формации на поверхность содержит промышленное оруденение. Некоторые стратиграфические горизонты рудоносны в нескольких местах: на рудниках Куинси, Эвергрин, Болтик отработывалось более пяти различных миндалекаменных горизонтов, но в большинстве покровов не удалось обнаружить более одной промышленной крупной залежи.

Три характеристики формации являются надежными факторами рудоносности. Это, во-первых, дифференциация пород по составу; во-вторых, мощность покровов: с относительно более мощными из них связаны и наиболее крупные рудные тела; в-третьих, пологие складки: места антиклинальных перегибов практически лишены рудных скоплений, тогда как к пологим синклиналям приурочено несколько крупных месторождений.

Заканчивая краткую характеристику района Верхнего озера, подчеркнем следующее.

1. Лавы рудоносной формации характеризуются высоким содержанием меди — в среднем 0,1—0,2 %. В массивных базальтах из внутренних частей некоторых детально исследованных мощных покровов (обычно хорошо раскристаллизованных, крупнозернистых, состоящих из лабрадора, авгита и подчиненного оливина) меди содержится в 2—4 раза меньше, чем в базальной зоне закладки. В маломощных покровах меди в 2—3 раза больше, чем

в более мощных и полнее дифференцированных. Таким образом, повышенные концентрации меди могли создаваться при отгонке ее вместе с газами и растворами в процессе кристаллизации в верхнюю — миндалекаменную — зону, составляющую лишь 0,1—2 % общей мощности покровов.

2. Отдельные покровы и особенно четко — их пакеты (парагенерации) прослеживаются на десятки километров, характеризуя рудоносную формацию как выдержанную и дифференцированную по структуре.

3. Рудоносная формация Портедж-Лейк, в основном представленная лавами и лавобрекчиями базальтов и андезито-базальтов, в качестве редкого, но характерного материала содержит кислые туфы и лавы, т. е. по этому признаку является контрастной и по составу, чем отличается от сходных и широко распространенных формаций данного ряда, не содержащих промышленных месторождений меди.

**Сугинское** проявление самородной меди возглавляет список перспективных рудопроявлений в базальтах Сетте-Дабана. Впервые минерализация этого типа установлена в 1953 г. в бассейне р. Томпо. На Джалканском проявлении, по данным К. К. Левашова, самородная медь приурочена к фаменскому покрову мощностью 180 м, сложенному несколькими потоками миндалекаменных базальтов и плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава. Вкрапленность и редкие зерна самородной меди и халькопирита отмечались также в эпидотизированных базальтах фаменского покрова А. П. Кропачевым, А. К. Иогансоном, Г. А. Гурьевым и Э. И. Кутыревым по левому притоку р. Томпо (руч. Красный), в бассейнах рек Менкюле, Восточная Хандыга, Кемюс-Юрях и др. Пластовое проявление самородной меди выявлено автором по руч. Сугин (правому притоку р. Менкюле) при обследовании в 1979 г. ранее обнаруженного на этом участке А. П. Кропачевым проявления медистых песчаников. Приурочено оно к базальт-андезито-базальтовому покрову фаменского возраста, выделяемому в джалканскую свиту.

Характеристика общего стратиграфического разреза района приведена ниже, при описании Курпанджинского месторождения медистых песчаников. Подчеркнем лишь, что джалканская свита представляет третий (снизу) покров, залегающий на границе преимущественно карбонатных ордовикско-верхнедевонских и существенно терригенных пестроцветных верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений. Меденосная пестроцветная формация, вмещающая Курпанджинское месторождение медистых песчаников и проявления руч. Сугин, залегает на джалканских базальтах с небольшим размывом. Структура участка синклинали, в ядре ее развиты известняки хамамытской свиты. В западном крыле структуры падение пород восточное, под углами 40—60°; в восточном — субвертикальное, пласты слабо опрокинуты на запад. Джалканский покров мощностью до 200 м в западном крыле синклинали изучен слабо. В лучше изученном восточном крыле покров состоит из трех лавовых потоков общей мощностью до 140 м. Непосредственно на меденосном участке мощность нижнего потока составляет 25 м, среднего — 15 м, верхнего — около 100 м. В северном направлении покров выклинивается, будучи, вероятно, эродированным перед отложением конгломератов низов менкюлинской свиты.

В подошве и особенно в кровле каждого потока наблюдаются зоны (0,5—2 м) миндалекаменных базальтов. Миндалины до 1,5 см выполнены хлоритом, иногда халцедоном, эпидотом, кальцитом. Вблизи кровли потоки в интервале разреза до 10 м сложены лавобрекчиями, мандельштейнами, пузыристыми шлаками, краснокаменными базальтами с шаровой отдельностью. Покров разбит несколькими системами трещин — поперечными, близмеридиональными, широтными сбросо-сдвигами с амплитудой горизонтальных перемещений до 20 м. Вдоль трещин базальты обычно интенсивно эпидотизированы на мощность до 1 м. Многие поперечные трещины выполнены эпидот-кальцит-кварцевыми прожилками, часто с актинолит-асбестом.

Медная минерализация прослежена в покрове на протяжении около 2,5 км. Богатая вкрапленность неправильных по форме, иногда каплевидных зерен самородной меди размером до 5—6 мм приурочена к эпидотизированным базальтам основания первого, нижней части второго и средней части третьего потока. Содержание меди составляет от десятых долей до 4,5 %. Согласные тела меденосных эпидозитов и эпидотизированных базальтов линзовидной формы мощностью 0,1—1,5 м и протяженностью до первых десятков метров группируются в продольные зоны, примерно совпадающие с системой субсогласных трещин без смещения.

Сходная минерализация выявлена А. Е. Соболевым и в бассейне р. **Кемюс-Юрях**. Она представлена вкрапленностью халькопирита и пирита в эпидотизированных базальтах и разделяющих отдельные лавовые потоки маломощных прослоях осадочных пород. Характерной отличительной чертой вулканитов данной площади в сравнении с Сугинской площадью является их относительная однородность, отсутствие мощных зон мандельштейнов, шлаковидных лав, краснокаменных изменений, что свидетельствует о сравнительно глубоководных условиях излияния лав и о повышенном восстановительном потенциале среды кристаллизации. С этими особенностями коррелируется пирит-халькопиритовый состав рудной минерализации.

К рассматриваемому формационному типу, вероятно, относятся и медные месторождения в рудных районах **Себзевар** и **Аббасабад** офиолитовой зоны севера Центрального Ирана, кратко охарактеризованные Г. А. Твалчрелидзе [1972 г.]. Медная минерализация с перерывами прослеживается в вулканогенно-осадочной толще палеогена на расстояние до 30 км и приурочена к пластам андезитовых порфиритов, их туфов и вулканических брекчий, секущихся пластообразными телами рудоносных трахибазальтов. Халькозин с небольшим количеством борнита, халькопирита, пирита, ковеллина, самородной меди, куприта и малахита развит вдоль контакта вулканогенных и карбонатных пород. Содержание меди в трахибазальтах в среднем составляет 0,1—0,3 %. Относительно богатые руды (3—5 % меди) отмечаются в пределах участков вторичного сульфидного обогащения.

**Выводы.** Приведенные данные свидетельствуют о следующих особенностях меденосных формаций, вмещающих самородную минерализацию.

1. Для формирования крупных меднорудных тел в базальтах решающее значение имеют четыре фактора:

— дифференцированность покровов по составу от трахибазальтов до андезито-базальтов;

— общее повышенное содержание меди соответствующих порций магм, обусловленное глубинной дифференциацией вещества;

— степень перераспределения вещества вблизи центров палеовулканизма;

— излияние в прибрежной или субаэральной зоне, обеспечивающее дифференциацию, скопление, сохранение меди в покровах и выделение ее в самородной форме.

2. Медное оруденение развивается в четырех типах пород: а) в конгломератах и песчаниках, б) в верхней — миндалекаменной — части потоков, в) в пластообразных телах эпидозитов внутри потоков или у их основания, г) в карбонатных породах кровли потоков.

3. Наблюдаемая в ряде случаев пространственная сближенность самородных месторождений и месторождений медистых песчаников (Верхнее озеро — Уайт-Пайн; Сугинское — Курпанджинское и т. д.) свидетельствует о том, что находки одного из этих двух типов минерализации в терригенно-вулканогенных толщах могут служить поисковым признаком для другого типа; при этом наиболее вероятное положение медистых песчаников — над меденосными базальтами.

#### ГЛАВА 5

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНОГО РЯДА

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ (АТАСУЙСКИЙ ТИП)

Обособление железо-марганец-барит-полиметаллических месторождений, связанных с вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатными формациями, в самостоятельный формационный тип обосновано Г. Н. Щербой [81]. К этому типу отнесена группа месторождений Центрального Казахстана (Жайремское, Кайрактинское, Карагайлинское, Атабай-Дугулинское, Бестюбинское). Некоторые из них претерпели приконтактные изменения со стороны позднепалеозойских гранитоидов, с которыми ряд исследователей и связывает их происхождение, называя скарновыми или скарново-полиметаллическими. Э. И. Кутыревым [46] атасуйский тип дополнен примерами из других районов СССР (Го-

ревское, Озерное), Австралии (Брокен-Хилл). Этот список может быть продолжен такими месторождениями, как Рупица, Вареш в Югославии, Кремиковцы в Болгарии, Питкяранта в Карелии, Оммеберг и Фалун в Швеции, Рош-Пина в Намибии, Алтын-Тепе в Румынии.

В итоге обозначается интересная группа преимущественно свинцово-цинковых месторождений, обычно с незначительной ролью меди, с переменным содержанием бария, окисного и карбонатного железа. Некоторые из них имеют много общего, с одной стороны, с месторождениями кавказского типа (Текелийское в СССР), а с другой — алтайского или уральского типа, отличаясь структурно-вещественными особенностями и составом рудоносных формаций; большей частью они стратифицированные, реже шток-стратифицированные. В данном ряду можно выделить три главных формации, которым соответствуют подтипы месторождений: вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация — озернинский подтип; терригенно-кремнисто-карбонатная — жайремский; кремнисто-карбонатная — горевский.

#### ЖЕЛЕЗО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ (ОЗЕРНИНСКИЙ ПОДТИП)

**Озерное** свинцово-цинковое месторождение (рис. 9) находится в Еравнинском районе Западного Забайкалья. Рудные тела располагаются в нижнекембрийской вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формации (олдындинская свита мощностью свыше 1400 м), сохранившейся среди поля развития палеозойских гранитоидов в виде останца. В общем вулканогенно-осадочном разрезе выделяется три мощных ритма, образованных ритмами (парагенерациями) более высокого порядка. Нижний ритм вскрыт только в своей верхней части и представлен известняковыми гравелитами, туфопесчаниками, углисто-известковистыми и кремнисто-известковистыми туффитами. В кровле второй (сверху) парагенерации этого ритма залегает 6-метровый горизонт полосчатых пирит-галенит-сфалеритовых руд. Верхняя парагенерация ритма имеет регрессивную структуру, обусловленную повышением роли туфопесчаников вверх по разрезу; в ней развита вкрапленная пирит-сфалерит-галенитовая минерализация.

Второй ритм мощностью 290—320 м полностью отвечает гунвунурской пачке; внизу развиты кислые лавы, туфы, туфолавы, сменяющиеся различными парагенерациями с кислыми туфами, известковистыми туффитами и известняками. В верхней парагенерации этого ритма развиты протяженные пласты пиритовых руд с бедной свинцово-цинковой минерализацией. Третий ритм охватывает всю верхнюю подсвиту олдындинской свиты. Начинается он лавами, туфами андезито-дацитового состава, сменяющимися вулканогенно-терригенно-углисто-кремнисто-карбонатными

породами с прослоями яшмоидов и их брекчий. Между пачкой туфолов андезито-дацитов и туффитовым горизонтом залегает тело автомагматических брекчий липарит-дацитов. В перекрывающем брекчий разрезе выделяется в общей сложности до 11 парагенераций однотипного сложения, начинающихся известняковыми брекчиями и туфами, переходящими в туфопесчаники; вышележащие углисто-известковистые туффиты сменяются пластовыми сульфидными телами, некоторые из них перекрыты рифогенными, нередко сидеритизированными известняками. Мощность подобных ритмов прогрессивно уменьшается вверх по разрезу; количество обломочных пород и расстояние между рудными горизонтами также уменьшаются, и некоторые из горизонтов сливаются в единые залежи.

Характеризуя разрез рудоносной формации в целом, необходимо подчеркнуть, что ее нижний ритм сложен преимущественно слоистыми породами; рудные горизонты имеют большую протяженность, но бедны свинцом и цинком. В верхней части формации, после мощных горизонтов лав и туфов, разрез более пестрый и изменчивый; существенную неоднородность его создают линзовидные тела рифогенных известняков, обуславливающие сложный рельеф подошвы перекрывающих парагенераций и непосредственно влияющие на мощность сульфидных залежей. Мощность же прямой зависимостью связана с содержанием свинца и цинка.

Таким образом, органогенные постройки как бы «оттесняют» сульфиды в межрифовые понижения рельефа, при этом площадь рудных залежей уменьшается, а их мощность и содержание свинца и цинка возрастают. Кроме того, значительная часть железа зафиксирована в замещающих рифовые известняки сидеритах, которые образуют самостоятельные тела, что, очевидно, также оказало облагораживающее воздействие на состав сульфидных залежей. Этими двумя обстоятельствами и обусловлены резкие различия в промышленной ценности сульфидных залежей в двух нижних и в верхних ритмах формации. Наконец, необходимо подчеркнуть общий антидромный характер вулканизма — от лав кислого состава до андезито-дацитов, а в субвулканической фации — от автомагматических брекчий липарит-дацитов к кварцевым диабазам. Трахидацитовые порфиры и граносениит-порфиры даек, а также щелочные долериты являются позднепалеозойскими и мезозойскими и прямого отношения к рудоносной формации не имеют.

Рудоносная толща залегает в форме синклинали асимметричного профиля, увеличение мощности осадков от ее крыльев к мульде указывает на конседиментационное время развития структуры. Месторождение представлено десятью стратифицированными сульфидными телами, наряду с которыми на юго-востоке развиты сидеритовые залежи, фациально замещающие сульфидные. Мощность рудных тел колеблется от долей метра до нескольких десятков метров. Характерно, что нижние кон-

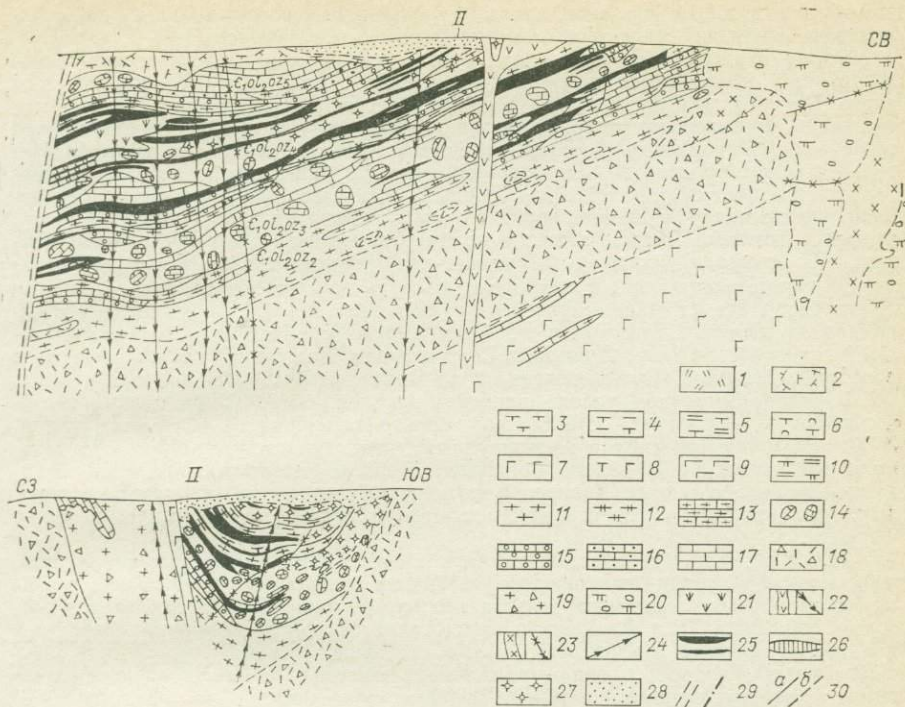
Рис. 9. Стратиграфическая колонка (а), продольный (б) и поперечные (в) разрезы центральной (I) и северо-восточной (II) частей Озерного месторождения (по Р. С. Тарасовой [1972 г.]).

1—17 — вулканогенно-осадочные породы ольдининской свиты (Є<sub>1</sub>): 1 — лавы риолит-дацитовых порфиров, 2—5 — туфы кислого состава (2 — кристаллокластические; 3 — разнообломочные; 4 — среднеобломочные, 1—5 мм; 5 — крупнообломочные, 5—30 мм), 6 — игнимбриты, 7, 8 — андезит-дацитовые порфириты (7 — лавы; 8 — туфолавы), 9, 10 — туфы (9 — среднего состава; 10 — агломератовые), 11, 12 — туффиты (11 — известковистые; 12 — углистые), 13 — тонкое переслаивание туффитов и известняков, 14 — известняковые брекчии с туфогенно-карбонатным цементом, 15 — известняковые туфогравелиты, 16 — известняковые туфопесчаники, 17 — известняки; 18—22 — породы нижнекембрийского субвулканического комплекса: 18, 19 — автомагматические брекчии (18 — риолит-дацитовых порфиров; 19 — дацитовых порфиров), 20 — агломератовые брекчии жерловой фации, 21, 22 — диабазовые порфириты (21 — зеленокаменноизмененные, 22 — кварцевые); 23 — трахидацитовые кварцевые порфиры и граносиенит-порфиры (P—T); 24 — долериты и трахидолериты (T—J); 25 — колчеданно-полиметаллические руды; 26 — колчеданно-полиметаллические руды брекчиевой текстуры (в стратиграфической колонке); 27 — сидеритовые руды; 28 — зона окисления руд (колчеданных, сидеритовых) и кора выветривания; 29 — разрывные нарушения; 30 — геологические границы (а — установленные; б — предполагаемые).

а

Система	Отдел	Свита	Подсвита	Пачка	Горизонт	Колонка	Мощность, м		
Кембрийская	Ольдининская	Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub>	Верхняя	Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2	Озерная	Кристалло-лавуфобий	> 120		
						Второй продуктивный	70—110		
						Первый продуктивный	70—120		
						Туфитовый	80—120		
						Туфолавовый	140—200		
						Гуневунурская	Средний	Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2з <sub>1</sub>	140—200
								Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2з <sub>2</sub>	70—80
								Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2з <sub>3</sub>	120—130
								Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2з <sub>4</sub>	100—110
								Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2з <sub>5</sub>	100—120
								Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 2з <sub>6</sub>	90—100
						Северная	Нижняя	Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 1	> 120
Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 1з <sub>1</sub>	100—100								
Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 1з <sub>2</sub>	100—120								
Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 1з <sub>3</sub>	100—120								
Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 1з <sub>4</sub>	100—120								
Є <sub>1</sub> О <sub>1</sub> 1з <sub>5</sub>	90—100								





тетраэдрит, теннантит, сидерит, анкерит, доломит, кальцит, родохрозит; более редкими являются магнетит, гематит, барит и гипс. Преобладают пирит, сидерит, в подчиненном количестве находящиеся сфалерит и галенит; содержание в рудах пирита вместе со сфалеритом — более 50%. Сидериты — основные компоненты руд — относятся к мангансидериту, олигониту, сидероплезиту. Анкерит — наиболее распространенный минерал после сидерита. В его составе также присутствует изоморфная примесь марганца. Барит наблюдается в колчеданных брекчиевидных и ритмично-слоистых и сидеритовых рудах, в туфах и туфобрекчиях; на отдельных участках образует значительные скопления совместно с сульфидами или карбонатами. Гипс развит среди известняков, туфитов и туфов кислого состава, количество его в некоторых случаях увеличивается с приближением к рудным телам.

С атасуйским типом, и скорее всего с озернинским подтипом, могут быть сопоставлены метаморфизованные согласные полиметаллические месторождения Центральной Швеции, залегающие в супракrustальных образованиях с возрастом не менее 2 млрд. лет. Некоторые из месторождений обладают значительными чертами сходства с алтайским, уральским или барвинским типами, но для такого разделения данных еще недостаточно. По Е. Грипу [1982 г.], в разрезе мощностью около 2 км развиты основные, средние, кислые и щелочные лавы, туфы и агломераты, кварциты, известняки и доломиты. Рудоносная формация местами с несогласием перекрыта толщей граувакк и глинистых сланцев с более редкими,

чем в подстилающей формации, слоями вулканогенных пород, но также содержащей месторождения железных и марганцевых руд и сульфидов.

В большинстве районов развития рудоносной формации распространены железорудные, железо-марганцевые месторождения, сопоставимые с каражальским типом Центрального Казахстана. Основные сульфидные или комплексные месторождения расположены в поясе Фалун—Гарпенберг—Сала. На площади Сала руды свинцово-цинковые, богатые серебром, содержат ртуть. На площади Иншён—Свердшё оруденение как медно-цинковое (рудник Иншён), так и полиметаллическое (Флоберг, Флохольм, Свердшё). На площади Томтебо—Лёвос развиты железо-медно-свинцово-цинковые руды с небольшим количеством магнетита (рудники Томтебо, Лёвос), а также полиметаллические с серебром (Кальвбеккен). На площади Фалун руды железо-медно-свинцово-цинковые (рудник Фалун), полиметаллические с серебром (Шютт) или преимущественно медные (Неверберг). На площади Гарпенберг развит весь ряд месторождений — от существенно свинцово-цинковых с серебром (Гарпенберг-Норра) к полиметаллическим (Гарпенберг-Одаль, Лонгвикен, Хольмгруван, Хаггруван), железо-цинковым с медью и свинцом (Рюльсхюттан) и до железо-медных (Интронгет).

В Северо-Восточном районе присутствуют железо-марганец-цинковые месторождения Престхюттан, Сторботтен, барито-железородное Стрёмхагсгруван. В Южном районе наряду с железорудными известно свинцово-цинковое месторождение Оммеберг. В районе Восточная Лудвика месторождения железо-марганец-свинцово-цинковые: Хилленг, Стольберг, Свартберг и Гренсгруван; в двух последних широко распространены карбонаты железа и марганца, а также флюорит.

Таким образом, приведенные примеры показывают, что соотношение железа, марганца, меди, свинца и цинка как в пределах районов, так и от района к району меняется. При этом медь развита преимущественно в рудах, богатых железом и марганцем. С уменьшением содержания железа и марганца возрастает количество галенита и сфалерита. Хотя в отдельных рудниках содержание меди сравнительно высокое, в главных полиметаллических районах она составляет лишь небольшую примесь (0,2—0,3 %) при сумме свинца и цинка 8—10 %. Можно заметить, что в районах с широким развитием железо-марганцевых (с медью) месторождений в разрезе велика доля зеленокаменно-измененных вулканогенных пород основного состава.

В современном виде месторождения в основном мелкие, средние, реже крупные, однако первоначально — до проявления свекофенской эрозии — среди них, несомненно, были и очень крупные, впоследствии метаморфизованные, смятые в складки, разорванные на части или уничтоженные поздней магматической деятельностью.

#### ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЕЦ-БАРИТО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕРРИГЕННО-КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ (ЖАЙРЕМСКИЙ ПОДТИП)

**Жайремское** железо-марганец-барито-свинцово-цинковое месторождение расположено в Атасуйском рудном районе в Жайильминской синклинали. По данным В. Г. Ли, Г. Н. Щербы [1964, 1967 гг.], Е. И. Бузмакова, В. И. Щибрик [1976 г.], А. А. Рожнова и др. [1962 г., 1976 г.], рудоносная толща верхнего фанена мощностью 450—1300 м сложена алеврито-глинисто-кремнистыми и карбонатными породами и относится к терригенно-кремнисто-карбонатной флишевой формации с незначительной ролью вулканогенных пород, представленных туфами, туффитами, тефроидами, редкими телами порфиритов андезито-базальтового состава.

Разрез рудоносной части формации имеет четко выраженное ритмичное строение. Ф. Ф. Таранушич и др. [1971 г.] детально

охарактеризовали трехчленные ритмы низшего порядка. Нижний элемент ритма представлен грубо-, крупно-, среднезернистым известковистым песчаником с органогенным детритом, обломками кварцевых порфиров, кварца, калиевого полевого шпата, иногда известковистого песчаника (1—70 см). Второй элемент ритма — известковистые алевролиты, псаммо-алевролиты; количество обломочного материала снижается вверх по разрезу с одновременным уменьшением размера обломков; присутствуют слои тонкодисперсного пирита, сфалерита и галенита (5—200 см). Третий элемент ритма — черные углистые карбонато-глинисто-кремнистые породы, нередко с густой вкрапленностью и глобулями пирита (1—30 см). Мощность ритмов от 0,5 до 3 м. Чем мощнее ритм, тем грубее по зернистости его базальный элемент.

На фоне мелкой ритмичности выявляются более крупные ритмы от 5 до 15—20 м. Ритмичность этого порядка заключается в последовательном уменьшении мощности нижнего и увеличении верхнего элемента ритма, так что к кровле крупного ритма мелкие как бы сливаются в пачки углисто-кремнисто-глинисто-карбонатного или глинисто-карбонатного состава. В рудоносной части разреза в нижних членах ритмов развиты пирит, сфалерит, выше — галенит, а в самом верху — марганцевые и сменяющие их железные (гематит-магнетитовые) руды. В разрезе выделяется до 12 железорудных и железо-марганцевых горизонтов, соответствующих кровле ритмов второго порядка.

Отмеченные ритмы образуют и более крупные пачки мощностью от 50 до 140 м. Максимальное насыщение сульфидами наблюдается в верхней части таких пачек, что обуславливает трех- или четырехчленную структуру месторождений. По простиранию мощные залежи расщепляются на ряд более мелких, соответствующих ритмам второго порядка. Мощность рудоносной части разреза на Жайремском месторождении колеблется от 230 до 440 м. Ритмичность толщи проявлена на фоне общего увеличения количества органогенно-детритовых и желваковых известняков в каждом вышележащем ритме, что определяет структуру формации в целом как регрессивную. В соответствии с регрессивной структурой находится и преобладание пирита в нижней части разреза формации, а гаусманит-браунитовых, гематитовых и яшмогематитовых руд в верхней части разреза. Основными минералами руд месторождения являются пирит, сфалерит, галенит, кварц, барит, альбит, более редкими — марказит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит, арсенопирит, миллерит, бравоит, джемсонит, буланжерит, флюорит. Железо-марганцевые руды сложены гематитом, магнетитом, пиролюзитом, гаусманитом, якобитом, родонитом, браунитом, анкеритом, сидеритом, манганкальцитом, родохритом.

Важным элементом структуры рудного поля служат кварцевые и кварц-пиритовые метасоматиты, образующие куполовидные ядра, обрамленные кварц-баритовыми метасоматитами. На флангах ядер баритовые метасоматиты сменяются свинцово-барито-

выми рудами, далее — барито-свинцово-цинковыми, слоистыми свинцово-цинковыми и цинковыми, а на крайних флангах и вверху разреза — марганцево-железородными пластами. Под кварцитовым ядром нередко фиксируются трахитовые порфиры субвулканического облика.

Таким образом, на месторождении отчетливо проявлена как вертикальная многоярусная, так и латеральная концентрическая зональность. С приближением к кварц-баритовому ядру элементы вертикальной зональности утрачивают черты ярусности; соседние барит-полиметаллические зоны сливаются воедино, образуя мощное рудное тело, а пиритовые ритмы выклиниваются, в центре зональной серии уступая место штокверковой кварц-пиритовой (иногда с медью) минерализации.

По данным А. С. Крючкова и А. Г. Натарова [1979 г.], аналоги жайремского подтипа месторождений имеются в Боснии (СФРЮ), в Варешском рудном районе. Рудоносной является толща доломитов, сланцев, известняков с прослоями спилитов, туфов, железо-марганцевых и гематит-сидеритовых руд; эта толща вмещает барит-полиметаллические месторождения **Вареш** и **Рупица**.

Свинцово-цинковое месторождение **Брокен-Хилл** в Австралии служит примером глубоко метаморфизованного пластового месторождения, в котором тем не менее сохраняются основные структурно-вещественные признаки стратифицированного месторождения. Х. Кинг и Б. Томпсон [1953 г.] первыми усомнились в позднем наложении сульфидов на метаморфические породы и привели доказательства развития минерализации до складчатости и метаморфизма. По Д. Каррутерсу и Р. Праттену [1964 г.], рудоносная толща имеет трехчленное строение. Подстилают и перекрывают продуктивную свиту гранито-гнейсы. Продуктивная свита мощностью 600—1000 м сложена главным образом силлиманитогранатовыми гнейсами и амфиболитами. Оруденение распространено в пачке мощностью 90—120 м, прослежено на глубину 600 м и по простиранию на 6 км. На отрезке 4,5 км основная масса руды была получена из двух параллельных, смятых в складки горизонтов; всего на месторождении известно пять рудных горизонтов.

Главная особенность разреза рудных и нерудных горизонтов — широкое развитие наряду с силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами кварцитов, гранатовых кварцитов, двух слоев родонита, двух слоев кальцита и ниже по разрезу трех слоев гнейсов и кварцитов с магнетитом. Кварц-родонитовые горизонты непосредственно вмещают руду. От верхней залежи к нижней относительное содержание свинца и серебра закономерно повышается, а цинка падает. Подобное распределение элементов свойственно только стратифицированным месторождениям. Общие запасы свинца на месторождении 14 млн. т, цинка 18 млн. т. Среднее отношение свинца к цинку в добытой руде 1,5 : 1, в оставшейся 1 : 1,3; содержание серебра от 80 до 240 г/т.

Многорусная структура месторождения, кварцитовый, родонитовый и кальцитовый состав рудоносных пород, пласты железных руд, синхронный метаморфизм пород и руд — все эти признаки указывают на принадлежность месторождения Брокен-Хилл к стратифицированным свинцово-цинковым в протовулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенной формации; наиболее близким гомологом его является Жайремское месторождение.

#### СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ (ГОРЕВСКИЙ ПОДТИП)

**Горевское** цинково-свинцовое месторождение находится в Енисейском кряже в Нижнем Приангарье. М. Л. Шерман [1968 г.], М. П. Просняков, Р. Н. Володин [1962 г.], А. С. Ярмоленко [1969 г.] считали его гидротермальным жильным, послескладчатым; В. М. Попов [1969 г.] высказал соображение о принадлежности месторождения к стратиформным. Э. И. Кутырев [1970 г.] обосновал это мнение структурными построениями и изучением руд, в которых обнаружены типично эксгальационно-осадочные пириты и карбонатно-сульфидные оолиты. По составу рудоносной формации и основным структурно-вещественным характеристикам месторождение отнесено к атасуйскому типу. Главной особенностью его является интенсивный динамометаморфизм и сложно-складчатая структура. Рудовмещающей служит шунтарская (по другим данным — устьянгарская) кремнисто-карбонатная свита рифея мощностью свыше 600 м (рис. 10).

В схеме минерально-геохимическая зональность по нормали к напластованию имеет вид (снизу вверх): метасоматические брекчированные кварциты с пиритом и пирротинном — высококачественные свинцово-цинковые и свинцовые руды в зоне сидеритов и анкеритов — доломиты с бедными рудами — доломитистые известняки — известняки. Намеченные зоны аналогичны установленным в осадочно-метасоматической колонке Жайремского месторождения, однако на Горевском месторождении отсутствует зона барита, внизу резко преобладает пирротин (вместо пирита), сверху — сидерит и анкерит (вместо гематита и магнетита).

Исследования руд позволили выявить противоречивые взаимоотношения минералов, наличие нескольких их генераций, отчетливый метаморфизм руд. Обычно сидерит цементирует катакласты кварцитов, но вместе с тем образует пластовые залежи, сложенные округлыми, плотно прилегающими друг к другу зернами; встречаются переходы к оолитам (0,01 мм) и пизолитам (до 2 см в поперечнике), в которых чередуются концентрические зоны карбонатов и сульфидов (пирротин, сфалерит, галенит). Слойки сидерита и анкерита тонко перемежаются с доломитовыми и кварцитовыми. Подобная тонкая ритмичность характерна и для руд, проявляясь в чередовании слоев галенита, сфалерита и пирротина. Наряду с резко преобладающим галенитом и играющим

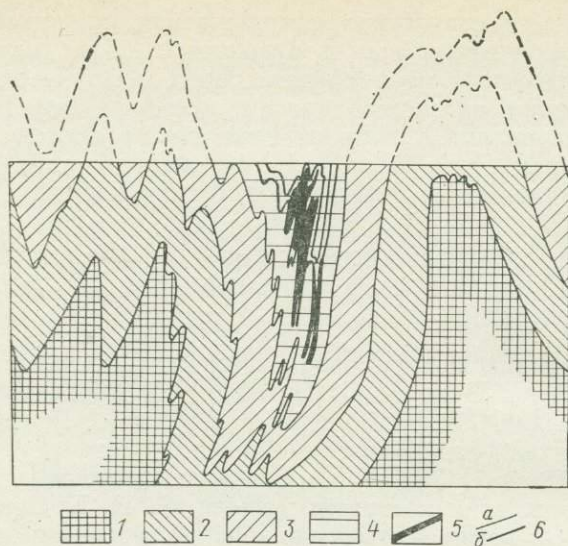


Рис. 10. Схематический разрез Горевского месторождения.

1 — черносланцевая формация; 2—4 — кремнисто-карбонатная формация, подслиты шунтарской (или устьянгарской) свиты: 2 — нижняя, 3 — средняя, 4 — верхняя; 5 — рудные тела; 6 — границы: а — свит и подслит, б — рудоносного горизонта (кремнистые доломиты, анкериты, сидериты, доломитистые известняки).

подчиненную роль сфалеритом в рудах присутствуют буланжерит, бурнонит, джемсонит, арсенопирит, леллингит, ильменит, марказит, рутил. Кроме главных рудных элементов — свинца и цинка — установлено повышенное содержание меди, сурьмы, кадмия, мышьяка, кобальта и никеля. Характерен марганец в виде изоморфной примеси в сидерите (до 10 %). Содержание марганца в породах колеблется от 0,1 до 3 %, а в единичных пробах достигает 8 %.

Таким образом, рудоносная формация, вмещающая Горевское месторождение, относится к одному из крайних видов ряда вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных формаций; вулканогенные породы в ней не обнаружены, хотя они широко развиты в подстилающей черносланцевой формации, а терригенный материал представлен незначительной примесью и обуславливает (совместно с кремнистой составляющей) тонкоритмичную структуру карбонатной формации.

**Выводы.** Наиболее существенными чертами месторождений атасуйского типа являются следующие.

1. Месторождения обычно крупные, приурочены к группе формаций с переменным соотношением вулканогенных, терригенных и карбонатных пород; постоянной остается высокая их кремнистость.

2. Все три подтипа месторождений (озернинский, жайремский, горевский) относятся к стратифицированным, со структурно-

текстурными признаками эксгальационно-осадочного происхождения руд, со слабым проявлением околорудных метасоматитов. Это дает возможность отличить их от типичных эпигенетических — медно-цинково-колчеданных и полиметаллически-колчеданных месторождений.

3. Для месторождений наиболее существенной структурной характеристикой служит многоярусность минерально-геохимических зональных серий, соответствующих ритмам пород. В разрезе развито от двух—трех до 14 зональных серий, в каждой из которых снизу вверх имеет место смена зон: а) пиритовой (иногда с халькопиритом), пирит-галенитовой, далее галенитовой, галенит-баритовой, железо-марганцевой (Жайрем, Ушкатын I); б) кварц-пирротиновой, пирротин-сфалеритовой, галенит-сфалеритовой и сфалерит-галенитовой, далее анкерит-сидеритовой и сидерит-доломитовой (Горевское месторождение). На Озерном месторождении вверху зональной серии преобладает сидерит (развитый на флангах месторождений Казахстана), нередко в ассоциации с карбонатами марганца.

4. Главными рудными минералами в месторождениях атасуйского типа являются сфалерит, галенит, пирит, пирротин, мельникит, гематит, магнетит, псиломелан, пиролюзит, браунит, гаусманит, якобит, анкерит, сидерит, родохрозит. Соотношения свинца и цинка меняются от 1:5 до 5:1, медь имеет резко подчиненное значение. Железо фиксировано в различных минеральных формах (пирит, пирротин, сидерит, анкерит, гематит, магнетит). В случае присутствия железа в форме сульфидов руды приобретают облик типично колчеданных, сходных с рудами месторождений алтайского типа, на основании чего многие исследователи считали возможным относить такие месторождения, как Озерное, к полиметаллически-колчеданным. Действительно, и по составу, и по структуре вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация весьма близка дацит-липарит-туфосланцевой формации, контролирующей полиметаллически-колчеданные месторождения алтайского типа. Несмотря на это, ряд характерных особенностей, и в первую очередь отчетливые признаки стратификации, многоярусность оруденения, специфический состав руд, резко подчиненное значение меди,— все это заставляет четко отделять от алтайского типа месторождений даже наиболее близкие ему аналоги — месторождения озернинского подтипа.

В целом для месторождений атасуйского типа связь с кислым вулканизмом настолько отдаленная или неясная, что и по данному признаку эти месторождения следует выделять в особую группу, отличая их от полиметаллически-колчеданных месторождений, связанных с формациями дацит-липарит-туфосланцевого ряда.

## БАРИТО-СВИНЦОВЫЕ, СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТО-КАРБОНАТНОЙ СЛОИСТОЙ ФОРМАЦИИ (МИРГАЛИМСАЙСКИЙ ТИП)

Месторождения рассматриваемого типа являются крайними в ряду стратифицированных объектов, связанных с формациями вулканогенно-карбонатного ряда. Располагаются они в слоистой карбонатной формации, содержащей характерную углеродисто-известняково-доломитовую (чернокарбонатную) парагенерацию. Типичные представители этого типа известны в Казахстане и Киргизии (Миргалимсайское, Шалкиинское, Сумсарское).

**Миргалимсайское** барито-свинцовое месторождение в хр. Большой Каратау приурочено к известняково-доломитовой толще фамена. Месторождение изучали И. И. Князев, Е. Е. Захаров, Ф. И. Вольфсон, Е. С. Зорин, А. А. Куденко, А. В. Тарасов, С. Е. Колотухина, С. А. Юшко и многие другие. Автором месторождение и его окрестности обследовались в 1970—1971 гг.

В рудоносной формации мощностью от 275 до 600 м выделяется несколько парагенераций мощностью от 15—75 до 90—180 м. В нижней части парагенераций преобладают массивные, комковатые или ячеистые известняки и доломиты, а в верхней — карбонатные породы ленточной или плитчатой текстуры, нередко углисто-глинистые. Рудоносной является третья (снизу) парагенерация; основное оруденение сосредоточено в верхней части, известной как «второй ленточный горизонт», и частично в нижележащем «ячеистом горизонте».

В строении формации отчетливо выражена латеральная изменчивость. В направлении с северо-запада на юго-восток наряду с увеличением мощности отмечается постепенное обогащение пород глинистым материалом и так называемая западная (биресекская) доломитовая фация сменяется восточной (турланской) известняково-мергелистой фацией. Основное оруденение сосредоточено в зоне латеральной смены фаций. С указанной изменчивостью карбонатной формации связана четко выраженная и охарактеризованная ниже латеральная минерально-геохимическая зональность.

Мощность сульфидоносной части разреза составляет 5—20 м. В составе ее выделяется 11 литологических пачек, которые охватывают семь многослоев мощностью от 1—2 до 2—3 м. Основными рудоносными являются 2-, 3- и 6-й многослои. В нижней части многослоя преобладают массивные или грубослоистые, часто оолитовые или псевдооолитовые доломиты, на некоторых участках с прослоями органогенно-детритовых калькаренинов. В верхней части развиты глинистые, мергелистые, углисто-глинистые тонкозернистые и пелитоморфные доломиты «ленточной» текстуры, содержащие относительно повышенные количества сульфидов.

Главными минералами руд являются доломит, кальцит, кварц, галенит, пирит, марказит; второстепенными — сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, энаргит, арсенипирит, самородный свинец, магнетит, гематит, арагонит, анкерит, флюорит, гипс, серицит, хлорит.

Рудный горизонт, по данным С. Е. Колотухиной и А. С. Немковой [1954 г.], выделяется среди заключающих его образований повышенным содержанием  $MnO$  и  $FeO$ ; содержание марганца 1%, в нижней части горизонта (в участках наивысших концентраций железа) отмечено до 6% и уменьшается к периферии. С марганценозной зоной совпадает и повышенное содержание свинца.

На месторождении отчетливо проявлена латеральная минерально-геохимическая зональность и менее четко — вертикальная. Зональность поперек напластования выражается в увеличении отношения  $BaSO_4/Pb$  снизу вверх по мощности рудного горизонта. Зона повышенного содержания меди располагается под свинцовой и над цинковой. Показательно, что площади распространения максимальных концентраций свинца и бария в разных многослоях не совпадают друг с другом по вертикали. Латеральная зональность выражается в последовательной смене с северо-запада на юго-восток лентовидных рудных залежей, сложенных преимущественно: а) барито-серебряными рудами с относительно низким содержанием свинца (отношение  $BaSO_4/Pb$  составляет 18—20), б) барито-свинцовыми (4—5), в) свинцовыми (1—0,5), г) цинково-свинцовыми с ничтожным содержанием серебра и практически без пирита. В этом же направлении с увеличением содержания цинка падает абсолютное содержание свинца.

**Шалкиинское** месторождение в Большом Каратау вполне сходно с Миргалимсайским. По данным Е. С. Османова и др. [1978 г.], располагается оно в средней части карбонатной толщи фамена в кремнисто-углеродисто-доломитовой формации мощностью 60—180 м. Для карбонатной толщи фамена характерно заметное изменение мощности — от 350—500 м в северо-восточном крыле Акуюкской складки до 1000 м в юго-западном крыле и до 1100—1300 м в северо-западной центриклинали, в которой расположено месторождение. Рудоносная формация сложена темносерыми и черными тонко- и мелкозернистыми массивными и слоистыми доломитами, в средней части разреза переслаивающимися с фтанитами; на отдельных участках встречаются седиментные брекчи.

Известно три рудных тела — Верхнее, Нижнее и небольшое тело в нижней части рудоносной пачки; все они имеют отчетливую пластовую форму и соответствуют слоям минерализованных кремнистых доломитов (содержание кремнезема 44%). Раздувы рудных пластов соответствуют участкам увеличения мощности всей рудоносной пачки, согласны также и пережимы мощности рудных тел и пачки в целом.

Основными рудообразующими минералами на месторождении являются сфалерит и пирит, меньше галенита, отмечены арсенопирит, блеклая руда. Сульфиды образуют пылевидную вкрапленность в породе, равномерную в массивных кремнистых доломитах и полосчатую в слоистых, где от слоя к слою содержание сульфидов меняется от единичных зерен до 30% и более. В рудной массе содержится 0,62%  $S_{орг}$ , 0,074% растворимого битума,

0,11 % азота. Из элементов-примесей характерны кадмий, серебро, мышьяк, германий.

**Сумсарское** месторождение в Юго-Западной Киргизии соответствует рудоносной кремнисто-углеродисто-доломитовой формации мощностью до 30—35 м живецкого возраста, залегающей на флишовой пестроцветной формации и перекрытой пестроцветной галопелито-терригенно-карбонатной формацией. В составе рудоносной формации среди преобладающих слоистых доломитов с терригенной примесью развит 7-метровый горизонт массивных рудоносных доломитов; содержание в нем  $C_{орг}$  в среднем 0,39 %, максимальное 0,7 % [Лурье А. М., 1963 г.].

Руды Сумсарского месторождения барито-цинково-свинцовые. Содержание барита достигает 12 %. Наряду с тонковкрапленными развиты прожилково-вкрапленные, в которых галенит и сфалерит, скорее всего переотложенные, вместе с крупнозернистым доломитом выполняют прожилки, инкрустируют пустоты; иногда галенит образует сплошные массы (свинчаки) до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Ф. И. Вольфсон и В. В. Архангельская [12] считают приведенные структурно-текстурные признаки, а также наличие широкого спектра примесей (кадмий, галлий, индий, теллур) и крутопадающей «дорудной» тектонической зоны с халькопирит-теннантитовым и барит-сфалерит-галенитовым оруденением свидетельствами гидротермального послескладчатого происхождения Сумсара. По нашему мнению, все эти признаки свидетельствуют лишь о метаморфизме руд с перекристаллизацией и переотложением в пределах рудоносного горизонта. Зона нарушения с полиметаллической минерализацией в данной схеме является подводющим каналом.

На некоторых свинцово-цинковых месторождениях осадочные руды в углеродисто-карбонатных формациях или парагенерациях представляют не главные, хотя и важные элементы структур рудных полей, облегчая понимание происхождения богатых залежей. В частности, на Узынжалском месторождении, по В. Г. Ли, Н. М. Митряевой и Ю. С. Парилову [1978 г.], выше песчано-известняковой формации выделяется формация черных, серых органогенно-детритовых, местами доломитизированных известняков с пропластками серых или черных углистых сланцев, с линзовидными включениями и пропластками черных кремней (кремнисто-углеродисто-карбонатная формация). Рудное тело лентовидной формы состоит из двух или трех согласных полос сульфидных руд. Сульфиды (сфалерит, пирит с подчиненной ролью галенита) слагают выдержанные прослои (0,1—5 см), причем пирит характеризуется глобулярным строением. Каких-либо изменений вмещающих пород в связи с рудной минерализацией не отмечено. Сульфидоносные слои смяты вместе с вмещающими горизонтами.

В рудном округе **Пиоч** (США) кембрийская терригенно-карбонатная толща включает до девяти горизонтов черных графитистых известняков мощностью 6—15 м и более, содержащих свинцово-цинковые промышленные руды. В одном из горизонтов руды содержат серебро (78 г/т), марганец (12,9 %), железо (31 %), свинец (3 %) и цинк (4 %). Хотя многие рудные тела в районе являются гидротермокарстовыми, аналогия графитистых рудоносных карбонатных горизонтов с миргалимсайским типом оруденения сомнений не вызывает. Можно упомянуть также темный горизонт доломита на **Сарданинском** месторождении в нижней части карстово-карбонатной формации. Горизонт содержит фосфатно-кремнистые стяжения, пирит, свинец и цинк; изредка галенит и сфалерит заметны визуально.

**Выводы.** Приведенные данные позволяют подчеркнуть следующие основные особенности месторождений миргалимсайского типа.

1. В месторождениях отчетливо проявлены главные черты осадочно-диагенетического рудообразования (четкая пластовая форма, локальный стратиграфический контроль оруденения, слоистые текстуры руд, обогащенность рудоносного пласта органическим веществом, свидетельствующая о застойных условиях седиментации). Показательны идентичные декрепитационные характеристики вмещающих осадочных пород и руд [2].

2. Месторождения располагаются в зоне латерального замещения доломитовой и известняковой формаций и одновременно на участках изменения мощности карбонатных толщ.

3. В направлении к палеоподнятию увеличивается относительное содержание в рудах свинца и бария, а с приближением к подводящему каналу — меди и мышьяка.

4. Незначительное число обнаруженных промышленных объектов в широко развитых углеродисто-карбонатных формациях связано, во-первых, со сложностью диагностики тонкой сульфидной вкрапленности в черных карбонатных породах, вследствие чего многие месторождения могли быть пропущены при поисках, а во-вторых, — с эпигенетическими изменениями, переотложением сульфидов на различные расстояния от материнского слоя, с потерей характерного пластового облика.

5. Месторождения миргалимсайского и характеризуемого ниже барвинского типов пространственно и генетически тесно связаны, поэтому открытие одного из них служит признаком возможности обнаружения другого.

#### ГЛАВА 6

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ ВУЛКАНОГЕННО-ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО РЯДА (КАВКАЗСКИЙ ТИП)

К пластовым месторождениям, связанным с рядом вулкано-генно-терригенных флишевых и флишидных формаций, нередко называемых черносланцевыми, относятся в СССР Филизчайское медно-свинцово-цинковое, Кызыл-Деринское и Вавилонское медно-цинковые, Рассохинское свинцово-цинковое, Амурское цинковое, Саурейское барито-свинцовое, Успенское медное, из зарубежных — Капельяно, Санта-Люсия (Куба), Макартур (Австралия), Раммельсберг (ФРГ), Салливан, Энвилл (Канада), Кушк (Иран). Наиболее характерными представителями метаморфизованных месторождений этого типа являются Холоднинское (СССР), Маунт-Айза, Хилтон (Австралия). Вероятна принадлежность к этому типу также месторождений Бесси, Иимори, Одзу, Аmano, Сиратаки, Садзаре (Япония), Оутокумпу, Вуонос, Луйконлахти (Финляндия).

Дискуссия о происхождении месторождений в формациях вулканогенно-черносланцевого ряда, которая велась на протяжении многих десятилетий, в настоящее время завершилась в пользу гипотезы вулканогенно-осадочного генезиса, хотя многие важные детали, и в частности взаимоотношения во времени сернистых руд, с одной стороны, и полиметаллических — с другой, остаются спорными. В Горном Алтае известна группа сложных полиметаллических месторождений; в составе их руд существенная роль кроме меди, свинца и цинка принадлежит вольфраму, кобальту, никелю, висмуту (Каракульское, Караюкское, Куру-Узекское, Оленджуларское, Тошто-Узекское).

Помимо широко известных типичных стратифицированных перечисленных выше месторождений в черносланцевых формациях в различных регионах мира развиты сходные с ними месторождения, отличающиеся присутствием (иногда в значительном объеме) вулканогенных парагенераций как основного, так и кислого состава, представляющие как бы связующее звено между месторождениями уральского, алтайского и атасуйского типов. Часто их называют колчеданными, относя к тому или иному из перечисленных трех типов. Они, однако, обладают своеобразными чертами, и в первую очередь — отсутствием зависимости состава руд и рудоносных формаций, т. е. того признака, который так важен для месторождений уральского и алтайского типов; и в этом отношении и по общему составу рудоносных формаций такие месторождения значительно ближе стоят к месторождениям в терригенных или карбонатно-терригенных формациях, в одном ряду с которыми их и рекомендуется рассматривать.

Ниже приводится краткая характеристика типичных представителей месторождений, связанных с формациями вулканогенно-черносланцевого ряда.

**Филизчайское** медно-свинцово-цинковое месторождение находится в Белокано-Закатальском рудном районе Южного склона Большого Кавказа. Район изучали Ш. А. Азизбеков, А. П. Бирюков, А. С. Заболотный, Н. Н. Курбанов, М. А. Кашкай, Г. А. Твалчрелидзе. Особо следует отметить работы Д. Д. Мазанова [1963, 1969, 1971 гг.], который полиметаллические месторождения района впервые рассмотрел как седиментационно-диагенетически-катагенетические, т. е. в основе своей стратифицированные.

Рудоносная формация от верхнего плинсбахха (?) до аалена включительно, за пределами района залегающая на ниже-среднеплинсбахских (?) глинистых сланцах с конгломератом в основании, характеризуется общей трансгрессивной структурой, обусловленной расположением алеврито-песчаных многослоев внизу разреза и тонких флишевых алеврито-глинистых многослоев вверху. Наряду с тонкими и грубыми многослоями в разрезе выделяется до пяти крупных парагенераций мощностью по 500 м каждая с трансгрессивной структурой, обусловленной расположением глинисто-песчаных многослоев внизу и алеврито-

песчано-глинистых сверху парагенераций. К верхней, тонкообломочно-глинистой части пятой парагенерации (верхней аален) с содержанием  $C_{орг}$  до 5 % и приурочено Филизчайское месторождение.

Согласная с напластованием пород рудная залежь мощностью до 20 м, падающая на север под углами 30—75°, заключена между глинистыми сланцами и песчаниками байосской надрудной толщи и зоной прожилковой пирит-халькопиритовой минерализации во флишоидах подрудной пачки. В лежащем боку глинисто-сульфидного пласта преобладают крупнозернистые пирит-халькопиритовые руды, которые вверх по разрезу сменяются пирротин-пиритовыми, мелкозернистыми пиритовыми и, наконец, пирит-сфалерит-галенитовыми. Мощность зоны прожилковой кварц-пирит-халькопиритовой и кварц-пирротин-халькопиритовой минерализации в лежащем боку, продолжающейся и за пределы восточного фланга месторождения на 1000 м, достигает 20—65 м, местами до 90 м. Выделяются также пятнисто-вкрапленные руды между массивными рудами и подстилающими глинистыми сланцами; этот тип оруденения относится рядом исследователей к гидротермально-метасоматическому, однако типичные метасоматиты — кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, столь характерные для колчеданных месторождений, — здесь отсутствуют, что позволило Д. Д. Мазанову [1971 г.] отнести эти образования к тектоническим брекчиям (подобные же руды характерны и для Катехского месторождения).

Полосчатые руды сложены чередующимися слоями мощностью от долей миллиметра до 3 см. Отдельные слои представлены карбонатом, неизмененным углисто-глинистым сланцем, галенитом, сфалеритом или агрегатом галенит-сфалеритового, халькопирит-пиритового, пирит-галенит-сфалеритового, карбонатно-пиритового состава. В полосчатых рудах замечены следы оползания и пльчатости. В локальных зонах интенсивных тектонических напряжений прослойки углисто-глинистых сланцев будинированы и имеют вид седиментационных обломков или реликтов от замещения сульфидами горизонта осадочных пород.

Массивные руды медно-пирротинового состава занимают пологосекущее положение относительно главной пирит-полиметаллической залежи и относятся к гидротермально-метаморфическим образованиям; они окружены ореолом мушкетовит-магнетит-биотит-актинолитовой минерализации. Главными минералами массивных и полосчатых руд являются пирит (60—95 %), галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, сидерит, кальцит, анкерит; второстепенными — магнетит, арсенопирит, бурнонит; редкими — эмплектит, вольфсбергит, джемсонит, буланжерит, геокронит, гессит, дискразит, козалит, самородные серебро, висмут и золото, гудмундит, теллурависмутит, петцит, борнит, сильванит, висмутин [Злотник-Хоткевич А. Г., 1969 г.].

Для седиментационно-диагенетических руд характерны метакolloидные агрегаты пирита с тонкой концентрической зональ-

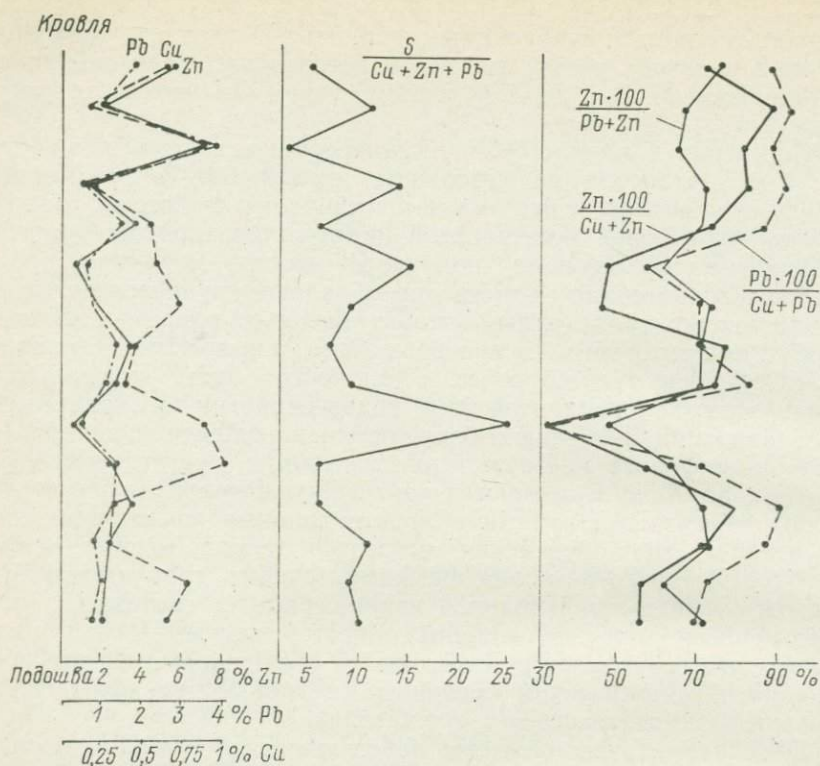


Рис. 11. Диаграммы изменчивости геохимических параметров по мощности рудной залежи Филизчайского месторождения.

ностью, пиритовые и пирит-сфалеритовые агрегаты и метакристы радиально-лучистого и концентрически-зонального строения, в которых принимает участие и карбонат. Иногда сохраняются глобулы и колонии глобулей пирита с размером индивидов 0,05—0,08 мм. Отмечены ситовидные агрегаты сфалерита и галенита с размером зерен в сотые и тысячные доли миллиметра. При перекристаллизации образуются тонкозернистые руды с размером индивидов от 0,01 до 0,05 мм, с реликтами метакolloидных структур в виде радиальных или полигональных трещин синерезиса.

Минерально-геохимическая зональность изучалась нами по руч. Филизчай, где рудное тело хорошо обнажено и практически не окислено (рис. 11). Содержание свинца и цинка по мощности залежи массивных руд меняется синхронно, а содержание меди по отношению к ним — противоположно, за исключением верхней части залежи. В целом к кровле падает содержание меди и увеличивается — свинца и цинка. Отношение содержания в пробах серы к сумме меди, свинца и цинка характеризуется тенденцией к уменьшению от подошвы к кровле.

Прослеживается тенденция к периодическому увеличению снизу вверх отношения  $Pb \cdot 100 / (Cu + Pb)$  и  $Zn \cdot 100 / (Cu + Zn)$ , на ее фоне проявлены три зональные серии второго порядка. Рассмотренные особенности минерально-геохимической зональности наряду со структурно-текстурными особенностями руд и строго согласным залеганием рудного тела с напластованием вмещающих пород позволяют отнести Филлизчайское месторождение к типичным стратифицированным.

**Амурское** свинцово-цинковое месторождение на Южном Урале, по данным А. Д. Штейнберга [1977 г.], приурочено к верхам терригенно-карбонатной толщи среднего-верхнего (?) девона, относящейся к флишовой черносланцевой формации. Сульфидная минерализация располагается в углисто-глинистых, углисто-глинисто-кремнистых и карбонатно-глинистых сланцах вверху разреза рудоносной толщи, строго согласно с напластованием пород. Черносланцевая толща полого ( $15 - 30^\circ$ ) падает на запад, под толщу осадочно-вулканогенных пород, относящихся к терригенно-туфолаковой андезито-базальтовой формации. По латерали сланцы фациально замещаются слоистыми, массивными и обломочными биостромными известняками и доломитами, местами также содержащими сульфидные залежи. Основное оруденение представлено вкрапленными и вкрапленно-полосчатыми типами, переходящими в массивно-полосчатый, до массивного. Мощность сфалерит-пиритовых залежей варьирует от 1 до 20—25 м, содержание цинка — от долей процента до 20 %, в среднем 3—4 %. Местами отмечается повышенное содержание свинца (до 1 %) и бария.

Минерально-геохимическая зональность изучена нами по ряду скважин. По скв. 7 выявлено периодическое распределение отношений  $Zn \cdot 100 / (Zn + Pb)$ , с общей тенденцией к повышению цинковистости руд к кровле. По скв. 11 более отчетливо выражена тенденция повышения свинцовистости руд к кровле и параллельно повышению отношения  $S \cdot 100 / (S + Zn)$ . Приведенные признаки, в том числе проявление обратной минерально-геохимической зональности, периодическое распределение свинца, цинка и серы, ярусность в размещении залежей, строгий локальный стратиграфический контроль оруденения и отсутствие зон подрудных метасоматитов, позволяют считать Амурское месторождение типичным стратифицированным, слабо дислоцированным.

**Холоднинское** свинцово-цинковое месторождение в Северном Прибайкалье охарактеризовано по материалам Э. Г. Дистанова и др. [13], Г. В. Ручкина и др. [1973, 1979 гг.], П. Ч. Шобогорова и др. [1971 г.], В. П. Бушуева [13]. В рудоносной черносланцевой формации раннерифейского возраста преобладает тонкий терригенный материал с большим количеством углеродистого графитизированного вещества, внизу разреза существенна роль кварцито-видных песчаников и кварцитов, вверх и в северо-восточном направлении увеличивается количество карбонатных пород. Отмечаются прослои туффилов и зеленокаменно-измененных андези-

тов (?). Мощность рудоносной толщи вследствие сложноскладчатого строения определяется ориентировочно в 2—2,5 км. Подстилает ее терригенно-туфолавовая формация, перекрывает — терригенно-карбонатная формация.

Основные рудные зоны представляют собой согласные с напластованием вмещающих пород системы залежей мощностью от единиц до нескольких десятков метров; наиболее крупные являются многоярусными, состоящими из серии сближенных рудных тел, разделенных пачками слабоминерализованных пород. Общая пластовая форма залежей усложнена мелкими складками и пострудными смещениями. Рудоносная формация метаморфизована до амфиболитовой фации, а вдоль узких зон — до гранулитовой фации. Несмотря на метаморфизм, на месторождении сохранились реликты седиментационно-диагенетических руд реликтово-слоистого сложения кварцево-сульфидного состава. Развиты они в известковистых графитизированных алевропелитах, переслаивающихся с порфиробластическими породами.

Залежи образованы частым переслаиванием (от десятков миллиметров до нескольких метров) богатых сульфидных, кварцево-сульфидных и графитисто-кремнистых сульфидизированных пород. Главными минералами руд являются пирит, сфалерит, галенит и пирротин; халькопирит встречается повсеместно в небольшом количестве. Второстепенными служат блеклые руды, арсенопирит, леллингит, сульфосоли свинца (бурнонит и буланжерит); редкими — самородное золото и некоторые другие. В черных графитистых кварцитах сохранились тонкодисперсные глобулярные выделения, мономинеральные или сложные, состоящие из сфалерита с галенитом, галенита с пиритом, халькопирита с пирротином. Глобулы сульфидов нередко облекаются чешуйками графита.

В основной массе руды метаморфизованы на тех же ступенях, что и вмещающие породы, без значительных минерально-геохимических изменений и регенерации, но с существенными преобразованиями первичных структур и менее значительными — текстур. В участках интенсивных деформаций и тектонического расщепления руды хотя и сохраняют первичное слоистое строение, но приобретают полосчатый или массивный облик. Полностью перекристаллизованные слоистые руды имеют кристаллически-зернистую структуру. В зонах брекчирования распространены гнезда и прожилки пирротина и халькопирита; нередко эти сульфиды совместно с доломитом, кварцем и баритом образуют зоны штокверкового типа и жилы. Приведенные характеристики позволяют отнести Холоднинское месторождение к типу стратифицированных, метаморфизованных.

Свинцово-цинковое месторождение **Макартур** на севере Австралии [84] являет собой пример типичного стратифицированного месторождения, которое, несмотря на раннерифейский возраст (1400—1600 млн. лет), слабо метаморфизовано и сохранило важнейшие доскладчатые особенности строения и состава. Открытое в 1955 г., оно произвело настолько сильное влияние на пред-

ставления о генезисе австралийских месторождений, что его название было присвоено целому типу (Makartur-type) в одном ранге с типом куроко.

Рудоносная толща мощностью 90—500 м сложена ритмично чередующимися черными и темно-серыми пиритоносными тонкослоистыми доломитами, известковистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями туффитов и осадочных брекчий; содержит редкие обломки изверженных пород и по простиранию переходит в турбидиты и доломитовые песчаники. По составу формация может быть названа карбонатно-терригенной флишоидной. По простиранию, в восточном направлении, она фациально замещается карстово-доломитовой рифовой формацией (брекчиевидные и массивные строматолитовые известняки с прослоями известковистых сланцев), на запад — уменьшается в мощности вплоть до выклинивания.

Рудоносная пачка имеет мощность на западе 55 м, на востоке — до 230 м. Семь рудных тел расположены друг над другом ярусно. Мощность каждого (1—3 м) также увеличивается к востоку. Рудные тела (минерализованные сланцы) приурочены к верхней части седиментационных ритмов. Промежуточные слои между нижними рудными телами сложены битуминозным доломитовым сланцем с нодулями пирита, сфалерита, галенита. Между верхними рудными телами расположены доларениты и брекчии с тонкозернистым сфалеритом, галенитом, небольшим количеством халькопирита, марказита и арсенопирита.

Седиментационные ритмы средней мощностью 5—8 м (до 20 м) соответствуют минерально-геохимическим зональным сериям (снизу вверх): от пирита с халькопиритом и сфалеритом до сфалерита, галенита, борнита и халькозина. Структура рудной пачки в целом регрессивная, обусловленная преобладанием брекчий и доломитовых песчаников в основании верхних ритмов. С регрессивной структурой коррелируется повышение вверх по разрезу пачки отношения  $Pb/Zn$  от 0,35 до 0,6 при среднем 0,464. По указанному отношению общая зональная серия распадается на две серии второго порядка. От рудного тела № 2 до № 4 отношение  $Pb/Zn$  растет (0,35—0,42—0,52), затем скачкообразно падает до 0,38 в теле № 5 и далее вновь возрастает (0,38—0,45—0,64—0,6). Внутри седиментационных ритмов закономерность та же: в нижнем члене отношение  $Pb/Zn$ , как правило, меньше, чем в верхнем. Таким образом, на месторождении выражена минерально-геохимическая зональность трех порядков, полностью скоррелированная с осадочной ритмичностью тех же порядков, что является характерным признаком стратифицированных месторождений. Запасы месторождения — 200 млн. т руды на площади 1,5 км<sup>2</sup> при содержании 10 % цинка, 4 % свинца и 0,2 % меди [84].

Медно-цинковое месторождение **Маунт-Айза** в Австралии и расположенное в 20 км от него свинцово-цинковое месторождение **Хилтон** сходны с месторождением Макартур; они приурочены к тому же стратиграфическому уровню, но отличаются более

сильным метаморфизмом. 14 рудных тел на месторождении Маунт-Айза расположены в толще туфогенных доломитистых сланцев и алевролитов мощностью 1100 м, содержат 100 млн. т руды с 7,8 % свинца, 6 % цинка, 3 % меди и 130 г/т серебра. Семь рудных тел месторождения Хилтон в 300-метровом интервале разреза содержат 35 млн. т руды с 7,7 % свинца, 9,6 % цинка, 180 г/т серебра.

Цинково-свинцовое месторождение **Салливан** (Канада), по К. Свансону, Д. Сангстеру и др. [84], приурочено к докембрийской флишеидной толще мощностью около 4,5 км. Изученная рудоносная часть формации представлена грубым флишем с конгломерато-брекчиями аргиллитов, кварцитами и алевролитами в нижней части парагенераций мощностью 5—30 м. Вверх по разрезу общая зернистость пород снижается и формация приобретает вид тонкослоистого алевро-аргиллитового флиша с редкими прослоями кварцитов и песчаников.

Руды слоисто-полосчатые, основное пирит-пирротин-галенитовое оруденение приурочено к аргиллитам верхней части парагенераций; в алевролитах минерализация преимущественно пирротиновая. Намечается и общая тенденция расположения пирротиновых руд в нижней части разреза, а галенит-сфалеритовых — в верхней. Максимальная мощность залежи 90 м. Основными минералами руд являются галенит, сфалерит, пирротин, пирит, второстепенными — халькопирит и арсенопирит, местами — буланжерит, магнетит, касситерит. Содержание в рудах свинца 8,3 %, цинка 6,5 %, серебра 80,9 г/т; запасы свинца 3,45 млн. т, цинка 2,74 млн. т.

**Выводы.** Приведенные данные по стратифицированным месторождениям в формациях вулканогенно-черносланцевого ряда позволяют подчеркнуть следующие их основные особенности.

1. Отношения содержаний и запасов меди, свинца и цинка варьируют в широких пределах; по существу, выделенные в табл. 2 подтипы кавказского типа необходимо рассматривать как разновидности в «изоморфных» рядах, промежуточными членами которых являются филизчайский, рассохинский и кзылдеринский, а конечными — успенский, амурский и саурейский подтипы.

2. Явно влияние состава и структуры рудоносных формаций на геохимическую специализацию месторождений пока что не установлено. Тем не менее в первом приближении с использованием ряда региональных факторов можно оценивать возможный состав руд в каждом конкретном регионе, что и оправдывает выделение столь дробных градаций, в данном случае по отраслевому и геохимическому признакам.

3. Месторождения как по типам рудоносных формаций, так и по вещественному составу руд близки полиметаллическим месторождениям алтайского типа, но не обнаруживают столь отчетливой связи с вулканизмом и в большинстве случаев лишены признаков интенсивной подрудной проработки вмещающих пород.

4. Характерной чертой рассматриваемого типа месторождений является приуроченность наиболее крупных из них к верхней части продуктивных формаций или к зоне постепенного перехода трансгрессивной части в регрессивную. Наименее благоприятен случай резкого перекрытия трансгрессивной парагенерации грубо-обломочной частью следующей в разрезе парагенерации, что сопровождается размывом наиболее продуктивной зоны.

5. Месторождения по степени дислоцированности можно подразделить на следующие группы:

— недислоцированные, горизонтально- или пологолежащие (Макартур, Амурское);

— наклоненные или смятые в простые крупные складки (Холоднинское, Маунт-Айза, Успенское, Белла);

— сложноскладчатые (Саурейское, Каракульское, Рассохинское, Вавилонское).

#### ГЛАВА 7

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФОРМАЦИЯХ ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОГО РЯДА

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИСТЫХ СЛАНЦЕВ (МАНСФЕЛЬДСКИЙ ТИП)

В ряду вулканогенно-карбонатно-терригенных пестроцветных формаций особо следует выделить верхнепермскую формацию, заключающую медные месторождения Западной Европы — Мансфельд, Зангерхаузен, Любин-Серошовице [Кауч Е., 1964 г.; Осика Р., 1968 г., и др.]. Рудоносная формация располагается между подстилающей молассовой и перекрывающей галопелитовой формациями и характеризуется трансгрессивной структурой, обусловленной сменой снизу вверх по разрезу песчаников и глин (сланцев) черными углеродистыми сланцами, мергелями и далее известняками и доломитами. Указанной последовательности пород в разрезе соответствует смена медных (халькозин-борнитовых) руд свинцово-цинковой и далее цинковой минерализацией. Таким образом, минерально-геохимическая зональность отчетливо обратная по сравнению с зональностью в колчеданных месторождениях. По этому главному, а также по другим, менее однозначным, признакам месторождения относятся к типу стратифицированных. Собственно медистые сланцы являются хотя и практически важным, но по объему далеко не самым распространенным элементом песчано-глинисто-карбонатной формации, в данном случае представленной одним единственным терригенно-карбонатным ритмом.

Характерно, что рудоносная формация залегает в краевых зонах прогибов, под мощной соленосной толщей, в отличие от медистых песчаников приуральского подтипа, располагающихся над соленосными отложениями. Такая тенденция в структуре ком-

плекса обуславливает значительную выдержанность оруденения в месторождениях мансфельдского типа.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Под «медистыми песчаниками» обычно понимается большая группа рудоносных, преимущественно терригенных, нередко пестроцветных формаций, занимающих различные положения в разрезах и тектонических структурах. Ю. В. Богдановым и Э. И. Кутыревым [1970 г.] обосновано выделение среди медистых песчаников двух основных формационных подтипов: джезказганского и приуральского, различающихся рядом структурно-вещественных особенностей и продуктивностью. Третий подтип месторождений — в молассоидной терригенной формации — выделен Э. И. Кутыревым [1977 г.] под названием «мехернинский подтип». Открытие Курпанджинского месторождения в Якутии и его детальное исследование позволяют считать это месторождение голотипом объектов четвертого подтипа медистых песчаников, связанных с вулканогенно-молассоидной пестроцветной формацией.

### МЕДНЫЕ (СО СВИНЦОМ И ЦИНКОМ ИЛИ КОБАЛЬТОМ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ТЕРРИГЕННОЙ ФЛИШОИДНОЙ ФОРМАЦИИ (ДЖЕЗКАЗГАНСКИЙ ПОДТИП)

К этому подтипу в СССР относятся два месторождения медистых песчаников: Удоканское и Джезказганское. Из зарубежных их аналогами служат Уайт-Пайн (США), медные месторождения Центральной Африки и ряд других.

**Удоканское** медное месторождение является типичным представителем месторождений медистых песчаников. Расположено оно в северо-восточной части Олёкмо-Витимской горной страны и приурочено к отложениям нижнего протерозоя. Сохранившиеся первичные текстурные и структурные особенности осадков при хорошей обнаженности способствовали детальному изучению строения меденосной толщи и реконструкции условий ее формирования [45].

Разрез в целом характеризуется широким развитием песчаных пород внизу, алевролитов и аргиллитов вверху. По преобладанию псаммитовых и алевроито-глинистых пород выделяется два основных стратиграфических подразделения — сакуканская и намингинская свиты. Нижняя — сакуканская — свита подразделяется на две подсвиты. Нижнесакуканская подсвита, в которой отсутствуют сколько-нибудь значительные проявления медной минерализации, по составу и особенностям строения может быть отнесена к типичной песчаной молассе с неотчетливой внутренней ритмичной структурой, обусловленной незакономерным чередованием в разрезе преобладающих песчаников (с различными типами косослоистых текстур) и резко подчиненных им маломощных пластов алевролитов, реже аргиллитов. Верхняя подсвита сакуканской

свиты имеет постепенные переходы как к нижней подсвете, так и к перекрывающей намингинской свите. В составе подсветы выделяется три формации со сложными, взаимопроникающими границами.

Элементами рудоносной флишоидной формации служат косо-слоистые мелкозернистые, реже среднезернистые полевошпатово-кварцевые песчаники, магнетитсодержащие косо-слоистые мелкозернистые хорошо сортированные полевошпатово-кварцевые, иногда кварцево-полевошпатовые песчаники (содержат около  $\frac{1}{3}$  богатых руд месторождения преимущественно халькозинового и халькозин-борнитового состава), песчано-аргиллитовые конгломерато-брекчии (с ними связано около  $\frac{1}{4}$  рудных тел халькозин-борнитового и борнит-халькопиритового состава), алевролитопесчаники, ритмичные алевролитопесчаники (наиболее характерный тип руд в породах этого вида — пирит-халькопиритовый, реже борнит-халькопиритовый). Перечисленные главнейшие виды пород образуют ритмы мощностью от 5 до 40 м (в среднем 15 м) регрессивной структуры, обусловленной сменой вверх по разрезу грубо-обломочных пород тонкообломочными с трещинами усыхания и знаками ряби. Латеральная минеральная зональность на Удоканском месторождении тесно связана с зональностью в расположении ритмов и осложняется из-за специфической формы поперечного сечения тела, относящегося к рудоносной формации. Мощность рудоносной формации меняется от 0 до 400 м, количество ритмов на Центральном участке достигает 20.

Отложения, относящиеся к песчаной молассе, описаны в литературе как «баровые песчаники» [Кутырев Э. И., Богданов Ю. В., 1966 г.]. С юга, запада и востока они окаймляют линзы меденосной флишоидной формации и являются характерными ее спутниками (рис. 12). Типичными элементами рассматриваемой формации являются алевролитопесчаники, сложенные на 90 % песчаниковыми слоями, остальная часть представлена слоями алевролитового состава. В краевой зоне тел данной формации, примыкающей к телу флишоидной формации, на отдельных участках в южном крыле синклинали наблюдается вкрапленность борнита и халькопирита. Поскольку песчаная моласса легко выделяется в разрезах, с ее помощью достаточно четко определяется и форма южного края тела, относящегося к меденосной формации.

С южной и западной сторон к телу песчаной молассы примыкают широко распространенные образования, относящиеся к алевритопесчаной молассе. Ее элементами служат косо-слоистые мелко- и среднезернистые песчаники с единичной галькой метаморфических и изверженных пород, косо-слоистые и горизонтально-слоистые полевошпатово-кварцевые и магнетит-гематитовые песчаники, реже алевропсаммиты и алевролиты. Породы образуют нечетко выраженные ритмы мощностью до 2—3 м, в которых резко преобладают монотонные косо-слоистые песчаники. Тела, относящиеся к рассмотренной формации, слагают нижнюю подсвету сакуканской свиты, подрудную пачку верхней подсветы и, как отме-

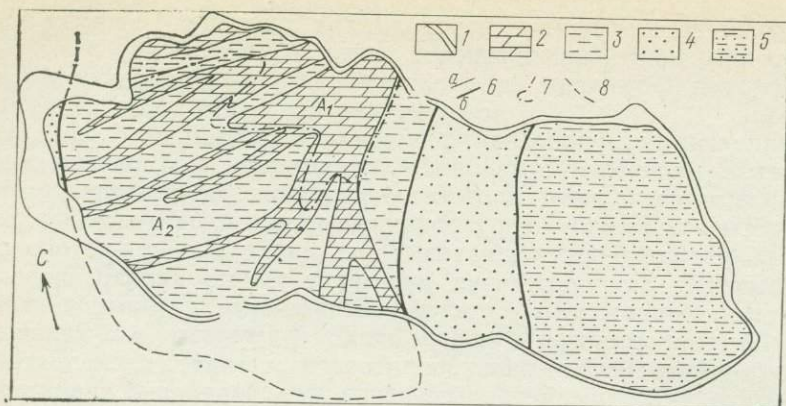


Рис. 12. Фациально-формационная схема района Намингинской брахисинклинали (время осадконакопления низов горизонта б верхней подсвиты сакуканской свиты).

1 — выход горизонта на поверхность; 2—5 — формации: 2, 3 — рудоносная флишоидная (2 — парагенерация конгломерато-брекчий и косослоистых песчаников подводно- и наземно-русловых протоков, прирусловых валов и кос с борнит-халькозинным оруденением; 3 — парагенерация косослоистых, волнисто-косослоистых, волнисто-слоистых и горизонтально-слоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников дельтовых шлейфов в лагунной акватории с пирит-халькопиритовым оруденением), 4 — песчаная молассовая (фация баров, кос), 5 — алевроит-песчаная молассовая (отложения вдольбереговых течений и зоны волнения морского бассейна); б — границы формаций (а) и парагенераций (б); 7 — граница развития преимущественно борнит-халькозинных (зона А<sub>1</sub>) и пирит-халькопиритовых (зона А<sub>2</sub>) руд; 8 — интерполированная граница баров с подводно-дельтовыми отложениями.

чалось, по латерали замещаются песчаной молассой, которая переходит в рудоносную формацию.

По пространственному взаимоотношению фаций и формаций на отдельных хронологических срезах можно видеть, что сульфидная минерализация не распространяется за пределы флишоидной формации и ограничивается с юга, востока, а для некоторых пачек и с запада поясами развития песчаной молассы (бары, косы). Хотя со временем рудные тела «мигрируют», для ряда пачек их пространственное расположение является унаследованным; это и обуславливает формирование на некоторых участках рудных залежей, по мощности соответствующих двум-трем пачкам.

Можно подчеркнуть следующие основные особенности Удоканского месторождения: а) рудоносной на месторождении является ритмичная флишоидная формация с общей регрессивной структурой; по латерали она резко переходит в песчаную молассу, которая в свою очередь сменяется слаборитмичной алевролитопесчаной молассой; б) мощность рудных тел прямо коррелируется с мощностью рудоносных ритмов — парагенераций; в) вертикальной смене типов пород в парагенерациях соответствует и смена типов руд — от пирит-халькопиритовых к халькозин-борнитовым, что является важнейшим признаком стратифицированного месторождения; г) общая вертикальная зональность на Удоканском месторождении обусловлена пространственным взаиморасположением

парагенераций безрудных и рудоносных, содержащих преимущественно халькозин-борнитовые или пирит-халькопиритовые руды; различные варианты их соотношений определяют проявление общей прямой зональности (пирит → халькопирит → борнит → халькозин) на Центральном участке, обратной или симметричной — на других участках.

**Джезказганское** свинцово-цинково-медное месторождение охарактеризовано по материалам Ю. В. Богданова, В. П. Феоктистова [72], Л. Ф. Наркелюна [50], В. Д. Шутова [1963 г.]. Основной рудоносной формацией является ритмичная пестроцветная песчано-алевролитоглинистая флишоидная формация и частично сменяющая ее по латерали пестроцветная моласса («фация» баров, кос). Основные рудные тела тяготеют к зоне указанной латеральной смены.

Рудоносная формация сложена сероцветными (с прослоями красноцветных) песчаниками и конгломерато-брекчиями — отложениями подводно- и наземно-русловых протоков, прирусловых кос и валов, песчано-алевролитовыми отложениями озер, заливно-лагунного мелководья, зон волнений и спокойной седиментации. Ширина отдельных полос развития формации составляет 5—7 км. Для формации характерно проявление ритмичности разных порядков. Наиболее четко выражены и выдержаны по площади ритмы мощностью от 20 до 60 м, сложенные чередующимися конгломерато-брекчиями, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Снизу вверх по разрезу ритмов количество слоев разного состава уменьшается в перечисленной последовательности. В верхних горизонтах рудоносной толщи отложения рассмотренного типа локализируются только в пределах Джезказганского рудного поля, а на остальной части территории они замещаются красноцветной непродуктивной формацией. В нижних горизонтах в западном направлении, а в верхних — в южном рудоносная пестроцветная формация фациально замещается пестроцветной песчаной молассой, сложенной неритмичными, монотонными косослоистыми песчаниками баров и кос, образующих характерные тела мощностью до 20 м.

Если на Удокане латеральная минерально-геохимическая зональность обусловлена сменой халькозин-борнитовых руд халькопирит-пиритовыми в направлении от флишоидов к песчаной молассе, то на Джезказгане соотношение указанных векторов изменчивости обратное и, кроме того, полный зональный ряд включает (кроме минералов меди) галенит и сфалерит, зона которых располагается между халькозин-борнитовой и халькопирит-пиритовой, с переходными разностями к той и другой (рис. 13).

Показательно, что ближайшей к Кенгирскому палеоподнятию на Джезказганском месторождении является зона халькопирит-пиритовых руд. Следующей, окаймляющей ее, служит зона комплексных медно-свинцово-цинковых руд и внешней — зона высокомедистых, малосернистых минералов. Подобная же зональность в общем характерна и для алтайского типа полиметаллических ме-

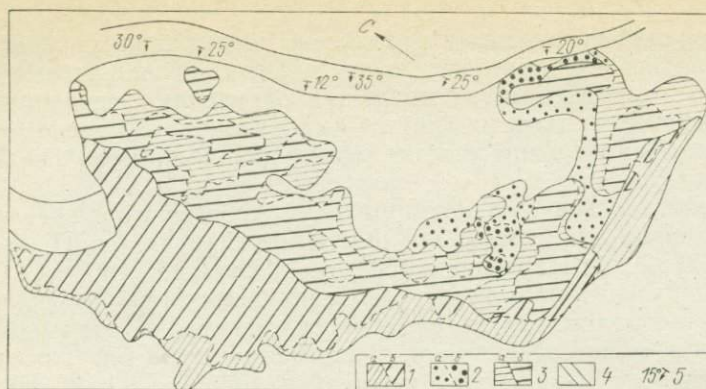


Рис. 13. Схема минеральной зональности в четвертой и пятой пачках златоустовского горизонта Джезказганского месторождения (по Ю. В. Богданову и др. [1973 г.], с упрощением).

1 — халькозин, нередко с борнитом; 2 — халькопирит с пиритом, реже пирит с халькопиритом; 3 — галенит, реже сфалерит в ассоциации с пиритом (вкрапленность: а — убогая, б — богатая); 4 — выходы рудоносного горизонта на земную поверхность; 5 — элементы залегания пород.

сторождений. Но если в алтайском типе халькозин-борнитовая зона практически никогда не располагается ниже халькопирит-пиритовой, то в джезказганском это обычное явление. И в этом заключается важнейшее структурное, органическое различие указанных типов месторождений.

В Удокане каждая вышележащая минеральная зона как бы «накатывается» на своего нижележащего аналога в силу регрессивности разреза и расположения халькозиновой зоны в тылу латеральной зональной серии; это обуславливает вертикальную зональность типа пирит → халькопирит → борнит → халькозин. В Джезказганском месторождении каждая вышележащая зона, наоборот, как бы «перекачивается» через своего нижележащего аналога, и в силу расположения халькозиновой зоны по фронту зональной серии в вертикальном сечении в масштабе отдельных участков наблюдается зональность халькозин, борнит → галенит; галенит, сфалерит → халькопирит → пирит; халькозин, борнит → халькопирит → пирит. Эти же ряды характерны и для вертикальных сечений общей зональной серии в масштабе рудоносной формации. Однако в связи с усложнением формы минеральных зон в плане, изменением их ориентировки с северо-западной в нижних горизонтах на субширотную в верхних горизонтах при валовом преобладании халькозин-борнитовых руд в верхних трех горизонтах джезказганской свиты в некоторых сечениях наблюдается и прямая зональность, близкая к удоканской.

Отсюда следует, что в масштабе рудоносной формации в целом могут быть выделены «удоканский» (прямой) и «джезказганский» (обратный) типы латеральной и вертикальной зональности. В то

же время внутри каждой парагенерации (ритма) вертикальная зональность, как правило, нормальная (снизу вверх): пирит → халькопирит → сфалерит → галенит → борнит → халькозин.

Медное месторождение **Уайт-Пайн** расположено на южном берегу оз. Верхнее (США, Мичиган). По данным К. О. Энсайна и др. [63], примерно за 100 лет на месторождении добыто 0,5 млн. т меди со средним содержанием в рудах 1,2 %. Современная добыча составляет 55 тыс. т в год — 5 % от общей добычи меди в США. Запасы меди на площади около 50 км<sup>2</sup> равны 5,5 млн. т. В отличие от европейских медистых сланцев перми, докембрийские медистые сланцы Уайт-Пайн практически не содержат промышленных концентраций цинка и свинца. Эта геохимическая особенность увязывается и с особенностями разреза пестроцветной формации Нонсач, которая относится к регрессивному типу, в отличие от трансгрессивного разреза в Европе.

Докембрийские рудоносные сланцы Нонсач (пестроцветная песчано-глинистая флишоидная формация мощностью 150—210 м) залегают на конгломератах Коппер-Харбор (105—1800 м) и перекрываются песчаной формацией Фреда (около 3600 м). Вся толща пестроцветная. Общий разрез рудоносного комплекса — центростремительный. Рудоносные пласты месторождения Уайт-Пайн сосредоточены в двух нижних многослойх базальной пачки мощностью 18 м толщи Нонсач.

Основные рудные минералы — самородная медь, халькозин, борнит, халькопирит, пирит — образуют вертикальный ряд снизу вверх в порядке перечисления. Хотя на месторождении и развита вертикальная минеральная зональность, увязать ее с ритмичностью формации не представляется возможным, что свидетельствует об эпигенетическом происхождении зональности. Пирит вообще характерен для сланцев, и геологи, изучавшие месторождение, выделяют медную и пиритовую зону, не придавая им стратиграфического значения, ибо верхняя поверхность медной зоны полого пересекает слоистость.

Медные (с кобальтом, ураном, иногда с цинком) месторождения Африки в целом и одного из главных рудных районов — Замбии — характеризуются определенными чертами сходства с месторождениями СССР и США, но и отличаются рядом особенностей, охарактеризованных по данным Ф. Мендельсона [84].

Структура рудных районов **Замбии** обусловлена сочетанием куполовидных конседиментационных поднятий и прогибов, а также крупных складчатых форм. Собственно меденосная флишоидная формация мощностью до 220 м характеризуется отчетливым ритмическим строением. В ее составе выявляются ритмы-парагенерации мощностью до 20 м каждая, с регрессивной или центростремительной структурой. Регрессивная структура обусловлена сменой снизу вверх аргиллитов, доломитов или доломитовых алевролитов сланцами, кварцитами, аркозами с прослоями и линзами крупнозернистых песчаников вверх (Муфулира). В случае центростремительной структуры (Конкола, Мусоши, Роан Антелоп)

относительно грубозернистые терригенные породы располагаются внизу иверху парагенераций.

Меденосная карбонатно-терригенная флишоидная формация характеризуется регрессивной или слабо выраженной центростремительной структурой. Ее разрез начинается песчанистыми алевролитами, сменяющимися алевролитами с прослоями доломитов, иногда — аргиллитами (ось симметрии структуры), далее вверх по разрезу в парагенерациях увеличивается количество песчаников. Важнейшей особенностью меденосной толщи в целом служит ее центростремительная структура, обусловленная расположением конгломерато-песчаной молассы внизу, песчаной молассы —верху и рудоносной карбонатно-терригенной флишоидной формации — в средней части разреза.

Наиболее распространенными сульфидами руд в порядке убывания служат борнит, халькозин и халькопирит; главная примесь — кобальт (до 0,25 %) в форме карролита. Медное оруденение сосредоточено главным образом в нижней части разреза рудоносной формации, в пачке мощностью от первых метров до первых десятков метров. На отдельных рудниках ее мощность составляет: Конкола и Мусоши — 9 м, Чамбиши — 39 м, Нкана — 24 м, Чибулума — 23 м, Муфулира — 50 м, а в среднем 5—10 м. Эти различия связаны с тем, что промышленная минерализация развита в разном числе парагенераций — от одной до трех.

С типом структуры парагенераций обычно связан и тип вертикальной минерально-геохимической зональности; в регрессивных парагенерациях снизу вверх наблюдается ряд халькопирит → борнит → халькозин; в центростремительных парагенерациях зональность симметричная. Латеральная зональность выражается в смене халькозиновой зоны борнитовой, борнитовой зоны — халькопиритовой по направлению вглубь бассейна, параллельно с фациальным замещением рудоносных аркозов алевролитами и последних — углистыми сланцами. Основные рудные тела месторождений располагаются среди сланцев (60 % запасов) и аркозов (40 %). Таким образом, в рассмотренных медистых песчаниках наблюдается отчетливая связь рудных зональных серий с определенными структурными типами парагенераций, что является важнейшим признаком стратифицированных месторождений.

#### МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ТЕРРИГЕННОЙ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ (ПРИУРАЛЬСКИЙ ПОДТИП)

В Предуральском прогибе, по данным Ю. А. Нечаева [52], рудоносными служат карбонатно-терригенные отложения, главным образом шемшинского горизонта уфимского яруса, представленного загипсованными конгломерато-песчано-глинистыми породами с прослоями известняков; песчано-алевролитоглинистые нижнеказанские породы и известняково-терригенные отложения татарского яруса. В шемшинском горизонте 40 % рудопроявлений связаны с песчаниками, 25 % — с гравелитами и конгломератами,

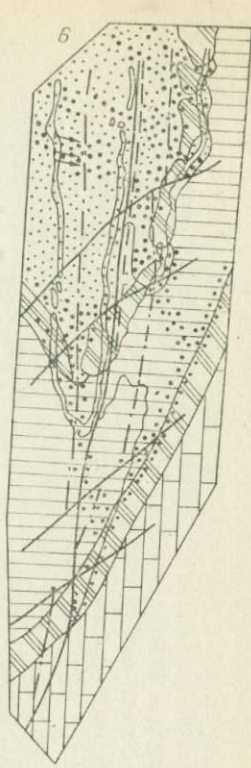
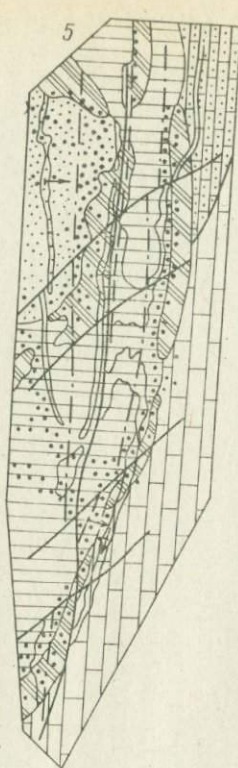
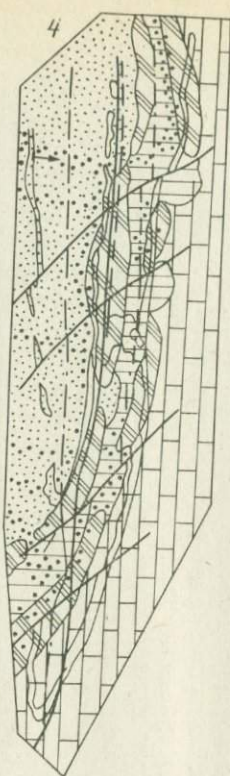
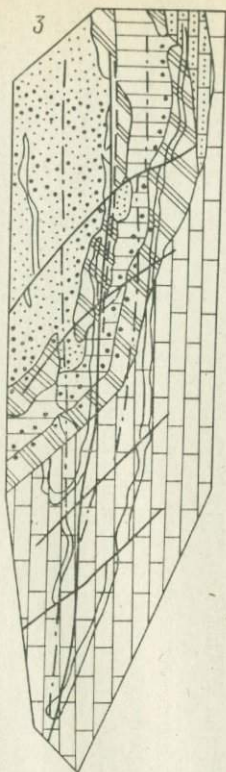
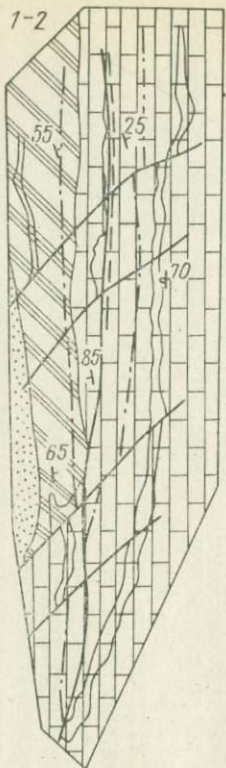
20 % — с известняками и 15 % — с глинистыми породами. В рудоносной части разреза обобщенно можно выделить три регрессивных ритма второго порядка, соответствующих уфимскому, казанскому и татарскому ярусам. Снизу вверх в составе каждого ритма мощностью 100—500 м наблюдается смена пестроцветных глинисто-карбонатных отложений алеврито-песчаными красноцветными. При этом медное оруденение в прибрежно-морских и дельтово-аллювиальных образованиях сменяется минерализацией в озерно-аллювиальных алеврито-песчаных или алеврито-галечно-песчаных парагенерациях.

В нижнем ритме (уфимский ярус) в его верхней части преобладают медепроявления в озерно-аллювиальных отложениях на Березниковской, Южно-Пермской и Белебеевской площадях. В нижней, трансгрессивной, части среднего ритма (казанский ярус) сконцентрировано медное оруденение в прибрежно-морских отложениях на Белебеевской, Мелеузско-Салмышской, Альметьевской, Федоровско-Стерлибашевской и Привятской площадях, в верхней части этого ритма в озерно-аллювиальных отложениях — на Альметьевской и Федоровско-Стерлибашевской площадях, а на западе, в Вятско-Камском районе, — в карбонатно-глинисто-алевритовых прибрежно-морских образованиях. В третьем ритме (татарский ярус) преобладают средне-крупнозернистые песчаники, граувакки, внутрiformационные конгломераты с прослоями аргиллитов и алевролитов, и в соответствии с этим основным типом является медное (нередко со свинцом и цинком) оруденение в озерно-аллювиальных отложениях. Общая направленность смены парагенераций меденосной части разреза верхней перми — регрессивная.

#### МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-МОЛАССОИДНОЙ ФОРМАЦИИ (КУРПАНДЖИНСКИЙ ПОДТИП)

Медепроявления в молассоидных терригенных и вулканогенно-терригенных формациях ранее [38] выделялись в минусинский подтип — по названию характерного района развития минерализации, не имеющей, однако, промышленного значения. В 1975—1976 гг. в Сетте-Дабане (Якутия) в аналогичной формации открыто Курпанджинское месторождение с медной минерализацией, близкой к промышленной. Указанное месторождение и предлагается считать голотипом рудных образований в молассоидной пестроцветной формации. Его краткая характеристика приводится по личным наблюдениям и с учетом данных А. К. Иогансона, А. П. Кропачева, А. Е. Соболева и геологов ПГО «Якутскгеология».

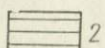
**Курпанджинское** месторождение медистых песчаников в северной части хр. Сетте-Дабан приурочено к вулканогенно-осадочным пестроцветным отложениям верхнего девона — нижнего карбона. В структурном отношении месторождение представляет собой крупную синклираль с размахом крыльев до 4 км, раскрывающуюся на север. Углы падения пород в крыльях составляют 40—70°. Осложняющая центральная антиклиналь второго порядка



0 1 2 KM



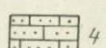
1



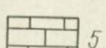
2



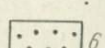
3



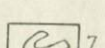
4



5



6



7

$\frac{a}{b}$  /  $\frac{c}{d}$  8

$\frac{a}{b}$   $\frac{70}{10}$  9

$\frac{a}{b}$   $\rightarrow$  10

Рис. 14. Фациально-палеогеографические схемы Курпанджинской меленосной площади для времени осадконакопления первой — шестой ритмопачек. Составили А. Е. Соболев и Э. И. Кутырев.

1—3 — вулканогенно-терригенная флишидно-молассоидная пестроцветная формация; 1 — парагенез алевритно-гравийно-галечно-песчаных отложений русловых протоков, прирусловых кос, валов, 2 — парагенез песчаных отложений приустьевых и прибрежно-морских баров, подводных отложений озер, кутлуков, заливов, дельтовых лагун, 3 — парагенез песчаных отложений прибрежной части морского бассейна; 4 — терригенно-карбонатная флишидная формация (отложения прибрежной части морского бассейна); 5 — известняковая формация (отложения морского бассейна малых глубин); 6 — рудная минерализация; 7 — выходы пачек менкюлинской и переломной свит на поверхность; 8 — элементы предположительно конседиментационных дислокаций; а — ось антиклиналей, б — оси синклиналей, в — разрывы; 9 — залегание слоев: а — наклонное, б — опрокинутое; 10 — направления речных потоков (а) и морских течений (б), установленные по косой и волнисто-косой слоистости.

разделяет две синклинали этого же порядка — Пряминскую и Кривинскую. В мульдах синклиналей развиты известняки нижнего карбона, в крыльях — меденосные пестроцветные отложения верхнего девона — нижнего карбона, переходящие вниз по разрезу в вулканогенно-карбонатные образования среднего — нижнего девона и далее в карбонатную толщу ордовика — силура.

В основании девонско-нижнекаменноугольной пестроцветной толщи располагается джалканская свита фамена мощностью от 0 до 220 м, сложенная лавами и кластолавами базальтов и трахибазальтов. Вышележащая терригенно-карбонатная переломная свита мощностью около 100 м в западном направлении фациально замещается красноцветной терригенной пачкой, входящей в состав нижней части менкюлинской свиты. Эта свита (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>) в западном крыле синклинали имеет мощность около 400 м и включает семь ритмов пород мощностью от 30 до 90 м. Ритмы имеют однотипное строение: внизу преобладают конгломераты и песчаники, сверху — песчаники и алевролиты, реже известняки. Шесть нижних ритмов относятся к пестроцветной вулканогенно-молассоидно-флишидной формации и выделяются в качестве нижней подсвиты менкюлинской свиты. Седьмой ритм сложен сероцветными породами и относится к карбонатно-терригенной формации. В восточном направлении терригенные породы этой формации (главным образом песчаники баров и кос) фациально замещаются известняковой формацией (муруннинская свита нижнего карбона).

Литолого-фациальный анализ, проведенный на площади Курпанджинского месторождения [Соболев А. Е., Кутырев Э. И. 1983 г.], позволил выделить в составе рудоносной толщи фации озерно-аллювиальных, лагунно-дельтовых и прибрежно-морских отложений (рис. 14), образующих латеральные ряды. Медное оруденение контролируется в основном песчаниками прирусловых кос и валов, крайними частями песчаных тел приустьевых баров, входящих в нижнюю подсвиту менкюлинской свиты. Рудные залежи образуют пласты мощностью от 30—50 см до 1,5—2 м. Изучение

рудной минерализации позволило выделить несколько ее типов: седиментационно-диагенетическую, катагенетическую, эксгальационно-осадочную, эксгальационно-метасоматическую и метаморфическую.

К седиментационно-диагенетической относится тонковкрапленная бедная или рядовая сульфидная минерализация в пластах алевролитов, аргиллитов, песчаников и карбонатных пород. Очень часто сульфиды и примазки медной зелени отмечаются в конгломератах основания ритмов, состоящих из обломков лав базальтов (в том числе миндалекаменных), крупнокристаллических карбонатов (характерных для миндалин подстилающих джалканских базальтов), шлаков и туфов. Учитывая установленную меденосность джалканских базальтов, можно предположить, что медная минерализация в конгломератах является, по крайней мере отчасти, кластогенной.

К катагенетическим относятся линзовидные тела вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в пластах песчаников фации прирусловых кос и валов. В рудоносных пластах песчаники оглеены и постепенно переходят по простиранию в вишнево-серые безрудные породы. К эксгальационно-осадочным относятся богатые халькозин-борнитовые руды, обычно кремнистые, известковистые, ассоциирующие с пластами кремнисто-глинистых тонкослоистых пород или переходящие в них по простиранию. К эксгальационно-метасоматическим можно отнести послойные тела кварц-карбонат-эпидотовых, кварц-эпидот-асбестовых пород с прожилками и вкрапленностью халькозина и борнита, нередко богатой. Эти породы развиваются во всех типах осадочных образований и не обнаруживают преимущественного литологического контроля. Наконец, к метаморфическим относятся кварцевые и кварц-карбонатные жилы, секущие первичные руды и эпидозиты. В узлах пересечения рудных горизонтов такие жилы содержат прожилково-вкрапленное халькозиновое оруденение, не имеющее практического значения.

На современной стадии изученности можно заключить, что наибольшую ценность на Курпанджинском месторождении имеют эксгальационно-осадочные руды. Не исключено, что в дальнейшем будут вскрыты и более мощные тела песчаников прирусловых кос и валов с богатым катагенетическим оруденением.

#### МЕДНО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ, СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МОЛАССОИДНОЙ ФОРМАЦИИ (МЕХЕРНИХСКИЙ ПОДТИП)

Промышленные представители месторождений этого подтипа в СССР не выявлены. Из зарубежных к ним относятся месторождения Мехерних, Маубах и Гуте Гоффунг в ФРГ; некоторые участки месторождений штата Миссури (например, рудник Хейден-Крик); площади Лайсваль, Доротеа и Идре в Швеции.

В штате Миссури сульфиды совместно с кварцем развиты в песчаниках и галечниках, окружающих гранитно-метаморфиче-

ские выступы древнего фундамента. В стороны от палеоподнятий мощность молассы резко увеличивается и рудные тела выклиниваются [63]. Тесная пространственная и генетическая связь с лежащими выше по разрезу гидротермокарстовыми рудами в рифогенной формации позволяет отнести свинцово-цинковое оруденение в молассе к эпигенетическому (элизионному) типу.

В Мехернихе и Маубахе [Беренд Ф., 1954 г.] конкреционное и вкрапленное оруденение приурочено преимущественно к пластам песчаников, реже — конгломератов, составляющих вместе с глинистыми породами четко выраженные ритмы мощностью 10—15 м. Запасы свинца в Маубахском рудном районе составляют 0,75 млн. т, в Мехернихе — 0,5 млн. т. В последнем длина рудной зоны — около 10 км при ширине 1 км; среднее содержание свинца в рудах 2—2,5 %, цинка — в 5—10 раз меньше. В своеобразном месторождении Гуте Гоффнунг присутствуют сульфиды меди и выражена латеральная зональность: медные руды → галенит → сфалерит → церуссит → пироморфит.

По Е. Грипу [1982 г.], в Швеции рудоносными являются песчаники докембрия (площади Лайсваль и Доротеа) и нижнего кембрия (площадь Идре). В наиболее крупном месторождении Майва (Лайсваль) содержится около 1 млн. т руды с 10 г/т серебра, 0,1 % цинка и 5,1 % свинца. Рудная залежь ограничена сбросами, ориентированными на север-северо-восток, и приурочена к грабену глубиной 60 м. На площади Доротеа наиболее крупными являются месторождения Лёвстранд (10 млн. т руды, 2—4 % свинца) и Белльвиксберг (1 млн. т руды, 21 г/т серебра, 0,3 % цинка и 5 % свинца). На площади Идре следует отметить рудник Вассбо (3 млн. т руды с 18 г/т серебра, 0,3 % цинка и 5,7 % свинца).

**Выводы.** Подчеркнем некоторые общие особенности и ряд различий месторождений медистых сланцев и песчаников.

1. Для данного ряда характерны красноцветные, галогенные, галопелитовые формации, сменяющие по латерали или в разрезе пестроцветные рудоносные формации. Месторождения, приуроченные к пестроцветным формациям, принято называть «медистыми песчаниками» и «медистыми сланцами». Между тем собственно медистые породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, глинистые известняки и доломиты) входят нередко лишь незначительной по объему частью в формации сложного состава, среди которых целесообразно различать молассоидные (или молассовые), флишоидные и нечетко ритмичные терригенные и карбонатно-терригенные формации.

2. Среди рассмотренных типов и подтипов месторождений меди в формациях вулканогенно-терригенно-карбонатного ряда наибольшее значение имеют медистые песчаники джезказганского подтипа. Их главными особенностями служат четко ритмичная структура флишоидных рудоносных формаций с проявлением ритмичности разных порядков; участие в составе ритмов разных пород: от

конгломератов до аргиллитов и доломитов при резком преобладании песчаников и алевролитов.

Наблюдается сравнительно резкая очерченность границ рудоносных формаций в разрезах, а нередко и в плане, что обусловлено длительным, устойчивым сохранением положения в пространстве рудоконтролирующих литолого-фациальных зон. На Удокане это в свою очередь связано с постоянством размещения баров, пересыпей и кос, отгораживающих лагунно-дельтовую акваторию (где накапливались меденосные осадки) от открытого морского бассейна. В месторождениях Африки устойчивость размещения рудоконтролирующих парагенераций обусловлена как рельефом кровли кристаллического фундамента и формированием конседиментационных поднятий и прогибов, так и постоянным расположением поясов баров и дюн подрудной толщи. Это свойство разреза особенно ярко подчеркивается телами биостромных доломитовых массивов, располагающихся над повышенными участками палеорельефа и сменяющихся по латерали рудоносными лагунно-дельтовыми осадками.

3. В отличие от месторождений джезказганского подтипа, в медистых отложениях приуральского подтипа отсутствует четко выраженная ритмичность мелкого порядка (хотя крупные ритмы проявляются). Пространственное расположение рудоконтролирующих фаций менее упорядоченное; контрастность разрезов низкая; латеральные границы рудоносных формаций неотчетливые; палеотектонические рудоконтролирующие элементы — палеоподнятия и прогибы — неконтрастные. Все это в совокупности обуславливает низкую продуктивность медистых отложений приуральского подтипа, хотя по валовому количеству металлов рудные районы и зоны развития того и другого подтипа вполне сопоставимы.

4. Медные месторождения курпанджинского подтипа отличаются от джезказганского подтипа составом рудоносной формации (вулканогенно-молассоидная), отчетливой связью оруденения с вулканизмом и поствулканическими эксгаляциями, латеральной сближенностью наземно-дельтовых и морских отложений, в связи с чем фации лагунно-дельтовой акватории — основной рудоконтролирующей в месторождениях джезказганского подтипа — в курпанджинском подтипе не получают широкого развития; этим в основном определяются на порядок меньшие размеры месторождений курпанджинского подтипа.

5. Месторождения медистых сланцев мансфельдского типа по условиям, принятым в СССР, являются практически непромышленными. Наличие минерализации этого типа можно рассматривать как поисковый признак возможности обнаружения на этом же стратиграфическом уровне более перспективных медистых песчаников.

6. Зональное, упорядоченное размещение сульфидов в разрезе медистых песчаников тесно связано с изменением состава парагенераций, в свою очередь обусловленным нюансами гидродинамики, размещением водотоков и застойных бассейнов, скоростью посту-

пления и количеством терригенного материала. Вместе с тем минерально-геохимическая зональность не коррелируется с ритмичностью самых низких порядков, в отличие от месторождений атасуйского типа. Отсюда следует, что зональность имеет эпигенетическую, а не седиментационную природу и определяется не первичным размещением халькозина, борнита и халькопирита в различных фациальных зонах, а упорядоченным размещением различных концентраций меди в этих зонах.

При диагенезе и катагенезе на участках с большим количеством меди формируются зоны высокомедистых минералов (самородная медь, халькозин, борнит), а на участках с меньшим количеством меди — халькопирит. Процесс охватывает лишь крупные парагенерации — пачки пород мощностью от 10 до 90 м, вследствие чего и проявляется практически полное, универсальное соответствие минерально-геохимической зональности и ритмичности данного порядка. Общая минерально-геохимическая зональность месторождений в свою очередь коррелируется с особенностями взаимного расположения рудоконтролирующих парагенераций в пространстве — с регрессивным или трансгрессивным развитием бассейнов меденакпления.

Все эти признаки позволяют предполагать участие нагретых пластовых вод в локальном перемещении рудного вещества и в формировании минерально-геохимической зональности. Интенсивность такого перемещения возрастает в ряду месторождений от медистых сланцев к медистым песчаникам курпанджинского подтипа и далее — к джекказганскому, приуральскому и мехерническому подтипам; руды последнего подтипа, по-видимому, в наибольшей степени являются эпигенетическими (элизионными).

## ГЛАВА 8

### КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

#### СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРСТОВО-КАРБОНАТНЫХ РИФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ (САРДАНИНСКИЙ ТИП)

Среди свинцово-цинковых месторождений, связанных с рифогенными карбонатными формациями, кроме Сарданинского и Уруйского в Якутии можно назвать месторождения хр. Кугитанг в верхнеюрских отложениях (Майданшахское, Карагачское), месторождения в верхнедевонских — нижнекаменноугольных толщах Центрального Казахстана (Акжальское, Узынжальское, Ушкатын III). Среди зарубежных наиболее крупными и хорошо изученными в процессе эксплуатации являются месторождения юго-востока штата Миссури (США) в верхнекембрийской рифогенной формации, Пайн-Пойнт (Западная Канада) в среднедевонских коралловых рифах; а также месторождения в рифейско-ордовикских тол-

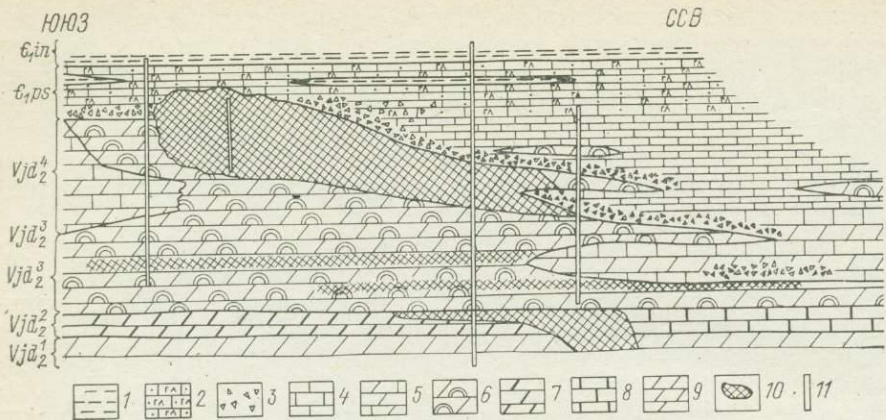


Рис. 15. Схематический план размещения рудных тел на Центральном участке Сарданинского месторождения (по А. К. Иогансону [1977 г.]).

1 — инниканская свита ( $E_1 in$ ) — черные глинисто-кремнистые сланцы; 2 — пестроцветная свита ( $E_1 ps$ ) — глауконитовые песчаные известняки; 3—9 — юдомская свита ( $Vjd$ ): 3 — карбонатные брекчии, 4 — известняки, 5 — известковистые доломиты, 6 — строматолитовые доломиты, 7 — черные битуминозные доломиты, 8 — черные битуминозные известняки, 9 — слоистые доломиты; 10 — свинцово-цинковые рудные залежи; 11 — каналы;  $Vjd_2^1$ ,  $Vjd_2^2$ ,  $Vjd_2^3$ ,  $Vjd_2^4$  — пачки верхней подсвиты юдомской свиты.

щах восточных штатов США (Остинвилл-Айванхо), в триасовых Италии (Райбл), юрских Северной Африки (Бу-Беккер, Бу-Дахар, Туиссит), силурийских (Малин) и девонских (Сентейн) Франции, докембрийских (Ридж и Кулей) Австралии и Бразилии (Жануария), нижнекаменноугольных Ирландии и Англии.

Сарданинское свинцово-цинковое месторождение приурочено к юдомской карбонатной свите венда. В строении рудоносной верхней подсвиты (85—140 м) юдомской свиты принимают участие кремнистые известняки, пятнисто-полосчатые доломитовые известняки, известняково-доломитовые брекчии, битуминозные известняки и доломиты, яснозернистые светлые доломиты (рис. 15). Среди перечисленных разновидностей пород свинцово-цинковая минерализация приурочена к битуминозным, светлым яснозернистым и брекчиевидным доломитам.

Различия в составе верхнеюдомских отложений в южной, центральной и северной частях Сарданинского месторождения позволили А. К. Иогансону [27] выделить в рудном поле три субширотные, отклоняющиеся к северо-западу фациальные зоны. В строении верхней части верхнеюдомской подсвиты в южной зоне преобладают яснозернистые доломиты (доломитовая рифогенная формация), на севере они фациально замещены преимущественно пятнисто-полосчатыми доломитовыми известняками (доломито-известняковая слоистая формация). Расположенная между ними промежуточная зона характеризуется пилообразными переходами по латерали слоистых известняков в закарстованные рифогенные до-

ломиты, нередко брекчиевидные. Таким образом, риф охватывает южную зону и имеет мощность 50—80 м. Разрез промежуточного типа характеризует краевую, северную, часть биостромного массива; ширина этой зоны в западном крыле Курунгской антиклинали составляет 1,5—2 км. На севере строматолитовые тела встречаются спорадически и краевая часть массива сменяется доломито-известняковыми отложениями открытого бассейна.

В южной зоне все тела массивных руд и основная масса прожилковых приурочены к верхней — прикровельной — части биостромного массива, а в деталях тяготеют к локальным выступам кровли. Общее нарастание мощности биостромного массива в южном направлении сопровождается резким снижением интенсивности рудной минерализации вплоть до спорадических гнезд и прожилков. Краевая часть массива отличается насыщенностью рудными телами, а сложная морфология его контакта обуславливает широкий вертикальный диапазон распространения оруденения в разрезе. В северном типе разреза верхняя подсвета практически безрудна, свинцово-цинковая минерализация встречается ниже по разрезу. Таким образом, на Сарданинском месторождении органические постройки являются основными концентраторами массивных руд в верхней части и на склоне закарстованного рифового массива. Эта главная рудоконтролирующая склоновая фация имеет северо-западную ориентировку.

Существенно в ином плане проявляется фациальный контроль оруденения в черных битуминозных доломитах, занимающих строгое стратиграфическое положение, с признаками седиментационно-диагенетического происхождения сульфидной минерализации. В западном и северо-западном направлениях битуминозные доломиты замещаются битуминозными известняками, а в южном выклиниваются. В битуминозных известняках свинцово-цинковая минерализация отсутствует, в доломитах оруденение концентрируется преимущественно в зоне фациального замещения их битуминозными известняками.

На Сарданинском месторождении свинцово-цинковое оруденение целиком локализовано в пределах рудовмещающей юдомской свиты и не обнаруживает определенной связи с современными структурными элементами как складчатой, так и разрывной тектоники. В ряде случаев устанавливается смещение рудных тел по разломам преимущественно широтного направления. Доскладчатые и дорудные системы разрывов выделяются лишь предположительно.

Сарданинское месторождение существенно цинковое, свинца в рудах примерно в 3—4 раза меньше, чем цинка. Основными минералами руд являются сфалерит, галенит, более редкими — пирит, арсенопирит и марказит. В виде примеси отмечаются сульфосоли свинца. Различается четыре типа свинцово-цинковой минерализации: вкрапленная и прожилково-вкрапленная сфалеритовая и галенит-сфалеритовая; густовкрапленная и массивная существенно сфалеритовая и галенит-сфалеритовая; массивная пиритовая со

сфалеритом (единичные рудные тела); прожилковая и вкрапленная галенит-сфалеритовая и сфалерит-галенитовая в темных битуминозных доломитах. Первые три разновидности руд заключаются в светлых кристаллических доломитах. Мощность рудных тел варьирует в широких пределах, а максимальная достигает 40 м. По простиранию отдельные рудные тела прослеживаются на 100—300 м.

Вертикальная минерально-геохимическая зональность в рудных телах выражена неотчетливо. Прямая зональность — простая и периодическая (ритмичная) — более характерна; для непрерывных серий низшего порядка почти всегда зональность прямая — от сфалерита в подошве к галениту в кровле. Латеральная зональность проявляется в увеличении содержания свинца в центральных, наиболее мощных частях рудных тел по сравнению с флангами, на которых преобладает сфалерит.

Из приведенных характеристик можно выделить следующие, указывающие на эпигенетический характер галенит-сфалеритовых руд Сарданинского месторождения: 1) руды грубополосчатые, до массивных, развиты среди пористых, перекристаллизованных, брекчиевидных доломитов; 2) рудные тела располагаются на различных стратиграфических уровнях в пределах юдомской свиты; 3) вертикальная минерально-геохимическая зональность выражена неотчетливо; 4) типичные гидротермальные окolorудные изменения (скарнирование, эпидотизация, хлоритизация, серицитизация) отсутствуют. Вместе с тем наличие обломков богатых слоистых руд, сцементированных тонкозернистым доломитом, свидетельствует о наложении оруденения на закарстованный рифовый массив, об обрушении руд и цементации их доломитовым песком. На современной стадии изученности наилучшее объяснение приведенным фактам дает гипотеза формирования богатых сульфидных залежей под действием напорных (гидротермокарстовых) вод.

Западный участок месторождения **Узынжальское** в Акбастауской синклинальной зоне Центрального Казахстана, как отмечалось, сопоставляется с Миргалимсайским месторождением. На Центральном участке промышленное оруденение локализовано в горизонте массивных рифогенных (?) известняков турнейского возраста, местами распространяясь на всю его мощность. На Восточном участке скважинами подсечен ряд мелких изометричных тел, отвечающих палеокарстовым полостям. Руды галенит-сфалерит-баритовые с сульфосолями свинца и меди. Рудные минералы образуют прожилки, гнезда и вкрапления в известняках и в цементе гидротермокарстовых брекчий.

Месторождение **Ушкатын III**, типичное гидротермокарстовое, расположено в Жаильминской синклинали, в пачке красноцветных известняков фаменского возраста. По А. А. Рожнову и др. [1978 г.], на большей части площади Жаильминской мульды эта пачка сложена монотонно чередующимися слоями узловатых известняков и гематитсодержащих пелитолитов с линзами железистых и марганцевых руд на 14 уровнях, но на Ушкатыне III,

кроме того, присутствуют тонкодетритовые и закарстованные рифовые известняки и брекчии; в них локализовано свинцово-баритовое оруденение. В рудных телах пластообразной формы преобладают галенит, барит, флюорит; подчиненное значение имеют пирит, халькопирит, блеклая руда. Характерные текстуры — прожилково-вкрапленная, брекчиевая, реже гнездовая, полосчатая, массивная и кристификационная. Локализация руд в рифовых известняках и карбонатных брекчиях обусловлена обилием в них пустот, трещин; процессы метасоматического замещения имеют резко подчиненное значение.

**Акжальское** месторождение в восточной части Аксоран-Акжальского синклиория (Северное Прибалхашье) контролируется массивными закарстованными рифогенными (?) известняками фаменского возраста (мощностью до 250 м), подстилаемыми и перекрытыми толщами, относящимися к кремнисто-глинисто-известняковой формации. Рудные тела, по данным В. В. Колесникова [1969 г.], развиты в зонах повышенной трещиноватости и брекчирования массивных известняков (жилы, столбы, штокверки, гнезда, тела неправильной формы); во внутриформационных зонах дробления (карстовые брекчии) на участке выклинивания рифогенных известняков; в пологих частях взбросо-сдвигов в миндалекаменных диабазовых порфиритах и известковистых песчаниках; в ксенолитах известняков среди штоков диоритовых порфиритов, вблизи штоков рудные тела сложены сфалеритом при резко подчиненном значении свинца. В западном и восточном направлениях количество галенита увеличивается. Зональность по мощности рудных тел проявлена локально: в центральной части месторождения она выражается в расположении сфалерит-галенитовых руд в лежащем боку, а существенно сфалеритовых — висячем.

Свинцово-цинковое месторождение **Пайн-Пойнт** (Канада), по данным Ф. Эванса, Н. Кэмпбелла [1968 г.], приурочено к зоне живетского барьерного рифа, разграничивающего разновозрастные с ним эвапориты и глинистые сланцы. В этой фациальной зоне, характеризующейся сложным сочетанием различных типов карбонатных пород, объединяемых в группу фаций (формаций) Пайн-Пойнт, основным типом пород являются пористые крупнокристаллические доломиты Прескиль. Они включают большое число текстурных разновидностей: массивных, полосчатых, брекчиевых, окрашенных в различные оттенки буро-коричневого и серого цветов. В доломитах различаются реликты разнообразной фауны, обычно интенсивно перекристаллизованной.

Доломиты Прескиль слагают два субпараллельных узких барьерных пояса рифов: главный (70 м) и северный (15 м). В южном направлении рудоносные доломиты фациально замещаются известняками. К северу толща Прескиль выклинивается, уступая место глинистым сланцам. Тела свинцово-цинковых руд локализованы как в главном, так и в северном рифе. Таблитчатые тела, более устойчивые по параметрам, но бедные (1,8 % свинца, 4,7 % цинка), приурочены к нижней части доломитов Прескиль. Призматические

рудные тела, отличающиеся сложной морфологией и высокой концентрацией рудного вещества (4,5 % свинца, 7,8 % цинка), локализованы в верхней части рифовых построек. Достоверные запасы свинца на месторождении 1 млн. т при содержании 2,5 %, цинка 2,5 млн. т при содержании 6 %. Вероятные запасы свинца и цинка 5 млн. т и 8 млн. т соответственно.

Свинцово-цинковые месторождения штата Миссури [63] включают несколько формационных типов, из которых наибольший интерес в настоящее время представляют месторождения в рифогенной формации. В рифовых постройках отдельные рудные зоны вытянуты на несколько километров при ширине до 90 м и высоте до 45 м. В гребне рифы минерализованы на мощность до 6 м. Там, где рифы сливаются в поля, переходящие в фацию «обратных рифов», проявлен другой структурный тип минерализации — рудные тела в зонах эрозионного несогласия. Помимо свинца и цинка промышленный интерес представляют кадмий и серебро. Средние содержания и запасы свинца в 16—17 раз больше, чем цинка, и в 50 раз больше, чем меди; никеля в месторождении в 12 раз и кобальта в 25 раз меньше, чем меди.

Первичные руды сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, зигенитом, бравоитом, пиритом, марказитом, местами присутствуют также борнит и миллерит. Галенит слагает пластовые залежи вдоль плоскостей напластования или поверхностей несогласия. Массивные пластовые тела сплошного галенита мощностью до 0,45 м состоят из мозаики очень мелких и очень крупных кристаллов, на фоне которой просматриваются элементы слоистой текстуры. Сфалерит — второстепенная часть руд; он образует тонкозернистую вкрапленность в серых сланцеватых доломитах и черных глинистых сланцах, обычно приурочен к верхней границе галенитовых рудных тел либо располагается над ними на более высоких стратиграфических уровнях, и в этом можно усмотреть черты вертикальной зональности оруденения. Зональность нередко подчеркивается еще и расположением халькопиритовой зоны над галенитовой. Халькопирит встречается в восточной части рудного района Олд-Лид-Белт и редок на западе; в этом проявляется латеральная зональность оруденения. Кобальт и никель характерны лишь для восток-северо-восточной части района и не встречаются на западе.

Можно отметить, что, в отличие от полиметаллических месторождений в эффузивно-осадочных формациях и от медистых песчаников, халькопирит в районе Олд-Лид-Белт ассоциирует не со сфалеритом, а с галенитом. Последний служит как бы безразличным к сопутствующим минералам фоном, на котором проявлена латеральная зональность халькопирита и сфалерита. С ореолами развития халькопирита совпадает зона зигенита, хотя последний более тесно связан все же с пиритом. Пирит и марказит развиты во всей южной части штата Миссури. Марказит нередко образует самостоятельные мономинеральные скопления массивной текстуры.

**Уч-Кулачское** месторождение в Западном Узбекистане охарактеризовано по данным Г. М. Чеботарева [1966 г.], М. Д. Троянова [1970 г.], В. М. Панина [1974 г.], П. В. Панкратьева и Ю. В. Михайловой [56]. Месторождение приурочено к учкулачской свите верхнего эйфеля — нижнего живета, в составе которой можно выделить вулканогенно-терригенно-карбонатную, слоистую и рифогенную карбонатные формации.

Приведем описание характерных руд, по П. В. Панкратьеву и Ю. В. Михайловой [56, с. 43]: «Обломки пород имеют четко выраженное угловатое строение, отсутствует какая-либо ориентировка в их расположении. Они как бы свободно «плавают» в жильных минералах (крупнокристаллическом, розетковидном барите, реже доломите). Сульфиды располагаются по границам обломков, образуя кокардовую разновидность брекчиевых текстур. Каемки обычно зонального строения — в контакте с обломками располагается пирит, далее сфалерит и галенит. Ниже по падению... обломки представлены седиментогенной (? — Э. К.) сфалеритовой рудой густовкрапленной (тонкоглобулярной) или сланцеватой текстуры. Контуры обломков нечеткие, расплывчатые... В полостях отслоения между баритовым цементом и обломками галенитовые агрегаты укрупняются. Сфалерит также слагает мономинеральные участки, нередко колломорфного строения».

Отвлекаясь от промышленного значения отдельных минерально-геохимических разновидностей руд, в целом можно заметить, что зональный ряд на месторождении имеет вид (снизу вверх): барит → барит, галенит, сфалерит, пирит, марказит → пирит, марказит, сфалерит → сфалерит.

Кроме согласных рудных тел на месторождении отмечаются секущие и субсогласные тела брекчиевых и кокардовых карбонат-барит-галенит-сфалерит-халькопиритовых (с борнитом) руд.

Структура рудного поля может быть представлена в виде системы согласных с напластованием карстовых полостей и брекчий обрушения, соединенных шахтами и колодцами; последние выполняют роль подводящих каналов с характерной медно-полиметаллической минерализацией. Исследователи месторождения склонны считать многочисленные тела брекчий доломитов и известняков, контролирующих руды, в том числе рудные брекчии, седиментационными (П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова), а месторождение в целом — переходным между каратауским и атасуйским типами, приближенным к последнему. Эти же авторы приходят к выводу, что рудообразование осуществлялось на фоне затухающей вулканической деятельности в прибрежно-морских и мелко-водно-заливных условиях; сейсмическая активность района обусловила формирование седиментационных брекчий рудного и карбонатно-силикатного состава при разрушении рифовых построек, проявлении оползней; рудовмещающие породы и рудный материал накапливались синхронно. Последующие процессы глубокой регенерации — переотложения и перекристаллизации минералов — привели к современному облику руд.

Большая часть признаков осадочного формирования месторождения может быть интерпретирована и иначе — с учетом гидротермокарстовых процессов. Во всяком случае, брекчиевидные, брек-

чиевые, кокардовые, пятнистые, прожилковые, гнездовые, фестончатые текстуры руд, обломки руд в рудном же цементе, тонкозернистые и глобулярные структуры (преобладающие) наряду с кристаллически-зернистыми, сочетание согласных и секущих разрезов — все эти признаки на современной стадии изученности склоняют нас отнести Уч-Кулачское месторождение к гидротермокарстовым, что не исключает накопления хотя бы части первичных руд по схеме формирования месторождений атасуйского типа, в отличие от которых железо фиксировано здесь не в карбонатной и окисной формах, а в сульфидной. Доскладчатый характер барит-полиметаллического Уч-Кулачского месторождения сомнений не вызывает.

Сопоставимо с сарданинским типом большинство месторождений в нижнекаменноугольной карстово-карбонатной формации Ирландии, охарактеризованных К. Е. Уильямсом и П. Мак-Ардром [1982 г.]. К ним, по нашему мнению, относятся месторождения: свинцово-цинковые Навап, Силвермайнс, Баллиналак, Аббитаун (с серебром), барито-цинковое Кил, полиметаллическое Тайнаг, существенно медные Гортдрум, Балливерджин, Ахерлоу, Маллоу.

#### МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРСТОВО-КАРБОНАТНЫХ СЛОИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ (БАРВИНСКИЙ ТИП)

Рассматриваемые месторождения выделены под названием «барвинский тип» Э. И. Кутыревым [38]. По многим параметрам они сходны с пластовыми, но отличаются рядом характеристик, и в первую очередь морфологическими и структурно-текстурными признаками. Обычно это свинцово-цинковые и цинковые месторождения в слоистых карбонатных и терригенно-карбонатных толщах, содержащих карстовые брекчии, со значительно менее упорядоченным, чем в стратифицированных месторождениях, расположением рудных тел в разрезах. В ряде районов основную ценность представляют флюорит или барит, а свинец и цинк извлекаются лишь попутно (район Иллинойс-Кентукки).

К рассматриваемой группе относятся цинковые месторождения в карбонатных толщах нижнего ордовика Аппалачей — район Маскотт-Джефферсон-Сити и другие [63, 84], полиметаллические рудные тела района Санта-Евгения в провинции Чиуауа (Мексика), ряд месторождений Силезско-Краковского свинцово-цинкового района в Польше, зоны натечной свинцово-цинковой минерализации в полостях гидротермокарста в области Ауронцо (Италия), месторождения в Дербишире (Англия), Новом Южном Уэльсе (Австралия), в Югославии, на Западном Ньюфаундленде (Канада). Представителями рудных объектов данной группы в СССР служат Ачисайское месторождение в хр. Большой Каратау, ряд полиметаллических месторождений в Западном Прибайкалье (Таборное и др.), Уралбайское, Сууктубинское в Казахстане, недавно открытые в Сетте-Дабане Якское, Сегеняхское,

Саккырырское, Тыринское флюоритовые и сфалерит-флюоритовые рудные поля. В ряде районов Северной Америки идентичность свинцово-цинковых месторождений с сардинским или барвинским типом недостаточно ясна, но отношение их к группе карстовых месторождений сомнений не вызывает; это месторождения Центрального, Восточного Тинтика (Юта), районы Гилмен (Колорадо), Юрика (Невада).

**Ачисайское** свинцово-цинковое месторождение в хр. Каратау, по данным В. С. Булыго и др. [18], приурочено к терригенно-карбонатной толще турнейского возраста, залегающей в Бельмазарской синклинали. По Турланскому надвику рудоносные образования соприкасаются с различными горизонтами фаменской толщи, сложенной внизу аргиллитами и темно-серыми сланцами, а сверху — горизонтами мергелей, серых и темно-серых комковатых известняков. Разрез фамена завершается акбулакским горизонтом черных сланцеватых мергелей, выше которого в мульде синклинали развиты карбонатные брекчии, согласные с залеганием турнейских карбонатных пород. Последние представлены (снизу вверх) базальной, искристой, турланской, рудной, бельмазарской, балатурланской пачками, сложенными известняками и темно-серыми доломитами общей мощностью 1000—1400 м (углеродистая известняково-доломитовая слоистая формация). В верхней части разреза выявляется скрытое несогласие, фиксированное известняковыми конгломератами и отделяющее черные слоистые известняки аксайской пачки от лежащих ниже тонкослоистых известняков и доломитов с линзами известняковых брекчий балатурланской пачки.

Основным рудоконтролирующим структурным элементом рудного поля является разлом субширотного направления, представленный зоной брекчий шириной 100—200 м на востоке и 20—30 м на западе. Брекчии состоят из обломков пород всех пачек турне, а также крупных блоков известняков фамена; с глубиной мощность секущих брекчий увеличивается и они сливаются с пластообразным горизонтом брекчий в основании базального горизонта турне. Известняковые брекчии с цементом из кристаллического кальцита и метасоматические доломиты слагают также пластообразные тела в турланской пачке и тела округлой, эллиптической или неправильной формы размером до 100×300 м по разрезу вблизи Бельмазарского разлома.

Наибольшее число ныне отработанных рудных залежей располагалось целиком или частично в искристой пачке (более половины запасов); к турланской приурочено 20 залежей, к рудной — шесть, бельмазарской — четыре, к брекчиям Бельмазарского разлома — одна. Основная — секущая — рудная залежь, заключающая около половины общих запасов свинца и цинка, своей нижней частью на 15 м входила в базальную пачку, полностью пересекая искристую и рудную пачки, а главная часть запасов была сосредоточена в турланской пачке. В длину залежь прослежена до 620 м при мощности в раздувах до 30 м.

Ряд рудных тел несравненно меньших размеров имели жилообразную, пластовую, трубообразную форму, вид тавровой балки, образованной крутопадающей жилой, сочлененной вверху с пластовой залежью.

Руды до глубины 200—250 м от поверхности представлены глинисто-охристыми и брекчиевидными церусситовыми, кремнисто-церусситовыми разновидностями, церусситовыми песками. Сульфидные свинцово-цинковые руды состоят из пирита, марказита, сфалерита, галенита, кальцита, доломита, иногда барита; руды массивные, полосчатые, брекчиевые; последние сложены обломками массивных галенит-сфалерит-пиритовых руд с аналогичным цементом.

Таким образом, Ачисайское месторождение представляет пример типичного карстового месторождения, в формировании современного облика которого главную роль сыграли карстовые явления двух этапов: каменноугольного и унаследовавшего древний карст палеогенового. Общая структура рудного поля определяется сочетанием таких элементов, как скрытое несогласие в кровле балатурланской пачки, Бельмазарский разлом, карстовые пластовые и секущие брекчии, метасоматические тела доломита и акбулакская пачка черных сланцеватых мергелей — основной водоупор структуры, ниже которого брекчии не встречаются.

Свинцово-цинковое месторождение **им. Барвинского** в Западном Прибайкалье охарактеризовано по материалам Д. Н. Алексеева [1], А. А. Тычинского, Ю. А. Синчука [13], В. К. Шаталова [1971 г.]. Месторождение объединяет три участка: Таборный, Лавоульканский и Хибелен, которые могут рассматриваться и как самостоятельные месторождения.

На участке Таборный (северный фланг месторождения им. Барвинского) рудовмещающей служит карбонатно-терригенная толща верхней подсвиты голоуспенской свиты и нижней подсвиты улунтуйской свиты. Основное оруденение сосредоточено в верхнем 100—200-метровом карбонатном горизонте верхней подсвиты голоуспенской свиты верхнего рифея, относящейся к доломито-известняковой слоистой формации. Рудоносный горизонт перекрыт терригенными породами улунтуйской свиты, подстилается 30—35-метровым горизонтом алевролитов, туфоалевролитов, аргиллитов. В составе рудоносной свиты выделены скрытокристаллические и тонкозернистые известняки и доломиты; разнотоннозернистые и густковые, крупнокристаллические, онколитовые, оолитоподобные известняки; талькиты и тальково-карбонатные породы.

Тектоническое строение участка сложное, обусловлено наличием крупных флексур и складок (нередко опрокинутых на запад), зон смятия и срывов вдоль основного горизонта талькитов или вблизи его. К двум таким зонам приурочены рудные тела 1 и 5 изменчивой мощности. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Руды грубополосчатые, сложены галенитом, сфалеритом, флюоритом, обломками известняков. Рудные тела второй группы (2, 3, 4) пластовые и пластовые, вкрапленные, вкрапленно-

полосчатые и вкрапленно-прожилковые с относительно устойчивым содержанием полезных компонентов. Кроме главных — сфалерита, галенита, флюорита и кварца — отмечаются пирит, арсенопирит, кальцит, доломит, анкерит, сидерит; редкими являются халькопирит, блеклая руда, буланжерит, висмутин, тетраэдрит, магнетит, касситерит, арагонит, антракосолит, хлорит. Текстуры руд — коррозионные, полосчатые, брекчиевые, кокардовые — свидетельствуют о метасоматическом рудоотложении и выполнении пустот, пор, межобломочного пространства брекчий карбонатных пород. На других участках месторождения оруденение имеет сходные черты с рудами участка Таборный.

Таким образом, для месторождения им. Барвинского характерны многоярусное расположение рудных залежей в разрезе карбонатных отложений мощностью около 200 м, преобладающая пластообразная форма залежей, развитие характерных текстур метасоматического замещения карбонатных пород, выполнение межобломочного пространства брекчий и пустот.

Своеобразие гидротермокарстового **Уралбайского** месторождения (Центральный Казахстан) заключается в том, что здесь отчетливо выражены и корневые и субпластовые серии рудных залежей, в совокупности составляющие Т-образную систему. Корневые залежи развиты в виде кварцевых метасоматитов и кварц-баритовых жил с галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом в песчано-сланцевой толще силура. Выше по разрезу, на контакте базальных конгломератов с алевролитами и известняками живета—франа развиты пластообразные гидротермокарстовые кварц-баритовые и баритовые тела с галенитом и сфалеритом. Над пластовыми залежами в алевропесчанниках и пирокластических породах располагаются маломощные крутопадающие прожилки и пластовые линзы барита.

Свинцово-цинковые месторождения района **Верхнемиссисипской долины** охарактеризованы по материалам А. В. Хейла [63]. Расположены они в карбонатных отложениях верхнекембрийско-силурийского комплекса трансгрессивной структуры общей мощностью 650—700 м; мощность рудоносного трансгрессивного ритма ( $E_3 - O_2$ ) составляет около 500 м, последующий нечетко выраженный ритм имеет мощность 100—150 м. Все промышленные месторождения района находятся в породах подразделений Прейри-ду-Шин, Платвилл, Декора и Галина ранне-среднеордовикского возраста. Подразделения Платвилл, Декора и Галина характеризуются чрезвычайно выдержанной мощностью на значительной площади, но состав их меняется. В восточных районах они сложены доломитами, в западных — известняками, в том числе подразделение Галина — глинистыми известняками. По преобладанию тех или иных пород в разрезе могут быть выделены две формации: слоистая доломитовая на востоке и слоистая глинисто-доломитово-известняковая в западных и центральных районах. В доломитовой формации участками проявлена интенсивная перекристаллизация; в глинисто-карбонатной формации зафиксированы результаты ин-

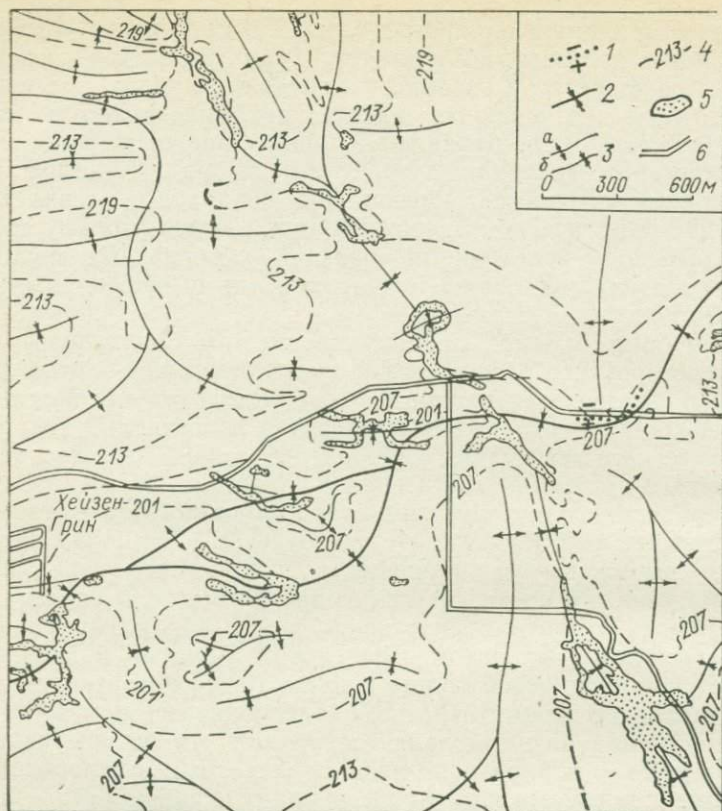


Рис. 16. Структурная схема участка восточнее Хейзен-Грина, отражающая взаимоотношения складок второго и третьего порядков с цинковыми рудными телами (по А. В. Хейлу [1972 г.]).

1 — разломы прослеженные (знаком минус показано опущенное крыло, плюс — приподнятое);  
 2 — оси синклиналей второго порядка; 3 — оси складок третьего порядка (а — антиклиналей,  
 б — синклиналей); 4 — изогипсы подошвы формации Декора, м; 5 — цинковые рудные тела;  
 6 — горные выработки.

тенсивных процессов закарстования, как и в вышележащих доломитах Прейри-ду-Шин и в вышележащих силурийских доломитах.

Характерным структурным элементом разреза является эрозивное несогласие в кровле сланцев Макокета, лежащих на доломитах и известняках Галина. Вторая особенность — широкое развитие разломов и трещин, образующих систему сообщающихся каналов, причем многие крутые трещины вниз переходят в согласные брекчии и нарушения, характеризующиеся высокой водонасыщенностью. Третья особенность — наличие пологих складок и флексур, образующихся совместно с разрывами вдоль определенных направлений (рис. 16), скоррелированных с неоднородностями состава кристаллического фундамента. Наконец, четвертая особенность — наличие водоупорных горизонтов сланцев в подразделении Платвилл.

Основными минералами руд в порядке выделения являются: кварц (роговик, скрытокристаллический опаловидный кремнезем), иллит, доломит, пирит, марказит, сфалерит, галенит, барит, халькопирит, миллерит, энаргит, кальцит. Свинцово-цинковая минерализация развита в рубцовых жилах, в цементе брекчий обрушения, образует неправильные тела и штокверковые залежи; редко встречаются карстовые полости и каверны, инкрустированные сульфидами. Наклоннопологие залежи представляют основную ценность и состоят из пластовых тел с наклонными ответвлениями; в плане они имеют дугообразную, линейную и эллиптическую форму, располагаются в крыльях и на замыкании синклинальных складок, местами подстилаются развитыми на больших площадях пластами брекчий, нередко такие брекчии интенсивно минерализованы. Основные типы оруденения так или иначе связаны с зонами окварцевания и доломитизации, растворения карбонатных пород, обрушения, заполнения полостей глиной, доломитовой сыпучкой.

Среди характерных текстур следует подчеркнуть наличие гребчатых, колломорфных, полосчатых, массивных, вкрапленных и метакристаллических, почковидных, нодулярных и сталактитовых. Большинство рудных минералов в районе Верхнемиссисипийской долины образовано посредством выполнения открытых полостей и импрегнации сульфидами полурыхлых, кавернозных карбонатных масс.

Среди свинцово-цинковых месторождений **Аппалачей**, представляющих важнейшие объекты промышленной добычи цинка США, А. Хогланд [84] выделяет две группы. Одна группа связана с биостромными массивами (Остинвилл-Айванхо в Виргинии) и по нашей классификации может быть сопоставлена с месторождениями сардинского типа. Другая группа преимущественно цинковых месторождений с резко подчиненной ролью свинца, в ряде случаев с баритом и флюоритом (штаты Теннесси, Виргиния, Пенсильвания) обладает рядом особенностей, позволяющих отнести их к карстовым месторождениям барвинского типа. Наиболее характерными представителями этой группы являются месторождения района Маскотт-Джефферсон-Сити в штате Теннесси; их краткое описание приводится ниже по данным А. Хогланда.

Рудоносными в районе служат карбонатные формации, среди которых значительную роль играют слоистые известняково-доломитовая и углеродисто-доломитовая; выделяются также песчано-доломитовая, известняковая, песчано-кремнисто-мергельно-доломитовая формации. Общая мощность разреза карбонатной рудоносной толщи колеблется от 750 до 900 м, а в восточном направлении увеличивается во много раз. Характерной структурной особенностью разреза служит стратиграфический перерыв между рудоносной карбонатной толщей ( $\epsilon_3-O_1$ ) и среднеордовикской толщей известняков, выше которого не обнаружено сколько-нибудь значительных проявлений цинковых руд.

Главные месторождения района располагаются в 100-метровом интервале карбонатного разреза нижнего ордовика — в диапазоне

150—250 м от поверхности перерыва. Рудные тела не образуют строго выдержанных пластов, хотя залежи пластообразной формы наиболее распространены. Отдельные пласты соединяются вертикальными или коленообразными ходами, создавая общий вид структуры, свойственной карстовым системам полостей. В плане залежи распространяются на многие сотни метров в виде сложноветвящихся зон минерализации среди карбонатных брекчий. На участках выклинивания некоторых пластообразных тел брекчий обнаружен слоистый песок, состоящий из частиц доломита и сфалерита, сортированных по крупности зерна. Слоистость в песке параллельна элементам залегания вмещающих пород, а не современной горизонтальной поверхности, что свидетельствует о до складчатом ее происхождении. Во многих местах обнаружены также брекчии, в которых рудные обломки сцементированы жильным и рудным материалом.

Единственным первичным промышленно ценным минералом в месторождениях района Маскотт-Джефферсон-Сити является сфалерит с примесью кадмия. Вторым по распространенности служит пирит (менее 1 % всей массы сульфидов); халькопирит и галенит крайне редки; основной жильный минерал руд — доломит, второй по распространенности — кварц. В соседних районах — Фолл-Транг и Суитуотер — представлены существенно баритовые руды с аксессуарным флюоритом и незначительным количеством сфалерита. Какие-либо признаки вертикальной зональности не установлены.

В настоящее время среди американских геологов [84] утвердилось мнение, основанное на перечисленных выше фактах, о том что брекчиевые тела возникли в результате выщелачивания вмещающих пород в связи с карстообразованием до среднего ордовика, после чего они были преобразованы в ходе наложенного, но также доорогенного рудного гидротермального процесса. При этом ограниченный вертикальный интервал развития оруденения связывается со статическим напором вод и охлаждением минерализованных ювенильных вод при смешении их с поверхностными.

Своеобразны месторождения района Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас, Оклахома), сочетающие черты как гидротермокарстовых, так и стратифицированных (атасуйский тип) месторождений. По данным Д. К. Броки и др. [63], месторождения существенно цинковые (отношение  $Zn:Pb=4:1$ ). Собственно рудонесная формация выделяется в объеме подразделений Кюокак (серия Осейдж) и Уорсо (серия Марамек), расчлененных на 15 горизонтов. Эти две свиты раннекаменноугольного возраста представляют два ритма. Максимальная мощность первого (снизу) ритма 65 м, второго 55 м. Характерными чертами обоих ритмов служат присутствие слоистых кремнистых пород в их нижней части, желваковых кремней — в верхней и невыдержанная мощность отдельных горизонтов. Почти все рудные тела района Три-Стейт залегают среди пород этих двух ритмов.

Четко проявленный в пределах наиболее крупного в районе рудного поля Пичер-Филд литологический контроль оруденения обуславливает латеральную зональность пород и руд, которая фиксирована во всех главных рудоносных горизонтах. В обобщенном виде зональность выражается в существовании центральных доломитовых ядер, овальных, круглых или чаще вытянутых, извилистых, шириной от долей метра до нескольких десятков метров, длиной до километра, иногда более. Доломитовые ядра окружены полосами кремнистых руд. Далее следует зона джаспероидов, сменяющихся зонами минерализованных известняков. Руды отсутствуют там, где нет джаспероидов и доломиты непосредственно переходят в известняки. Повышенная концентрация кремнезема поблизости от рудных тел является одной из характерных особенностей рассматриваемых месторождений.

В районе Три-Стейт выделяется три основных морфологических типа рудных залежей: 1) пологие тела таблитчатой формы (тип граунд), обычная мощность 35—45 см; 2) круглые в плане, лентообразные залежи; внешнее обрамление кольцевых лент сложено неизменными вмещающими породами, внутренняя часть — доломитом, заполняющим всю центральную часть круга; рудная залежь имеет в плане форму кольца, а в разрезе напоминает усеченный конус; 3) неправильные, относительно узкие и длинные лентообразные залежи (guns) различной толщины; играют основную роль как в количественном отношении, так и по суммарным запасам; ширина их от 3 см до 150 м, мощность 2 см — 30 м, длина от нескольких десятков метров до 1 км; в некоторых местах вертикальный интервал распространения оруденения достигает 35 м.

Месторождения **Кюелы-Сууктюбинского** района в Джунгарском Алатау расположены в карстово-известняково-доломитовой формации нижнего рифея или венда (салдатсайская свита). По В. А. Алексеенко [2], в рудном поле находятся месторождения Восточно-, Центрально-, Северо- и Западно-Сууктюбинское, Кюельинское I и II, Салдатсайское и Западно-Салдатсайское. В пределах рудоносной свиты имеет место «миграция» рудных залежей в интервале разреза 200—300 м — от доломитов и доломитовых известняков нижней части свиты к доломитам средней части и к кремнисто-карбонатным брекчиям верхней части.

На Северо-Сууктюбинском месторождении руды располагаются как в доломитах, так и в карбонатных брекчиях; к их контакту приурочено рудопроявление Кюельинское I; на Салдатсайском и Западно-Салдатсайском месторождениях основная часть руд находится в брекчиях. Относительно их происхождения существует несколько точек зрения. Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин и Ш. А. Байкенов [1969 г.] отмечают тяготение брекчий к региональным разломам, подчеркивают аналогию состава обломков и пород вмещающих толщ, линзовидную, реже пластовую форму. В брекчиях встречаются оолитовые и пизолитовые кварциты и известняки; обломки остроугольные, реже слабоокатанные и оваль-

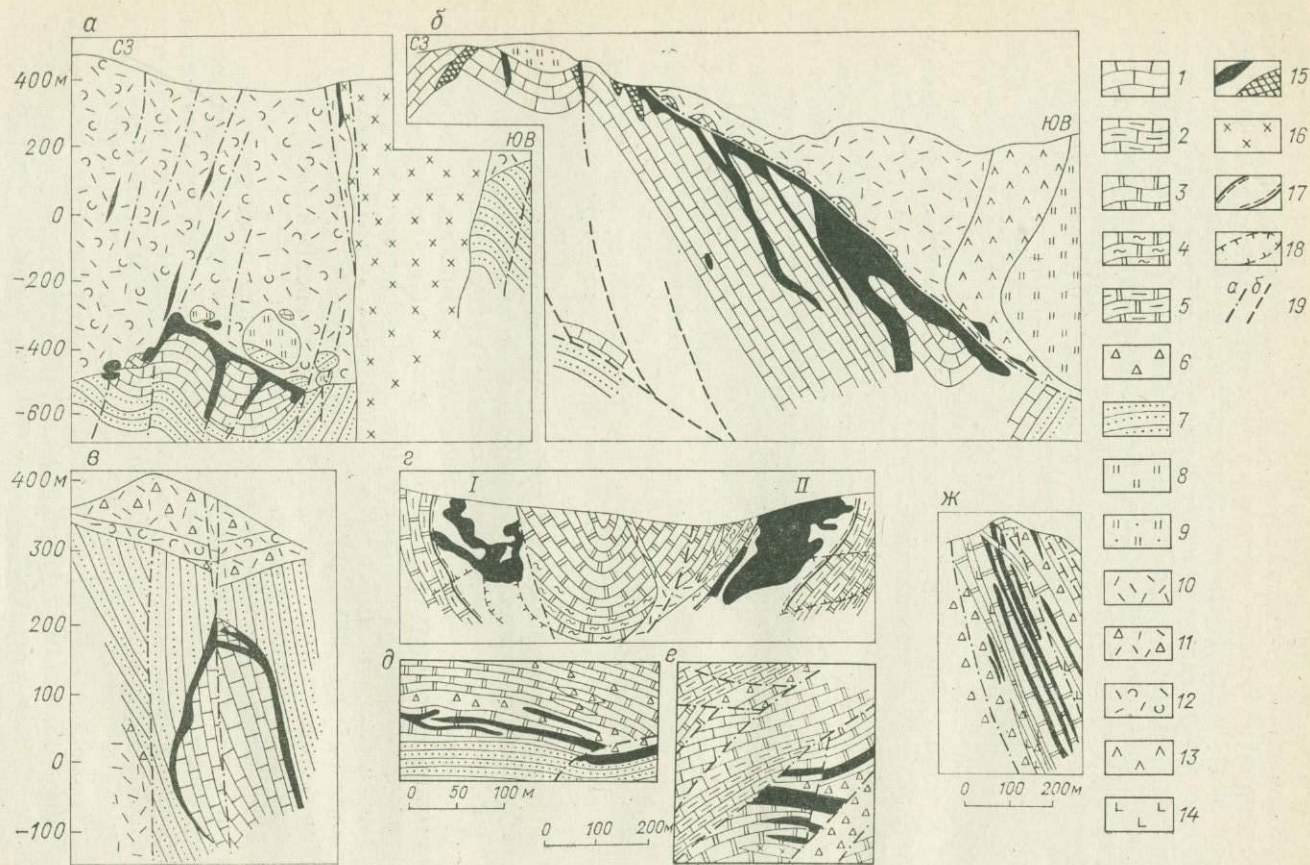


Рис. 17. Схематические разрезы (а—г, ж) и планы (д, е) гидротермокарстовых и контактовых месторождений.

а — Николаевское (по А. Седых и А. Натарову [1978 г.]); б — Верхнее (по И. Томсону и Н. Мозговой [1978 г.]); в — Садовое (по Ф. Ростовскому [1968 г.]); г — Екатерино-Благодатское I и Благодатское II (по А. Кудлашеву и В. Фанорову [1963 г.]); д — Байкальское (по В. А. Алексеенко [2]); е — Кюелья (по Р. Дегтареву [1978 г.]); ж — Северное Сууктубинское (по В. А. Алексеенко [2]).

1 — известняки; 2 — углистые известняки; 3 — доломиты; 4 — глинистые доломиты и углистые сланцы; 5 — углистые доломиты; 6 — брекчии карбонатных пород; 7 — песчанники и алевролиты; 8 — кремнистые породы; 9 — пещано-кремнистые породы; 10—12 — кислые породы; 10 — порфиры; 11 — агломеративные туфы и брекчии; 12 — туфы; 13 — андезиты; 14 — базальты, диабазы; 15 — тела руд; а — первичных; б — окисленных; 16 — диориты, габбро-диориты; 17 — рудоносный горизонт доломитов (на рис. 2); 18 — проекции контуров рудных тел за пределами разреза; 19 — разломы; а — установленные; б — предполагаемые.

ные. В Сууктубинском районе брекчии подверглись интенсивному окварцеванию вплоть до образования сливных кварцитов.

Все эти признаки позволяют перечисленным исследователям отнести охарактеризованные образования к подводно-обвальным и тектоническим. Размер линз брекчий от 350 м до 4,5 км в длину при ширине 60—800 м. В. А. Алексеенко [1975 г.] предполагал карстовую природу части брекчий, и с этим мнением следует согласиться. Стратиграфическое «скольжение» рудоносной поверхности относительно подошвы брекчий, отмеченное В. А. Алексеенко [2], свидетельствует о временном разрыве между периодами формирования брекчий и руд; окварцевание брекчий тесно связано с рудным процессом.

Якское, Сегеняхское, Саккырьское, Тыринское поля развития флюоритовой и флюорит-сфалеритовой минерализации, Чугучанский участок барит-полиметаллического оруденения в Сетте-Дабане обнаружены в 1979—1981 гг. [42]. В Якском рудном поле развиты гидротермокарстовые брекчии с флюоритом и с незначительным количеством аурипигмента. Минерализация прослежена на 5 км.

**Сегеняхское** рудное поле, в отличие от Якского, содержит помимо флюоритовых и флюорит-сфалеритовых тела. Оруденение прослежено на 10 км в верхней части верхнесилурийской оронской свиты (карстово-доломитовая слонстая формация), вблизи кровли и контакта с хуратской свитой. Сфалерит совместно с флюоритом наблюдается в цементе послынных и сопряженных с ними снизу секущих брекчий доломита; вниз по разрезу брекчии все более приобретают черты доломито-кварцитов, в них увеличивается содержание пирита. В общем виде вертикальная зональность выражается в преобладании сфалерита на верхних (по разрезу) горизонтах, светлоокрашенного флюорита на средних и яркофиолетового флюорита с пиритом в микроклиновых метасоматитах — на нижних. Наибольшие содержания сфалерита в послынных брекчиях 10—20 %, флюорита 10—15 %, в секущих брекчиях содержание флюорита до 65—70 %, сфалерита 5—8 %.

В **Саккырьском** рудном поле оруденение прослежено в верхней части оронской свиты на 5 км. Помимо пластового флюоритового и флюо-

рит-сфалеритового оруденения, наблюдающегося в послойных брекчиях мощностью 8—45 м, в нижней части разреза отмечено трубообразное тело брекчиево-метасоматических доломитов с богатой флюоритовой минерализацией (до 60 %).

В целом в Сетте-Дабане флюорит-полиметаллическое оруденение развито в полосе длиной около 200 км (Оронская зона). Выделяется несколько типов минерализации — от условно седиментационной кварц-флюоритовой до гидротермокарстовой в тектонически ослабленных послойных и секущих зонах растворения и обрушения. По времени со вторым типом оруденения синхронны микроклиновые и доломит-микроклиновые породы, возможно, сформированные в гидротермокарстовых пустотах и полостях отслоения одновременно с проявлением щелочного магматизма в позднем силуре — раннем девоне или вскоре после него [Кропачев А. П., Кутырев Э. И., Русецкая Г. А., 1983 г.].

С барвинским типом, по нашему мнению, сопоставимы месторождения в вулканогенно-терригенно-карстово-карбонатной формации нижнего карбона, развитые в Пенниннах (Англия) в трех главных районах: Олстон, Аскригг, Дербишир, охарактеризованные К. Данемом, К. Е. Биром и др. [1982 г.]. В **Олстоне** присутствуют месторождения: свинцовое Алленхедс, флюоритовое Болтсбурн, флюорит-галенитовые Редбурн, Гроверейк, Уайтхилс, сфалерит-галенитовое Нентхед, витеритовые Сетлингстоун, Саут-Мур, баритовые Нью-Бранселет, Силвербед, Клоусхаус. В **Аскригге** основными являются следующие месторождения: барито-флюоритовые Олд-Ганг, Аркендейл, Грассингтон, свинцовое Гринхау. В **Дербишире** наблюдается оруденение цинково-свинцовое (Миллклоуз), флюоритовое (Массон-Хилл), баритовое (Голконд). В **Северном Уэльсе** к карстовому типу может быть отнесен ряд месторождений или рудных залежей в верхней части визейских известняков: галенит-сфалеритовые (с серебром) рудного поля Халкин-Майнер (Вестминстер, Роусисмор, Дингл, Дип-Левел, Хендр, Брейи-Гуйог, Меис-и-Сефи, Майнера), цинковое Клуид.

Среди полиметаллических месторождений **Центральной Швеции**, в основном сопоставимых с атасуйским типом, некоторые объекты обнаруживают определенные черты сходства с гидротермокарстовыми. К ним, вероятно, относятся месторождения: медно-свинцово-цинковое Саксбергет, свинцово-цинковое (с серебром) рудное тело Мелангруван рудника Свердшё, массивные руды серебро-содержащего галенита на руднике Эстер-Сильвберг, медные (с флюоритом) рудника Стора-Лоберг, богатые цинковые рудника Лилла-Лоберг.

В заключение данного раздела подчеркнем следующее. В ряде контактовых (скарновых) месторождений (рис. 17) имеют место проявления гидротермокарстовых процессов, заполнение скарноворудным веществом полостей растворения. Такие месторождения иллюстрируют морфогенетическую связь контактовых и согласных объектов; коренные различия заключаются в том, что в согласных рудоконтролирующие структурные элементы являются, как правило, доскладчатыми, тесно связанными с элементами внутренней стратификации карбонатных толщ, тогда как в контактовых (Николаевское, Садовое, Верхнее месторождения) рудоносная поверхность подчинена зоне контакта формаций и нередко несогласна со слоистостью, а процесс рудообразования значительно оторван от времени накопления осадков рудовмещающих формаций.

## ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПАЛЕОКАРСТА

Познание палеокарста и исследование его роли в формировании свинцово-цинковых месторождений могут быть основаны на изучении современных карстовых полостей и их систем. С учетом обширной литературы по карсту предложена классификация карстовых полостей [Кутырев Э. И., Ляхницкий Ю. С., 1982 г.], связывающая их форму и положение в пространстве с особенностями геологического строения и гидродинамической зональностью карстовых массивов. Морфологически однородные карстовые полости образуют карстовые системы, среди которых можно выделить горизонтальные, каскадные и многоэтажные, а по проработанности карста и степени сложности — простые, разветвленные и лабиринтовые. В платформенных условиях преобладают горизонтальные системы с плохо выраженной вертикальной составляющей. Для складчатых горных областей характерны каскадные и многоэтажные системы с вертикальными полостями значительных размеров.

В литературе по рудным месторождениям рудный карст описывается еще сравнительно редко. Многие признаки карстовой природы полостей и выполняющих их рудных залежей затушевываются эпигенезом и метаморфизмом; полости, кроме того, редко сохраняются в толщах пород, а основные следы их развития — карстовые брекчии — трудноотличимы от тектонических или седиментационных брекчий. Обобщение материалов по карсту и карстовым месторождениям позволило Э. И. Кутыреву и Ю. С. Ляхницкому [1982 г.] наметить следующие основные признаки карста (палеокарста) и карстового оруденения.

1. Морфологические признаки: а) сходство формы рудных тел с формой карстовых полостей, б) карстовая скульптура или ее реликты — разнообразные карры, поверхности конденсационного выщелачивания, эрозионные русла со следами меандрирования потока, водобойные и мармитовые котлы, в) сходство морфологии систем рудных тел с морфологией карстовых систем; г) морфологическая зональность, позволяющая в ряде случаев различать карст и гидротермокарст.

2. Геоморфологические признаки: пространственная связь рудных тел с элементами палеорельефа, приуроченность их к уровням речных и морских террас, к древним базисам эрозии, слепым долинам, палеодепрессиям.

3. Палеоструктурные признаки: положение рудных тел относительно геологических палеоструктур, характерное для карстовых полостей, — в зонах поглощения и разгрузки карстовых вод, например на контакте карстующихся и водоупорных пород; выборочная ориентировка брекчий параллельно осям, крыльям складчатых форм.

4. Стратиграфические признаки: приуроченность рудных тел в разрезе к контактам с водоупорными горизонтами, к определенным палеогипсометрическим уровням в однородных, монотонных по составу толщах, нередко на определенном удалении от поверхности несогласия или стратиграфического перерыва.

5. Текстурные признаки заполнителя палеокарста: а) натечные образования — сталактиты, сталагмиты, коралиты, гелектиты, эскудаты; б) скорлуповатые, сферолитовые, кокардовые, корковые, крустификационно-полосчатые, ритмично-полосчатые текстуры руд и наполнителей полостей; в) текстуры отложений потоков (кося грядная слонстость), текстуры отстойников; г) реликтовые свободные полости различного размера, иногда с друзами минералов, в том числе рудных.

6. Вещественные признаки: а) специфический гранулометрический состав карстовых брекчий, состоящих из несортированного материала — от глыб до тонкого песка и глин; б) цемент брекчий — доломитовая мука, песок, карбонатный туф, травертин, узорчато-полосчатое рудное вещество, в том числе окислы сурьмы, окислы и карбонаты свинца и цинка (перечисленные образования могут встречаться и в виде самостоятельных карстовых заполнителей); в) принесенные водой обломки пород, отличные по составу от вмещающих образований.

7. Палеонтологические признаки: фауна и флора, особенно пыльца и споры, отличные по возрасту от вмещающих пород.

8. Температура образования заполнителя: карстового 5—50 °С, гидротермокарстового — до 200 °С, иногда выше.

Перечислим также некоторые отличительные признаки гидротермокарста: а) преобладание эксцентрических натечных образований — сферолитов, коралитов, гелектитов, эскудатов; б) гидротермокарстовые брекчии помимо обычных — гравитационно-обвальных и эрозионно-обвальных — включений содержат так называемые брекчии гидротермальных взрывов, происходящих при резком увеличении давления в результате вскипания раствора вблизи поверхности или вблизи полостей большого объема; вследствие таких взрывов образуются зоны раздробленных пород с радиально расходящимися и к периферии постепенно затухающими трещинами; в) гидротермокарстовые полости нередко минерализованы по всему сечению, тогда как карстовые — преимущественно в донной части или же выборочно: в кровле, подошве либо на стенках пустот; г) наиболее существенным морфологическим признаком гидротермокарста служит преобладание вертикальных полостей и брекчий в нижней части системы и горизонтальных — в верхней.

Следует подчеркнуть, что многие из перечисленных характеристик палеокарста являются конвергентными и, взятые в отдельности, не могут служить надежными диагностическими признаками. Однако в совокупности с другими характеристиками, в определенных их сочетаниях, они позволяют уверенно отличать карстогенный материал от сходных с ним по отдельным признакам экзогенных и эндогенных образований других типов.

**Выводы.** Приведенные материалы позволяют подчеркнуть следующие главные особенности карстовых месторождений.

1. Главными для карста и карстогенных рудных залежей и месторождений необходимо считать процессы, которые приводят к формированию различного рода полостей (путем растворения

горных пород) и брекчий (при обрушении стенок и кровли полостей). Поскольку полости, как правило, не сохраняются, важнейшими признаками палеокарста следует считать брекчии, их состав, форму тел, соотношение состава наполнителя и обломков, морфологические и другие признаки систем брекчиевых тел, указывающие на карстовое их происхождение.

2. Карстовые месторождения представляют собой весьма обширную группу не только в морфогенетическом, но и в морфоструктурном отношении. Далеко не все карстовые месторождения являются согласными. К собственно согласным относятся доскладчатые или нескладчатые месторождения, тесно связанные с закарстованными рифогенными или слонстыми карбонатными формациями (сарданинский и барвинский типы).

3. Особенности формирования карстоворудных месторождений определяют нетрадиционные подходы к изучению их строения, структур рудных полей, минерально-геохимической зональности, источников рудного вещества. Особое значение структурного анализа карстовых систем подчеркивается тем, что независимо от времени рудообразования промышленные параметры месторождений, морфология рудных залежей в основном определяются морфоструктурными особенностями, зрелостью карстовых массивов.

4. Методики изучения карстовых месторождений кроме традиционных методов формационного анализа, выявления стратиграфических, палеоклиматических, палеогеографических, палеотектонических и фациальных факторов контроля оруденения включают специальную методику изучения структуры палеокарстовых полостей и систем, положения оруденения в таких структурах, палеогеологические реконструкции на структурно-вещественной основе, исследование степени соответствия карстовых систем и систем рудных залежей, минерально-геохимической зональности, что является основой определения времени рудообразования и выявления факторов и критериев прогноза. Поскольку пространственные закономерности размещения месторождений и рудных тел определяются морфологическим типом карстовых полостей, брекчий и их систем, эти вопросы и необходимо рассматривать как главные, определяющие направление поисков и разведки.

В заключение I части книги можно обратить внимание на следующие факторы формационного контроля оруденения.

Свинец и цинк, без меди или с медью, образуют промышленные скопления почти во всех вещественных видах стратифицированных формаций. Исключение составляют лишь свинцовые месторождения, практически не встречающиеся в вулканогенных формациях основного состава.

Сравнением высокопродуктивных, слабопродуктивных и непродуктивных формаций установлено, что недифференцированные (хотя бы по одному параметру — составу или структуре) или слабо дифференцированные формации не содержат крупных согласных месторождений либо вмещают мелкие или непромышленные объекты.

Наиболее крупные месторождения связаны с формациями, дифференцированными по составу (известково-доломитовая; конгломерато-песчано-алевролито-аргиллитовая флишевая или флишеидная, нередко пестроцветная; непрерывная или контрастная вулканогенная; вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная) или по структуре (формации флишевые или флишеидные с проявлением ритмичности разного порядка). В частности, сопоставление сходных по валовому составу, но резко различающихся по продуктивности меденосных формаций Предуралья и Удоканского района показывает, что между этими формациями имеются существенные различия в структурах: меденосная формация Удокана характеризуется четко ритмичной структурой, состоит из мелких ритмов пород (3—5 м), образующих пять парагенераций мощностью 40—90 м каждая. В меденосных формациях Предуралья подобная ритмичность не установлена.

Таким образом, основными факторами продуктивности, общими для всех рядов формаций, являются закономерные связи промышленных скоплений меди, свинца и цинка с геологическими формациями, дифференцированными по составу или структуре либо одновременно по обоим характеристикам.

## ТИПЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ С СОГЛАСНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

### ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Широко известен историко-эволюционный подход к типизации рудных районов, металлогенических зон и провинций по этапам геосинклинально-складчатого развития (Ю. А. Билибин [6]; И. Г. Магакьян [1961 г.]; А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, Е. Т. Шаталов [1967 г.]). В последние годы рядом геологов развивается классификация металлогенических подразделений на основе анализа строения и состава отдельных участков земной коры и ее частей с использованием в качестве классификационных признаков типовых, как бы определяющих формаций и их рядов, глубины залегания фундамента и его обобщенного состава [38, 62]. В некоторых случаях эти признаки дополняются представлениями о степени геосинклинальной проработки массивов — слабой, умеренной, интенсивной [Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф., 1974, 1976 гг.].

М. Б. Бородаевской и др. [1973 г.] предложено различать в Магнитогорском мегасинклинории три основных типа районов: 1) в блоках с преобладающим развитием пород контрастной формации, залегающих на относительно глубоко погруженном фундаменте (Учалинский, Сибайский, Бурибайский районы); 2) в блоках с совместным развитием контрастной и последовательно дифференцированной продуктивных формаций или при ведущем значении последней, залегающей на приподнятом базальтовом или сиалическом фундаменте (Верхнеуральский, Александринский, Макан-Мамбетовский, Баймакский, Гайский, Ащebutакский, Джусинский районы); 3) в блоках с развитием пород недифференцированной базальтовой формации, залегающих на неглубоко погруженном сиалическом фундаменте и характеризующихся позднедевонской активизацией в связи с плутоническим магматизмом (Приорский, Домбаровский районы).

В. А. Прокин [62] дополняет эти признаки характером метаморфизма пород фундамента, различая четыре основных типа районов: 1) на эвгеосинклинальном фундаменте с преобладающим развитием контрастно дифференцированных вулканитов, 2) на эвгеосинклинальном основании с широким развитием непрерывно

дифференцированных вулканитов, 3) на гранитизированном фундаменте, 4) на миогеосинклинальном фундаменте. Фактически в этом подходе просматривается тенденция классификации районов по характеру разреза вулканогенно-осадочного слоя и по слоевой модели блоков коры.

Металлогеническим подразделениям низкого ранга, таким как рудное тело, рудное поле, месторождение, рудный район, по схеме Г. А. Твалчрелидзе [51], соответствуют следующие рудоконтролирующие структуры: складчатые и разрывные (рудным телам), антиклинали и синклинали (рудным полям, месторождениям), геосинклинальные подзоны — антиклинории и синклинории (рудным районам).

Для более общих (чем рудный район) таксонов предлагались следующие основные классификации. Д. И. Горжевский и др. [1976 г.] выделяют девять типов структурно-металлогенических зон (провинций) с месторождениями свинца, цинка, из них шесть — для месторождений колчеданных, стратиформных и атакситовых типов (в терминах Д. И. Горжевского и др.). При этом в качестве крупных подразделений называются эвгеосинклинали, терригенные геосинклинали, активизированные чехлы платформ и краевые части срединных массивов, периферические части миогеосинклиналей, межгорные впадины. Среди колчеданных провинций М. Б. Бородаевской и др. [1976 г.] предложено различать следующие типы: 1) островные дуги, развившиеся на коре океанического, переходного и континентального типов; 2) рифтовые зоны с вулканогенным и терригенным выполнением; 3) окраинные и внутренние моря с развитием карбонатных и терригенных флишеидных отложений.

Используя классификации геоструктур, разработанные В. В. Белоусовым, Г. С. Дзоцендзе, М. В. Муратовым, Ж. Обуэном, Н. С. Шатским, Г. Штилле, в 1972 г. Г. А. Твалчрелидзе предложил, вероятно, наиболее полную таксономическую схему крупных тектонических и металлогенических подразделений. Колчеданные месторождения объединяются им в группы по приуроченности к определенным типам или подтипам геосинклиналей, в частности к первичным или вторичным вулканогенным эвгеосинклиналям. В общем случае наиболее существенные различия колчеданных месторождений указанных двух групп сводятся к генезису и морфологии: в первичных геосинклиналях — преимущественно гидротермально-осадочный генезис (пластообразные залежи), во вторичных эвгеосинклиналях — генезис вулканогенно-субвулканический (штокообразные залежи). Это подразделение, по существу, представляет и типизацию металлогенических зон с колчеданными месторождениями. В свою очередь классификацию геосинклинальных зон Г. А. Твалчрелидзе рекомендует проводить по их положению в геосинклинальных системах, различая эвгеосинклинали (интерниды) и миогеосинклинали (экстерниды). Среди эвгеосинклиналей выделяются офиолитовый, вулканогенный, терригенный и сланцевый типы. Металлогенические зоны подразделяются на

рудные районы или рудные зоны в зависимости от морфологических особенностей территории.

М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, Г. А. Твалчрелидзе и др. [32], развивая принцип типизации на геотектонической и палеотектонической основе с учетом обобщенного состава колчеданосных отложений, выделяют колчеданосные провинции двух групп: с существенно вулканогенным и существенно терригенным или терригенно-карбонатным выполнением геоструктур. С неопределенностью объема «существенного» связан и ряд неопределенностей данного подхода. При выделении типов провинций авторы руководствуются составом рудовмещающих толщ, соотношениями главных рудообразующих элементов и минеральным составом руд. В итоге полученная классификация провинций фактически является классификацией месторождений или рудных районов на формационной основе, что подчеркивается и названиями типов провинций (уральский, рудноалтайский, филизчайский, атасуйский и др.), которые ранее предлагались для формационных типов месторождений [40].

Д. В. Рундквистом и др. [65] разработана детальная типизация структурно-формационных и структурно-металлогенических зон, основанная на учете истории геологического развития, запечатленной в рядах геологических формаций. Структурно-металлогеническая зона (а вместе с тем и структурно-формационная) рассматривается как проявление комплекса формаций. Недостаток реализации этого подхода заключен в неопределенности объема «структурно-вещественного комплекса» и выделении таких комплексов только по преобладанию вулканогенных или осадочных пород без учета мощности, структурных взаимоотношений, направленности изменения состава рядов формаций и т. д.

Автором [41] предложена таксономия тектонических и паритетных металлогенических подразделений, в усовершенствованном виде представленная в табл. 2. На каждом таксономическом уровне выделены классы элементарных структур и таксонов — парагенерации и формации; ритмы и комплексы; слои и блоки; серии и системы; приведены металлогенические единицы, соответствующие определенным таксонам; указаны металлогенические и прогнозные единицы, соответствующие геологическим телам (элементарным структурам) этого же таксономического уровня. Таким образом, применительно к согласным месторождениям меди, свинца и цинка рудный район соответствует определенному структурно-вещественному типу формационного комплекса в его рудоносной части.

В отличие от классификации комплексов, предложенной Д. В. Рундквистом и др. [65], важнейшим структурным классификационным признаком формационного комплекса мы считаем параметр, наиболее весомо отражающий историю геотектонического развития данного района, а именно среднеарифметическую мощность  $h$  входящих в состав комплекса формационных ритмов, равную его мощности, деленной на число ритмов. По средней мощно-

сти формационных ритмов комплексы делятся на два класса: геосинклинальные ( $h > 1$  км) и комплексы чехлов ( $h < 1$  км). Для диагностики класса в общем случае можно пользоваться и мощностью комплекса в целом, так как установлено, что геосинклинальные комплексы обычно имеют мощность свыше 5 км. Однако в ряде случаев нет возможности измерить мощность от подошвы до кровли, если полный разрез не вскрыт или эродирован. Косвенным, но надежным признаком геосинклинального комплекса будет мощность верхнего формационного ритма, равная или превышающая 1 км.

В определенных ситуациях, когда геосинклинальное развитие трога не завершается складчатостью, многоритмовый комплекс может содержать в своей верхней части формационные ритмы мощностью менее 1 км. В таких случаях необходимо различать два этапа становления комплекса: геосинклинальный, в течение которого совершается интенсивное прогибание и формируются ритмы мощностью свыше 1 км, и супрагеосинклинальный. Длительность становления формационных ритмов в докембрии равна примерно 300—350 млн. лет, в палеозое 25—30 млн. лет, в мезозое 10—20 млн. лет, в кайнозое 5—10 млн. лет; эти ритмы проявляются в основном синхронно, отражая общий ритм («пульс») тектонической жизни крупных регионов. Границы отдельных ритмов этого порядка требуют еще некоторого уточнения, но в целом общая шкала их уже достаточно ясна\*:

$PR_1^1, PR_1^2, PR_2, PR_3^1, PR_3^2, PR_3^3, V - \epsilon_2, \epsilon_3 - O_2, O_3 - S_1, S_2 - D_2ef_1, D_2ef_2 - D_3f_1, D_3f_2 - C_1t_1, C_1t_2 - n, C_2, C_3 - P_1, P_{1-2}, P_2 - T_2, T_3 - J_1, J_{1-2}, J_{2-3}, K_1, K_{1-2}, K_2^3 - P_2^1, P_2^2 - P_3^1, P_3^2 - N_1^1, N_1^2 - N_2^1, N_2^2 - Q.$

По направленности смены формаций в разрезе намечается шесть классов ритмов: гомодромный, антидромный, регрессивный, трансгрессивный; реже встречаются центробежные и центростремительные ритмы. Гомодромные ритмы проявляются в смене недифференцированных базальтовых и базальт-кремнистых формаций базальт-андезит-дацит-липаритовой (непрерывной) или базальт-липаритовой (контрастной) формациями. Ритмы антидромной направленности нередко начинаются непрерывной или контрастной формациями, которые сменяются андезито-базальтовой, базальт-терригенной или осадочными. Антидромной последовательности вулканогенных пород в ритмах этого типа обычно соответствует трансгрессивная последовательность осадочных пород — от конгломератов к песчаникам, глинистым и известковым породам. В край-

\* При анализе блокового строения территорий с целью их прогнозной оценки принято трехчленное деление протерозоя и рифея, удобное в практическом аспекте, с границами  $PR_1/PR_2$  1900 млн. лет,  $PR_2/PR_3$  1600 млн. лет,  $PR_3^1/PR_3^2$  1300 млн. лет,  $PR_3^2/PR_3^3$  900—1000 млн. лет,  $PR_3^3/V$  650 млн. лет.

нем выражении, при редуцированном развитии вулканогенных пород, в соответствии с последовательностью осадочных формаций намечаются самостоятельные трансгрессивные ритмы (снизу вверх — от грубообломочных отложений к терригенным флишевым и карбонатным) или регрессивные (при обратном порядке). Ритмы этих типов обычно присущи миогеосинклинальным прогибам. В эвгеосинклиналях они особенно характерны для основания и верхней части разреза.

Большое значение для металлогенического анализа имеет тип распределения мощностей между ритмами в комплексах мощностью свыше 5—7 км. По этому признаку выделяется нормальное распределение, заключающееся в том, что мощность ритма, занимающего самое нижнее положение в разрезе комплекса, обычно превышает 3,5 км, мощность второго ритма составляет около 2,5 км, третьего 1—1,5 км; последующие ритмы, как правило, имеют мощность 1 км и менее. При диагностике геосинклинальных комплексов следует иметь в виду одно исключение: в передовых прогибах мощности комплексов (свыше 5 км) и ритмов (свыше 1 км) нередко имеют геосинклинальный порядок, хотя геоструктуры явно не геосинклинальные. Этот вариант диагностируется по нарушению (нередко скачкообразному) нормальному распределению мощностей ритмов, скоррелированному с погрублением пород в формациях, слагающих аномальные ритмы. В итоге различаются комплексы чехлов, геосинклинальные и их разновидность — сложные геосинклинальные (с супрагеосинклинальной вершиной).

Вторым классификационным признаком служит обобщенный состав; по этому признаку различаются вулканогенные, осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы. Как для выяснения закономерностей размещения месторождений, так и для прогнозирования на данном таксономическом уровне соотношения объемов вулканогенных и терригенно-карбонатных формаций не имеют принципиального значения. Гораздо важнее их последовательность в разрезе. По этому структурному признаку различаются вулканогенно-осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы; порядок написания составных частей отражает обобщенную последовательность формаций в разрезах снизу вверх. Для вулканогенных комплексов применяются такие структурные термины, как гомодромный, указывающий на расположение в разрезе основных пород и формаций внизу, а кислых — вверху; антидромный, обозначающий обратную последовательность формаций. Термин центробежный указывает на расположение кислых пород и формаций в средней части, а основных — внизу и вверху разреза, а центростремительный — на обратную последовательность. Таким образом, термины антидромный и гомодромный употребляются для обозначения одновременно и состава и последовательности формаций.

Для комплексов, сложенных терригенными и карбонатными формациями, применяются термины трансгрессивный (в случае расположения терригенных формаций внизу разреза, а карбонат-

Классификация формационных комплексов (рудных районов) с согласными месторождениями меди, свинца и цинка

Классы	Группы	Типы и подтипы	Примеры рудных районов	
Геосинклинальные комплексы	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные	Изотропные	Зюзельский, Домбаровский, Новониколаевский, Зауральский, Пышминско-Ключевской, Кипрский, о. Корсика, Французские Альпы	
		Центробежные	Существенно вулканогенные	Узельгинский, Сибайский, Гайский, Кировградский, Дегтярский
			Существенно карбонатно-терригенные	Удоканский, Джезказганский, Курпанджинский
		Гомодромные	Макан-Мамбетовский, Баймакский, Среднеорский, Норанда, Тимминс, Вал-д'Ор, Маттагами	
		Центростремительные	Вулканогенно-терригенные	Олоkitский, Белокано-Закапальский, Бугузун-Богутинский, Саурейский, Поркьюпайн (Уайт-Пайн), Макаптур, Салливан
			Вулканогенно-карбонатные	Атасуйский, Уч-Кулачский, Текелийский, Бурултасский, Горевский, Миргалимсайский, Ачисайский, Сардана-Уруйский, районы Оронской зоны, Маскот-Джефферсон-Сити, Остинвилл-Айванхо, Фриденсвилл
		Антидромные	Болиден, Менстреск, Малонсет, Кедтреск, Неслиден, Адак, Кристинеберг	

Классы	Группы	Типы и подтипы	Примеры рудных районов
Геосинклинальные комплексы	Осадочно-вулканогенные	Центробежные	Медногорский, Урупо-Бескесский, Худесский, Дамблудский, Алавердский, Кедабекский, Кафанский
		Гомодромные	Рио-Тинто, Сан-Доминго
		Центростремительные	Лениногорский
		Антидромные	Березовско-Белусовский, Николаевский, Тимок (Бор)
	Осадочные	Трансгрессивные	Любин-Серошовице (?)
		Регрессивные	?
		Центробежные	?
		Центростремительные	Районы Замбии, Заира
Комплексы щелоч	Осадочные	Трансгрессивные	Мансфельд, Эйслебен, Зангерхаузен
		Регрессивные	Районы Приуралья (?)
		Центростремительные	Приенисейский, Ленский, Мурско-Тасеевский, Пайн-Пойнт, Верхнемиссисиппская долина, Иллинойс-Кентукки
	Осадочно-вулканогенные		?
	Вулканогенно-осадочные		?
Вулканогенные		?	

ных сверху) и регрессивный (при обратной последовательности)\*. В комплексах с центробежной структурой терригенные или грубо-обломочные формации расположены в средней части комплекса, с центростремительной — те же формации находятся внизу и сверху разреза. Таким образом, термины центробежный и центростремительный являются чисто структурными. Поэтому для уточнения состава преобладающих формаций структурные типы центробежных и центростремительных комплексов подразделяются на подтипы: преимущественно вулканогенный, терригенный или карбонатный. Для случаев, когда комплекс характеризуется неопределенной последовательностью формаций, применяется структурный термин «изотропный».

В итоге с использованием указанных трех характеристик: мощности, обобщенного состава и последовательности формаций — выделяются свыше 30 формационных комплексов. Среди них лишь часть содержит промышленные согласные медные и свинцово-цинковые месторождения (табл. 4), а в других минерализация не достигает кондиций, не установлена или встречаются только секущие месторождения.

#### ГЛАВА 10

### ТИПЫ РУДОНОСНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ (РУДНЫХ РАЙОНОВ)

#### ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ИЗОТРОПНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

К рудным районам, соответствующим геосинклинальным вулканогенным и вулканогенно-осадочным изотропным комплексам, относятся некоторые районы Урала (Домбаровский, Новониколаевский, Зауральский, Зюзельский, Пышминско-Ключевской) и Средиземноморья. В отношении как этого типа рудоносных комплексов, так и других, неизменно стоит вопрос о формационном составе основания, сведения о котором почти всегда противоречивы и ненадежны. Лишь в редких случаях, при наклонном залегании толщ, можно наблюдать переход габбро, габбро-диоритов в диабазы и базальты основания вулканогенного комплекса (Зюзельский район), но и в этих случаях нет уверенности в том, что основные интрузивные породы не сформированы метасоматически по вулканогенным образованиям того же комплекса.

---

\* Однако при определении структурного типа учитывается не только состав, но и местные несогласия и перерывы, в геодинамическом отношении эквивалентные терригенным формациям и корам выветривания. Поэтому, например, структура терригенно-карбонатного комплекса со стратиграфическими несогласиями внутри карбонатной части разреза является не трансгрессивной, как это следовало бы при учете только последовательности смены формаций, а регрессивной.

Естественно, указанные породы интрузивного облика не следует безоговорочно объединять с вулканогенным комплексом.

Поскольку при ритмостратиграфическом анализе приходится проводить палеореконструкции, по возможности освобождая разрез от продуктов его преобразования, необходимо принять следующие допущения. Условимся считать, что формации ряда габбро—плагиограниты—граносиениты, образующие регионально выдержанный стратифицированный разрез, содержащие ксенолиты, останцы базальтов (габбро) или терригенных пород (сланцев, песчаников) и согласно перекрытые или постепенно переходящие в вулканогенные образования, в палеоструктурном отношении являющиеся частью вулканогенного или вулканогенно-осадочного комплекса, который они сейчас подстилают. Убедительные доказательства правомерности такого допущения имеются на Среднем Урале, где габбро-плагиогранитные Ревдинский и Тагильский «интрузивные» массивы (пластины) согласно сменяются на восток рудоносным вулканогенным комплексом верхнего ордовика — среднего девона.

В **Зюзельском** районе недифференцированная рудоносная формация непосредственно контактирует с габбро, без «прослойки» плагиогранитов, свойственной более северным районам. Таким образом, и в современном, и в палеоструктурном плане рудоносный ритм является первым в разрезе вулканогенного комплекса, но основание его габброизировано. С данной особенностью разреза коррелируются серноколчеданный (с кобальтом и никелем) состав руд и незначительные размеры меднорудных залежей.

Аналогичный разрез наблюдается в районе массива **Троодос** (Кипр), где комплекс толеитовых базальтов мощностью около 1300 м вниз по разрезу сменяется ореолом диабазов, микрогаббро, микродиоритов и гранофиров, переходящих в пироксениты, перидотиты, дуниты — образования базальтового слоя коры. Таким образом, кипрские месторождения располагаются в первом формационном ритме вулканогенного комплекса.

Сходный разрез охарактеризовали Ж. Буладон и П. Пико [1968 г.] для районов раннеальпийских колчеданных месторождений **Северо-Западного Средиземноморья**. Мезозойский комплекс сиенитов, туфов и туффитов основного состава и яшмоидов, вмещающий стратифицированные серноколчеданные и медноколчеданные месторождения в Альпах (Олломонт, Сан-Марсель, Аляно, Сан-Веран) и на Корсике (Франгон, Ербажолло, Веззони, Носета), подстилается перидотит-габбро-диабазовым комплексом.

Менее уверенно к рассматриваемому типу относится **Домбаровский** рудный район. Рудоносные эффузивно-пирокластические породы образуют клин среди гранитов палеозоя и сланцев ордовика. На севере недифференцированные базальты перекрывают толщу зеленых сланцев с песчаниками и кремнистыми сланцами; эта толща скорее всего и представляет основание вулканогенного

комплекса и условно относится к ритму  $S_2-D_2ef_1$ . Стратифицированные медноколчеданные (с цинком) месторождения (Летнее, Осеннее) располагаются в верхней части разреза базальтов и андезито-базальтов второго ритма  $D_2ef_2-D_3$  (по М. Л. Тесаловскому и др. [1973 г.], —  $D_{1-2}$ ), имеющего резко изменчивую мощность — от 0,5 до 4 км.

В целом рассмотренный тип формационных комплексов характеризуется преобладанием небольших по размеру корневых и стратифицированных месторождений, преимущественно серноколчеданных, реже медноколчеданных с незначительным развитием в рудах сфалерита.

### **ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ (СУЩЕСТВЕННО ВУЛКАНОГЕННЫЕ) КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРОБЕЖНОЙ СТРУКТУРЫ**

Рудные районы, соответствующие комплексам этого типа, являются основными среди колчеданосных. Хотя нельзя с уверенностью сказать, что под мощным вулканогенным рудоносным комплексом нет сиалического или вулканогенно-терригенного продолжения, по геофизическим данным и по составу формаций более древних, чем рудоносные, обнаженных в обрамлении, следует предполагать непосредственный переход эффузивов в базальтовый слой. К таким районам относятся Сибайский, Гайский, Ащебутакский, Теренсайский, Верхнеуральский, Учалинский, Кировградский, Красноуральский на Урале.

В **Верхнеуральском** рудном районе, объединяющем месторождения им. XIX партсъезда, Узельгинское, Молодежное, Чебачье, Талганское, самая нижняя из вскрытой части разреза сложена эффузивно-пирокластической базальт-андезито-базальтовой формацией эйфеля—живета [Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., 1974 г.], сменяющейся живетской эффузивно-пирокластической липарит-дацитовой рудоносной формацией; выше последовательно располагаются рифогенная известняковая, вулканогенно-терригенная эффузивно-пирокластическая базальт-андезито-базальтовая формации живета (и нижнего франа?). Все вместе они образуют центростремительный вулканогенно-терригенный ритм мощностью не менее 2,5 км. Подстилающий его ритм предположительно охватывает вулканогенные недифференцированные формации в возрастном диапазоне  $S_2-D_2ef_1$ , соответствующие рудоносной толще Гайского и Сибайского месторождений; мощность ритма по геофизическим данным не менее 3—4 км.

На всех других месторождениях этой группы Южного Урала разрез рудоносного комплекса в общих чертах повторяет (кроме карбонатной рифовой формации) Верхнеуральский, но стратиграфическое положение основного рудоносного уровня и мощность одновозрастных формаций скачкообразно меняются. На уровне живета, по-видимому, располагаются месторождения Ащебутакского, Теренсайского, Айдырлинского районов; на уровне ниж-

него эйфеля или нижнего девона — месторождения Сибайского, Гайского, Учалинского районов. Во второй группе районов по сравнению с первой весь разрез как бы «смещен» (удревлен) на один интервал ритмостратиграфической шкалы, при этом мощность рудоносного ритма независимо от возраста находится в пределах 2—2,5 км.

Необходимо подчеркнуть некоторые особенности рудоносного комплекса Дегтярского и Кировградского районов, установленные в последние годы в результате поисково-структурного бурения. По новым данным на Среднем Урале развито два разновозрастных рудоносных комплекса. Разрез более древнего начинается эффузивно-пирокластической базальт-андезитовой (базальт-андезито-трахитовой?) формацией, сменяющейся рудоносной диабазальбитофировой, содержащей наряду с субвулканическими дайтами крупные тела метасоматических кварцевых альбитофиров. Этот интервал разреза условно датируется  $O_3-S_1$  и характеризуется мощностью около 2 км. Выше лежащий ритм  $S_2-D_2ef_1$  слагают эффузивно-пирокластическая андезитово-базальтовая, карбонатно-терригенная базальт-трахитовая формации; мощность ритма 1,5—2 км.

Следующий ритм трансгрессивной структуры ( $D_2ef_2-D_3f_1$ ) начинается терригенно-вулканогенной (туффитовой) андезитово-базальтовой формацией повышенной щелочности, которая сменяется молассоидно-флишоидной, последняя — терригенно-карбонатной рифовой с фауной эйфеля, выше следует терригенно-глинисто-карбонатная формация, частично фациально замещающая рифовую. Мощность ритма 1700 м. Выше лежащая черносланцевая формация (200—300 м), завершающая разрез, относится к началу следующего ( $D_3f_2-C_1$ ) ритма.

Габбро-плагиогранитный комплекс, подстилающий рудоносный, в ретроспективе представляет габброизированное и гранитизированное начало вулканогенного комплекса и имеет постепенный переход к дунит-пироксенитовому комплексу геосинклинального основания Тагильского прогиба. «Внедрение» габбро и плагиогранитов датируется ранним силуром [Соболев И. Д., 1970 г.], т. е. синхронно рудоносному ритму.

Таким образом, в ретроспективе рудоносный ритм  $O_3-S_1$ , вмещающий Левихинское, Шайтанское, Карпушихинское и Ломовское месторождения, является по счету вторым в разрезе. Обращают на себя внимание аномально высокие мощности третьего  $S_2-D_2$  и четвертого  $D_2-3$  ритмов (1,5—2 и 1,7 км соответственно), особенно если учесть, что все толщи сдавлены и судя по удлинению обломков в породах уменьшены в мощности на 1/3. Объяснение этому явлению находится в восточном крыле Тагильского прогиба, где обнажается рудоносный комплекс, вмещающий Дегтярское, Чусовское, Новоежовское и им. III Интернационала месторождения, располагающиеся по последним данным в верхах ритма  $S_2-D_2ef$ , т. е. на уровне карбонатно-терригенной базальт-трахитовой формации Левихинской зоны.

Весь разрез Дегтярской зоны в формационном отношении как бы смещен вверх по ритмостратиграфической шкале на одну ячейку, и «аномальный» характер распределения мощностей ритмов Левихинской зоны объясняется этим обстоятельством: ритм  $S_2-D_2$ , который в Левихинской зоне является третьим, увеличиваясь в мощности на восток, в Дегтярской зоне становится вторым.

Таким образом, геосинклиналильные формационные комплексы центробежной структуры контролируют значительные по размерам медно-цинково-колчеданные месторождения; среди них наиболее крупные относятся к шток-камерному морфогенетическому типу. Объяснение масштабности оруденения можно видеть как в самом механизме формирования шток-камерных месторождений, обеспечивающем наиболее полное извлечение полезных компонентов (в том числе бария, висмута, мышьяка) из гидротермальных растворов, так и в особенностях структуры комплексов и рудоносных формационных ритмов, определяющих сохранность колчеданных залежей в толщах пород.

#### **ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ (КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫЕ) КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРОБЕЖНОЙ СТРУКТУРЫ**

Рудные районы, соответствующие вулканогенно-осадочным комплексам центробежной структуры, принадлежат тому же структурному типу, что и районы с медно-цинково-колчеданными месторождениями уральского типа. Коренное отличие заключается в том, что в первых вулканогенные формации или редуцированы, или их развитие ограничено первым ритмом, тогда как в комплексах с колчеданными месторождениями на второй ритм приходится этап активной вулканической деятельности. К рудным районам в вулканогенно-осадочных (карбонатно-терригенных) комплексах относятся Удоканский, Джекказганский, Курпанджинский и ряд других.

В Удоканском районе разрез комплекса характеризуется четырехритмовым строением. Ритмы почти соответствуют подсериам (снизу вверх): кодарской, чининской, кеменской; намингинская свита представляет начало самостоятельного ритма. Кодарский ритм сложен формациями флишоидного ряда с ограниченно развитыми зелеными сланцами по вулканогенным породам. В восточной части хр. Удокан вверху ритма развит карбонатно-терригенный флиш. Общая мощность ритма составляет более 3,5 км. Чининский ритм имеет четко выраженную трансгрессивную структуру, обусловленную сменой снизу вверх грубого терригенного флиша терригенно-карбонатным флишем и известняковой формацией, по латерали замещающей специфической формацией брекчиевидных альбититов, сформированной, видимо, по древним соленосным отложениям. Общая мощность ритма 2,5—3,0 км.

Кеменский ритм (без намингинской свиты и пачки *B* сакуканской свиты) характеризуется центробежной структурой, обус-

ловленной расположением тонкой молассы в средней части разреза, а флишеидных (рудоносных) образований — внизу (талаканская свита) и вверху (верхняя подсвита сакуканской свиты). Мощность ритма 2,5 км. Четвертый ритм соответствует пачке В сакуканской свиты и намингинской свите. Структура флишеидного ритма трансгрессивная, неполная мощность около 1 км. Первый (снизу) ритм — стерилен в отношении медной минерализации. Во втором, чининском, содержатся небольшие по масштабам месторождения медистых песчаников, широко развиты медистые сланцы. В третьем, кеменском, ритме находятся Удоканское месторождение медистых песчаников и серия горизонтов медистых сланцев. Таким образом, интенсивность минерализации возрастает снизу вверх по разрезу комплекса на фоне центробежной его структуры с общей регрессивной тенденцией.

**Джезказганский** рудный район расположен в Центральном Казахстане. Анализ материалов по геологическому строению района, приведенных в работах Ю. В. Богданова, А. С. Кумпана и других авторов, позволяет выявить в строении рудоносного комплекса следующие особенности.

Первый (снизу) ритм  $D_3^2-C_1t$  характеризуется трансгрессивной структурой, со сменой вулканогенно-терригенной грубой молассы карбонатными и кремнисто-карбонатными формациями; мощность ритма в складчатом обрамлении района 650—2500 м и более. Второй ритм включает визе-намюрскую часть разреза: ишимский, яговкинский, дальненский, белеутинский горизонты таскудукской свиты. Разрезы этого ритма существенно различаются в разных частях территории. На севере Джезказганской синклинали (месторождения Итаузское, Сарыобинское, Кипшакпайское, Карашошакское) наблюдается смена в разрезе песчано-глинисто-карбонатных формаций терригенными флишеидными и молассоидными пестроцветными, что обуславливает общую регрессивную структуру ритма. Южнее песчано-глинисто-карбонатная формация сменяется тонким песчано-алевролитоглинистым флишем (завершенным маркирующим горизонтом кремнистых аргиллитов или известняков с примесью туфогенного материала), что определяет трансгрессивную структуру ритма. Медистые отложения четко следуют границе смены типов разреза этого ритма. Мощность его колеблется от 1200 м до 2400 м.

Третий ритм включает покровский горизонт таскудукской свиты и джезказганскую свиту. Для этого ритма устанавливается три типа разрезов. Один из них с монотонной структурой, без определенной направленности в смене пород развит на севере Джезказганской синклинали и представлен красноцветной формацией. Второй тип разреза в районе Джезказганского месторождения и южнее характеризуется молассоидной и флишеидной песчано-алевролитоглинистой и выше — красноцветной терригенной формациями, что обуславливает регрессивную структуру ритма. Третий тип разреза — южнее Джезказганской и Кумолин-

ской синклинали — характеризуется ясно выраженной регрессивной структурой, но с постепенной сменой алеврито-глинистого флиша пестроцветной флишоидной песчано-алеврито-глинистой формацией (без промежуточной песчаной молассы) и далее красноцветной терригенной формацией. Медное оруденение развито вдоль границы латеральной смены подтипов разреза рассматриваемого ритма, фиксированной телами песчаной молассы и зонами перехода красноцветных отложений в сероцветные. Верхняя граница ритма проводится условно и соответствует времени «отмирания» сероцветной формации. Мощность ритма колеблется от 400 до 1000 м, и по этому признаку ритм является супрагеосинклинальным.

Четвертый ритм в Джеккаганском районе представлен красноцветной песчано-алеврито-глинистой формацией мощностью около 350 м (жиделисайская свита,  $C_3-P_1$ ).

Таким образом, структура комплекса, развитого в Джеккаганском районе, — центробежная с общей регрессивной тенденцией, обусловленная расположением карбонатно-алеврито-глинистых формаций в нижней и верхней частях, а флишевых, флишоидных и молассоидных формаций — в средней части комплекса. Общая мощность разреза колеблется от 2 км на склонах палеоподнятий до 6 км и более в прогибах. На фоне этой общей тенденции выявляется сложное внутреннее строение комплекса. Слагающие его ритмы характеризуются резкими изменениями мощностей, а комплекс в целом — аномальным распределением мощностей между ритмами: 2500—2400—1000—350 м. Медное оруденение сосредоточено в верхах второго и в третьем ритме. Рудоносные ритмы характеризуются на разных участках трансгрессивной или регрессивной структурой, причем медное оруденение тяготеет к участкам смены структурных типов. Рудовещающей в разрезе служит пестроцветная флишоидная песчано-алеврито-глинистая формация, рудоконтролирующей — песчаная молассоидная формация. В случае отсутствия песчаной молассоидной формации и при непосредственной латеральной смене красноцветной формации пестроцветной последняя является безрудной.

### **ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГОМОДРОМНОЙ СТРУКТУРЫ**

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы гомодромной структуры отличаются от таковых с центробежной структурой отсутствием повторения в разрезе эффузивно-пирокластических толщ основного состава, ограниченных началом становления разреза. Примерами служат Макан-Мамбетовский и Баймакский рудные районы; Норанда, Тимминс, Вал-д'Ор, Маттагами (Северная Америка).

В рудном районе **Норанда** (центральная часть пояса Абитиб) медно-цинково-колчеданные месторождения Вайз, Кьемонт,

Хорн, Милленбах, Норметал и другие, по данным Д. Сангстера и др. [84], располагаются в архейском вулканогенно (базальт-андезит-дацит-риолитово)-граувакково-молассовом комплексе. Нижнюю часть разреза (3—6 км), сложенную андезито-базальтовыми лавами и лавобрекчиями, сменяющимися андезито-дацитовыми лавами (1,5—3 км) с риолитами в кровле, можно считать гомодромным ритмом; месторождения в нем не обнаружены. Верхний ритм сложен чередующимися андезитами и риолитами (с небольшим количеством осадочных пород); с каждым из трех уровней риолитов связаны медно-цинково-колчеданные месторождения, а наибольшее их число — с нижним. К третьему ритму относится граувакково-молассовая толща (0,6—1,8 км). Таким образом, комплекс в целом — вулканогенно-осадочный, гомодромный; рудоносным является второй (снизу) формационный ритм также гомодромной структуры. Сходный разрез (с различными вариациями) наблюдается и в других рудных районах пояса (Тимминс, Вал-д'Ор, Маттагами).

**Макан-Мамбетовский** район соответствует площади развития протяженной гряды, сложенной непрерывным рядом формаций: существенно вулканогенных внизу, осадочно-вулканогенных в средней части и вулканогенных вверху, расположенных в гомодромной последовательности. Ряд включает два ритма: недифференцированный вулканогенный (с кремнисто-терригенной кровлей)  $O_3-S_1$ , вмещающий Бурибайское серно(медно)колчеданное корневое месторождение, и  $S_2-D_2$  — ритм, обеспечивающий гомодромную структуру комплекса; этот ритм является основным рудоносным.

В самом общем виде эволюцию вулканизма района В. А. Прокин [62] определяет следующим образом: «от широких площадных проявлений к локальным, от подводных излияний — к наземным, от пород основного состава — к кислым, от лавовых фаций — к пирокластическим и субвулканическим». Рудоносная верхняя часть комплекса сложена формациями андезито-дацитового ряда, выполняющими пологую мульду, в которой горизонты туфов и лав чередуются с прослоями туфогенно-осадочных пород (основных рудовмещающих); количество последних в самой верхней, кислой, части разреза ничтожно, чем фиксируется переход к субаэральной обстановке.

Морфология рудных залежей простая на востоке мульды (Ташкулинское, Октябрьское месторождения) и усложняется с приближением к Маканскому разлому (Маканское, Южно-Маканское). Характерной чертой месторождений района является широкий спектр рудных элементов и их дифференциация в разрезе: нижние рудные тела имеют в основном медный состав и высокие содержания меди [при отношении  $Cu/(Zn + Cu) = 0,796 \div 0,826$ ], тогда как верхние, заключенные в дацитах, являются барит-галенит-сфалерит-халькопиритовыми с отношением  $Cu/(Zn + Cu) = 0,39$  [Кривцов А. И., 1973 г.]. Повышенные со-

держания меди обычно обусловлены халькопирит-борнитовым составом руд.

В Баймакском рудном районе рудовмещающей является баймак-бурибаевская свита, вскрытая в Таналык-Баймакской антиклинальной зоне — сложном вулканогенном сооружении. В составе свиты снизу вверх последовательно увеличивается количество все более кислых вулканогенных пород. В целом район имеет много общего с Макан-Мамбетовским, отличаясь более широким распространением субвулканических тел в пределах вулканических построек центрального типа. От эрозии сохранилось до половины высоты мелких вулканических конусов. Характерной чертой построек является длительность их развития, что выражается в совмещении разновозрастных вулканических центров.

Основной особенностью металлогении района является наличие многочисленных разнообразных по составу, преимущественно мелких корневых и шток-камерных месторождений: серноколчеданных (Кульюртауское, Семеновское), медноколчеданных (Южное, Юлалинское, Южно-Таштауское), медно-цинковых (Северо-Таштауское и Майское), полиметаллических (Уваряжское, Бакраутское, Байкаринское, Восточно-Кузнечное, Троицкое, Таналыкское, Новосеменовское, Балтатауское) и баритового (Тубакаинское). Характерно участие в строении рудно-метасоматической колонки вторичных кварцитов, содержащих корунд, андалузит, иногда молибденит (Кульюртауское, Бакраутское), что сближает эти месторождения с медно-порфировыми. Месторождения характеризуются сложной морфологией, сочетанием согласных и секущих залежей [62].

Рассмотренный рудный район характеризуется гомодромной последовательностью дифференциации вулканитов; сложным сочетанием вулканопольных брахиантиклиналей, кальдерных просадок и межкупольных синклиналей; широким развитием в составе вулканогенного субстрата андезитов, в который внедрены многочисленные субвулканические многофазные тела кислого состава; широким спектром металлогенической специализации с признаками перехода эксгаляционно-осадочных руд в гидротермально-метасоматические, типично медно-колчеданных месторождений в медно-порфировые. К аналогичным районам, но значительно сильнее метаморфизованным в пострудный этап, относится Среднеорский район Южного Урала.

Таким образом, в рассмотренном структурном типе вулканогенно-осадочных комплексов размещены колчеданные месторождения обычно небольшие по размерам, с барит-полиметаллическим спектром минерализации, что определяется как спецификой рудоконтролирующих факторов, среди которых важное значение имеют многофазные субвулканические тела кислого состава, как и ограниченностью рудосохраняющих факторов в условиях рудоотложения, близких к субаэральным.

## ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРОСТРЕМИТЕЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ

По преобладанию карбонатных или терригенных формаций вулканогенно-осадочные комплексы этого типа подразделяются на два подтипа: вулканогенно-терригенные и вулканогенно-карбонатные. Деление это в значительной мере условно, так как между отмеченными крайними членами ряда существуют все взаимопереходы.

### ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

К рудным районам, соответствующим вулканогенно-терригенным комплексам центростремительной структуры, относятся Белокано-Закатальский, Олокитский, Бугузун-Богутинский, Саурейский, Поркьюпайн (Уайт-Пайн), Макартур, Салливан и др. Это один из наиболее промышленно значимых подтипов рудных районов, контролирующих главным образом стратифицированные медные и полиметаллические месторождения.

**Белокано-Закатальский** рудный район на Южном склоне Большого Кавказа соответствует площади развития преимущественно юрского флишеидного лаво-базальтового комплекса мощностью 5—8 км. Вскрытая часть непрерывного разреза охватывает интервал от плинсбахского яруса (?) нижней юры до батского яруса средней юры. Выше с несогласием и перерывом залегает комплекс верхнеюрских—нижнемеловых терригенно-карбонатных отложений. В соседних районах разрез флишеидного рудоносного комплекса пополняется келловей-оксфордскими терригенно-карбонатными формациями. Общий разрез рудоносного комплекса имеет центростремительную структуру, что выражается в расположении песчано-глинистых парагенераций в средней части разреза, а глинисто-песчаных — вверху и внизу.

В нижней части разреза комплекса развиты также лавы, реже туфы базальтового состава. У нижнего, предположительно карнийско-среднеплинсбахского ритма вскрыта только самая верхняя часть с широким развитием подушечных лав спилитов. Рудоносный ритм от верхнего плинсбаха до аалена включительно представляет рудоносную флишевую формацию, составленную из пяти песчано-глинистых парагенераций. У надрудного ритма от эрозии сохранилась только нижняя песчано-молассоидная парагенерация, местами залегающая на ааленской толще с размывом и конгломератами, в гальках которых находят рудные обломки. По Н. К. Курбанову, Филизчайское месторождение расположено в верхней части филизчайской серии, соответствующей, по нашей схеме, пятой (снизу) песчано-глинистой парагенерации. Примерно на этом же уровне располагаются Кызыл-Деринское, Катехское, Кацдагское, Джихихское, Калакорское, Мачхалорское месторождения и рудопроявления.

Характерной чертой рассматриваемого района является отчетливо выраженная латеральная зональность, заключающаяся

в расположении свинцово-цинковых месторождений на юге района, ближе к береговой зоне ааленского бассейна (Катехское); медно-свинцово-цинковых с преобладанием в рудах пирита — севернее, в Филлизчай-Аттагайской структурно-формационной подзоне (Филлизчайское и др.); медно-цинковых с преобладанием в рудах пирротина и с сидеритом — в северной, Тфанской, зоне (Кызыл-Деринское, Джихихское). Таким образом, большинство месторождений района приурочено к средней части разреза комплекса, к кровле второго (снизу) ритма. В районе не установлено существенных латеральных изменений состава или внутреннего строения рудоносных формаций и ритмов: это косвенно свидетельствует о том, что основное рудоконтролирующее значение имеют структурные факторы. Дешифрирование космических фотоснимков масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000 позволило выявить систему скрытых линейных разломов и кольцевых структур. Известные месторождения тяготеют к разломам север-северо-восточного направления.

В районе свинцово-цинкового месторождения **Салливан** (Канада) терригенный комплекс докембрийского возраста имеет мощность около 10 км. В монотонной терригенной толще с использованием данных Д. Сангстера и С. Скотта [84] можно наметить три формационных ритма: нижний преимущественно кварцитовый (6 км), в котором отмечены базальты и их туфы; средний флишоидный с линзами конгломерата в основании (1,2 км); верхний (3 км), сходный с нижним. Месторождение располагается на границе нижнего и среднего ритмов в сланцах и аргиллитах, переслаивающихся с песчаниками и конгломератами. Таким образом, тонкообломочный флишоидный состав среднего ритма определяет структуру комплекса как центростремительную. Рудоносным является второй ритм.

В рудном районе **Макартур**, по материалам И. Ламберта [84], мощность докембрийского рудоносного комплекса около 12 км. В его составе выделяется три части: вулканогенно-терригенная, черносланцево-карбонатная и конгломерато-песчано-глинистая. Такое расположение формаций определяет центростремительную структуру комплекса. Стратифицированное месторождение Макартур расположено в терригенно-карбонатном ритме мощностью до 2,5 км. В этом же ритме, в карстово-карбонатной формации на том же стратиграфическом уровне содержатся карстовые свинцово-цинковые месторождения Ридж I и II, Кулей I и II.

**Бугузун-Богутинский** район охарактеризован по данным И. И. Артюха и др. [1976 г.] и личным наблюдениям автора. Район соответствует территории развития девонских терригенных формаций в восточной части Ануйско-Чуйского синклинория, выделяемой под названием Юстыдский прогиб. Указанные образования содержат серию недостаточно изученных полиметаллических месторождений (Каракульское, Куру-Узекское, Оленджуларское и др.).

Бортовые массивы, ограничивающие рудоносные образования, сложены сланцами, гнейсами, вулканогенными и карбонатными породами протерозоя—кембрия. В вулканогенно-терригенно-карбонатной толще вендско-кембрийского возраста содержатся Сарыгиматейское свинцово-цинковое месторождение, вероятно стратифицированное, и ряд рудопроявлений. Девонский комплекс включает три формационных ритма. Нижняя часть комплекса нигде не обнажена, но по аналогии с соседними районами можно предположить, что она сложена вулканогенно-молагассовыми образованиями ритма  $S_2$ — $D_2ef_1$ . Средний ритм  $D_{2-3}$  во вскрытой части сложен внизу вулканогенно-черносланцевой (аспидной) формацией (ташантинская свита), вверху — флишоидной песчано-алевролитовой (черносланцевой) формацией (бар-бургазинская свита). По данным Г. А. Иконникова [1959 г.] и И. И. Артюха [1976 г.], суммарная мощность этих двух свит достигает 6 км, что, по нашим наблюдениям, завышено вдвое. Сохранившаяся от эрозии часть вышележащего формационного ритма соответствует алевролитопесчаниковой флишоидной формации (богутинская свита) мощностью, по данным указанных выше исследователей, около 3,5 км, а по нашим данным, 1,5—2 км.

Отмеченные формационные ритмы в совокупности составляют единый формационный трансгрессивно-регрессивный комплекс и структурный ярус, несогласно перекрытый песчано-конгломератовой формацией  $S_{2-3}$  (кызылташская свита), имеющей незначительное площадное развитие.

Деформационные структуры района изучены еще очень слабо, что и является причиной разногласий в оценке мощностей свит. Как в районе в целом, так и в отдельных месторождениях и участках выявляется ряд крупных складок, в частности на широтах рек Куру-Узек и Янтау, на Каракульском и Куру-Узекском месторождениях. С учетом этих форм большинство полиметаллических месторождений и проявлений района оказывается приуроченным к одному или двум сближенным уровням в бар-бургазинской свите — верхней части разреза ритмов второго порядка, выделяемых в пределах данной свиты. При этом намечаются элементы латеральной зональности, выраженной в расположении редкометалльных проявлений в краевых, эндо- и экзоконтактных, частях гранитоидных массивов (конседиментационные палеоподнятия) в юго-восточной части Юстыдского прогиба, вольфрамо-кобальт-медных — в промежуточной полосе, а свинцово-цинковых — в наибольшем удалении от контактов с интрузивными массивами.

#### ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

К рудным районам, соответствующим вулканогенно-карбонатным комплексам центростремительной структуры, относятся Атасуйский, Текелийский, Бурултасский, Уч-Кулачский, Горевский, Миргалымсайский, Ачисайский, Сардана-Уруйский, Оронский,

Маскотт-Джефферсон-Сити, Остинвилл-Айванхо, Фриденсвилл и др. К рудным районам, отвечающим вулканогенно-карбонатным геосинклинальным комплексам центростремительной структуры, условно относятся районы Восточный и Центральный Тинтик, Юрика, Гилмен. Условность определяется тем, что основание рудоносного комплекса в ряде из них не вскрыто и наличие или отсутствие вулканогенных формаций в основании не доказано. Вместе с тем мощность самого нижнего из числа вскрытых формационных ритмов явно геосинклинальная, тогда как мощность перекрывающих ритмов отчетливо чехловая — менее и значительно менее 1 км. Эти ритмы являются супрагеосинклинальными. Все ритмы того же возрастного комплекса в районе Гилмен (штат Колорадо) имеют мощность, характерную для чехла. Таким образом, перечисленные районы представляют как бы переходный ряд от комплексов геосинклинальных к комплексам чехла, и это свойство проявляется как в разрезе, так и по латерали.

**Атасуйский** рудный район охватывает площади развития вулканогенно-кремнисто-карбонатного девонско-каменноугольного комплекса в Жайльминской грабен-синклинали. От подстилающих и выходящих в бортах структуры вулканогенно-осадочных образований рудоносный комплекс отделен тектоническими разрывами.

В целом разрез вулканогенно-осадочных отложений с общей трансгрессивной направленностью в смене формаций имеет максимальную мощность в прогибах (до 7 км) и двух- или трехритмовое строение в различных частях геосинклинального прогиба. Ранний ритм  $S_2^2-D_2ef$  мощностью свыше 2 км, развитый повсеместно, характеризуется гомодромной сменой вулканогенно-молассовых образований. Средний ритм (местами ранний)  $D_2ef-D_3f_1$  мощностью до 2500 м — относится к андезит-дацит-липаритовой вулканогенной молассе. Следующий ритм  $D_3f_2-C_1t$  мощностью 1500—2000 м сложен формациями в трансгрессивной последовательности: от эффузивно-пирокластической трахидацитовой вулканогенно-молассовой ( $D_3f_2$ ) к терригенно-карбонатной ( $D_3fm_1^1$ ), далее к рудоносной терригенно-кремнисто-карбонатной ( $D_3fm_1^2-C_1t_1$ ). Завершает разрез локально сохранившийся от эрозии регрессивный карбонатно-терригенный ритм  $C_{1v}-п$ .

В пределах Жайльминской грабен-синклинали железомарганцевые месторождения (Каражальское, Ктайское, Жумартское, Керегетасское, Камысское), а также полиметаллические месторождения (Жайремское, Бестюбинское, Ушкатынское и др.) приурочены к узкому стратиграфическому интервалу разреза (верхи нижнего фамена — верхний фамен). По простиранию в южном направлении рудоносная формация довольно резко фациально замещается известняковой рифовой, а к северу — алеврито-песчаной флишевой формацией. Таким образом, структура комплекса сложная, гомодромная по вулканогенным парагенерациям нижних ритмов и трансгрессивная в целом по осадочным

формациям. Однако в верхах комплекса проявляется регрессивная тенденция.

А. А. Рожнов подчеркивает, что центры вулканизма распространены локально в пределах обширных полей морского осадконакопления, а месторождения с этими центрами пространственно разобщены. Вместе с тем А. А. Рожновым установлена приуроченность месторождений к скрытым глубинным разломам фундамента, которые фиксируются по геофизическим данным и трасируются флексурными перегибами, конседиментационными коробчатыми и сундучными складками, выявленными практически на всех месторождениях района.

**Уч-Кулачский** рудный район соответствует вулканогенно-терригенно-карбонатному комплексу в возрастном интервале  $S_2^2-C_1$  и включает три формационных ритма. Нижний ритм — эффузивно-пирокластический андезит-дацит-трахилипаритовый (бандская свита,  $S_2^2-D_{2ef1}$ , мощность больше 1500 м) сменяется рудоносными формациями: вулканогенно-терригенно-карбонатной (нижнеучкулачская подсвита, верхний эйфель (?) — нижний живет, 150—250 м) и карстово-доломитовой (верхнеучкулачская подсвита, нижний живет, 250 м). Выше следуют известняковая формация (ханбандытауская свита, верхний живет, 500 м), углеродисто-известняковая (писталитауская свита, верхний живет, 250 м) и рифогенная известняковая (ментская свита, нижний фран, 360—760 м). Терригенно-известняковая формация низов (?) верхнего фамена (устькурусайская свита, 315 м), местами лежащая с небольшим несогласием на живетских формациях, завершает формационный ритм, обуславливая его центростремительную структуру. Мощность ритма, по Е. Л. Абрамович и И. В. Плещенко [1973 г.], меняется от 400 до 2500 м.

Третий ритм мощностью 860 м слагают карбонатные формации турне (фаменские отложения выпадают из разреза). Комплекс завершают карбонатно-терригенные образования четвертого — визе-намюрского — ритма мощностью более 750 м. Рудоносный ритм испытывает наиболее существенные изменения как мощности, так и состава, что выражается в уменьшении доли доломитов в карбонатных парагенерациях учкулачской свиты в западном направлении (П. Н. Подкопаев) и, по данным З. С. Румянцевой, в наличии двух типов разрезов разрезов живетских и франских образований: рифового существенно известнякового и околорифового (ритмическое чередование доломитов с терригенно-пирокластическими образованиями).

Таким образом, общая неполная мощность формационного комплекса составляет более 4,5 км, структура его в целом трансгрессивная с центростремительной тенденцией.

**Текелийский** рудный район соответствует площади развития вендско-кембрийского рудоносного ритма в Джунгарском Алатау, в северном крыле Южно-Джунгарского антиклинория. Район изучали Ш. А. Байкенов, И. С. Бродский, Р. А. Дегтярев, Б. И. Вейц и др. Рудоносный комплекс, фаунистически не охарак-

теризованный и условно относящийся к рифею—кембрию, имеет двучленное строение. Нижний ритм—вулканогенно-осадочный (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, прослои мраморов и амфиболитов, 2200—2500 м; мраморы, мраморизованные известняки, карбонатно-кремнистые породы, доломиты, углистые известняки, 1600—2000 м), имеет отчетливо выраженную трансгрессивную структуру и условно относится к позднему рифею.

Рудоносный ритм охватывает текелийскую свиту вендско-среднекембрийского (?) возраста. Комплекс несогласно перекрывают известняки жиландинской свиты ордовика или девона, вследствие чего мощность сохранившейся части рудоносного ритма меняется от 400 м на востоке до 3000 м на западе. В текелийской свите можно выделить две формации: нижнюю—рудоносную, флишоидную («углисто»-кремнисто-карбонатно-терригенную) и верхнюю—надрудную, вулканогенно-флишоидную. Обе формации характеризуются усложнением разреза вверх, появлением песчаников, местами конгломератов (при преобладании углисто-кремнисто-глинистых пород внизу) и смесью спилитов андезитами. По этим признакам структура ритма в целом определяется как регрессивная, а по вулканогенным парагенерациям—гомодромная. Структура формационного комплекса в целом является центростремительной.

К районам, сходным с Текелийским, относится **Бурултасский** в Восточной Бетпак-Дале, где известны стратифицированные месторождения свинца и цинка (Такырное, Бурултасское), а также пластовое месторождение барита (Чиганакское). Бурултасский район отличается от Текелийского наличием в месторождениях (атасуйского типа) не только свинца и цинка, но и железа (в форме магнетита) и марганца (родонит, якобит, родохрозит).

**Сардана-Уруйский** рудный район в современном структурном плане является центральной частью Майско-Кыллахского региона. В строении его принимают участие преимущественно терригенные и карбонатные формации рифея (учурская, майская, уйская серии), венда (юдомская свита) и кембрия. Незначительным распространением пользуются пермские и юрские терригенные образования, несогласно перекрывающие рифейско-кембрийский комплекс.

В Сардана-Уруйском районе общая мощность рудоносного комплекса составляет не менее 7 км. В разрезе его выделяется три крупных ритма, соответствующих стратиграфическим сериям. Нижний ритм мощностью свыше 2 км (майская серия, средний рифей) является завершенным трансгрессивным. Начинается он вулканогенно-терригенными формациями и заканчивается карбонатными. Второй ритм мощностью 1,5—4,5 км (уйская серия) является как бы незавершенным, редуцированным, сложен молассовыми и флишевыми формациями; лишь на крайнем юго-востоке зоны он венчается карбонатными формациями, что определяет его трансгрессивную структуру. Хотя

формации уйской серии не являются рудоносными, зоны резкого изменения ее мощности оказывают непосредственное влияние на размещение месторождений в формациях вышележащего рудоносного (венд-среднекембрийского) ритма мощностью до 1100 м.

Структура рудоносного ритма сложная. Начинается он на востоке молассоидной терригенной формацией (чагинская свита), отсутствующей на западе; эта формация латерально сменяется на западе карстово-доломитовой рудоносной и фациально замещающей ее слоистой доломито-известняковой формациями (венд); выше следуют кембрийские формации: глинисто-песчаная моласса (пестроцветная свита), черносланцевая (иниканская свита), карбонатные и глинисто-карбонатные (чайская и устьмайская свиты). Таким образом, в рудоносном ритме выявляются резкие фациальные замещения, при этом рудоносная часть разреза сформирована во время изменения направления сноса обломочного материала с восточного на западное. Структура комплекса в целом — трансгрессивная, с общей центростремительной тенденцией.

Для рассматриваемой территории характерно конседиментационное развитие ряда структур в вендско-раннекембрийское время, т. е. в период рудообразования. Проведенный А. П. Кропачевым [1977 г.] анализ показал, что амплитуды складок к концу алданского века составляли 150—300 м, а углы наклона слоев на их крыльях варьировали в пределах 0,5—2,0°. Распределение складок в пространстве определялось как продольными, так и диагональными скрытыми разломами. Участкам изменения структурного плана вендско-раннекембрийского времени, зонам сочленения палеоразломов во многих случаях отвечают наиболее резкие литолого-фациальные изменения формационного состава вендских образований, фиксируемых по смене типов разрезов. В пределах некоторых из участков повышенной вещественно-структурной неоднородности и концентрируются основные скопления гидротермокарстового свинцово-цинкового оруденения сарданинского типа (Сарданинское, Уруйское, Перевальное и др.).

В **Оронской** минерагенической зоне Сетте-Дабана с севера на юг выделяются Ынахчанский, Чугучанский, Сегеняхский, Саккырырский и Тыринский рудные и перспективные районы, в которых в последние годы выявлено гидротермокарстовое барит-полиметаллическое, флюоритовое и флюорит-сфалеритовое оруденение.

Строение перечисленных районов однотипное, рудоносной является силурийская карстово-карбонатная формация, располагающаяся в верхней части разреза верхнекембрийско-нижнедевонского формационного комплекса нечетко выраженной центростремительной структуры, мощностью до 9 км. Первый (снизу) формационный ритм этого комплекса ( $E_3-O_2$ ) характеризуется явной трансгрессивной структурой, обусловленной сменой в разрезе туфогенно-терригенных и терригенно-карбонатных формаций карбонатными. Венчают ритм карбонатные гипсоносные формации

гичинской свиты, представляющие регрессивную ветвь общего трансгрессивного ритма. Мощность ритма 4,7—5,5 км. Второй ритм  $O_3-S_1$  по структуре изотропен и охватывает преимущественно карбонатный разрез бараньинской и таяхской свит.

Оронская свита (рудоносная) сложного, изменчивого строения предстает как переходное образование, располагаясь на границе двух существенно карбонатных формационных ритмов. С определенной долей условности граница ритма  $O_3-S_1$  проводится внутри оронской свиты, где грубослонистые доломиты с кварц-доломитовыми гидротермокарстовыми породами сменяются ритмичными флишеподобными закарстованными доломитами с телами послонных и секущих рудоносных карстовых брекчий. Мощность рассматриваемого формационного ритма колеблется от 900 до 2000 м. Третий—рудоносный—ритм  $S_2-D_1$  охватывает верхнюю часть оронской свиты, хуратскую и сеттедабанскую свиты и характеризуется общей регрессивной структурой, проявленной в смене снизу по разрезу карбонатных, в том числе гипсоносных, пород карбонатно-терригенными. Мощность ритма достигает 1100—1300 м. К границе раздела последних двух формационных ритмов (к верхам оронской свиты) приурочены флюоритовые и сфалерит-флюоритовые гидротермокарстовые рудные поля Оронской минерагенической зоны.

Рудоносный комплекс кембрия—среднего ордовика **Аппалачей**, вмещающий цинковые (иногда со свинцом, баритом или флюоритом) месторождения Восточного и Центрального Теннесси, Виргинии, Восточной Пенсильвании и Ньюфаундленда, включает от двух до трех формационных ритмов; в одних районах он залегает на докембрийском кристаллическом основании, в других, возможно,—на базальтовом слое. Нижний терригенно-карбонатный ритм вендско(?)—среднекембрийского возраста в штатах Теннесси и Виргиния характеризуется трансгрессивной структурой, обусловленной следующим рядом формаций (снизу вверх): базальт-терригенная, алевро-кварцитовая, карстово-карбонатная (рудоносная), терригенно-карбонатная и карбонатная. Мощность ритма до 4 км, т. е. типичная геосинклинальная. В карстово-доломитовой формации (Шеди) мощность около 600 м содержатся свинцово-цинковые месторождения Остинвилл и Айванхо (в археоциатовых рифах).

Второй ритм—основной рудоносный—охватывает интервал разреза от верхнего кембрия до среднего ордовика, в штате Теннесси имеет мощность около 2200 м, в Виргинии уменьшаясь до 1700 м, а в восточной Пенсильвании до 1000 м; в Ньюфаундленде весь комплекс относится к палеозойскому чехлу и имеет мощность не более 1 км. Характерной особенностью ритма  $\epsilon_3-O_2$  является небольшое несогласие между нижним и средним ордовиком; выше этого несогласия промышленное оруденение не распространяется, имеется лишь непромышленная минерализация флюорита, барита, свинца и цинка. Рудоносная карстово-карбонатная формация залегает в 150—200 м ниже поверхности несогласия и вме-

щает цинковые месторождения районов Маскотт-Джефферсон-Сити, Копперридж (Теңнесси), Фриденсвилл (Пенсильвания) и на этом же стратиграфическом уровне цинковые месторождения Ньюфаундленда.

Таким образом, типично геосинклинальный рудоносный терригенно-карбонатный комплекс содержит промышленное оруденение как в первом, так и во втором ритмах, при этом во втором ритме месторождения крупнее.

Рудный район **Пиоч**, штат Невада [63], объединяет группу гидротермокарстовых серебро-свинцово-цинковых месторождений (Джэкраббит, Бристол, Принс, Кейслтон, Пан-Американ, Или-Валли), располагающихся в терригенно-карбонатном комплексе, по возрасту примерно соответствующем рудоносному комплексу района Маскотт-Джефферсон-Сити. В строении комплекса можно выделить три ритма. Нижний ритм трансгрессивной структуры состоит из кварцитов (Проспект Маунтин, свыше 750 м) и условно относится к рифею. Вышележащий ритм  $V_2 - E_2$  состоит из рудоносной терригенно-карбонатной (450 м) и известняково-доломитовой (1250 м) толщ; мощность ритма 1700 м. Третий ритм отвечает карбонатной толще  $E_3 - O_1$  мощностью свыше 600 м. Таким образом, ритм  $V_2 - E_2$  характеризуется геосинклинальной мощностью, а вышележащий является супрагеосинклинальным.

Основные рудные месторождения приурочены к самому нижнему в разрезе карбонатному горизонту мощностью до 15 м. По составу руды сидерит-манганосидерит-полиметаллические, что сближает их с атасуйскими. Бонанцевые руды (жилы) известны также в основании разреза, в базальных кварцитах.

Рудные районы **Восточный** и **Центральный Тинтик** (штат Юта) объединяют по несколько барит-полиметаллических, полиметаллических (с серебром и золотом) гидротермокарстовых и жильных месторождений (Тинтик-Стандарт, Норт-Лили, Берджин и др.—Восточный Тинтик; Ридж-энд-Валли, Джемини, Юрика-Хилл, Сиу, Бек-Таннел, Айрон-Блоссом и др.—Центральный Тинтик). Рудоносный терригенно-карбонатный комплекс в диапазоне от нижнего кембрия до карбона включительно характеризуется центростремительной структурой и мощностью около 3 км. Нижний трансгрессивный ритм имеет мощность геосинклинальную — 1600 м. В первой (снизу) карбонатной формации в нем содержатся основные полиметаллические залежи Восточного Тинтика. Мощность доломито-известнякового ритма  $E_3 - O_1$  равна 540 м. На остальную часть преимущественно карбонатного разреза от силура до карбона (с несколькими перерывами) приходится около 1 км.

Рудные залежи Центрального Тинтика рассредоточены в интервале от верхнего кембрия до карбона. Вышележащий комплекс составляют эоценовые вулканогенные и интрузивные образования (латиты и монзониты), с которыми генетически связывается оруденение. Хотя на месторождении имеются и типичные жилы выполнения, основные богатства Тинтика — это крупные субпластовые залежи, сочлененные с подводными каналами. Следует подчеркнуть, что, несмотря на широкий стратиграфический интервал распространения оруденения в Центральном Тинтике, во многих случаях установлена приуроченность рудных тел к определенной рудоносной поверхности, полого (под углом  $35^\circ$ ) секущей напластование и в каждом конкретном сечении охватывающей лишь небольшой интервал разреза. Это свидетельствует скорее всего о постскладчатом времени рудообразования. В целом месторождения рудных районов Тинтика являют пример сложных, как бы переходных от согласных к жильным месторождений.

Аналогичный разрез установлен и в рудном районе **Юрика** [63], где основной рудовмещающей формацией служат доломиты среднего кембрия (Адамс-Хилл, Уиндфолл, Дандерберг, Даймонд, Силвер-Коннор) и известняки верхнего кембрия (Баллуэкер, Уильямсбург, Холли).

## ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АНТИДРОМНОЙ СТРУКТУРЫ

Рудные районы Шеллефтео (Швеция), по данным Е. Грипа [1982 г.], объединяют примерно 30 колчеданных месторождений, располагающихся в сходной обстановке и на близком стратиграфическом уровне — в средней части вулканогенно-осадочного комплекса свекофеннид, в так называемой переходной зоне разреза. Переходная зона соответствует карбонатно-терригенно-вулканогенной дацит-липаритовой формации, венчающей осадочно-вулканогенный формационный ритм. Вышележащая толща, залегающая местами с небольшим размывом и с конгломератом в основании, относится к вулканогенно-черносланцевой формации, содержащей эффузивно-пирокластические образования среднего и основного состава. С этим периодом магматической деятельности ряд исследователей и связывают формирование колчеданных месторождений Шеллефтео. Общий вулканогенно-осадочный разрез, таким образом, характеризуется антидромной направленностью. Основание комплекса неизвестно.

В некоторых месторождениях преобладают полиметаллически-колчеданные руды (Болиден, Лонгселе, Лонгдаль, Канкберг, Ренстрём), в других — медно-цинково-колчеданные (Ире-Шё, Эльвабергет, Эстра-Маурлиден, Норра-Норрлиден, Сванселе, Сванселе-Вег, Раккейгур). Ряд месторождений совмещает в себе черты как уральского, так и алтайского типов, отличаясь от первого высоким содержанием серебра, мышьяка и более высоким отношением цинка к меди, а от второго — сравнительно низким содержанием свинца (Рудшебеккен, Удден, Кедтреск, Эстра-Хёгкулла, Вестра-Маурлиден, Неслиден). Во многих месторождениях фиксируются признаки шток-камерного происхождения.

По преобладанию месторождений того или иного типа рудные районы Шеллефтео можно подразделить на следующие три группы: 1) месторождения по составу руд сопоставимы с алтайским типом (Болиден, Виндельгранселе, Кристинеберг); 2) месторождения сопоставимы главным образом с уральским типом (Менстреск, Малонесет, Адак); 3) месторождения переходного состава (Кедтреск, Неслиден).

## ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГОМОДРОМНОЙ И ЦЕНТРОБЕЖНОЙ СТРУКТУРЫ

Осадочно-вулканогенные комплексы гомодромной и центробежной структуры отличаются от рассмотренных выше вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов с аналогичными типами структур наличием в основании разреза терригенных или вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций, охватывающих один ритм. К районам с гомодромной структурой комплекса относятся Медногорский на Южном Урале, с центробежной структурой — Уруп-Бескесский, Худесский, Дамблудский, Ала-

вердский, Кедабекский, Кафанский на Кавказе, ряд районов Испании и Португалии.

Рудные районы **Испании** с согласными полиметаллически-колчеданными месторождениями (Рио-Тинто, Тарсис, Сарса, Перриналь, Сан-Тельмо, Серро-Колорадо, Асналькольяр, Сотиель-Коронадо, Пьедрафита-де-Себреро) и **Португалии** (Сан-Доминго) контролируются девонско-нижнекаменноугольным осадочно-вулканогенным комплексом. Нижняя часть сложена конгломератами, песчаниками, сланцами и кварцитами мощностью в несколько километров. Средняя часть — вулканогенно-осадочная, рудоносная, соответствует ритму  $D_3-C_1$ , характеризуется гомодромной структурой, обусловленной расположением вулканогенных формаций базальт-андезитового состава внизу, а кислых — вверху разреза; мощность ритма 600—800 м и более. Верхняя часть комплекса — флишеидная, соответствует ритму  $C_{IV}-n$ , мощность — от 0,5 км до нескольких километров. Гомодромный по вулканогенным составляющим комплекс в целом и отдельные его ритмы характеризуются значительными колебаниями мощности.

В **Урупо-Бескесском** рудном районе общий разрез формационного комплекса охватывает возрастной интервал от раннего девона (возможно, позднего силура) до фамена (?) и имеет трехчленное строение. По схеме Н. С. Авдеева и др. [1980 г.], нижнюю часть составляет вулканогенно (?)-(карбонатно)-терригенная флишеидная формация (андрюкская свита, мощность свыше 400 м, верхи ритма  $S_2-D_2ef_1$ ). Средняя часть существенно вулканогенная, кремнисто-базальт-андезит-дацитовая (даутская свита, 300—2700 м) с преимущественным развитием кислых и средних по составу вулканогенных пород в середине разреза, а основных — внизу и вверху, что определяет центробежную структуру формационного ритма  $D_{2-3}$  (?). Верхняя часть — вулканогенно-флишеидно-молассонидная с регрессивной структурой, обусловленной преобладанием трахибазальтовых порфиритов и кремнисто-глинистых отложений внизу, а конгломерато-песчаных — вверху разреза. Колчеданные месторождения района (Урупское, Бескесское, Быковское) размещены в среднем ритме в его центральной части, дифференцированной по составу и характеризующейся резкими изменениями мощности. Близкий разрез наблюдается и в **Худесском** районе, где полнее вскрыт разрез нижней, терригенной, части комплекса (песчаники, филлиты артыкчатской свиты).

В **Алавердском** рудном районе, судя по стратиграфической схеме П. Ф. Сопко [70] и более поздней схеме С. В. Казаряна, непрерывный разрез юрского вулканогенно-терригенного формационного комплекса (вскрытой мощности 2700 м) в интервале от верхов аалена до кимериджа характеризуется центробежной структурой, обусловленной расположением рудоносной эффузивно-пирокластической дацит-липаритовой (альбитофировой) формации байоса в середине разреза. В обе стороны от нее основность вул-

каногенных пород последовательно повышается вплоть до андезитов и диабазов внизу и пироксеновых порфиринов вверх. Верх разреза сложен вулканогенными и терригенными (песчаная моласса) формациями, сложно сочетающимися в разрезе и по laterали.

Сходный характер разреза наблюдается в **Кедабекском** и **Кафанском** рудных полях, с вариациями состава рудоносных формаций. Мощности среднеюрского и позднеюрского ритмов соответствуют типовым для второго и третьего ритмов. На этом основании, а также по косвенному признаку — широкому развитию кварцевых диоритов и плагиогранитов поздней юры (указывающих на сиалический фундамент) — можно показать, что низы комплекса сложены терригенными формациями нижней — средней юры, аналогичными слоистым песчаникам и глинистым сланцам **Дамблудского** района. В последнем известно одноименное полиметаллическое месторождение также в вулканогенных образованиях средней юры. Таким образом, в целом рудоносный комплекс Алавердского и Дамблудского районов с определенной долей условности может быть отнесен к центробежному типу осадочно-вулканогенной группы.

В **Болнисском** рудном районе (Маднеульское барит-полиметаллическое месторождение) общий разрез рудоносного комплекса, по-видимому, состоит из двух ритмов, по сравнению с Алавердским районом как бы смещенных по ритмостратиграфической шкале и начинающихся с верхнеюрско-нижнемеловых формаций. Месторождение располагается в верхнем ритме.

Таким образом, месторождения в осадочно-вулканогенных комплексах гомодромной и центробежной структуры — средние и крупные по размерам, преимущественно медные, но со значительной долей цинка, свинца и барита, что коррелируется с широким развитием в рудоносных ритмах андезитов. Морфогенетические типы разнообразны, преобладают месторождения камерные (полиметаллические) и стратифицированные (существенно медные). Намечается усиление степени полиметалльности руд и сиаличности формации с увеличением роли терригенных пород в составе нижних членов комплекса.

### **ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ АНТИДРОМНОЙ И ЦЕНТРОСТРЕМИТЕЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ**

Геосинклинальные осадочно-вулканогенные комплексы антидромной и центростремительной структуры характеризуются терригенным началом и вулканогенной верхней частью с антидромной последовательностью вулканитов (антидромная структура); в случае возврата на завершающей стадии к накоплению кислых эффузивно-пирокластических или субвулканических парагенераций структура определяется как центростремительная. Нередко комплекс завершается накоплением флишевых или флишеидно-молассоидных толщ, особенно широко развитых по пери-

ферри рудоносных вулканических сооружений. Строго говоря, такие комплексы следовало бы выделять в самостоятельную (осадочно-вулканогенно-осадочную) группу, однако материалов для такого разделения комплексов недостаточно. К рудным районам, соответствующим рассматриваемым типам комплексов, относятся Березовско-Белоусовский, Николаевский, Лениногорский и ряд других на Рудном Алтае.

**Лениногорский** рудный район соответствует одноименной вулкано-тектонической депрессии широтного направления на Синюшинской геоантиклинали Рудного Алтая. Основание разреза составляет метаморфический комплекс сланцев ранне-среднепалеозойского, а по некоторым данным — ранне-среднедевонского возраста [Гончарова Т. Я., Авдонин В. В., 1971, 1974 г]. Метаморфический комплекс вверх по разрезу постепенно сменяется рудоносными среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями мощностью 1—5 км; в соседних районах разрез наращивается флишеидной толщей мощностью до 3 км. Нижний, неполный, ритм (низы его метаморфизованы) в объеме лениногорской и крюковской свит общей мощностью 600—1300 м, представлен внизу терригенно-эффузивно-пирокластической дацит-липаритовой формацией с преобладанием вулканогенных парагенераций; ее сменяет флишеидная известняково-кремнисто-терригенная эффузивно-пирокластическая липаритовая рудоносная формация с преобладанием осадочных парагенераций. В верхней части ритма сосредоточены основные полиметаллические месторождения района: Риддер-Сокольное, Крюковское, Успенское.

Следующий ритм охватывает ильинскую и сокольную свиты общей мощностью 100—1100 м, а за пределами района 1800 м. Нижняя часть ритма относится к терригенно-эффузивно-пирокластической базальт-андезит-дацитово-липаритовой формации с преобладанием вулканогенных парагенераций и сменяется флишеидной известняково-углисто-кремнистой эффузивно-пирокластической липаритовой формацией, с преобладанием осадочных парагенераций и подчиненным значением основных эффузивов. В Лениногорском районе эта часть разреза безрудная, но в соседнем — Бутахинско-Кедровском — районе, где мощность ритма увеличивается до 1800—2000 м, в основании сокольной свиты располагается Тишинское месторождение.

Основная характеристика тектонического плана района — это слабая дислоцированность толщ, на значительных участках близгоризонтальное их залегание. На фоне ровного рельефа подошвы сокольной свиты выделяется серия брахиформных складок, некоторые из них ограничены субширотными и северо-западными разломами. Указанные формы Г. Н. Щерба относит к вулканокупольным структурам, С. А. Сандомирский и В. И. Старостин — к тектоно-вулканическим горстообразным поднятиям. Понижения выделяются как грабен-синклинали и брахисинклинали. Общий план понижений и поднятий обусловлен главным образом рельефом кровли липаритовых порфиров. Рудные тела контролируют

ются системой барит-кварцевых куполов, трассирующих узлы пересечения синвулканических радиальных и кольцевых разломов.

В целом необходимо подчеркнуть общую центростремительную структуру вулканогенно-осадочного комплекса, широкое развитие осадочных парагенераций, а среди вулканогенных — преобладание в рудоносных частях разреза кислых составляющих; гомотропную смену формаций в каждом ритме; широкие вариации мощностей ритмов по площади, отражающие очаговый характер вулканизма, неравномерное распределение вулканогенного материала.

**Березовско-Белоусовский** район [18] охватывает северо-восточный склон Иртышского антиклинория и юго-западное крыло Быструшихинского синклинория. Сложные дислокации рудоносного комплекса, сформированного в интервале от эйфеля до раннего карбона, препятствуют расшифровке детальной стратиграфии района. В значительной мере условно нижняя часть комплекса выделяется как метаморфизованный формационный ритм. Низы его сложены толщей сланцев мощностью свыше 1000 м. Наименее метаморфизованная верхняя часть ритма (белоусовская свита) относится к кремнисто-терригенной флишоидной формации, по латерали замещающейся флишоидной углисто-кремнисто-терригенной пирокластической дацит-липаритовой формацией (шипулинская свита). Локальное развитие в шипулинской свите имеют тела карбонатных пород, относящихся к слоистой карбонатной формации. Образования верхней части данного ритма вмещают Белоусовское и Березовское полиметаллически-колчеданные месторождения.

Вышележащий формационный ритм мощностью около 1100 м начинается иртышской свитой мощностью 250—500 м условно франского возраста, относящейся к эффузивно-пирокластической базальт-липаритовой формации, с телами маркирующих горизонтов известняков мощностью 1—60 м. Свита вмещает Новоберезовское, Иртышское и Красноярское месторождения с преобладанием в рудах меди над свинцом и резким преобладанием цинка над медью. Фаменская пихтовская свита мощностью 250—500 м продолжает разрез ритма. По составу она относится к терригенно-эффузивно-пирокластической базальт-андезит-дацитовой формации. В этой части разреза расположены Планидовское полиметаллическое, Чудакское медно-колчеданное месторождения. Завершает разрез ритма слоистая вулканогенно-терригенно-карбонатная формация. Особенность данного ритма — антидромная (трансгрессивная) последовательность пород в разрезе. Особенность формационного комплекса — также общая антидромная (трансгрессивная) структура его и прогрессивно нарастающая степень метаморфизма пород вниз по разрезу, с переходом осадочных и эффузивных пород в различного состава сланцы и гнейсы.

С охарактеризованной направленностью смены формаций в разрезе комплекса связано и зональное расположение место-

рождений — от медно-свинцово-цинково-колчеданных внизу в березовской свите (Березовское, Белоусовское, Писаревское) к свинцово-цинковым в средней части в иртышской свите (Ново-березовское, Иртышское, Красноярское), до мелких рудопроявлений пестрого, преимущественно медного состава в пихтовской свите. Одновременно со «смещением» вверх по разрезу месторождения располагаются на все большем удалении от Иртышского антиклинория. Для месторождений Березовско-Белоусовского района, как отмечалось, характерна лентовидная форма согласных рудных залежей при их значительной протяженности — до 6 км, причем эта длина, по-видимому, не является пределом.

В целом для месторождений районов рассматриваемой группы характерен отчетливо выраженный барит-полиметаллический состав; месторождения средние и крупные, преимущественно штоккамерного типа.

## ГЛАВА II

# ТИПЫ РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛОВ

## ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В осадочных комплексах чехлов, характеризующихся мощностью формационных ритмов менее 1 км, располагаются некоторые месторождения медистых сланцев и песчаников, а главным образом — карстовые свинцово-цинковые и барит-полиметаллические месторождения. Несмотря на большое число структурных типов чехлов, промышленные согласные месторождения и крупные рудопроявления оказываются приуроченными главным образом к центростремительным комплексам, реже — к трансгрессивным и регрессивным, но с центростремительной тенденцией.

При анализе рудоносности так называемых платформенных терригенно-карбонатных отложений юга Сибирской платформы использованы результаты личных исследований автора в Иркутском амфитеатре и Приенисейской зоне (1964—1971 гг.), а также данные Ю. П. Безродных, Г. Ф. Борзенко, С. Г. Галабурды, А. Е. Мирошникова, Л. Ф. Наркелюна, М. М. Одинцова, Ю. В. Погодина, Р. Я. Склярова и др.

Осадочные комплексы юга Сибирской платформы неоднородны в структурно-вещественном отношении. Называть их «чехлом» платформы — большая условность, так как нижние его ритмы характеризуются значительными колебаниями мощностей и в ряде районов их мощность превышает 1 и даже 3 км. Надо полагать, связано это с унаследованным прогибанием ряда рифейских трогов в вендско-кембрийское время вследствие того, что их развитие не завершилось складчатостью. Таким образом, на отдельных лентообразных площадях, продуцированных над

рифейскими трогами, формационные ритмы  $V-\epsilon_2$  и  $\epsilon_3-O_2$ , строго говоря, должны относиться к супрагеосинклинальным образованиям унаследованных прогибов и рассматриваться как часть рифейских геосинклинальных комплексов, а не комплексов чехла (в интервале  $V-O_2$ ). Однако материалов для их разделения еще недостаточно.

На рассматриваемой территории общий разрез начиная с мотской свиты венда имеет мощность от 2,5 до 4—4,5 км в передовых и унаследованных прогибах, из них 1,5—3,2 км приходится на доверхнекембрийские образования. В целом в осадочном разрезе начиная с венда могут быть выделены следующие формационные ритмы.  $V-\epsilon_2$ —трансгрессивный ритм, образованный вендской молассой, ниже-среднекембрийскими галопелитовыми и карбонатными формациями; мощность до 2—3 км.  $\epsilon_{2?}-3-O_2$ —центростремительный ритм, включающий молассоидную, карбонатно-терригенную и другие красноцветные и пестроцветные формации среднего—верхнего кембрия; молассоидные, карбонатно-терригенные и карбонатные формации верхнего кембрия—нижнего ордовика; терригенные формации среднего ордовика. Мощность ритма от 400 до 1700 м. Последующие ритмы имеют мощность десятки—первые сотни метров каждый и развиты в основном за пределами анализируемой территории.

Слабо изученная минерализация известна в мотской (мошакской) свите—в молассоидной формации венда; основные проявления меди располагаются в средне-верхнекембрийской (эвенкийской) и верхнекембрийской (илгинской) свитах. Свинцово-цинковое оруденение известно в терригенно-карбонатных образованиях нижнего ордовика. Эвенкийская свита карбонатно-терригенных отложений с небольшим несогласием залегает на карбонатной толще нижнего, а местами—среднего кембрия. По различиям в литологическом составе она делится на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

В соответствии с различиями в геологическом строении, и в первую очередь по особенностям состава и структуры ритма  $\epsilon_{2?}-3-O_2$ , юг Сибирской платформы подразделяется на три структурно-формационные зоны: Приенисейскую, Ленскую и Мурско-Тасеевскую. Наиболее крупные рудопроявления меди находятся в Ленской зоне, наименьшие—в Мурско-Тасеевской, но по общему количеству металла Приенисейская зона, несомненно, стоит на первом месте. В Приенисейской зоне проявления медной минерализации приурочены ко всем трем подсвитам эвенкийской свиты и к основанию турамской свиты. Меденосные отложения перечисленных свит в Приенисейской зоне обнажены почти повсеместно. В Ленской зоне выявлены и детально изучены наиболее крупные рудопроявления меди. В Мурско-Тасеевской зоне проявления меди редки и невелики по размерам.

Медистые отложения в целом на юге Сибирской платформы развиты неравномерно как по площади, так и в разрезе. Анализ и сравнение меденосных зон позволяют констатировать отчетли-

вый стратиграфический, литологический, фациальный, палеогеографический и формационный контроль медного оруденения. Стратиграфический контроль выражается в приуроченности медной минерализации к шести стратиграфическим уровням в Ленской зоне и к 10 уровням — в Приенисейской. Общими для этих зон являются уровни в основании верхоленской (эвенкийской) и илгинской (турамской) свит. Возможно, некоторые горизонты в верхней подсвите в обеих зонах также синхронны. В Мурско-Тасеевской зоне на современной стадии изученности можно говорить об отсутствии горизонтов, которые могли бы представить практический интерес.

Литологический контроль в Приенисейской зоне выражается в приуроченности максимальных концентраций меди к песчанистым и доломитистым известнякам, реже к песчанистым доломитам. В карбонатных породах (часто оолитовых) с терригенной примесью превалирует халькозин, а в сравнительно чистых (с преобладанием доломита) — пирит и халькопирит. Мергели, алевролиты и песчаники, как правило, безрудны. В Ленской зоне внутри ряда «чистая карбонатная порода — чистый (силикатный) песчаник» содержание меди сначала возрастает, а затем убывает; максимальные количества ее содержатся в силикатно-карбонатных подводно-русловых песчаниках.

Наблюдается отчетливый контроль оруденения фациальными типами отложений. Ведущими рудоносными осадками являются водорослевые известняки, песчанистые и глинистые известняки (реже доломиты) отложений спокойной седиментации заливов и лагун, оолитовые лагунные и прибрежно-морские песчанистые известняки и доломиты участков волнения и подводно-дельтовые карбонатные песчаники. Но оруденение в них развито не повсеместно, а в определенных вертикальных и латеральных сочетаниях пород. Медь сосредоточена в отложениях с резким фациальным профилем, периоды меденакпления приурочены ко времени изменения фациальных обстановок, к зонам стыка участков с резко различными условиями седиментации.

Во время становления большей части нижней подсвиты, а также средней и верхней подсвит верхоленской свиты в Приенисейской зоне временами существовали условия ингрессирующего моря, фиксированные горизонтами карбонатных меденосных пород, тогда как на всей территории Иркутского амфитеатра господствовали условия засоленной полузамкнутой лагуны, неблагоприятные для меденакпления. Эти различия в палеогеографии, очевидно, и послужили основной причиной почти полного отсутствия в Иркутском амфитеатре меденосных горизонтов в верхоленской свите, которые можно было бы сопоставить с горизонтами Приенисейской зоны. И лишь в начале раннеэвенкийского времени условия были сходными, в соответствии с этим в обеих зонах отмечается медь.

В илгинское время на территории Ленской зоны произошло резкое изменение палеогеографии, условия осадконакопления при-

лизилась к условиям в Приенисейской зоне, в соответствии с этим в обеих зонах отмечаются синхронные меденосные горизонты. Но в Приенисейской зоне уже в эвенкийское время обстановка осадконакопления была близка к морской: здесь эвенкийская свита, как и турамская, соответствует пестроцветной формации, тогда как в Ленской зоне эвенкийская свита соответствует красноцветной формации, а илгинская — пестроцветной, на юго-востоке — морской сероцветной. По-видимому, эти различия и послужили причиной большей интенсивности процессов меденакопления в Ленской зоне, чем в Приенисейской. Кроме того, на юге Ленской зоны в некоторых разрезах илгинской свиты широко развиты дельтовые отложения, тогда как на юге Приенисейской зоны отмечаются лишь переотложенные дельтовые образования, т. е. заливно-лагунные или прибрежно-морские.

По признаку осаждения и накопления меди в определенных фациальных условиях (парагенерациях) медистые отложения на юге Сибирской платформы могут быть разделены на три разновидности. Первая из них представляет лагунно-дельтовые образования в илгинской свите на юге Ленской зоны, где образует полосы длиной 100—150 км, шириной 15—20 км. Вторая разновидность — заливно-лагунные отложения — широко развита на севере Ленской зоны и особенно в Приенисейской зоне, в средней и верхней подсвитах эвенкийской свиты. Рудоносные участки по форме приближаются к эллиптическим с размером по удлинению до 200 км. По богатству эта разновидность стоит на втором месте. Наконец, третья разновидность — рудоносные мелководноморские образования — широко развита в Приенисейской зоне и в северной части Тасеевской зоны. Эти отложения образуют полосы шириной 30—50 км (до 100 км) и длиной до 500 км. Оруденение бедное, халькопирит-пиритовое.

Суммируя отдельные положения по формационному контролю оруденения, можно сказать, что медное оруденение не наблюдается или представлено очень бедными концентрациями в тех случаях, когда в латеральном ряду «молассоиды—красноцветы—пестроцветы» имеет место последовательное замещение одной формации другой. Именно такой ряд представлен в Приенисейской зоне в нижней подсвите. Два члена ряда (молассоиды—красноцветы) характерны для верхоленской свиты Ленской и Мурско-Тасеевской зон, и оруденение здесь либо отсутствует, либо проявлено очень слабо.

Сравнительно высокие концентрации меди наблюдаются в тех случаях, когда молассоидная формация, минуя красноцветную, непосредственно переходит в пестроцветную, что имеет место, в частности, в Ленской зоне в илгинской свите и в Приенисейской зоне в средней и верхней подсвитах эвенкийской свиты. Отсюда становится понятным, почему в Приенисейской зоне медное оруденение распространено в значительно большем стратиграфическом интервале, чем в Ленской зоне. Палеотектонический контроль оруденения на юге Сибирской платформы проявляется

в приуроченности основных полей развития медной минерализации к склонам палеоподнятий. Очертания основных прогибов: Прибайкальско-Ленского, Присяянского и Приенисейского — и Ангаро-Ленского поднятия с течением времени не оставались постоянными, строение их усложнялось, границы становились более резкими, амплитуды увеличивались, главные оси структур первого и второго порядка в общем перемещались в глубь платформы.

Завершая характеристику медного оруденения юга Сибирской платформы, необходимо подчеркнуть, что, несмотря на ряд благоприятных факторов: значительные мощности ритмов и широкое площадное распространение красноцветных и пестроцветных формаций, — крупных, промышленных концентраций меди здесь пока не обнаружено, что связано с непостоянством положения во времени палеогеографических зон, палеотектонических структур первого и второго порядка.

На территории **Русской платформы** проявления медной, а также свинцово-цинковой минерализации известны в широком стратиграфическом диапазоне — от докембрия до неогена. Подробное их описание дано в ряде работ, а закономерности размещения суммированы А. М. Лурье [44], Ю. В. Богдановым, Г. Г. Кочиным и В. П. Феоктистовым [1972 г.]. Основная часть площадей с медной и свинцово-цинковой минерализацией располагается в осадочном чехле по периферии платформы. Значительные объемы поисковых работ, проведенных на основных меденосных площадях, позволяют рассматривать некоторые из них, и в частности меденосные площади Приуралья, как типовые мало-перспективные (по современным кондициям).

Русская платформа отчетливо подразделяется на несколько крупных блоков с полно развитым гранитно-метаморфическим слоем, разделенных многоэосинклиналями различного времени заложения, авлакогенами: докембрийскими Пачелмским и Московско-Крестцовским и девонским Днепровско-Донецким. Разрез древних авлакогенов изучен лишь в верхней части. Вендско-кембрийские образования в зонах авлакогенов достигают мощности, характерной для геосинклиналей, и являются образованиями унаследованных прогибов. Этот формационный ритм, общий для значительной части Русской платформы, сложен моласоидными и флишоидными формациями и характеризуется нечетко выраженной трансгрессивной структурой, обусловленной расположением моласс (иногда базальтово-молассовой формации) внизу, а песчано-глинистых формаций — вверху разреза.

Распространенность последующих формационных ритмов не одинакова. В северной и западной частях платформы разрез наращивается супрагеосинклинальными ордовикскими и силурийскими образованиями, формирующими маломощные ритмы разнообразной структуры: трансгрессивной, регрессивной, центробежной. На востоке и в центральных районах эти породы отсутствуют и разрез комплекса, типично чехольный, начинается девон-

скими формациями, залегающими на размытой поверхности кристаллического фундамента, рифейских или вендско-среднекембрийских толщах. Отсутствие в разрезе пород верхнекембрийского — нижнедевонского интервала позволяет рассматривать вышележащие образования как самостоятельный формационный комплекс. Этот комплекс и вмещает основные медные и свинцово-цинковые проявления Русской платформы.

В Приуралье разрез комплекса чехла включает семь формационных ритмов, мощность каждого колеблется от 100 до 700 м. Лишь артинско-казанский ритм увеличивается в мощности до 1200—1500 м, а в передовых прогибах и более. Этот ритм, а также вышележащий татарско-оленёкский вмещают основные медепроявления Приуралья. Распределение мощностей между ритмами следующая:  $D_2eI$ — $D_3I_1$  100—700 м;  $D_3I_2$ — $C_{1t}$  250—450 м;  $C_{1v}$ —п 150—160 м;  $C_2$  200—250 м;  $C_3$ — $P_1$  300—550 м;  $P_{1-2}$  150—1500 м;  $P_2$ — $T$  450—700 м. Максимальные мощности нижних и верхних ритмов согласуются с общей центростремительной структурой комплекса, обусловленной расположением терригенных формаций вверху и внизу разреза, а карбонатных и глинисто-карбонатных — в средней части. Медепроявления приурочены к верхней части комплекса, к регрессивной его ветви, где наблюдается переход от карбонатных и галопелитовых формаций к терригенным пестроцветным и далее к красноцветным.

Гидротермокарстовые месторождения **Верхнемиссисипской** долины располагаются в трансгрессивном ритме  $\epsilon_3$ — $O_2$ , имеющем здесь мощность около 620 м. Вышележащие формации ( $O_3$ — $S_1$ ) образуют маломощный трансгрессивный терригенно-карбонатный ритм (15—50 м). В целом структура типично платформенного комплекса — трансгрессивная, с центростремительной тенденцией.

В районе **Пайн-Пойнт** (Западная Канада), по У. Ирвину, Дж. Гонди [1972 г.], рудоносный комплекс в возрастном интервале эйфель — живет мощностью 300—360 м залегает со стратиграфическим перерывом на красноцветно-эвапоритовых отложениях ордовика. Разрез рудоносного комплекса характеризуется отчетливой латеральной дифференциацией, со сменой с юга на север эвапоритовой (гипс-ангидритовой) формации песчано-доломитовой (с закарстованными рифогенными доломитами вверху) и далее черносланцевой формацией. Перекрывает рудоносные рифы известняковая формация, сменяющаяся сланцевой. В целом структура — типичная для комплекса чехла, трансгрессивная, с центростремительной тенденцией.

В рудном районе **Иллинойс-Кентукки** рудоносный комплекс (D—C) вскрыт начиная с девонских известняков. Нижний неполный ритм — терригенно-карбонатный, центрбежной структуры — имеет мощность свыше 600—800 м. Последующий — рудоносный карбонатно-терригенный — ритм (по-видимому, визе—намюр) имеет мощность 120—180 м и характеризуется центрбежной структурой. Для него характерна четкая мелкая ритмичность (около 10 трансгрессивных ритмов мощностью от 10 до 30—

40 м). Оруденением охвачены верхи ритма D—C<sub>1</sub> и низы ритма C<sub>1</sub>. Перекрывает рудоносный ритм пенсильванская угленосная терригенная формация мощностью 180—270 м. Общий вскрытый разрез карбонатно-терригенного комплекса — центростремительный, мощность 900—1250 м.

В рудном районе **Гилмен** (штат Колорадо) [63] медно-свинцово-цинковые (с серебром и золотом) гидротермокарстовые месторождения Ред-Клифф, Батл-Маунтин располагаются в платформенных отложениях мощностью 1970 м в возрастном диапазоне от позднего кембрия до карбона включительно. Большая часть мощности (1800 м) приходится на верхнепенсильванские преимущественно терригенные отложения — образования передового прогиба. Между ордовиком и средним миссисипием фиксируется перерыв, разделяющий разрез на два согласных комплекса — нижний (Є<sub>3</sub>—O<sub>3</sub>) мощностью около 400 м трансгрессивной структуры и верхний (C<sub>1</sub>), включающий два ритма: трансгрессивный (средний миссисипий, 150 м) и центробежный (пенсильваний). В целом структура рудоносного комплекса — регрессивная, с центробежной тенденцией. Гидротермокарстовые месторождения развиты главным образом в верхней части карстово-известняково-доломитовой формации миссисипия, отделенной от вышележащих сланцев пенсильвания карстовой эрозионной поверхностью. В нижележащих песчаниках карбона размещаются рудные трубы (карстовые воронки, подводящие каналы). Плащеобразные рудные тела имеются и в верхнекембрийских брекчированных кварцитах.

Таким образом, рудоносные комплексы чехлов, контролируемые промышленные согласные месторождения, характеризуются центростремительной или трансгрессивной с центростремительной тенденцией структурой. В комплексах центростремительной структуры с регрессивной тенденцией располагаются рудопроявления медистых песчаников приурального подтипа.

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы чехла обычно контролируют жильные и штокверковые (меднопорфировые, золото-серебряные, редкометалльные, полиметаллические с серебром и золотом) месторождения. В некоторых рудных районах **Рудного Алтая** вулканогенно-осадочные комплексы характеризуются пониженной мощностью, свойственной чехлам. Однако вопрос о том, относятся рудоносные комплексы к геосинклинальным или к комплексам чехлов, остается открытым вследствие дискусионности возраста терригенных и вулканогенно-терригенных толщ, подстилающих эйфельские и обнаженных в ядрах антиклинорий или в тектонических чешуях (Николаевское месторождение). В частности, в Зырянском районе метаморфизованные песчаники и алевролиты основания разреза считаются нижнепалеозойскими (В. Д. Баранов) или нижнедевонскими.

Если принять вторую точку зрения, то рудоносный комплекс района в целом — типичный геосинклинальный с мощностью ритмов свыше 1 км.

Рудоносный комплекс неогенового возраста Японии, вмещающий полиметаллические месторождения типа куроко, сопоставимого с алтайским типом, в ряде районов характеризуется мощностью не типичной для геосинклиналей (от 400 до 1500 м) и залегает то на палеозойских метаморфических сланцах, то на меловых или палеогеновых образованиях. Вместе с тем в широтном направлении на запад вулканогенный рудоносный комплекс фациально замещается типично геосинклинальным вулканогенно-кремнисто-терригенным комплексом мощностью свыше 5 км, а на восток — толщей наземных вулканитов или моласс.

Все эти данные указывают на промежуточные типы разрезов рудоносных толщ между геосинклинальными и образованиями чехла, и такое их «двойственное» положение следует считать типичным именно для рудоносных образований.

#### ГЛАВА 12

### ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ФОРМАЦИОННЫХ РИТМОВ И КОМПЛЕКСОВ

#### РУДОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИОННЫХ РИТМОВ

**Мощность формационных ритмов.** При анализе параметров формационных ритмов в связи с их рудоносностью путем сравнения в одних и тех же разрезах рудоносных ритмов с подстилающими и перекрывающими безрудными выясняется, что рудоносные, как правило, занимают по мощности промежуточное положение; в абсолютном выражении их максимальная мощность находится в пределах 1,5—2,5 км с незначительными вариациями в ту или иную сторону. Исключение составляют лишь комплексы с карстовыми месторождениями; рудоносность их ритмов не коррелируется с мощностью, хотя наиболее крупные рудные районы оказываются приуроченными к ритмам в 1,5—2,5 км.

**Изменчивость мощности формационных ритмов.** Этот параметр тесно связан со степенью рудоносности формационных ритмов. При характеристике рудных районов практически для каждого структурного типа отмечались вариации мощностей рудоносных формационных ритмов. Так, в Кодаро-Удоканкой зоне мощность рудоносного ритма, равного по объему кеменской серии, составляет 2—2,5 км. В Джезказгане рудоносные ритмы имеют мощность 1200—2400 и 400—1000 м, на Миргалимсае от 500 до 2000 м. На участках с минимальной мощностью существенное значение в рудах имеет барий, а на участках повышенной мощности — свинец и цинк. В Сардана-Уруйском районе мощность рудоносного ритма V—E<sub>2</sub> составляет около 1100 м, а за пределами его на западе 300—500 м, на востоке 3—4 км.

В Северном Прибалхашье наиболее крупные стратифицированные месторождения располагаются в ритме  $D_3f_2-C_1t_1$  мощностью 1000—2000 м, причем железо-марганцевые приурочены к участкам максимальных мощностей, железо-марганец-барит-полиметаллические — средних, барит-полиметаллические — сокращенных мощностей. На Рудном Алтае в общем разрезе выделяются формационные рудоносные ритмы  $D_{2ef_2}-D_3f_1$  и  $D_3f_2-C_1t_1$ , мощность каждого колеблется от 500 м на палеоподнятиях до 1500 м и более в прогибах. Роль меди в месторождениях заметно возрастает в направлении увеличения мощности, роль свинца и бария — во встречном направлении, параллельно увеличению количества кислых вулканогенных пород за счет уменьшения основных. В Лениногорском районе полиметаллические месторождения располагаются в среднем мощном ритме, тогда как в верхнем, имеющем мощность первые десятки—сотни метров, месторождения отсутствуют. Но к юго-западу и северо-востоку мощность верхнего ритма закономерно возрастает до 1000—2000 м, и этот ритм становится основным рудоносным (Тишинское месторождение).

Таким образом, общим правилом является приуроченность согласных месторождений к участкам не максимальных или минимальных мощностей формационного ритма, а градиентных. На таких участках геохимический спектр месторождений коррелируется с мощностью ритма, подчеркивая тесную связь рудообразования с палеотектоническими факторами. В целом же по всей совокупности стратифицированных, камерных и корневых месторождений увеличение роли бария и свинца, количества прожилково-вкрапленных руд отмечается на участках минимальных мощностей, а меди и железа, массивных и полосчатых руд — на участках максимальных мощностей ритмов в пределах градиентных зон.

**Формационный состав ритмов.** Связь состава формаций и минерально-геохимического спектра руд месторождений рассмотрена выше. Можно заметить, что на фоне общей закономерной связи вулканитов и руд определенного состава (медь — базальты, свинец — липариты и особенно трахилипариты) имеются исключения, когда непосредственно рудоконтролирующими существенно медные руды оказываются эффузивно-пирокластические липаритовые формации (Урупское, Маднеульское и другие месторождения). Более строгой является закономерная приуроченность существенно медных месторождений к формационным ритмам, содержащим формации базальтоидных пород, причем последние не обязательно являются рудовмещающими.

Намечается также связь состава руд практически всех формационных типов месторождений с составом секущих стратифицированные формации субвулканических парагенераций, коль скоро таковые в рудных полях имеются: например, на Удоканском месторождении развиты дайки габбро-диабазов, в Белокано-Закапальском районе на Кацдагском месторождении — позднеюрские дайки андезито-дацитов и более поздних габброидов. Эти примеры не трудно продолжить. В целом же наличие пострудных даек кис-

лых пород может указывать на свинцово-цинковый состав руд, но развитие даек только основных пород не противоречит полиметалльности месторождений.

**Изменчивость формационного состава ритмов.** Геохимический спектр месторождений находится в определенной зависимости от состава формаций. В ряде случаев более четко он связан с контрастностью вулканогенных парагенераций разреза ритма в целом: независимо от состава формаций, непосредственно вмещающих руду, преобладанием меди и цинка над свинцом характеризуются разрезы с относительно широко развитыми породами базальтового и дацитового состава. Свинец и цинк преобладают в ритмах с широким развитием вулканогенных ассоциаций липаритового состава; свинец более характерен для ритмов с кисловулканогенными парагенерациями калиевого уклона. Вместе с тем приведенные материалы показывают, что экстенсивность оруденения не ослабевает в ритмах с исчезновением в них вулканогенных парагенераций или с уменьшением их роли, примером чему служат ритмы с резким преобладанием черносланцевых, терригенных пестроцветных и карбонатных формаций.

При изменении общего состава формационных ритмов поперек структурно-формационных зон закономерно меняется и состав месторождений.

Так, в северной части Белоубинского синклинория с северо-запада на юго-восток в составе формационного ритма параллельно с увеличением мощности постепенно уменьшается содержание липаритовых и повышается содержание дацитовых парагенераций при синхронной смене полиметаллических месторождений (Гусяковское) существенно медно-цинково-колчеданными (Стрежанское, Шубинское). Эту же закономерность иллюстрирует поперечный разрез Березовско-Белоусовского района.

**Структура ритмов.** Медно-цинково-колчеданные месторождения обычно связаны с дифференцированными ритмами гомодромной или центробежной структуры, месторождения кавказского типа — с трансгрессивными, алтайского — нередко с антидромными, ата-суйского — с трансгрессивными или центростремительными, медистые песчаники — с регрессивными или центробежными ритмами. Карстовые месторождения находятся в широком диапазоне структурных типов, но чаще в трансгрессивных и центростремительных ритмах. Вместе с тем наиболее крупные месторождения оказываются в переходных участках, где фиксируется смена структурных типов ритмов по простираанию толщ, т. е. переход трансгрессивных в регрессивные, антидромных в гомодромные. Именно в такой структурной позиции находятся наиболее значительные медно-цинково-колчеданные месторождения — Дегтярское, Подольское, Узельгинское, Учалинское, полиметаллическое месторождение Жайремское и др. Таким образом, данный фактор может быть использован не только для оценки потенциальной рудоносности той или иной части ритма, но и для прогноза возможных размеров месторождений.

**Мощность формационных комплексов.** При анализе размещения ритмов с согласными месторождениями в разрезе выясняется, что рудоносны преимущественно комплексы в определенных пределах мощностей. Так, мощность рудоносного комплекса  $D_2eI_2-C_1$  в Миргалимсайском районе составляет свыше 5 км, такая же и в Атасуйском районе ( $D_{22}-C_1$ ); в рудных районах Алтая ( $D_2-C_1$ ) — от 5 до 7 км, в Удоканском районе — от 5 до 10 км, в Джекказганском — от 3 до 6 км, в Уч-Кулачском — больше 4,5 км, в районах Британской Колумбии (Салливан), Белокано-Закатальском, Олокитском, Макартур, Маунт-Айза — свыше 10 км. Еще больше можно привести примеров отсутствия крупных и средних стратифицированных и камерных месторождений в хорошо изученных комплексах, составленных ритмами мощностью менее 1 км при широком развитии в них рудопроявлений или мелких месторождений. На основании данного параметра можно заключить, что подавляющее большинство согласных стратифицированных и камерных месторождений располагаются в геосинклинальных комплексах, контролируясь в их пределах геосинклинальными ( $>1$  км), реже — супрагеосинклинальными ( $\sim 1$  км) ритмами. Из этого правила есть три исключения, впрочем, лишь подчеркивающих правило.

1. Месторождения типа куроко, в формационном отношении сопоставимые с алтайским типом, во многих случаях располагаются в первом (снизу) ритме формационного комплекса миоцена — плиоцена (олигоцен — плиоцена) мощностью от 400 до 1500 м, залегающем на комплексе филлитов и кварцитов палеозоя. Мощности ритмов и комплексов в целом характерны для вулканогенного чехла. Вместе с тем в ряде районов под олигоцен-миоценовым комплексом обнаруживаются мел-палеогеновые отложения (рудник Такара), представленные переслаиванием глинистых сланцев и песчаников, или меловые отложения (рудник Куросава). Стратиграфический объем рудоносного комплекса таким образом увеличивается, приближаясь к нормальному геосинклинальному. В итоге рудоносный комплекс в целом определяется как переходный между геосинклинальным и комплексом чехла, с чем коррелируются и в среднем небольшие размеры месторождений типа куроко. Все сказанное в полной мере относится и к Южно-Гиссарскому (Хандизинскому) рудному району.

2. Медистые сланцы Западной Европы (районы Рихельсдорф-Гебирге, Мансфельд, Эйсleben, Зангерхаузен, Спремберг, Болеславик, Любин-Серошовице), по В. Юнгу и Г. Кничке [1976 г.], приурочены к терригенно-карбонатным комплексам в диапазоне  $S_3-T_1$  мощностью 2175 м (ГДР) или  $S_1-T$  мощностью не менее 7 км (ПНР). В первом случае месторождения медистых сланцев бедные (добыто 1,5 млн. т меди), во втором — уникальные: содержание меди в сланцах 0,25—17,4 %, в песчаниках 0,1—13,5 % при мощности рудного пласта от 0,3 до 11,2 м. Таким образом, в отли-

чие от ГДР, где рудоносный комплекс относится к чехлу, в ПНР рудоносный ритм — супрагеосинклинальный, унаследованный от каменноугольной геосинклинали, с чем коррелируются крупные размеры месторождений, при этом медистые сланцы переходят в медистые песчаники.

3. Карстовые свинцово-цинковые и флюорит-свинцово-цинковые месторождения располагаются как в комплексах чехлов, так и в геосинклинальных комплексах. Однако наиболее крупные из них подчиняются общим закономерностям, выявленным для других типов согласных месторождений, т. е. приурочены к формационным комплексам мощностью свыше 5 км (районы Сардана-Уруйский, Маскотт-Джефферсон-Сити, Юго-Восточного Забайкалья и др.). В этом плане в рудных районах Миссури, Пиоч, Тинтик, Юрика рудоносные комплексы представляют собой переходные образования от геосинклинальных к комплексам чехла, в соответствии с чем и многие месторождения являются как бы переходными от согласных к секущим.

**Изменчивость мощности формационных комплексов.** Выше было отмечено, что основными рудоносными являются формационные комплексы мощностью 5 км и более, т. е. геосинклинальные. Вместе с тем в пределах таких районов рудные узлы располагаются в зонах не максимальной мощности комплекса, а высокоградиентных, что отмечалось и для рудоносных формационных ритмов. Прогнозное применение данного фактора затрудняется сложностями определения истинной и полной мощности, что возможно лишь для комплексов, залегающих на кристаллическом (гранито-гнейсовом) основании, т. е. практически только для карстовых месторождений и медистых сланцев.

Геохимический спектр месторождений в градиентных зонах коррелируется с изменением мощности комплексов. Например, в Жаильминско-Успенской серии трогов в районах максимальной мощности располагаются железо-марганцевые месторождения, а минимальной мощности — карстовые. Сходные ряды наблюдаются на Рудном Алтае, где в стороны от палеоподнятий поперечные ряды месторождений имеют вид: барит-свинцово-цинковые — полиметаллические — медно-свинцово-колчеданные. Этот ряд реализуется параллельно с увеличением мощности комплекса, повышения содержания в его составе эффузивно-пирокластических формаций основного состава и с изменением структурной группы: вблизи палеоподнятий комплексы осадочно-вулканогенные, к осевой зоне геосинклиналей — вулканогенно-осадочные.

**Структура формационных комплексов.** Значение данного фактора для прогнозной оценки территорий трудно переоценить. Уже в самой классификации рудных районов по структурному признаку (см. табл. 4) можно видеть следующие главные тенденции.

1. Наибольшее число крупных рудных районов соответствует геосинклинальным комплексам центробежной и центростремительной структуры, а среди чехлов — центростремительной структуры.

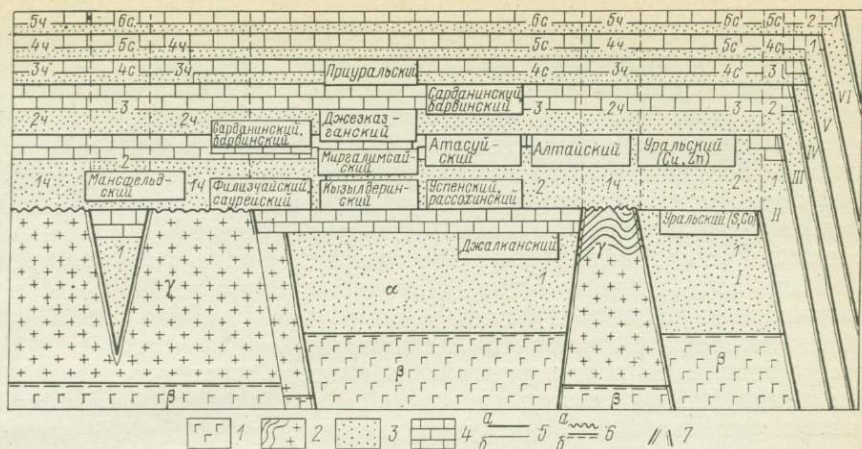


Рис. 18. Принципиальная схема размещения согласных месторождений меди, свинца и цинка в разрезах формационных комплексов.

Слои коры: 1 — базальтовый  $\beta$ , 2 — гранито-метаморфический  $\gamma$ , 3, 4 — осадочный  $\alpha$  (формации: 3 — вулканогенные и вулканогенно-терригенные, 4 — карбонатные); 5 — границы формационных ритмов (а) и формаций (б); 6 — несогласные (а) и согласные (б) границы слоев земной коры; 7 — границы геосинклиналичных трогов; цифры на рисунке: 1—6 — номера формационных ритмов (1—3 — геосинклиналичных, 4с—6с — супрагеосинклиналичных, 14—54 — в разрезе чехла), 1—VI — номера генераций геосинклиналичных трогов.

2. Комплексы центробежной и регрессивной структуры контролируют преимущественно медные и медно-цинковые месторождения.

3. Комплексы центростремительной структуры контролируют преимущественно свинцово-цинковые месторождения.

4. Комплексы антидромной структуры вмещают медные и полиметаллические месторождения.

5. В однотипных вулканогенных ритмах присутствует полиметаллических месторождений больше в осадочно-вулканогенных комплексах, чем в вулканогенно-осадочных; в последних профилируют медь и цинк.

Одной из существенных структурных характеристик комплексов является тип распределения мощностей между ритмами, с которыми связана их рудоносность. На примере Майско-Кыллахской зоны можно показать, что наиболее благоприятны комплексы с аномальным распределением мощностей между ритмами в их вертикальных рядах. Если на большей, нерудоносной, части площади развития благоприятного комплекса наблюдается нормальное распределение мощностей между ритмами (снизу вверх): 3,5—2,5 — 1,5—1,0 км, то в Сардана-Уруйском районе это распределение нарушается: 3,5—2,5—1 — (0,5÷0,2) км. Аналогичное резкое уменьшение мощности надрудного ритма наблюдается и в ряде крупных колчеданосных районов Урала и Рудного Алтая.

В ряде случаев удается установить, что это свойство разреза связано с внедрением крупных субвулканических тел (мощностью

до 1 км) непосредственно перед рудообразованием, завершающим формирование осадочных или вулканогенно-осадочных формаций (Сибайский, Узельгинский, Лениногорский, Николаевский районы), вследствие чего скорость прогибания и осадконакопления в пострудный период резко замедляется. Этот вывод согласуется с данными В. А. Прокина [62], показавшего, что наиболее богатые колчеданные месторождения формируются в зонах сочленения антиклинальных и синклиналиных структур; центры извержений формаций спилит-кератофир-туфосланцевого ряда располагаются в местах сочленения поднятий и прогибов. В других случаях anomalно низкая или контрастная мощность надрудного ритма связана с конседиментационной брахиформной складчатостью в период накопления пород рудоносного ритма, вследствие чего надантиклинорными поднятиями мощность надрудного ритма оказывается сокращенной, а структура комплекса в целом — регрессивной (Сардана-Уруйский район).

Установлено, что при сходстве формационного состава ритмов степень их рудоносности существенно меняется в зависимости от положения ритма в комплексе (рис. 18). В осадочно-вулканогенных ритмах, занимающих самое низкое положение в разрезе геосинклиналиных комплексов, крупные стратифицированные и камерные месторождения крайне редки, но имеют место мелкие и средние серноколчеданные, медно-цинково-колчеданные с кобальтом и никелем месторождения (Ивановское, Пышминско-Ключевское, кипрские, о. Корсика и др.), сравнительно небольшие месторождения типа куроко. Значительно больше примеров средних и крупных карстовых свинцово-цинковых месторождений в первом формационном ритме (Остинвилл-Айванхо, Тинтик, Уралбай), что связано с эпигенетическим характером оруденения, оторванного по времени от накопления рудовмещающих толщ.

Большинство же рудоносных ритмов с медно-цинково-колчеданными месторождениями, в особенности крупными и средними, являются вторыми, причем первые ритмы, ниже которых фиксируется базальтовый слой, нередко подвержены интенсивным процессам габброизации и плагиигранитизации (Дегтярский, Красноуральский, Левихинский районы). Такую же позицию занимают рудоносные ритмы в Миргалимсайском, Уч-Кулачском, Атасуйском и в других районах мира со стратифицированными месторождениями. Хотя карстовые месторождения размещаются и в первом, и в третьем ритмах, но наиболее интересные — именно во втором (район Маскотт-Джефферсон-Сити) или в подошве третьего (Сардана-Уруйский район).

Структурные позиции месторождений меди в пестроцветных формациях более разнообразны: медистые песчаники и сланцы Замбии и Заира находятся в первом ритме, Джебказгана и Удокана — в третьем и четвертом, Уайт-Пайна, — по-видимому, во втором, Мансфельда—Зангерхаузена — вблизи кровли первого\*,

\* К осевой зоне прогиба рудоносный ритм становится вторым.

Любин-Серошовице — во втором. Разнообразие структурных позиций обусловлено наиболее жесткими (среди всех прочих согласных месторождений) условиями рудообразования медистых песчаников и сланцев, представляющих субаквальный (субаэральный) генетический тип бассейновых месторождений. В типовом случае такие условия создаются в период заполнения геосинклинальных трогов осадками именно третьего ритма, поэтому позицию, занимаемую Удоканским и Джекказганским месторождениями, следует считать эталонной.

**Состав формационных комплексов.** Проведенный анализ показал, что в подавляющем большинстве рудоносных геосинклинальных комплексов присутствуют либо вулканогенные формации, либо осадочно-вулканогенные, что и является наряду с мощностью типоморфным признаком комплексов этого класса. С принадлежностью геосинклинального комплекса к одной из структурно-вещественных групп: осадочно-вулканогенной (осадочные формации в основании комплекса), вулканогенно-осадочной или вулканогенной — коррелируется широта геохимического спектра рудных районов. Так, осадочно-вулканогенные комплексы контролируют месторождения полиметаллические (с баритом); вулканогенно-осадочные комплексы с преобладанием вулканогенных формаций в нижних двух формационных ритмах вмещают медно-цинковые месторождения; вулканогенные комплексы включают медные и серноколчеданные месторождения (обычно мелкие, реже средние). В вулканогенно-осадочных комплексах с преобладанием осадочных формаций в первом и втором ритмах развиты существенно свинцово-цинковые месторождения; с преобладанием этих формаций только во втором ритме — полиметаллические.

В осадочных комплексах чехлов главнейшими являются свинцово-цинковые и флюорит-свинцово-цинковые карстовые месторождения. Металлогенический спектр комплексов в значительной степени зависит от полноты набора формаций в разрезах и по площади. Например, в эвгеосинклинальных районах Урала преобладание недифференцированных базальтоидных и дифференцированных базальт-андезит-дацитовых формаций определяет существенно медно-цинковую специализацию комплексов на значительных площадях. На Рудном Алтае этот ряд формаций дополняется дацит-липарит-туфосланцевыми, в соответствии с чем наряду с медно-цинково-колчеданными месторождениями широкое развитие получают медно-свинцово-цинковые и барито-свинцово-цинковые.

**Изменчивость состава формационных комплексов.** Проследивание рудоносных комплексов по латерали вдоль или поперек геотектонических форм позволяет выявлять латеральные ряды согласных месторождений (о которых упоминалось в разделе об изменчивости состава формационных ритмов). Для комплексов в целом закономерности выявляются те же, что и для отдельно взятых ритмов. Общим правилом является следующее: комплексы максимально дифференцированные по составу обладают широким ме-

таллогеническим спектром и наибольшим числом формационных типов, хотя в целом размах ограничивается, как правило, тремя-четырьмя типами. Например, в Жайильминско-Успенской системе геосинклинальных трогов в двух ритмах ( $D_{2-3}$ ,  $D_3-C_1$ ) располагаются полиметаллически-колчеданные (Алайгырское), железо-марганец-барит-свинцово-цинковые (некоторые с медью) месторождения атасуйского типа, медные кавказского типа (Успенское, Белла), карстовые свинцово-цинковые и барито-свинцово-цинковые сарданинского (Узынжальское, Акжальское) и барвинского (Уралбайское) типа, железо-марганцевые каражальского типа.

Монотонные по составу, изотропные по структуре, неконтрастные, нечетко ритмичные комплексы безрудны при всех других благоприятных параметрах или содержат ограниченный набор формационных типов месторождений. Например, геосинклинальные вулканогенные базальтоидные комплексы содержат только серноколчеданные и мелкие, реже средние медно-колчеданные месторождения; мощные преимущественно терригенно-карбонатные или карбонатные комплексы в возрастном диапазоне от раннего рифея до раннего девона Майско-Кыллахского и Сетте-Дабанского регионов вмещают только карстовые месторождения, хотя в этих комплексах содержатся и флишоидные, и черносланцевые формации.

## ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН, ПЛОЩАДЕЙ, СЕРИЙ И СИСТЕМ С СОГЛАСНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

ГЛАВА 13

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ПЛОЩАДИ

#### ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ

Подобно тому как при типизации рудных районов классификационными признаками служили особенности формационного состава, структуры и мощность формационных ритмов и комплексов, при типизации более крупных геотектонических и металлогенических подразделений могут быть использованы особенности состава и структуры блоков земной коры, и в частности наличие или отсутствие гранитно-метаморфического слоя, состав и мощность осадочного слоя, его ярусная структура. Паритетной слою земной коры металлогенической единицей является металлогеническая (рудоносная) зона, а блоку коры — металлогеническая (рудоносная) площадь.

Слои земной коры по различиям в составе, структуре и мощности подразделяются на три класса (табл. 5): стратифицированные (осадочные), симплектитовые (осадочные с интрузивными магматическими комплексами), расслоенные (гранитно-метаморфические и базальтовые). Класс стратифицированных слоев объединяет две структурные группы: непрерывные слои (т. е. не имеющие внутри длительных перерывов и угловых несогласий) и прерывистые; последние объединяют две подгруппы: гармоничные слои (составленные согласно залегающими комплексами) и дисгармоничные (с угловыми несогласиями между комплексами). Структурные типы выделяются как ряды комплексов в вертикальном разрезе: геосинклинальные (*г*), геосинклинальные + комплексы чехла (*гч*), с перерывом (*г—г*, *г—ч*) или с угловым несогласием (*г/г*, *г/ч*); каждая буква в двойных символах обозначает формационный комплекс — структурный этаж (или ярус).

Блок коры характеризуется набором элементов и структурой — слоевой моделью, т. е. установленным или предполагаемым по геолого-геофизическим данным соотношением слоев в разрезе (табл. 6). Слоевую модель будем представлять двух- или трехчленным символом, в котором расположение символов слоев в порядке слева направо характеризует их расположение в разрезе

Классификация слоев земной коры (металлогенических зон)

Классы	Стратифицированные (осадочные) $\alpha$						Симплектитовые $\gamma/\alpha$		Расслоенные $\gamma$ и $\beta$	
Подклассы	Геосинклинальные ( $h \geq 5$ км)				Платформенные ( $h < 5$ км)		Различные сочетания секущих гранитных комплексов со стратифицированными и расслоенными (подробнее не рассматриваются)		Гранитно-метаморфические $\gamma$	Базальтовые $\beta$
Группы	Непрерывные		Прерывистые		Непрерывные	Прерывистые			Подробнее не рассматриваются	
Подгруппы			Гармоничные	Дисгармоничные						
Типы	$g$	$g\gamma$	$g-g$	$g-\gamma$	$g/g$	$g/\gamma$	$\gamma$	$\gamma-\gamma$	$\gamma/\gamma$	

Примечание. Комплексы:  $g$  — геосинклинальные,  $\gamma$  — чехлов.

ТАБЛИЦА 6

Классификация блоков коры (металлогенических площадей)

Классы	Геосинклинальные				Платформенные				
Группы	$\beta\alpha$		$\beta(\gamma/\alpha)$		$\beta\gamma$	$\beta(\gamma/\gamma)$	$\beta\gamma\alpha$		$\beta\gamma(\gamma/\alpha)$
Типы	$\beta\alpha_b$	$\beta\alpha_0$	$\beta(\gamma_1/\alpha)$	$\beta(\gamma_2/\alpha)$	Не рассматриваются		$\beta\gamma\alpha_1$	$\beta\gamma\alpha_2$	

снизу вверх. Указанные элементы: осадочный  $\alpha$ , гранитно-метаморфический  $\gamma$ , базальтовый  $\beta$  — широко используются при классификациях блоков коры, геосинклиналей, металлогенических зон и провинций (Е. Т. Шаталов, А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий, М. Б. Бородаевская и др.). Поскольку большая часть согласных месторождений тесно связана с процессами литогенеза и палеовулканизма, важно установить типы ретроспективных слоевых моделей на время рудообразования, что возможно с использованием принципов дополнительности и актуализма при известных ограничениях.

По соотношению элементов  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$  среди блоков коры выделяются следующие основные группы:  $\beta\alpha$ ,  $\beta(\gamma/\alpha)$ ,  $\beta\gamma$ ,  $\beta(\gamma/\gamma)$ ,  $\beta\gamma\alpha$ ,  $\beta\gamma(\gamma/\alpha)$ .

К блокам со структурой  $\beta\alpha$  относятся современные океаны за пределами шельфа и континентального склона ( $\beta\alpha_{\text{в}}$ ), в которых элемент  $\alpha_{\text{в}}$  представлен осадочно-водным (последний преобладает) слоем; линейные раздвиговые (рифтовые) формы типа трога Красного моря. В центрально-площадных Южно-Каспийском и Черноморском блоках (в рельефе — впадины) элемент  $\alpha_0$  представлен водно-осадочными (последние преобладают) образованиями. К блокам с этим же типом структуры, но с элементом  $\alpha$ , целиком сложенным осадочными толщами  $\alpha_0$ , относятся так называемые тафрогеосинклинали или мегажелоба Западной Сибири пермского времени заложения. В перечисленных блоках элемент  $\alpha$  не дислоцирован или слабо нарушен и характеризуется мощностью 5 км и более. Структурным диагностическим признаком блоков этого типа являются помимо мощности элемента  $\alpha$  слабые положительные гравитационные аномалии и, как правило, отрицательные магнитные. В отличие от них, в каменноугольно-пермских (или пермских ?) блоках в пределах Туранской плиты осадочный комплекс умеренно дислоцирован, и здесь характерны отрицательные аномалии силы тяжести.

Группа блоков со структурой  $\beta\alpha$  продолжается рядом переходных блоков со структурой  $\beta(\gamma/\alpha)$ , в ретроспективе представляющих тот же тип центрально-площадных и линейных троговых форм, но с осадочным слоем, частично метаморфизованным и гранитизированным параллельно с осадконакоплением [ $\beta(\gamma_1/\alpha)$ ] или позднее [ $\beta(\gamma_2/\alpha)$ ]. Сюда относятся рифейские и девонские авлакогены Русской платформы, блоки Верхоянья каменноугольно-пермского времени заложения, докембрийские и палеозойские блоки (троги) Урала, среднепалеозойские Рудного Алтая, Центрального Казахстана, вендско-кембрийские Салаира, рифейские складчатого обрамления Сибирской платформы и Енисейского кряжа, раннепротерозойский Кодаро-Удоканский блок. Блоки со структурной моделью  $\beta(\gamma/\alpha)$  характеризуются следующими диагностическими признаками: мощность элемента  $\alpha$  превышает 5 км; наблюдаются резко положительные гравитационные аномалии в случае вулканогенно-осадочного состава недислоцированного элемента  $\alpha$  и резко отрицательные — в случае осадочного состава дислоцирован-

ного элемента  $\alpha$ . Лишь при широком развитии моласс в осадочном слое перечисленные диагностические признаки неприменимы.

Продолжением приведенного ряда являются блоки коры со словесными моделями  $\beta\gamma$  и  $\beta(\gamma/\gamma)$ ; к группе  $\beta\gamma$  относятся блоки с широко развитым гранитно-метаморфическим слоем (щиты), к группе  $\beta(\gamma/\gamma)$  — зоны активизации щитов.

Отмеченный ряд продолжают блоки коры со слоевой моделью  $\beta\gamma\alpha$ , к которым относятся блоки платформ, срединных массивов и передовых прогибов с гранитно-метаморфическим слоем  $\gamma$ , несогласно перекрытым осадочным чехлом  $\alpha$ . По мощности элемента  $\alpha$  выделяется два типа блоков: 1)  $\beta\gamma\alpha_1$  — мощность слоя  $\alpha_1$  не превышает 3—4 км (собственно платформенные блоки); 2)  $\beta\gamma\alpha_2$  — мощность слоя  $\alpha_2$  превышает 4 км, достигая в редких случаях 10 км (передовые прогибы, межгорные впадины), для них характерны резко отрицательные гравитационные и магнитные аномалии, широкое развитие и латеральная диссимметрия распределения моласс в элементе  $\alpha$ . Таким образом, как в блоках  $\beta\alpha$ , так и  $\beta\gamma\alpha_2$  мощность осадочного слоя может достигать 5 км, однако эти блоки резко различаются наличием во второй модели элемента  $\gamma$ .

Наиболее сложная модель  $\beta\gamma(\gamma/\alpha)$  отвечает активизированной платформе с гранитным слоем и проявлением гранитоидного магматизма после формирования осадочного чехла.

Блоки коры характеризуются не только типом слоевой модели, но также и особенностями границ. Границы подразделяются на первичные и вторичные. Первичные соответствуют изначальным границам блока (геосинклинального трога) со всеми более ранними по отношению к нему блоками, именуемыми блоками ранних генераций или ранней консолидации. Ко вторичным относятся контакты рассматриваемого блока с блоками поздних генераций. Граница, вторичная для данной генерации, в то же время является первичной для блоков одной из последующих генераций. Разделение границ на первичные (ретроспективные) и вторичные является сложной задачей; вместе с тем, как будет показано ниже, эта задача относится к первоочередным при региональном прогнозировании, поскольку первичные границы блоков (в ретроспективе — трогов) контролируют размещение рудных районов и зон, в отличие от вторичных границ, не имеющих рудоконтролирующего значения. По форме в плане блоки могут быть объединены в следующие группы: прямолинейные, центрально-площадные, дуговые (вихревые) и более сложной конфигурации.

С рассматриваемыми параметрами и характеристиками блоков связан ряд факторов их рудоносности и металлогенической специализации.

## ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Анализ размещения рудных районов с согласными месторождениями меди, свинца и цинка в слоях земной коры на территориях Урала, Казахстана, Средней Азии, Кавказа и Сибири позволяет синтезировать следующие факторы и критерии рудоносности слоев коры.

**Мощность слоев коры.** Несмотря на свою сложность, верхняя часть осадочного слоя в подавляющем большинстве геоструктур, даже в геосинклиналях, хорошо изучена. Прямо или косвенно, с использованием геофизических данных и палеореконструкций, опираясь на современную раздвиговую модель заложения геосинклинальных трогов, можно судить если не о полной и истинной мощности осадочного слоя, то по крайней мере о верхней или большей его части, которая в геосинклиналях всегда превышает 5 км, на платформах составляет меньше 5 км (обычно меньше 2,5 км) и лишь в передовых прогибах и межгорных впадинах нередко бывает сопоставима с геосинклинальной. В краевых частях геосинклинальных трогов в разрезе нередко фиксируются перерывы и угловые несогласия, связанные с проявлением фаз складчатости и разграничивающие формационные комплексы. На таксономическом уровне «слой—блок коры» такие несогласия служат основанием для выделения структурных типов слоев коры (см. табл. 5), но не влияют на классовую принадлежность слоев.

Условившись называть геосинклинальными слою, сложенные любым набором комплексов ( $g-2$ ,  $g-4$ ,  $g/2$ ,  $g/4$ ), но с геосинклинальным комплексом в основании, получаем первую общую металлогеническую закономерность: подавляющее большинство крупных и средних стратифицированных, камерных и корневых месторождений и значительная часть крупных карстовых свинцово-цинковых месторождений располагаются в слоях коры мощностью свыше 5 км. Месторождения типа куроко в миоцен-плиоценовом комплексе, в ряде районов не достигающем геосинклинальной мощности, на уровне слоев являются геосинклинальными, так как под рудоносным комплексом практически везде имеется мел-палеогеновый, мезозойский или палеозойский геосинклинальный комплекс, а поперек структур вулканогенный комплекс замещается осадочно-вулканогенным мощностью свыше 4—5 км. Сходная закономерность свойственна осадочному слою  $\alpha$  блоков Рудного Алтая, который совместно с геосинклинальным терригенным и вулканогенно-терригенным комплексами нижнего или среднего палеозоя (возраст оспаривается) имеет мощность свыше 5—7 км. Вместе с тем рудоносные комплексы обычно располагаются не в зонах максимальной мощности слоя, а в градиентных, что проявляется в смене по латерали структурных типов слоев.

**Состав слоев коры.** Подавляющее большинство согласных месторождений меди, свинца и цинка находится в толщах, метаморфизованных в фациях до амфиболитовой; редкие месторождения —

в амфиболитовой, и единичные (Брокен-Хилл) — в гранулитовой фации. С учетом того что при метаморфизме выше эпидот-амфиболитовой фации почти полностью теряются первичные структурно-текстурные признаки горных пород, а вместе с тем становится невозможным изучение первичного состава формаций, мощностей, ритмичности и других факторов прогноза, эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма можно считать тем пределом, за которым формации относятся к классу гранитно-метаморфических. Этот рубеж в общем случае разделяет потенциально перспективные осадочные и бесперспективные гранитно-метаморфические слои земной коры.

**Изменение состава слоев коры.** На примере Уральского и Рудно-Алтайского регионов можно показать, что состав рудоносного или рудоперспективного осадочного слоя коры изменяется не только в ходе позднегеосинклинальных (орогенических) движений, но и в процессе накопления рудоносных толщ, с переходом части осадочного слоя в гранитно-метаморфический. Это явление выражается в «интрузиях» габбро-плагιοгранитных комплексов, датируемых в Тагильском мегасинклинии силуром под силурийскими толщами и силуром — девоном под девонскими толщами. «Интрузии» гранитов девонского возраста широко проявлены также в ядрах антиклинорий Рудного Алтая параллельно с повышением степени метаморфизма вниз по разрезу рудоносных комплексов вплоть до сланцев и гнейсов.

Приведенные примеры указывают на метаморфизм, гранитизацию и интрузивную деятельность в нижнем ритме геосинклинального комплекса или в нижнем комплексе геосинклинального слоя коры синхронно с формированием верхних толщ и руд, и именно эту — зональную — форму магматической и метаморфической деятельности следует считать положительным фактором рудоносности осадочного слоя коры, особенно в отношении стратифицированных, камерных и корневых месторождений. Очевидно, подобные геологические явления приводят к формированию симплектитовых («проросших») слоев.

В иной форме, но в том же плане обнаруживается связь магматизма с месторождениями медистых песчаников. В Джезказганском районе время рудонакопления ( $C_{2-3}$ ) синхронно проявлению интенсивной магматической деятельности в Центральном Казахстане. Непосредственно в рудном районе она выражается главным образом в гранитизации (разуплотнении) и «подъеме» фундамента и бортовых массивов, а на поверхности — в обмелении и смене морских условий седиментации субаэральными, дельтовыми. В Кодаро-Удоканской зоне непосредственно в Удоканском рудном районе древняя магматическая деятельность, почти синхронная осадконакоплению, выразилась в становлении Кеменского гранитного плутона (абсолютный возраст 1900 млн. лет). В Медном поясе Африки красные граниты Кибара (900 млн. лет) также почти синхронны рудоносной системе Катанга. В другом плане сказывается роль магматической деятель-

ности в ряде карстовых месторождений Дальнего Востока (Верхнее, Садовое) и районов Тинтик, Гилмен, Пиоч, Ледвилл (США). Здесь проявления магматизма, с которым связывается оруденение, в стратиграфическом разрезе располагаются выше рудоносных толщ.

Таким образом, в общем случае для формирования стратифицированных, камерных и корневых месторождений благоприятно вещественное преобразование осадочного слоя, синхронное началу его становления; для медистых песчаников — синхронное завершающей фазе формирования; для карстовых месторождений при благоприятности первого и второго вариантов положительным фактором оказывается и магматическая деятельность по завершении осадконакопления, и даже со значительным отрывом по времени, что приводит к формированию симплектитовых структур осадочного слоя.

**Типы структур слоев коры.** Во всех типах геосинклинальных слоев коры известны согласные месторождения, но их экстенсивность, металлогенический и формационный спектр оруденения значительно различаются. Медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа и медные типа Верхнего озера контролируются любым из структурных типов слоев геосинклинального подкласса, но максимальной рудонасыщенностью характеризуется только нижний этаж. Так, подавляющее большинство металлогенических зон Урала, Передового хребта Большого Кавказа, Малого Кавказа, Норанды, каледонид Скандинавии относится к типам *g*, *g*<sub>1</sub> или *g*/<sub>4</sub>, при этом рудоносным является первый этаж. Металлогенические зоны с полиметаллически-колчеданными месторождениями алтайского типа и полиметаллическими атасуйского типа соответствуют геосинклинальным слоям также любого типа, но в пределах слоя коры располагаются реже в первом, чаще во втором (снизу) структурном этаже. Рудные районы с карстовыми месторождениями контролируются как геосинклинальными, так и платформенными слоями.

**Изменчивость структуры слоев коры.** Этот показатель является одним из наиболее важных региональных металлогенических факторов. Отмеченные выше закономерности: приуроченность определенных типов месторождений и рудных районов к тем или иным классам, группам или типам слоев земной коры в пределах благоприятных (рудконтролирующих) ситуаций — проявляются неравномерно, в подавляющем большинстве случаев ограничиваясь переходными зонами от геосинклинальных слоев к платформенным (Сардана-Уруйский и другие районы Майско-Кыллахской зоны, район Маскотт-Джефферсон-Сити — карстовые месторождения).

Рудные районы с месторождениями алтайского и атасуйского типов контролируются зонами латерального перехода непрерывного слоя в прерывистый; районы с карстовыми месторождениями — зонами перехода как непрерывного слоя в прерывистый, так и гармоничного *g*-*g* в *g*-*g* и гармоничного в дисгармоничный, т. е. зонами перехода стратиграфических несогласий в угловые.

С латеральной сменой типа структур слоев связана региональная металлогеническая зональность. Так, на Рудном Алтае поперек структурно-металлогенических зон параллельно со сменой структурного типа  $z-z$  типом  $z$  полиметаллически-колчеданные месторождения заменяются медно-цинково-колчеданными, перемещающимися выше по разрезу.

Месторождения медистых песчаников контролируются зонами латерального перехода платформенных слоев в геосинклинальные (Медный пояс Африки, Мансфельд, Джеккаган) или смены во времени геосинклинального комплекса платформенным (Любин-Серошовице). Месторождения серно- и медноколчеданные кипрского типа явно тяготеют к зонам перехода базальтового слоя в стратифицированный геосинклинальный; медно-цинково-колчеданные и полиметаллически-колчеданные — к зоне перехода формирующегося параллельно с рудообразованием гранитно-метаморфического слоя в геосинклинальный стратифицированный.

Имеют место также более сложные латеральные и вертикальные взаимопереходы типов структур геосинклинальных слоев. Общим является правило: максимальной рудоносностью характеризуются слои коры в зонах изменения их структуры — перехода геосинклинальных в платформенные, непрерывных в прерывистые, гармоничных в дисгармоничные и т. д.

#### ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Анализ рудоносных слоев в блоках определенного состава и структуры показывает, что в блоках  $\beta$  и  $\beta(\gamma/a)$  располагается подавляющее большинство пластовых медных, медно-цинковых и цинковых месторождений, а также существенная часть свинцово-цинковых. В частности, такие месторождения известны в трогее Красного моря (современные рассолы и рудоносные осадки), в юрских блоках Кавказа, Закавказья и Карпат, в ордовикско-силурийских Урала, силурийско-девонских Урала, Центрального Казахстана и Рудного Алтая, вендско-кембрийских Забайкалья и Южной Джунгарии. К элементам  $\alpha$  блоков  $\beta(\gamma_1/a)$ , в которых элемент  $\gamma_1$  развивается близко одновременно с  $\alpha$  (что фиксируется по интенсивному проявлению кислого вулканизма), приурочены преимущественно полиметаллические месторождения с рядом стабильных геолого-промышленных характеристик.

Блоки коры с моделью  $\beta\alpha$  не содержат в элементе  $\alpha$  крупных стратифицированных месторождений меди, свинца и цинка даже в том случае, когда этот слой характеризуется мощностью 5—7 км (передовые прогибы и межгорные впадины). В терригенных комплексах блоков  $\beta\alpha$  располагаются медистые песчаники приуральского подтипа и медистые сланцы с низкой продуктивностью, тогда как месторождения джеккаганского подтипа заключаются в блоках  $\beta$  или  $\beta(\gamma/a)$ . Таким образом, на уровне слоевых моделей обнаруживаются различия в факторах рудоконтроля джеккаган-

ганского и приурального подтипов медистых песчаников в близких по составу терригенных пестроцветных формациях.

Блоки коры  $\beta\alpha$  и  $\beta\gamma(\gamma/\alpha)$  контролируют промышленные карстовые месторождения свинца и цинка, а также значительное число жильных месторождений. Хотя карстовые месторождения развиты и в блоках  $\beta\alpha$  и  $\beta(\gamma/\alpha)$ , но в блоках  $\beta\alpha$  они являются основной группой, имеющей в ряде случаев большое и самостоятельное промышленное значение, особенно для цинка (месторождения долины р. Миссисипи, района Иллинойс-Кентукки).

При анализе размещения рудоносных осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов и слоев в блоках различного типа выясняются следующие закономерности.

Блоки коры со свинцово-цинковой специализацией характеризуются кроме повышенной мощности осадочного слоя наличием гранитного и редуцированного в мощности базальтового слоя. В противоположность этому медная специализация определяется повышенной мощностью базальтового слоя и редуцированной — гранитно-метаморфического. Отражением отмеченной закономерности служит проявление латеральной (поперечной и продольной) металлогенической зональности в блоках (геосинклинальных трогах). От их первичных границ к осевой зоне нередко фиксируется смена свинцово-баритовых месторождений барито-свинцово-цинковыми, затем медно-свинцово-цинковыми, серноколчеданными, окисножелезородными, железо-марганцевыми синхронно снижению мощности гранитно-метаморфического слоя и встречному увеличению мощности базальтового и осадочного слоев.

На Южном склоне Большого Кавказа в краевой Сарыбашской зоне юрского миогеосинклинального комплекса развиты свинцово-цинковые месторождения (Катехское, Чедерское, Цилтыкчайское), далее к северо-востоку — медно-свинцово-цинковые (Филизчайское) и, наконец, в осевой части трога, в Тфанской зоне, — медные и медно-цинковые (Кызыл-Деринское, Кацмалоинское, Джихихское, Чугакское, Кацдагское). В рудоносной части Зыряновско-Бухтарминского района полиметаллические месторождения с медью преобладают в юго-западной — Рудно-Алтайской — полосе, соответствующей осевой зоне геосинклинального трога, тогда как существенно свинцовые — в северо-восточной — Лениногорско-Зыряновской — полосе, параллельной границе трога. В Прииртышском рудном районе (Березовско-Белоусовском рудном поле) в юго-западной краевой зоне геосинклинального комплекса распространены существенно свинцово-цинковые с медью месторождения (Белоусовское, Березовское), тогда как в северо-восточной полосе — полиметаллические со значительно большей долей меди (Иртышское).

На спектр металлогенической специализации существенное влияние оказывает ширина блоков. В узких линейных блоках (трогах) наблюдается сближение зон развития свинцово-цинковых, меденосных и железородных формаций. Медь, свинец и цинк нередко оказываются совмещенными в единых рудных полях и даже ме-

сторождениях (Рудный Алтай). В крайнем выражении, когда ширина блоков составляет первые километры, в разрезе комплекса фиксируются специфические рудоносные формации, совмещающие черты ранних (яшмы, фтаниты, кварциты — железо, марганец), средних (углеродистые породы, флиш — медь, цинк) и поздних (карбонатные породы — свинец, барий) ритмов вулканогенно-осадочного комплекса. Примером служит фаменская формация Жаильминско-Успенского блока. Закономерно также усложнение общего спектра рудоносных формаций и формационных типов месторождений вдоль узких трогов (Жаильминско-Успенский), в отличие от широких (троги Магнитогорской системы), в которых комплексы характеризуются значительно более выдержанным составом и узкой специализацией.

При анализе пространственного размещения рудных районов в блоках коры обнаруживается одна из важнейших металлогенических закономерностей, заключающаяся в том, что пластовые промышленные медные и свинцово-цинковые месторождения формируются, как правило, не на всей площади рудоносного блока, а преимущественно вдоль его границ с блоками ранней по отношению к нему консолидации, включая срединные массивы. Все факторы рудоносности геологических тел более низкого порядка в той или иной степени являются отражением данной общей закономерности. Даже карстовые свинцово-цинковые, а также контактовые медные и свинцово-цинковые и многие жильные месторождения подчиняются контролю древними — первичными — границами блоков.

Указанная закономерность объясняется тем, что граничные площади блоков являются одновременно зонами резких латеральных взаимозамещений формаций; узлами резкого изменения мощности, состава и структуры формационных ритмов; районами латеральной смены маломощных формационных комплексов чехлов мощными геосинклинальными комплексами, нечетко ритмичных — отчетливо ритмичными; площадями замещения слоев двух-, трех- и многоэтажных одноэтажными или слоев мощностью менее 5 км слоями мощностью более 5 км. В конечном счете пограничные территории служат и зонами наибольшей проницаемости коры, и устойчивыми геохимическими, палеотектоническими, литолого-фаціальными, палеогеогеологическими барьерами.

Выявленные закономерности объясняют многие важные стороны металлогении блоков, но ряд особенностей, и в частности редуцированная или повышенная мощность гранитного слоя, определяющая медную или свинцово-цинковую специализацию, а также неравномерная экстенсивность оруденения вдоль блоков, ширина геохимического и формационного спектра месторождений в значительной мере связаны с более общими факторами, выявляемыми при рассмотрении факторов и критериев рудоносности геотектонических серий и систем.

# МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЕРИИ И СИСТЕМЫ

## ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ

Геотектоническая (металлогеническая) серия — совокупность разновозрастных блоков (в ретроспективе — геосинклинальных трогов) единовременного заложения. Среди геотектонических серий можно выделить: план-параллельные, мозаичные, вихревые, комбинированные. Примерами план-параллельных серий являются океанические хребты, палеозойские серии блоков Урала, Рудного Алтая, рифейские Русской платформы. Примерами мозаичных серий служат кайнозойские серии блоков Эгейского бассейна, чередующихся с блоками ранних генераций от докембрийских до мезозойских включительно, триасово-юрские Карибского бассейна, девонские Минусинских впадин, раннепротерозойская Кодаро-Удоканская серия блоков. Вихревые серии установлены в Центральном Казахстане [39] с позднесилурийского—раннедевонского этапа. Другие серии этого типа выявлены в Средиземноморском поясе, а также на Северо-Востоке СССР.

В шкале таксонов геотектонические серии представляют элементарные ячейки (домены) геотектонических (металлогенических) систем. Под структурой системы понимается тип пространственно-временных взаимоотношений блоков различных генераций или их серий. Системы в определенной мере соответствуют геосинклинальным зонам Ю. А. Билибина [6], А. И. Семенова и В. И. Серпухова [1957 г.], складчатым областям В. И. Смирнова [1957 г.], складчатым областям и металлогеническим провинциям А. И. Семенова, Ю. Г. Старицкого и Е. Т. Шаталова [1965 г.] и в значительной степени — геосинклинальным системам и металлогеническим зонам В. Е. Хаина [1964 г.], Г. А. Твалчрелидзе [51].

Геотектонические системы как по структурно-вещественным, так и по геодинамическим характеристикам делятся на два класса — геосинклинальные и орогенные, представляющие динамопару синхронных геотектонических систем (табл. 7).

ТАБЛИЦА 7

Типизация структур геотектонических систем

Классы	Геосинклинальные	Орогенные
	Динамопары	
Типы	Европейский (решетчатый, рифтовый)	—
	Атлантический (осесимметричный)	—
	Восточно-тихоокеанский (дисимметричный)	} Кордильерный
	Индийский (тип тройного сочленения)	
	Средиземноморский (центрально-площадной)	} Альпийский
Карибский (вихревой, геофлуктуационный)		

Предварительно намечается шесть структурных типов геотектонических систем геосинклинального класса, для которых предлагаются названия по характерным регионам развития. Простейшим является **европейский** (решетчатый, рифтовый) тип, обусловленный решеткой геосинклинальных трогов, разделяющих многоугольной формы блоки ранней консолидации. Структуры этого типа характерны для платформ и щитов; обычен существенный разрыв во времени между завершением консолидации древних блоков и рифтогенезом, обусловившим формирование генерации прямолинейных серий или одной серии геосинклинальных трогов.

Сравнительно простым является **атлантический** (осесимметричный) структурный тип геотектонических систем, в которых древние геотектонические серии располагаются грубо симметрично относительно самого молодого блока (трога) или серии блоков; блоки каждой все более древней серии находятся на все большем удалении от оси симметрии. В структурах атлантического типа, как правило, имеет место минимальный разрыв во времени заложения соседних блоков, равный одному-двум формационным ритмам.

**Восточно-тихоокеанский** (дисимметричный) структурный тип геотектонических систем характеризуется последовательным омоложением серий в одну сторону — к границе блоков ранней консолидации. **Индийский** структурный тип (тройного сочленения) соответствует площадям схождения двух- или трех разноориентированных систем восточно-тихоокеанского или атлантического типа, что обуславливает плавный или резкий разворот молодых серий относительно древних.

**Средиземноморский** (центрально-площадной) структурный тип характеризуется незакономерным чередованием центрально-площадных серий (трогов и блоков ранней консолидации). **Карибский** (вихревой) структурный тип геотектонических систем отличается присутствием дуговых серий, формирующихся при сдвигах и вращательных движениях блоков.

Более сложные серии образованы сочетанием двух или нескольких из перечисленных простых типов серий; между некоторыми из них обычно наблюдаются взаимопереходы. Европейский тип является как бы начальной фазой структур индийского типа; индийский обязательно сменяется восточно-тихоокеанским или атлантическим по простиранию структур; карибский служит как бы торцом или ответвлением средиземноморского типа структур. Структуры регионов меняются также со временем.

Геосинклинальные системы в динамическом отношении представляют структуры конструктивные, раздвиговые, связанные с увеличением площади земной коры. Динамический смысл орогенных систем противоположен: это утолщения коры, скупивание, шарьирование, уменьшение площади. Восточно-тихоокеанскому и индийскому структурным типам в общем соответствует и противостоит кордильерный тип структур орогенного класса, средиземноморскому и карибскому — альпийский. Атлантический и европейский структурные типы геосинклинального класса обычно не

имеют орогенного антипода. В карибском типе структур орогенез нередко проявляется внутри системы, обуславливая синхронность образования трогов и островных дуг.

Обобщение состава таксонов на данном уровне проводится при следующих условиях. Блоки с моделью  $\beta\gamma$ ,  $\beta\alpha$  считаются сиалическими, как и те блоки  $\beta(\gamma/\alpha)$  и  $\beta\alpha$ , в которых элемент  $\alpha$  — это преимущественно терригенные комплексы или вулканогенные с преобладанием формаций дацит-липарит-туфосланцевого ряда. Блоки  $\beta\alpha$  с эродированным осадочным слоем или с осадочным слоем, сложенным комплексами с повышенной ролью вулканогенных формаций диабазового или спилит-кератофир-туфосланцевого ряда, относятся к фемическим. Промежуточные блоки считаются фемическо-сиалическими.

Закономерности размещения и условия металлогенической специализации блоков коры в зависимости от их положения в геотектонических системах рассмотрим на примерах Алданской, Алтайской, Казахстано-Среднеазиатской и Уральской провинций, в которых развиты основные типы согласных месторождений меди, свинца и цинка.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ СССР

### АЛДАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Алданская провинция (рис. 19) как геотектоническая система включает восточную часть Алданского щита и переходную область между Сибирской платформой и Верхояно-Чукотской геотектонической системой. Рассматриваемая территория характеризуется рядом региональных особенностей строения, и в первую очередь развитием серий линейных блоков (трогов) со временем заложения от среднего протерозоя до карбона включительно, с последовательным смещением все более молодых генераций блоков в восточном направлении и разворотом их по часовой стрелке. В северной и южной частях провинции указанные образования перекрыты юрско-меловым угленосным комплексом формаций; на юго-востоке локально развит терригенный комплекс перми, что определяет многоэтажную структуру осадочного слоя на этих территориях. Вендско-кембрийские отложения покрывают чехлом как гранитно-метаморфические комплексы, так и более поздние рифейские осадочные и вулканогенно-осадочные образования, нивелируя различия в геологическом строении отдельных блоков. Лишь на крайнем востоке (Майско-Кыллахский и Сетте-Дабанский регионы) осадочные комплексы смяты в складки, слабо опрокинутые на запад, что обеспечивает более полную обнаженность и изученность разрезов.

Анализ разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, развитых на Юго-Востоке Сибири (рис. 20), показывает, что для среднепротерозойского—позднерифейского времени на рассматриваемой территории с разной степенью вероятности может

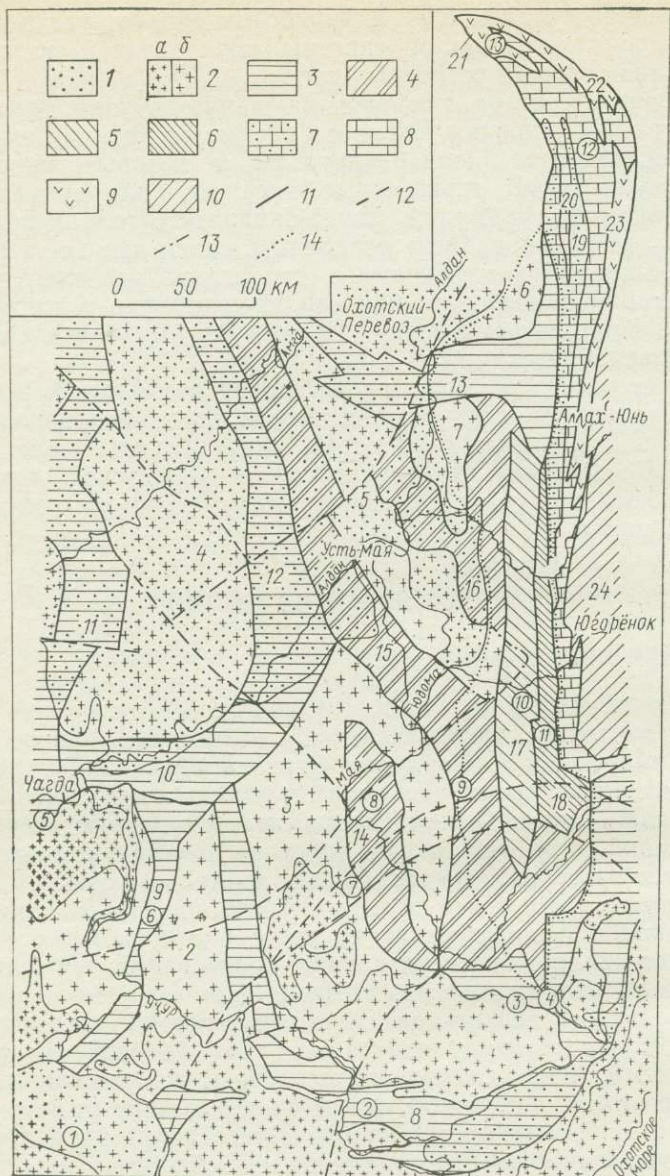


Рис. 19. Схема строения Алданской провинции (Юго-Восток Сибири). Составил Э. И. Кутырев.

1 — площади, перекрытые мезозойским чехлом; 2 — блоки ранней консолидации AR—PR<sub>1</sub>; а — выходы на поверхность, б — перекрытые разновозрастными отложениями чехла; 3—10 — генерации геосинклинальных комплексов: 3 — унская (маймаканская) PR<sub>2</sub>, 4 — учурская R<sub>1</sub>, 5 — майская R<sub>2</sub>, 6 — уйская R<sub>3</sub>, 7 — сетте-дабанская V, 8 — оронская E<sub>3</sub>, 9 — джалканская D<sub>2</sub>, 10 — верхоянская C<sub>2</sub>—T; 11 — границы блоков; 12 — трансформные зоны, выделенные по геофизическим данным; 13 — глубинные разломы, перекрытые шарьяжами; 14 — границы складчатой Майско-Кыллахской области.

быть выделено несколько генераций блоков, осадочный слой которых сложен геосинклинальными комплексами. Указанными блоками разделяются ядерные формы — блоки ранней консолидации, которые сложены глубоко метаморфизованными образованиями архея — нижнего протерозоя и перекрыты маломощными комплексами чехлов, имеющими возраст от среднего протерозоя до современного.

На схеме (см. рис. 19) намечены границы блоков ранней консолидации и разделяющих их междуядерных геосинклинальных форм, соответствующих палеорифтовым зонам, авлакогенам, мегажелобам. Всего выделено семь блоков ранней консолидации (1—7). К среднепротерозойской (уянской) серии отнесены шесть блоков (8—13). Следующая группа блоков (14—16) рассматривается в составе нижнерифейской (учурской) серии, характеризующейся тремя важнейшими диагностическими признаками. Во-первых, мощность средней в комплексе серии — майской — постоянно превышает 1000 м, в достоверных случаях достигая 2500 м. Во-вторых, там, где учурская серия обнажена, мощность ее скачкообразно возрастает от блоков ранней консолидации к осевым частям нижнерифейских блоков — от первых сотен метров до 1500 м и более. В-третьих, блоки учурской генерации повсеместно характеризуются линейными отрицательными магнитными аномалиями, на фоне которых выделяются также линейные или овальные по форме, нередко кулисно расположенные положительные аномалии второго порядка.

Майско-Акринский блок 17 выделяется в центральной части Майско-Кыллахской зоны и предположительно относится к среднерифейской генерации. Осадочный слой блока характеризуется следующим распределением мощностей между ритмами: среднерифейский — более 2000 м (обнажена только верхняя часть), верхнерифейский — около 2600 м, вендско-среднекембрийский — около 1000 м. В пределах этого блока располагается большинство известных свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений, локализующихся в вендско-среднекембрийском ритме. Мощность, состав и структура данного ритма по латерали с востока на запад претерпевают существенные изменения. Рудоносная формация (карбонатная верхняя часть юдомской свиты) располагается в нижней части вендско-среднекембрийского ритма там, где этот ритм редуцирован в мощности до 1000 м и менее и отделен перерывом от нижележащего верхнерифейского формационного ритма.

---

Цифры на карте: 1—7 — блоки ранней консолидации (1 — Суннагинский, 2 — Идомо-Хайканский, 3 — Чагдинско-Оминский, 4 — Биллирско-Якутский, 5 — Усть-Майский, 6 — Хандыгский, 7 — Чухойский); 8—24 — блоки с установленным или предполагаемым развитием геосинклинальных комплексов (8 — Улканский, 9 — Гонамский, 10 — Дыгдинский, 11 — Якутский, 12 — Амгинский, 13 — Горностахский, 14 — Среднемайский, 15 — Алдано-Майский, 16 — Эльдиканский, 17 — Майско-Акринский, 18 — Челатский, 19 — Сетте-Дабанский, 20 — Оронский, 21 — Курпанджинский, 22 — Сегеяхский, 23 — Кемос-Юряхский, 24 — блоки верхоянской серии С<sub>2</sub>-Т, нерасчлененные); цифры в кружках — номер колонок на рис. 20.

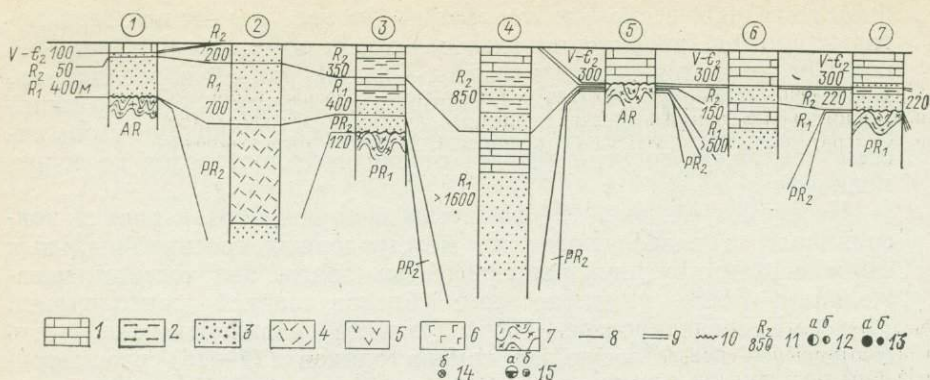
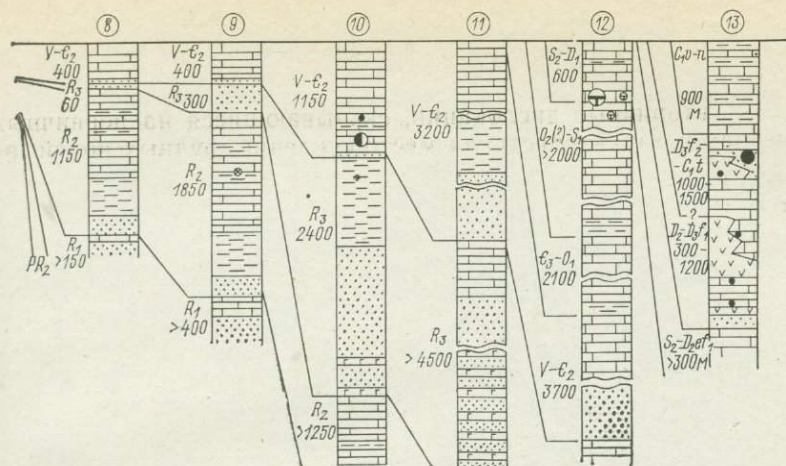


Рис. 20. Схема ритмостратиграфического сопоставления разрезов протерозоя—тырев,

1—6 — группы формаций: 1 — карбонатные, 2 — терригенные глинистые, 3 — терригенные эффузивов и их туфов, 6 — основных эффузивных и субвулканических пород; 7 — гранито-8 — согласные, 9 — со стратиграфическим перерывом, равным или превышающим время формирования ритма и его мощность, м; 12—14 — месторождения (а) и рудопроявления (б); 12 — свинцовые; расположение

Челатский блок 18 характеризуется резким возрастанием мощности верхнерифейского ритма — до 4000 м, главным образом благодаря пластовым телам и покровам габбро-диабазов и терригенных пестроцветных формаций. Сетте-Дабанский блок 19 сложен в своей осадочной части формациями терригенно-карбонатного ряда мощностью свыше 10 км в возрастном диапазоне от венда (рифей?) до среднего ордовика включительно, т. е. осадочный слой имеет двучленное строение. Вместе с тем значительные колебания мощности нижнего ритма свидетельствуют о вероятном более сложном строении этой территории: на некоторых площадях мощность формационного ритма  $V-Є_2$  превышает 3500 м, что соответствует первому ритму и действительно вендской генерации трога. Но имеются разрезы мощностью до 3000 м, и это является признаком второго ритма и позднерифейского заложения трога, принадлежности соответствующего блока к единой серии с Челатским блоком. На данной стадии изученности практическое разделение блоков вендского и позднерифейского времени заложения затруднительно.

Оронский блок 20 соответствует самостоятельной — позднекембрийской — генерации трога, выполненного вулканогенно-терригенно-карбонатным комплексом центростремительной структуры в возрастном диапазоне от позднего кембрия до раннего (среднего?) девона включительно. В карстово-карбонатных формациях верхней части второго ритма и низов третьего ритма располагаются флюоритовые и сфалерит-флюоритовые рудные поля Оронской минерагенической зоны.



среднего палеозоя Юго-Востока Сибири. Составили А. П. Кропачев, Э. И. Ку-  
А. К. Иогансон.

обломочные, 4 — кислых эффузивов, их туфов и туфогенно-осадочных пород, 5 — основных метаморфические комплексы архея—нижнего протерозоя; границы формационных ритмов: мирования ритма, 10 — с угловым несогласием; 11 — возрастные границы формационного цинковые, 13 — медные, 14 — сфалерит-сидеритовые, 15 — флюоритовые, флюорит-сфалерито-колонок см. на рис. 19.

Блоки среднедевонского времени заложения (Курпанджинский 21, Сегеняхский 22, Кемюс-Юряхский 23) соответствуют узким трогам окраинной части Сетте-Дабанской геосинклинальной серии. В разрезе формационного комплекса  $D_2-C_1$  мощностью свыше 2500 м резко изменчивой структуры (от регрессивной и центробежной до трансгрессивной и центростремительной) выделяется три формационных ритма ( $D_2ef_2-D_3f_1$ ,  $D_3f_2-C_1t$ ,  $C_1v-n$ ), мощность которых меняется от 1500 до 1000 м. В формациях среднего ритма располагаются Курпанджинское и другие проявления медистых песчаников. Терригенный верхоянский комплекс 24 возрастного интервала  $S_2-T$  несогласно перекрывает терригенно-карбонатные образования Сетте-Дабана.

Таким образом, на рассмотренной территории промышленная рудоносность установлена в блоках трех серий: Майско-Акринском блоке среднерифейской серии, Оронском верхнекембрийской серии, Курпанджинском среднедевонской серии. В итоге анализа состава и строения разрезов на исследованной территории удается обособить наиболее продуктивный Майско-Акринский блок, в пределах которого располагаются основные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления в юдомской свите. С востока продуктивный блок граничит с Челатским блоком более поздней генерации. В свою очередь Майско-Акринский блок срезает Алдано-Майский и Эльдиканский, расположенные относительно его под углом около  $40^\circ$ . Эти два блока по отношению к Майско-Акринскому служат блоками ранней консолидации с минимальным различием во времени заложения. Отсюда следует, что для Майско-Акрин-

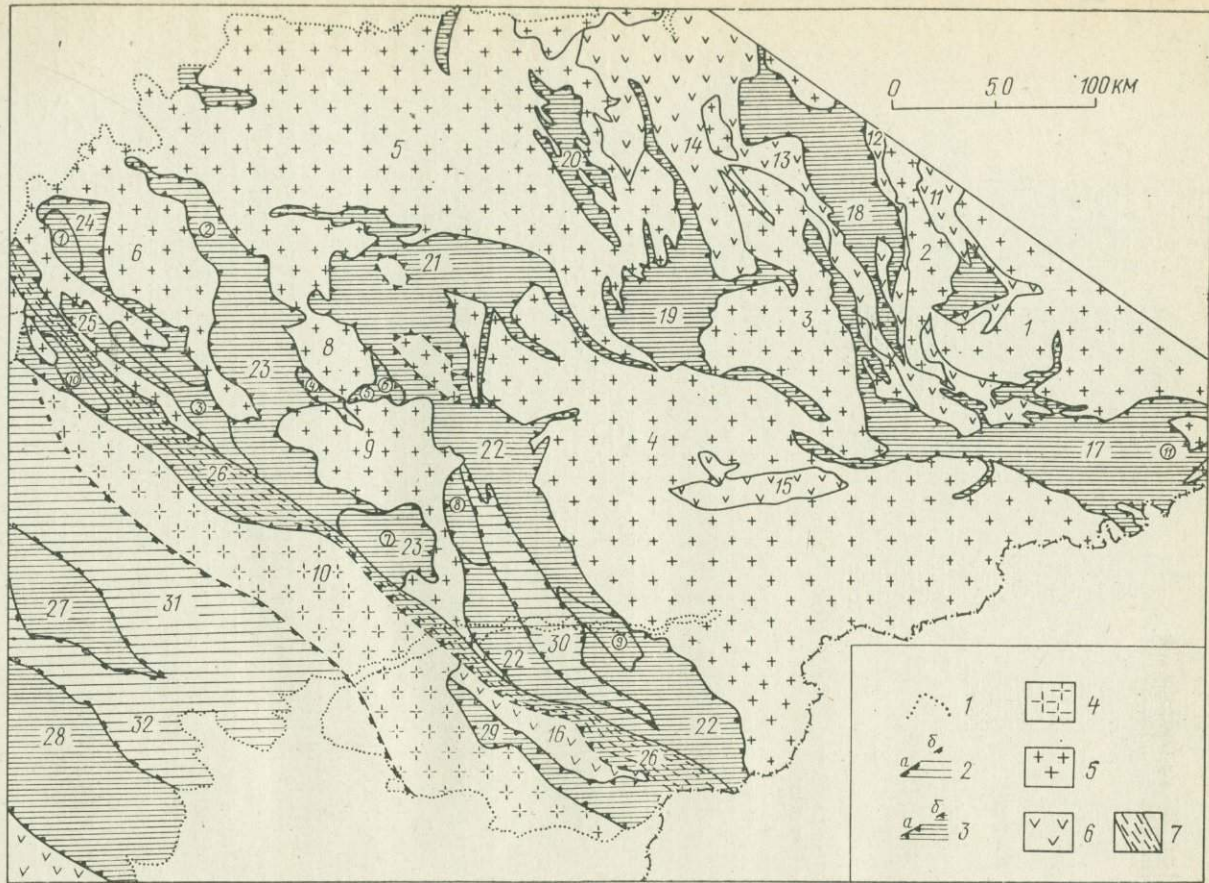


Рис. 21. Схема блокового строения Алтая. Составил Э. И. Кутырев с использованием данных Д. П. Аврова, И. Е. Егорова, В. Н. Нехорошева.

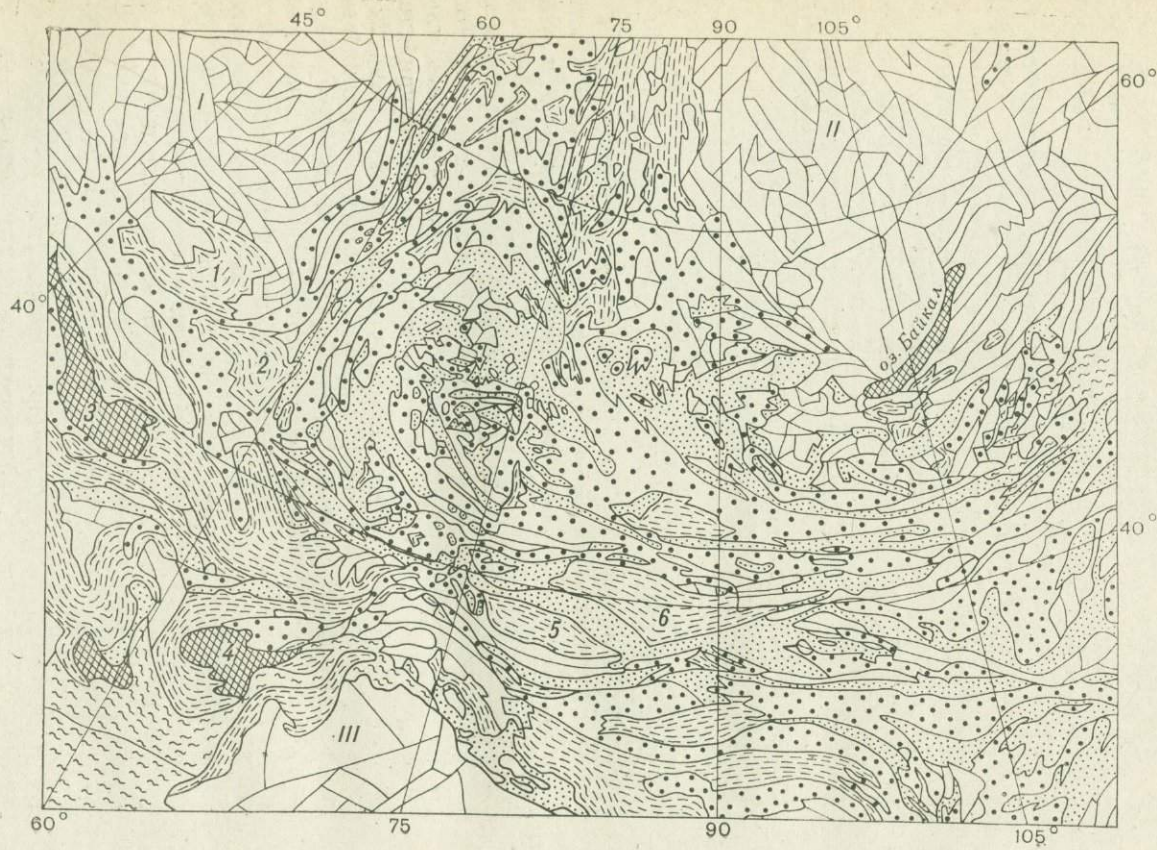
1 — граница зоны развития отложений чехла MZ-Q; 2 — блоки среднедевонской (?) серии и их границы (а — установленные, б — предполагаемые); 3 — блоки верхнесилурийской-эфельской серии и их границы; 4-6 — блоки ранней консолидации (модели: 4 — Руа, 5 — Руу(а), 6 — Ру); 7 — Иртышская зона смятия.  
Цифры на карте: 1-10 — блоки ранней консолидации салического состава (1 — Башкауский, 2 — Телеский, 3 — Аргутский, 4 — Теректинский, 5 — Талцый, 6 — Алейский, 7 — Шемонахинский, 8 — Сипюбинский, 9 — Ульбинский, 10 — Каба-Парамский), 11-16 — блоки ранней консолидации салическо-фемического состава (11 — Конкашский, 12 — Артыбашский, 13 — Баратальский, 14 — Буратальский, 15 — Белухинский, 16 — Курчумский), 17-29 — блоки силурийско-девонской серии (17 — Чуйский, 18 — Уйменский, 19 — Тузактинский, 20 — Ануйский, 21 — Коргонок, 22 — Маймыр-ский, 23 — Выструшский, 24 — Верхубинский, 25 — Приуртышский, 26 — Иртышский, 27 — Тарский, 28 — Жарминский, 29 — Кольджирский), 30-32 — блоки среднедевонской (?) серии (30 — Большеновский, 31 — Кемалдуский, 32 — Кокпектинский); цифры в кружках — участки районы с согласными полиметаллическими месторождениями: 1 — Верхуба-Шемонахинский, 2 — Змеиногорский, 3 — Приуртышский, 4 — Бутачинско-Кедровский, 5 — Лениногорский, 6 — Успенско-Корелинский, 7 — Бухтарминский, 8 — Зырянковский, 9 — Южно-Алтайский, 10 — Вавилонский, 11 — Бузузун-Бутунский.

ского блока древней (ретроспективной) является только западная граница, контролирующая размещение известных рудных узлов, а восточная сформирована в позднерифейское время. Показательно также, что наиболее продуктивные рудные районы в Майско-Акринском блоке примыкают к зоне сочленения трех блоков: Усть-Майского, Алдано-Майского и Эльдиканского.

Общая эволюционная направленность металлогенического развития территории — от свинцово-цинковых карстовых месторождений к флюорит-цинковым (местами с баритом и свинцом) и далее к проявлениям самородной меди в базальтах и к медистым песчаникам. Структура системы в целом относится к индийскому типу (тип тройного сочленения), с разворотом структур по часовой стрелке.

## АЛТАЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

При анализе формационных колонок и разрезов вулканогенно-осадочных толщ, с учетом данных М. Г. Хисамутдинова, Г. Ф. Яковлева, Д. И. Горжевского, П. Ф. Иванкина и др., на территории Рудного Алтая выделена серия блоков, соответствующих геосинклинальным трогам, заложенным в позднесилурийское или раннедевонское время (рис. 21), и ряд мелких структур, называемых Г. Ф. Яковлевым и М. Ф. Микуновым [82] вулканотектоническими депрессиями. Мощность многорифтового осадочного слоя в осевых зонах этих блоков достигает и превышает 5—7 км; гранитно-метаморфический слой даже в современном разрезе характеризуется пониженной толщиной, а базальтовый, наоборот, — повышенной. При этом толщина гранитно-метаморфического слоя закономерно возрастает в направлении к восточным границам блоков — в сторону контакта с Горно-Алтайской системой блоков ранней консолидации,



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

Рис. 22. Положение Центральноказахстанской провинции в структуре Казахстано-Среднеазиатского пояса. Составил Э. И. Ку-тырев.

1 — блоки докембрийской консолидации и разломы в их пределах; блоки разного времени заложения; 2 — вендско-кембрийского, 3 — среднепалеозойского, 4 — пермо-триасового, 5 — юрско-мелового, 6 — палеогенового; 7 — границы блоков. Платформы: 1 — Восточно-Европейская; 11 — Сибирская; 111 — Индостанский щит; впадины: 1 — Прикаспийская, 2 — Северо-Устьюртская, 3 — Южно-Каспийская, 4 — Тильмендская, 5 — Яркендская, 6 — Северо-Гаримская.

а также к микроконтинентам — палеоподнятиям или срединным массивам типа Алейского, Синюшинского.

Срединные массивы, или микроконтиненты, отчетливо фиксируются поясами и полями развития кислых вулканитов уже в ранний этап развития геосинклинальных трогов и подчеркиваются сокращенной мощностью вулканогенно-осадочного комплекса; рудные районы контролируются краевыми зонами этих массивов — располагаются по их периметру. Основные рудные районы приурочены к краевым зонам широких трогов северо-западного направления или к узким поперечным трогам (Лениногорский), пересекающим блоки ранней консолидации.

В рудных районах ближе к осевым частям блоков ранней консолидации развиты барит-полиметаллические и полиметаллические месторождения прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд, тогда как месторождения массивных собственно колчеданных руд располагаются на склонах таких блоков — в зонах перехода к геосинклинальным трогам. Наибольшая рудоносность свойственна зонам контакта девонских блоков с более древними. Вместе с тем на площадях полного развития гранито-метаморфического слоя месторождения отсутствуют или представлены небольшими, главным образом жильными барит-полиметаллическими проявлениями.

#### ЦЕНТРАЛЬНОКАЗАХСТАНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Разработка вопросов блоковой тектоники и металлогении Центрального Казахстана осуществлялась автором совместно с Ю. П. Рождественским и А. К. Иогансоном [28] с учетом данных М. И. Александровой, У. А. Асаналиева, Б. И. Борсука, Н. А. Афоничева, В. Ф. Беспалова, А. А. Богданова, Н. Л. Бубличенко, Р. А. Борукаева, Н. Г. Кассина, В. Я. Кошкина, В. М. Попова, Г. Н. Щербы и др. В итоге анализа формационных рядов, мощности ритмов и комплексов в совокупности с геофизическими данными составлены схемы блокового строения Казахстано-Среднеазиатского пояса (рис. 22) и Центрального Казахстана (рис. 23), на которых выделено несколько серий блоков коры.

Можно видеть, что досилурийские блоки имеют преимущественно линейные очертания, северо-во-

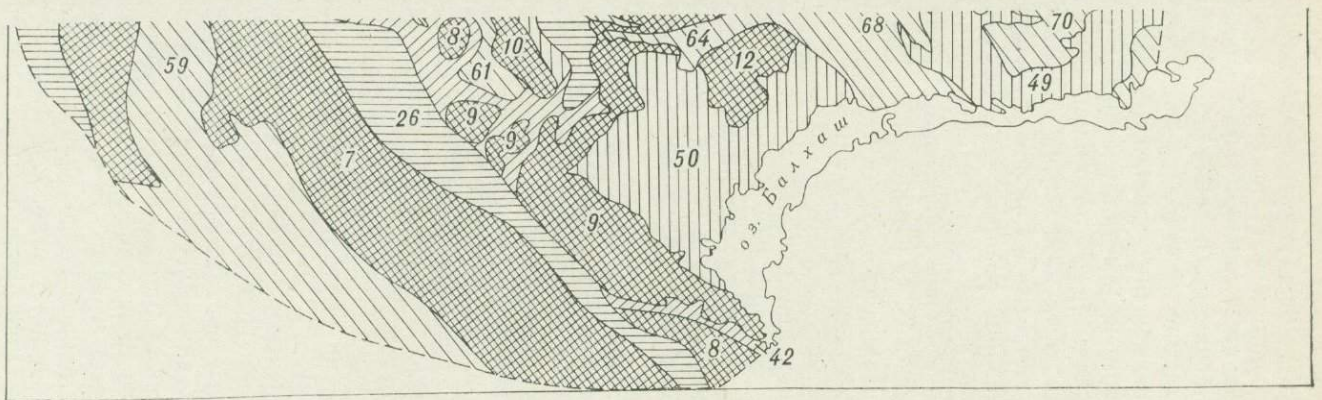
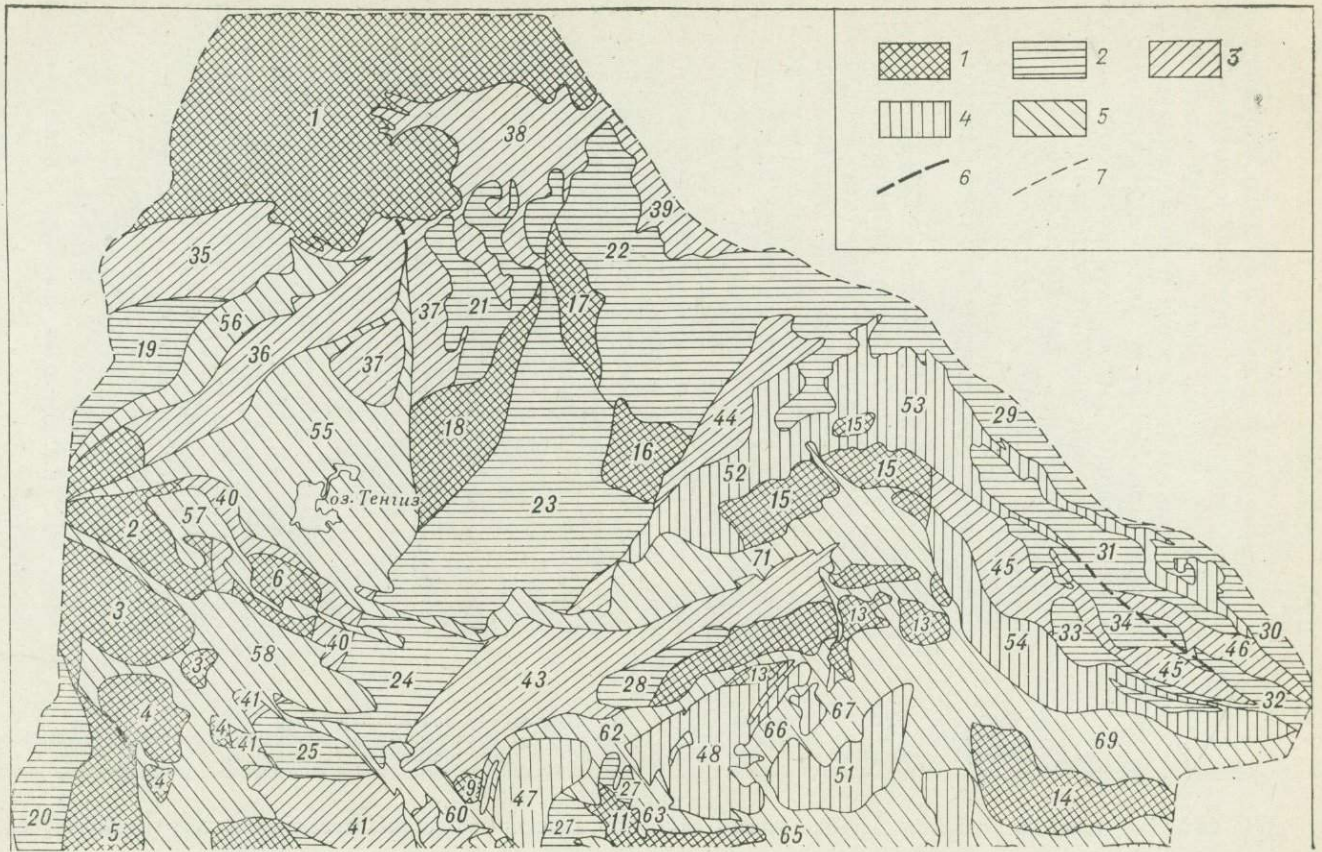


Рис. 23. Схема блокового строения Центрального Казахстана. Составил Э. И. Кутырев.

1 — блоки докембрийской консолидации; 2—5 — блоки разного заложения: 2 — вендско-кембрийского, 3 — кембрийско-ордовикского, 4 — ордовикско-силурийского, 5 — силурийско-девонского; 6 — разломы внутри блоков; 7 — граница области анализа.

Блоки: 1 — Кокчетавский, 2 — Каптадырский, 3 — Арганатский, 4 — Улутаский, 5 — Майтубинский, 6 — Кирейский, 7 — Чуйский, 8 — Джелтауский, 9 — Бурултаский, 10 — Кылчинский, 11 — Моинтинский, 12 — Новалы-Кызылэспинский, 13 — Тектурмаский, 14 — Котанэмельский, 15 — Семизбугунский, 16 — Ишимский, 17 — Нишкеольмесский, 18 — Восточно-Тенгизский, 19 — Джаркай-Нагачский, 20 — Байконурский, 21 — Колутонский, 22 — Ереский, 23 — Ниязский, 24 — Атасуйский, 25 — Жамантаский, 26 — Джалаир-Найманский, 27 — Сарытауский, 28 — Керегетаский, 29 — Алкамергенский, 30 — Аркалынский, 31 — Чингизский, 32 — Тарбагатайский и его ответвления (33, 34), 35 — Калмаккульский, 36, 37 — Тенгизский-1, 38 — Стеняжский, 39 — Селетинский, 40 — Кызылжарский, 41 — Теректинский, 42 — Сарытумский, 43 — Нуринский, 44 — Кендыктинский, 45 — Абралинский, 46 — Чунайский, 47 — Атасуйский, 48 — Агадырский, 49 — Кентерлауский, 50 — Сарышаганский, 51 — Байназарский, 52 — Темиртауский, 53 — Баянаульский, 54 — Акбастауский, 55 — Тенгизский-II, 56 — Сарымсактинский, 57 — Шонды-Кульский, 58 — Андагарлинский, 59 — Джекказганский, 60 — Жапльминский, 61 — Майкайнарский, 62 — Успенский, 63 — Аксоранский, 64 — Акбастауский, 65 — Акчатау-Майтаский, 66 — Уралбайский, 67 — Кызылрайский, 68 — Токрауский, 69 — Карабулакский, 70 — Саянский, 71 — Спасско-Карагадинский.

сточную и северо-западную ориентировку. Позднесилурийский — раннедевонский этап на территории Казахстана характеризуется интенсивным проявлением геофлуктуаций (вихревых движений) с заложением серии центрально-площадных (Тенгизский, Джекказганский) и дуговых (Жаильминский, Успенский, Аксоранский, Акжалский, Уралбайский) трогов среди гетерогенных по составу блоков различной степени консолидации.

Дуговые трогов контролируют размещение свинцово-цинковых и комплексных железо-марганец-барит-полиметаллических месторождений. Для указанных форм характерна продольная неоднородность разреза вулканогенно-осадочных комплексов как по составу, так по мощности и направленности в смене формаций, отражением чего служит исключительное разнообразие формационных типов месторождений: от типичных стратифицированных атасуйского и успенского типов до камерных алтайского (Алайгырское) и карстовых сарданинского (Узынжалское) типов, а также жильных месторождений. Для данной серии блоков установлено, что металлогеническая специализация вулканогенно-осадочных комплексов в значительной мере зависит от состава прилегающих к ним блоков ранних генераций, что выражается в проявлении продольной металлогенической зональности. Зональность этого масштаба обнаруживается во многих геосинклинальных трогов и является отражением закономерной связи состава формаций с составом бортовых массивов и фундамента, а состава месторождений — с составом формаций.

Так, в Жаильминско-Успенской серии блоков с юго-запада на северо-восток наблюдается следующая смена формационных и геохимических типов месторождений. На юго-западе в трогов, пересекающих блоки, сложенные эвгеосинклинальными комплексами, развито железо-марганцевое оруденение. На участках, где в бортах трогов распространены флишoidные толщи ордовика и силура, сформированы комплексные (железо-марганец-барит-свинцово-цинковые) месторождения. Железо и марганец в окисно-карбонатных формах практически отсутствуют в месторождениях средней части тех же трогов на участках рассеяния ими глыб ранней консолидации преимущественно кислого состава (Кайрактинское, Алабугинское, Алайгырское).

На крайнем северо-востоке Успенского блока, находящегося здесь среди эвгеосинклинальных толщ раннего—среднего палеозоя, фиксируются железо-марганцевые, железо-марганец-барит-полиметаллические месторождения (Атабай-Дугулинское), к северо-западному краю трогов сменяющиеся барит-полиметаллическими (Жарагайлинское) с незначительным проявлением в разрезе стратифицированной железорудной минерализации. В средней части трогов напротив зоны стыка блоков ранней консолидации кислого (Керегетаский) и основного (Нуринский) состава располагаются существенно медные месторождения (Успенское, Белла), а на участке воздымания днища трогов, где на поверхности обнажаются

терригенные толщи ордовика, в них отмечаются жильные существенно свинцовые (с цинком) месторождения (Кужальское).

С более поздним — каменноугольным — орогенным этапом унаследованного прогибания центрально-площадных трогов, заложенных во флюктогенный этап, связаны месторождения медистых песчаников (Джезказганское), а в вулканогенном чехле на границах блоков присутствуют субсинхронные медистым песчаникам медно-порфировые и железо-медно-скарновые месторождения. Завершающая позднедевонско-каменноугольная серия блоков (Зайсанская, Тургайская) является пограничной для рассмотренной системы и характеризуется отчетливой железорудной специализацией.

Таким образом, на примере Центрального Казахстана можно видеть, что системы, в структуре которых участвуют вихревые серии блоков коры, характеризуются своеобразной направленностью металлогенического развития и формированием месторождений черных и цветных металлов различных, в том числе редких, формационных типов. Рассмотренные блоки являются частью Казахстано-Среднеазиатской геотектонической системы, в которой блоки силурийско-девонского времени заложения контролируют подавляющее большинство согласных и контактовых месторождений меди, свинца и цинка. Из других (кроме рассмотренных) рудоносных блоков этой серии можно отметить Байалдырский, Боролдайский, Байджансайский в хр. Каратау; Гава-Кассанский, Возбутооский, Алмалыкский в Среднем Тянь-Шане; Уч-Кулачский в Южном Тянь-Шане; Хандизинский в Гиссарском хребте.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СИСТЕМЫ УРАЛА

При анализе рудоносности блоков использованы результаты работ М. Б. Бородаевской, С. Н. Иванова, А. И. Кривцова, В. А. Прокина, А. В. Пуркина, А. С. Перфильева, Б. А. Попова, В. М. Нечеухина, И. Д. Соболева и др., а также результаты личных наблюдений (1974—1983 гг.). Анализ позволяет различать в пределах Урала две системы блоков: Тагило-Сосьвинскую (до ширины Карабаш—Челябинск) и Магнитогорскую.

**Тагило-Сосьвинская система** (Полярный, Северный, Средний Урал) включает ряд блоков и их серий вендского, позднекембрийского, позднеордовикского, позднесилурийского и, возможно, девонского времени заложения. На западе она граничит с Центральноуральской докембрийской системой блоков, восточная часть погребена под мезозойско-кайнозойским чехлом. В целом в структуре системы можно видеть определенные черты симметрии, подчеркнутую расположением наиболее молодого Сосьвинского блока среднедевонского (?) времени заложения вдоль оси системы, а более древних генераций блоков — по обе стороны от него.

Наиболее древний блок, примыкающий к Центральноуральскому поднятию, относится к вендской (?) серии; второй ритм осадочно-вулканогенного комплекса образован вулканогенно-кар-

бонатно-терригенными формациями ( $\epsilon_3-O_2$ ), а третий ( $O_3-S_1$ ) — вулканогенно-терригенно-карбонатными, включающими контрастную вулканогенную парагенерацию калий-натровой серии. Этой особенности состава соответствует развитие барито-свинцово-цинковой минерализации в формациях ритма  $\epsilon_3-O_2$  (Гладкинское и Бойцовское рудопроявления) и полиметаллической в формациях ритма  $O_3-S_1$  (Бакаевское рудопроявление). К образованиям рассматриваемого комплекса относятся также полиметаллические карстовые месторождения Шантым-Прилуцкой группы на р. Илыч, охарактеризованные М. Г. Трушелевым [1960 г.], и Саурейское барито-свинцовое согласное месторождение в черносланцевой формации среднего—верхнего (?) ордовика.

Следующая по возрасту Западно-Тагильская серия блоков, вероятно, позднекембрийского времени заложения, фиксированного тельпосской молассой, включает габброизированные и гранитизированные осадочно-вулканогенные образования ритма  $\epsilon_3-O_2$  и вулканогенные ритма  $O_3-S_1$  — основного рудоносного, контролирующего медно-цинково-колчеданные месторождения Тарньерского, Шемурского, Валенторского, Красноуральского, Кабанского, Левихинского и других рудных районов. В формациях третьего ритма ( $S_2-D_2$ ) находятся лишь небольшие медноскарновые месторождения (Турьинские рудники, Алексеевское, Гумешевское), но значительно шире развиты железорудные, в том числе контактовые (скарновые) и пластовые (Тагило-Кушвинский район).

Восточно-Тагильская серия блоков позднеордовикского времени заложения включает фрагменты разорванных блоков Западно-Тагильской серии, микроконтиненты гранитизированных докембрийских блоков. Во втором ритме ( $S_2-D_2$ ) вулканогенно-осадочного комплекса располагаются медно-цинково-колчеданные месторождения им. III Интернационала, Новоежовское, Дегтярское, Чусовское.

Осесимметричная структура системы, отчетливо атлантического типа на севере, к югу нарушается дихотомией позднеордовикских серий и расположением самых молодых блоков позднесилурийской (?) или среднедевонской генерации (Алапаевский блок) на востоке системы, что определяет переход ее структуры к восточно-тихоокеанскому типу.

**Магнитогорская система** соответствует югу Урала на территории, обычно рассматриваемой как Магнитогорская часть Тагило-Магнитогорского прогиба и Мугоджары. В результате ритмостратиграфического анализа удастся наметить несколько серий. К наиболее древним — блокам ранней консолидации — отнесена серия блоков Уралтау и гранитизированных блоков Восточно-Уральского «поднятия». Самым ранним из палеозойских серий — возрастным аналогом Западно-Тагильской серии, по-видимому, является Сакмарский блок на западе системы. Известные здесь медно-цинково-колчеданные корневые месторождения и рудопроявления (Блявинское, Разумовское, Комсомольское, Яман-Касинское) располагаются в осадочно-вулканогенном комплексе центробежной

структуры, в ритме  $O_3-S_1$ . В отличие от разновозрастных блоков Тагило-Сосьвинской системы, вулканогенно-осадочные формации ритма  $\epsilon_3-O_2$  изменены слабо, хотя и вмещают тела гипербазитов. В Макан-Мамбетовском и Баймакском блоках этой же генерации комплекс начинается вулканогенными формациями ордовика. Последующие генерации блоков размещены грубо симметрично относительно самого молодого Центральномагнитогорского блока позднедевонского времени заложения.

Сибайский и Гайский рудные районы находятся в западном крыле системы, а в восточном крыле расположены Среднеорский, Теренсайский и Учалинский рудные районы. Следующая серия блоков — силурийского времени заложения — развита лишь восточнее Центральномагнитогорского блока; в ритме  $D_{2-3}$  располагаются Домбаровский, Ащебутакский, Верхнеуральский, Айдырлинский рудные районы с медно-цинково-колчеданными месторождениями.

До последнего времени в силу разных причин, и прежде всего из-за отсутствия колчеданных месторождений, а также из-за слабой обнаженности, сложной дислоцированности и резко подчиненного значения дифференцированных вулканогенных формаций, девонско-каменноугольные блоки, широко развитые на Среднем и Южном Урале, не привлекали к себе внимания. Анализ состава и мощностей формационных ритмов этих регионов показал, что вулканогенно-осадочные толщи выполняют самостоятельные геосинклинальные трюги, время заложения которых может быть датировано средним девоном (эйфелем). Среди таких форм в первую очередь можно отметить Алапаевско-Сухоложский, Еманжелинско-Бородинский, Полтаво-Брединский, Устиново-Амурский, Магнитогорский, Акжарский трюги. К блокам этого же времени заложения условно относится Зилаирский. В составе формационных комплексов развиты черносланцевые, карбонатные и вулканогенно-кремнисто-карбонатные формации. При очень широком распространении медных, свинцовых, баритовых и железорудных рудопроявлений крупные месторождения в указанных блоках пока что не обнаружены.

К еще более молодой генерации (франской) относятся Кизильский и Валерьяновский блоки. Осадочный слой в последнем представлен мощным вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатным комплексом главным образом послераннетурнейского возраста. Вулканогенно-осадочному слою этих блоков свойственна железорудная геохимическая специализация (Соколовское, Сарбайское, Куржункульское и другие месторождения); в краевой западной зоне блока отмечаются баритовые и свинцовые рудопроявления, а в направлении к оси трюга — медистые песчаники, по-видимому, курпанджинского подтипа (Качарское месторождение).

В целом Магнитогорская система характеризуется сравнительно простой, атлантического типа симметричной структурой, осложненной в среднем—позднем девоне трюгами решетчатой се-

рии, обуславливающими переход структуры к индийскому типу с веерообразным разворотом осей блоков по часовой стрелке.

Трансформные (поперечные) зоны Урала представляют собой особые структурные формы, имеющие в ряде случаев значение субширотных или диагональных границ между системами, сериями или отдельными блоками. Подобные поперечные зоны, за которыми и в пределах континентов предложено закрепить название «трансформные», имеют длительную историю развития; нередко они контролируют размещение рудных районов в пределах блоков, обуславливая цепочечное расположение этих районов поперек уральского направления. Вследствие этой особенности наиболее перспективные рудоносные площади располагаются с определенной периодичностью, с «шагом» 55—60, 40—45, 30, 15, 6—7 км. Генеральная металлогеническая зональность Урала в виде системы продольных блоков и металлогенических зон в итоге оказывается осложненной элементами поперечной зональности, причем поперечные зоны контролируют месторождения различных формационных типов, геохимических групп.

Необходимо отметить также проявления сдвигов с амплитудой горизонтальных перемещений, достигающих на Среднем Урале 40—60 км, а суммарно 200 км и более; эти структурные формы системы затушевывают поперечную зональность и ограничивают возможности использования периодичности рудных полей и месторождений для прогноза.

Сравнение Тагило-Сосьвинской (Полярно-Северо-Среднеуральской) и Магнитогорской систем обнаруживает их структурное сходство, но и различия также существенны. Если в Тагило-Сосьвинской системе вендские геотектонические серии фиксируются на западе, то в Магнитогорской они предполагаются на востоке. В первой системе основными колчеданосными являются блоки позднекембрийского и позднеордовикского времени заложения, что определяет два главных стратиграфических уровня рудоносности ( $S_1$  и  $D_{1-2}$ ). В Магнитогорской системе уровень  $S_1$  имеет подчиненное значение, уровень  $D_{1-2}$  — сквозной для всего Урала, а уровни  $D_2$  и  $D_3$  зафиксированы только в этой системе, хотя предполагаются и на Среднем Урале. Как ранним, так и самым поздним генерациям блоков Урала свойственно развитие терригенно-карбонатных комплексов с медной, свинцово-цинковой и железорудной специализацией. Для промежуточных, позднеордовикских — раннесилурийских, серий металлогенический спектр определяется медно-цинково-колчеданными месторождениями.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОНОСНЫХ БЛОКОВ В ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ И СИСТЕМАХ**

**Состав геотектонических систем.** Состав геотектонических систем, естественно, определяется составом входящих в них блоков коры. Преобладающий сиалический состав блоков (модели  $\beta\gamma$ ,  $\beta\gamma\alpha$  или  $\beta\alpha$  со слоем  $\alpha$ , сложенным преимущественно осадочными

формациями) предопределяет свинцово-цинковую или медно-свинцово-цинковую металлогеническую специализацию всей системы. Примером системы преимущественно сиалического состава служит Рудно-Алтайская, в которой медь составляет менее  $\frac{1}{3}$  от общего количества цветных металлов. В палеозойских системах Урала резко преобладают блоки фемического состава, что предопределяет железо-медно-цинковую специализацию. Однако это не относится к докембрийской системе Урала явно сиалического профиля, в которой и известны и ожидаются полиметаллические месторождения.

В гетерогенной по составу Центральнокзахстанской системе в каждой из геотектонических серий имеются блоки как с вулканогенно-осадочным разрезом, определяющим их общий фемический состав (Нуринский, Агадырский, Чингизский, Атасуйский и др.), так и с осадочным или осадочно-вулканогенным, определяющим общий сиалический либо фемическо-сиалический состав блоков. В соответствии с гетерогенностью система характеризуется практически полным набором формационных и геохимических типов согласных месторождений.

На уровне формационных комплексов установлено, что терригенный состав ранних в комплексе формационных ритмов «смещает» спектр согласных месторождений в сторону свинца и бария. Аналогично блоки сиалического состава смещают геохимический спектр месторождений в более поздних блоках в сторону свинца и бария. Различия заключаются в том, что данная закономерность на уровне комплексов и слоев проявляется вдоль вектора силы тяжести, тогда как на уровне геотектонических систем — параллельно поверхности геоида.

**Эволюция состава геотектонических систем.** Изменчивость состава геотектонических систем понимается в двух аспектах. В первом рассматривается эволюция состава блоков от ранних систем к молодым, во втором — общее изменение состава системы под влиянием орогенических движений, в том числе активизационных, приводящих к преобразованиям слоевых моделей коры по схеме  $\beta\alpha \rightarrow \beta(\gamma/\alpha) \rightarrow \beta\gamma$ . Между этими двумя типами изменений нет четкой границы, так как формирование новых геотектонических серий чаще всего сопровождается гранитизацией блоков ранних серий, но интенсивность этих преобразований не одинакова. Палеозойские системы Урала являют собой пример регулярного повторения в истории серий фемического профиля, с некоторым усилением степени фемичности блоков от ранних к поздним сериям; подобную направленность по гомологии с таксонами низших уровней можно назвать антидромной тенденцией на фоне в целом изотропного развития системы.

В линейной геотектонической системе Японских островов проявляется полосовое расположение по крайней мере трех генераций геосинклинальных трогов. В соответствии с этим месторождения располагаются на трех уровнях [20]. Древними (каменноугольными) являются преимущественно медные месторождения в метаморфическом поясе Санбагава, сопоставимые с кавказским

или уральским типом (рудники Хитати, Куне, Миненосава, Иимори, Коцу, Хигасияма, Садзаре, Бесси, Сиратаки). Месторождения «медистых пиритов» местами встречаются в виде слоев и в слабо метаморфизованных формациях  $C_3$ — $P_1$  (рудники Цутикура, Янахара, Окуки). В формационном ритме  $J_3$ — $K_1$  поздне триасовых или юрских трогов (блоков) с вулканогенно-осадочным наполнением располагаются стратифицированные медно-цинковые месторождения (Макимине, Симокава, Таро), сопоставимые с кавказским типом. Наконец, в трогах мелового или палеогенового времени заложения в миоценовых формациях располагается большая группа месторождений типа куроко, сопоставимых с алтайским типом. В целом эволюция рудообразования на Японских островах состоит в повышении роли дифференцированных вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций от древних к молодым трогам (гомодромный ряд серий); в соответствии с этим наблюдается изменение геохимического спектра месторождений — от медных к полиметаллическим и барит-полиметаллическим.

Указанный гомодромный ряд геотектонических серий в свою очередь коррелируется с преимущественно терригенным составом геосинклинальных слоев в палеозойско-мезозойских блоках, так что по отношению к мезо-кайнозойским трогам первые выступают в роли блоков ранней консолидации сиалического или фемического-сиалического типа, чем и определяется полиметаллический состав руд миоценовых месторождений.

Система Центрального Казахстана характеризуется преобладанием блоков фемического-сиалического типа в рифее — венде, с чем связана их железо-марганец-свинцово-цинковая специализация (Бурултаский, Текелийский районы). Блоки преимущественно фемического профиля преобладают в кембрии—ордовике (местами в силуре), сопровождаясь железо-медными (местами со свинцом и цинком) месторождениями (медно-колчеданное Тесиктасское в Кентерлауском блоке, полиметаллически-колчеданные, преимущественно медные Акбастауское и Кусмурунское в Чингизском блоке, месторождения железистых кварцитов Кояндинское, Косогалинское, Туюкское в Сарысуйском блоке, Тоймасшокинское в Агадырском блоке). Этот ряд дополняют скарновые и метаморфизованные полиметаллические, железорудные и медно-железорудные месторождения Гульшадское, Кокзабойское, Кызылэспинское, Каратасское, Дуйсен и другие в силурийских толщах, частично регенерированные в период проявления позднепалеозойского орогенного магматизма [Рождественский Ю. П., 1972 г.].

Серии блоков силурийского и среднедевонского этапа характеризуются смешанным фемическо-сиалическим составом с преобладанием в нижней части осадочного слоя андезито-дацитовых и терригенных комплексов, с чем связана преимущественно барит-свинцово-цинковая и железорудная специализация, практически аналогичная специализации рифейско-вендских блоков. Общая направленность металлогенического развития Казахстанской системы определяется возрастанием роли фемических блоков в ордовике

и силуре и сменой свинцово-цинковых месторождений железорудными и медно-цинково-колчеданными, а в последующем — в девоне — возвратом к терригенно-геосинклинальным комплексам с железо-марганец-свинцово-цинковой специализацией формаций, которые сменяются в карбоне формациями железорудными и меденосными.

Таким образом, в простых по составу системах обычно развито ограниченное число формационных типов месторождений с узкой металлогенической специализацией, а общее металлогеническое развитие имеет однонаправленный характер. Сложные по составу системы характеризуются формированием крупных месторождений черных и цветных металлов различных формационных типов и повторением одних и тех же типов в истории развития.

Вещественные преобразования в системах, связанные с орогenezом, гранитизацией, в целом приводят к метаморфизму и уничтожению месторождений. Однако частные фазы орогenezа и гранитизации, проявляющиеся в средние этапы формирования геотектонических систем, в общем благоприятны в металлогеническом аспекте, так как эти процессы определяют вещественную контрастность блоков — благоприятный фактор рудообразования.

Отрицательное значение низкого метаморфизма и близкого состава иллюстрирует рассмотренная выше Алданская система, в которой блоки семи генераций (от среднепротерозойской до среднедевонской) метаморфизованы приблизительно одинаково — в зеленосланцевой фации, а по составу терригенно-карбонатные. Металлогенический спектр этой системы достаточно узок (цинк, свинец, флюорит, местами барит). Узкий металлогенический и метаморфический спектр в общем характерен и для Уральских систем, но здесь кроме собственно геосинклинальных троговых комплексов находятся «микроконтиненты» — срединные массивы (блоки ранней консолидации), представляющие собой как оторженцы форланда (Восточно-Мугоджарский блок), так и гранитизированные блоки ранних генераций собственно Уральской системы палеозойских трогов (Адамовско-Суундукский, Сысертский и др.). Данное свойство коррелируется с высокой экстенсивностью оруденения Уральского региона.

Наибольшие различия в степени метаморфизма и составе блоков наблюдаются в Центральноказахстанской системе, что и обуславливает высокую рудонасыщенность и максимально широкий металлогенический спектр системы.

**Структура геотектонических систем.** Отмеченные эмпирические закономерности в связях состава и эволюции состава систем с металлогенической специализацией и широтой металлогенического спектра находят объяснение в различиях структурных типов систем и их эволюции. Все приведенные примеры ограниченного спектра и узкой металлогенической специализации относятся к системе с атлантическим типом структуры, когда новые генерации геосинклинальных трогов создаются в неконтрастной по составу среде. Карибский тип структуры Центральноказахстанской си-

стемы, обусловленный вращательными движениями крупных блоков, характеризуется максимальной контрастностью состава и степени метаморфизма прилежащих блоков, что благоприятно сказывается на экстенсивности оруденения и обеспечивает широкий металлогенический спектр.

**Эволюция структур геотектонических систем.** В сложных системах для отдельных этапов их развития вполне применимы закономерности, устанавливаемые для простых систем. При этом наиболее благоприятные условия для формирования крупных и комплексных месторождений возникают в тех сложных системах, в которых на структуры атлантического, тихоокеанского или индийского типов накладываются структуры карибского типа. В этом варианте вихревые трогии последней генерации оказываются среди максимально гетерогенных по составу, возрасту и степени метаморфизма блоков ранних (по отношению к ним) генераций.

**Эпохи рудообразования.** Общее число рудоносных стратиграфических уровней в системах определяется в первую очередь количеством серий (генераций геосинклинальных трогов), из которых не все обладают промышленной рудоносностью. Во многих системах рудоносны средние серии. Связано это с тем, что в многосерийных системах с усилением гранитизации первых серий блоков меняется слоевая модель по схеме  $\beta\alpha \rightarrow \beta\gamma$ , а это приводит к уничтожению месторождений. Блоки средних по времени серий в ходе последующих тектонических движений, связанных с заложением последней генерации трогов, умеренно деформируются, рудоносные толщи вскрываются эрозией. В последних генерациях трогов, в которых рудоносные толщи не претерпели складчатости, месторождения оказываются на недоступных глубинах. Таким образом, наиболее благоприятным является следующий эволюционный ряд структур: европейский  $\rightarrow$  атлантический (или восточно-тихоокеанский)  $\rightarrow$  карибский  $\rightarrow$  кордильерный (или альпийский).

Металлогенические эпохи в широком значении этого термина синхронны на крупных площадях и, возможно, на всей Земле, в том смысле, что к определенным интервалам, соответствующим ритмам ритмостратиграфической шкалы, приурочено максимальное число месторождений различных морфогенетических, формационных и минерально-геохимических типов, групп и классов. В конкретных геотектонических системах генерации геосинклинальных трогов проявляются в самых разных сочетаниях, но даже в одно-возрастных трогах наполнение сильно различается в формационном отношении. Поэтому, например, эйфельская и живецкая эпохи на Урале имеют отчетливый медно-цинковый геохимический спектр, тогда как на Рудном Алтае — свинцово-цинковый с подчиненным значением меди.

В целом же в понятие «эпохи рудообразования» можно вкладывать весьма разный смысл. Во-первых, это геохимическая эпоха — отрезок времени экстенсивного формирования месторождений любых формационных типов, но определенного металла или геохимического набора (спектра) родственных элементов незави-

симо от формационного типа или морфоструктурного класса. Во-вторых, это эпоха определенного морфоструктурного класса месторождений (например, согласных). В-третьих, это эпоха определенного морфогенетического класса месторождений (стратифицированных, корневых или камерных). В-четвертых, это эпоха месторождений определенного формационного типа (например, медистых песчаников).

Эволюционными понятиями, отражающими металлогенические особенности геотектонических систем во времени и в пространстве, применительно к согласным месторождениям являются «хронологический спектр» и «металлогенический тензор». С помощью первого такие понятия, как формационный спектр или геохимический спектр, как бы разворачиваются во времени, им сообщается хронологическая определенность. С помощью понятия металлогенический тензор (или металлогеническая структура) хронологический спектр (один или совместно с формационным) разворачивается и в пространстве.

В целом же можно заключить, что металлогенический тензор для каждой геотектонической (и металлогенической) системы неповторим. Повторяются лишь отдельные линии хронологического спектра, а именно те, которые обусловлены вхождением в системы одинаковых хронологических генераций геосинклинальных трогов, выполненных однотипными формационными комплексами. При этом чем более древней является геотектоническая серия, тем больше вероятности обнаружить ее хронологическую и структурно-вещественную (следовательно, и металлогеническую) копию в других системах.

**Структурно-геометрические факторы рудоконтроля.** В данном разделе обобщаются сведения о проявлениях структурно-геометрических факторов рудоконтроля разных таксономических уровней. Сделать это уместно здесь, потому что именно на уровне геотектонических серий и систем в отпрепарированном виде вскрываются существенные терминологические противоречия.

Трудно назвать более сложную проблему геологии, чем проблема таксономии и иерархии разломов и взаимоотношения их с рудой. Аксиома о том, что эндогенные рудные тела должны иметь подводящие каналы и что путями движения гидротермальных растворов служат разломы, удивительным образом проверяется на многочисленных примерах согласных месторождений. В тщательно, направленно, под идею о структурном контроле изученных рудных полях таких подводящих каналов — разломов не обнаружено, казалось бы, вопреки здравому смыслу, и районы с колчеданными месторождениями служат тому ярким и поучительным примером. Научные работы, в которых приводятся доказательства рудоконтролирующей или рудораспределяющей роли разломов применительно к согласным месторождениям, как оказывается, посвящены вовсе не этому, а всего лишь описанию пострудных дислокаций. И можно без преувеличения сказать, что поиски рудоподводящих разломов, несомненно, существовавших, представляют задачу, может быть, даже более сложную, чем поиски месторождений и рудных тел, контролируемых этими разломами.

Разгадка данного феномена заключается, на наш взгляд, в том, что разлом, коль скоро он рудоподводящий, рудораспределяющий или рудоконтролирующий, существует лишь в начале процесса, пространственно ориентирует процесс, а в ходе его преобразуется до неузнаваемости, и следы разлома фиксируются в виде интрузий, границ формаций, зон метасоматитов, поздних, пострудных

интрузивных тел, нередко сложнейшей конфигурации, в карбонатных толщах в виде тел обвальных брекчий, пустот и, наконец, рудных залежей. Таким образом, рудоконтролирующие разломы в ходе эволюции, образно говоря, превращаются в тела (пород, парагенераций, формаций, блоков коры), и в этом, и только в этом смысле перспективно обсуждение проблемы таксономии, регулярности, периодичности доскладчатых, дорудных, рудоконтролирующих, рудоподводящих разломов. В целом правильно говорить не о мифах (разломах), а об их следах и геометрических закономерностях размещения этих следов — регулярности размещения геологических тел разного ранга, привлекая для обобщений и классификаций не сами разломы, а их генетический код, структурную, топологическую модель.

Таким образом, среди рудоконтролирующих факторов согласных месторождений применительно к проблемам прогнозирования акцент необходимо сместить с разломов на периодичность, регулярность размещения, симметрию вещественных свидетелей былого их существования. Методы исследования структурно-геометрических факторов и возможности использования их в прогнозно-металлогенических построениях в последнее десятилетие привлекли к себе пристальное внимание геологов и интенсивно обсуждаются. Развитию этого направления во многом способствуют космические фото- и телеснимки — качественно новый вид документации, основа структурно-геометрических построений.

Несмотря на широкое распространение идей о структурно-геометрических факторах рудоконтроля и основанных на них критериях прогнозирования, до сих пор остается неясным, какую же группу явлений следует относить к собственно структурным, геометрическим и структурно-геометрическим. Обзор литературы показывает, что под структурно-геометрическими понимается широкий круг явлений, включая устойчивые пространственно-временные связи и отношения элементов внутри тел, форму, симметрию, асимметрию тел, сочетания вторичных дислокаций. В большинстве работ предпочтение отдается вторичным явлениям — дислокациям разного рода, установлению их систем, ориентировки, геометрии, периодичности.

Структурно-геометрические методы геологических исследований вообще и прогнозно-металлогенических в частности включают ряд методов анализа внутреннего строения геологических тел (структуры), их формы (геометрии, симметрии) и различного рода нарушений (деформаций, дислокаций) первичных структур и форм. Если по отношению к породам понятие структуры практически однозначно применяется для описания пространственных или пространственно-временных взаимоотношений минералов, минеральных агрегатов, обломочных и цементационных образований, то для парагенезов более высоких таксономических уровней его применяют как для характеристики внутреннего строения парагенезов, обусловленного конседиментационными процессами (ритмичность, зональность), так и для описания эпигенетических наложений; в последнем случае говорят о складчатых и разрывных структурах, хотя правильнее говорить о складчатых формах, разрывных дислокациях, нарушениях. В этой связи уместно обратиться к работе В. И. Васильева [1974 г.], в которой сформулирован «алгоритм» выделения и описания видов объектов любого уровня организации и разграничены понятия структуры, формы и деформации.

В. И. Васильевым впервые разработана систематика «внутренних» структур парагенезов, применимая к таксонам различных уровней организации, определены основные виды и свойства границ геологических объектов, дана систематика структур и форм элементарных ячеек парагенераций (одномерных, двумерных, трехмерных фигур), систематика структур и форм парагенераций. Работа эта, ещё должным образом не оцененная современниками, содержит полную группу структур и форм, систематизированных с широким использованием принципов симметрии.

При систематике видов парагенезов, по В. И. Васильеву, возникает три вида задач.

1. Описание геологического тела «изнутри» как некоторого сложного объекта. При изучении структуры тела «изнутри» определяют отношение порядка (упорядоченности) элементов, их связи; выделяют элементарные ячейки; измеряют параметры, изменчивость параметров (гомотетию ячеек). Далее устанавливают направления векторов пространственной упорядоченности; центры, оси и

плоскости симметрии; градиенты (периодичность) структурной анизотропии по каждому вектору и выявляют свойства границ «изнутри». Тем самым составляется полное описание структуры индивида.

Это поразительное по своей определенности описание ингредиентов структуры («внутренней»), данное В. И. Васильевым, следует, на наш взгляд, дополнить следующим замечанием. В понятие структуры кроме векторов (тензоров) пространственной упорядоченности необходимо включить векторы (тензоры) времени, с помощью которых описываются взаимоотношения элементов и элементарных ячеек во времени. При этом условии структура становится понятием эволюционным.

2. Описание геологического тела в «пограничном» пространстве как некоторого целостного объекта. Устанавливаются такие важные генетические характеристики тела, как его форма и топологические свойства границ, их идиоили ксеноморфизм, полярность или симметричность и т. д. Сравнивая симметрию структуры и формы, определяют недостающие их элементы, т. е. диссимметрию тела.

Форма, с одной стороны, является отражением наиболее устойчивых, энергичных элементов структуры геологического тела, с другой — результатом его реакции с окружающей средой (что обуславливает диссимметрию формы), а с третьей — результатом последующих дислокаций вместе со средой. Отсюда следует необходимость различать первичные, вторичные и суммативные структуры, формы и дислокации.

Первичная дислокация входит в понятие первичной структуры в виде способа геометрических преобразований элементов или элементарных ячеек (трансляции); генетический смысл первичной дислокации заключается в связи периодического размещения элементов и элементарных ячеек (например, тел гидротермальных метасоматитов в формации) с таким же периодическим размещением разломов — подводящих каналов.

Вторичные дислокации фактически приводят к усложнению симметрии структур и форм (геометрии) геологических тел, увеличению их количества, изменению и перерождению вещественного состава. Вместе с тем дислокации, вторичные для осадочных толщ, являются первичными для наложенных (орогенных, секущих, контактовых) парагенезов, изучение которых, следовательно, необходимо рассматривать как самостоятельную задачу.

3. Описание геологического тела «извне» как составляющего элемента более сложного объекта, который в частном случае представляет объект более высокого уровня организации. Если при этом рассматриваем положение тела в упорядоченном ряду других геологических тел и выявляем связи тел, направление векторов времени и симметрию этой более сложной системы, то решаемая задача представляет собой описание вида структуры объекта более высокого уровня организации.

Таким образом, выделение геологических тел, описание форм и дислокаций представляет таксономическую задачу. На каждом уровне устанавливаются свои структурно-геометрические закономерности размещения рудного вещества, свои критерии прогнозной оценки. В таксономической шкале стратифицированных образований может быть выделено пять уровней (формация, комплекс, слой коры, блок, система), применительно к которым структурно-геометрический анализ производится раздельно.

На каждом таксономическом уровне устанавливаются следующие структурно-геометрические факторы контроля согласного оруждения:

— контроль руд определенными видами первичных структур (часть структурных факторов может быть выражена геометрически, например оптимальным значением мощности рудоносного ритма, рудоносного комплекса, слоя коры, ширины блока, гради-

ента изменчивости мощности; регулярностью «шага» между месторождениями, рудными полями, металлогеническими зонами и т. д.).

— контроль руд определенными частями (границами, гранями, ребрами) геологических тел различного ранга;

— вторичные дислокации, сказывающиеся на первичных параметрах и характеристиках месторождений, рудных полей, районов, зон.

Все изложенное свидетельствует о широком диапазоне приемов, способов и методов, которые понимаются как структурно-геометрические.

Решаемые задачи также многообразны, из них подчеркнем главные, имеющие важное значение для прогнозирования:

— определение генезиса месторождений путем изучения вещественного, структурного, геометрического и дислокационного соответствия рудных тел и вмещающих их геологических образований (парагенераций, формаций, формационных ритмов, формационных комплексов и т. д.);

— определение и прогноз положения рудных залежей, месторождений, рудных полей, узлов, районов, зон с учетом вида симметрии структур и форм, шага вдоль осей трансляций, числовых (геометрических) характеристик;

— прогноз положения рудных узлов и районов на основе аппроксимации геологических явлений и построения схем структурно-геометрических неоднородностей.

Для регионов с упорядоченным расположением разломов В. В. Козлов, Е. Д. Сулиды-Кондратьев [1976 г.] выделяют области сетчатого, коллинеарного, веерообразного, концентрически-кольцевого и радиального строения. Для описания геометрии форм, образуемых разломами, эти авторы предлагают использовать символику, отражающую тип сетки, период трансляции, угол между двумя трансляциями в косоугольных и ромбических сетках, географическую ориентировку трансляций. Важное значение придается изучению ограничительных блоков земной коры с однотипным сетчатым рисунком, так как при этом появляются дополнительные критерии тектонического районирования.

Центральные неоднородности (называемые в литературе морфоструктурами, структурными формами центрального типа) изучали И. Н. Томсон и М. А. Фаворская [1968, 1974 г.] и особенно детально В. В. Соловьев [1978 г.], которым предложена наиболее полная классификация форм этого типа по морфологическим особенностям, размерам, происхождению.

Г. И. Князев [1976 г.] по возрастающей степени упорядоченности пространственного размещения эндогенного оруденения выделяет три основные категории региональной рудной зональности: асимметричную (одностороннюю), зеркально-симметричную, концентрическую. Асимметричная (правильнее латерально-симметричная) региональная рудная зональность характеризуется параллельным расположением рудных зон относительно простираения складчатых областей с закономерным смещением в одном направлении (обычно к платформам) более поздних и более низкотемпературных месторождений (Восточное Забайкалье, Рудный и Горный Алтай, Приморье, Карпаты, Аппалачи, Анды, Северный Алжир). При зеркально-симметричной (или билатерально-симметричной) региональной рудной зональности последовательно располагаются относительно осевых зон складчатых областей сходные типы эндогенного оруденения; с удалением от осевых зон проявляются более поздние и более низкотемпературные типы оруденения (Забайкальская рудная провинция, включая Центральное и Западное Забайкалье). Концентрическая рудная зональность относительно гранитных интрузий является идеальным случаем симметричного размещения эндогенного оруденения (Корнуольский рудный район).

На материалах ряда древних платформ, кристаллических щитов и некоторых геосинклинальных областей И. В. Головин [1976 г.] отмечал симметрично-зональное расположение разных типов рудных и нерудных полезных ископаемых относительно аномальных зон физических полей, в частности золоторудной и сурьмяной минерализации относительно крупного гравитационного минимума в геосинклиналях Скалистых гор (США). На фоне региональной зональности зафиксировано симметричное расположение рудных узлов в пределах зон более высоких порядков. Подмечена тенденция симметричного расположения свинцово-цинковых месторождений долины р. Миссисипи относительно кольцевых аномалий силы тяжести.

До последнего времени надежные признаки времени заложения и активного развития мезоформ (морфоструктур) размером в первые сотни километров не установлены, что выражается в разделении их только на два класса: кайнозойские и палеотипные [Соловьев В. В., 1978 г.]. Ряд исследователей считают подобные формы длительными образованиями, заложенными еще в нуклеарную стадию развития Земли. Для решения этого вопроса на примере центральных мезоформ Урала проанализированы пространственные взаимоотношения их с блоками разного времени заложения (с генерациями раздвиговых форм). При этом оказалось, что центры мезоформ располагаются закономерно относительно осей блоков, а кольца мезоформ проявляются в виде аномальных структурных (дислокационных) направлений, секущих древние блоки; в молодых блоках они не отражаются вовсе. Это позволило заключить центральные мезоформы во временную «вилку»: от времени накопления наиболее поздних толщ того блока, в котором данная серия кольцевая серия неоднородностей проявлена, до времени заложения блока, в котором данная серия не находит определенного геологического выражения.

Из подмеченной закономерной пространственной сопряженности определенных генераций блоков (геосинклинальных трогов) и центральных мезоформ следует, что между ними существует генетическая связь. Генерации блоков, несомненно, являются образованиями коры. Возникновение раздвиговой формы можно рассматривать как явление, в результате которого «вскрывается» энергетический очаг; структура этого очага и фиксируется на поверхности в виде кругов (волн).

При совмещении карты полезных ископаемых со схемой мезоформ установлено, что рудные узлы закономерно приурочены к пересечению круговых неоднородностей центральных мезоформ с площадями развития тех формационных ритмов, которые служат вторыми и третьими в структуре формационных комплексов. Активное развитие большинства центральных мезоформ, по-видимому, ограничивается сравнительно небольшим промежутком времени, поскольку круги из древних трогов не распространяются в более молодые трюги. Так как окружности пересекают сопряженные трюги под прямым углом, в распределении рудных узлов отмечается определенная периодичность, но универсальный, стабильный шаг между узлами отсутствует; каждая серия кругов характеризуется своими индивидуальными особенностями.

А. М. Виноградов [1976 г.] применительно к Уралу подчеркивал неравномерный характер распределения оруденения вдоль рудоносных зон. Участки с аномально высокими значениями экстенсивности оруденения — рудные узлы — отстоят друг от друга в среднем на 30—35 км, контролируясь субширотными древними глубинными разломами фундамента. Наблюдаемая во многих колчеданных рудных полях Южного Урала радиально-лучевая симметрия распределения аномалий гравитационного и магнитного полей рассматривается как важный поисковый признак.

На Японских островах в размещении полиметаллически-колчеданных миоценовых месторождений также отмечается периодичность [84]. Между рудными районами устанавливается шаг 8—17 км (Фурутобе — Козака 8 км, Ханаока — Фурутобе 16,8 км, Ханаока — Юносава, Фурутобе — Фуказава, Козака — Жинзан 14—15 км). Между рудными телами расстояние чаще всего составляет 1—2 км. На Кипре, по данным М. Соломона [84], расстояние между группами месторождений колеблется от 7,4 до 12,5 км, между рудными телами от 2 до 4,5 км. На 50 км длины металлогенической зоны приходится 12 месторождений.

Для Тасманских медных и полиметаллических стратифицированных месторождений М. Соломон [1976 г.] отмечает шаг от 3 до 7—10 км.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Применительно к согласным месторождениям геометрические факторы рудоконтроля проявляются наиболее отчетливо в приуроченности месторождений и рудных районов к границам таксонов (парагенераций, формаций, формационных ритмов и комплексов, слоев и блоков коры), к парагенезам с определенными геометрическими характеристиками (оптимальные мощности, градиенты).

2. Наименее обоснованными являются представления о связи согласных месторождений, рудных полей, металлогенических зон и площадей с картируемыми разломами, так как эти нарушения, как правило, пострудные.

3. Поскольку действительно рудоконтролирующие разломы затушеваны последующими дислокациями, применительно к согласным месторождениям перспективно говорить о рудоконтролирующих структурно-геометрических неоднородностях различного ранга, т. е. о бывших разломах, фиксированных в виде границ геологических тел, близко синхронных рудообразованию; относительный возраст таких тел служит основанием для выделения дорудных и рудных направлений неоднородностей и для отличия их от лучше морфологически выраженных пострудных разломов. При этих условиях направления неоднородностей, шаг между линиями неоднородностей, узлы пересечения линий неоднородностей становятся структурно-геометрическими факторами и критериями прогноза.

## ГЛАВА 15

# ГЕНЕТИЧЕСКОЕ СОДЕРЖАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ И КРИТЕРИЕВ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ

## РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы о механизме рудообразования, источниках рудного вещества и дать генетическую трактовку установленным факторам и критериям рудоконтроля согласных месторождений меди, свинца и цинка.

**Геотектонические факторы.** Проведенный автором геотектонический анализ для крупных регионов [39, 40], в том числе Урала [1976 г.], Юго-Восточной Якутии [37], Казахстана и Средней

Азии [28], Юга Сибири [58], позволяет заключить, что раздвиги блоков коры служат динамической основой развития геосинклиналей. При раздвиге, сопровождаемых подъемом глубинного мантийного вещества в трог, соприкасаются блоки и оболочки разного возраста, состава и структуры, что неизбежно ведет к нарушениям термодинамических равновесий ( $C, p, T$ ). Формирование новых устойчивых минеральных парагенезов сопровождается изменением геохимической емкости породообразующих минералов в отношении ряда петрогенных элементов и примесей, в том числе железа, меди, свинца, цинка, бария.

Максимальным петрологическим и кристаллоструктурным преобразованиям подвергается вещество на контакте блоков — в зонах наибольшей проницаемости и теплового потока. Этим объясняется: а) рудонасыщенность зон вдоль границ блоков разного времени заложения, б) максимальная рудонасыщенность узких блоков (трогов), в которых металлогенические зоны, грубо параллельные границам блоков, как бы сливаются воедино, удваивая экстенсивность оруденения, в) широкий геохимический спектр месторождений на контактах сиалических блоков ранней консолидации и поздних трогов, так как в этом случае в формировании рудопитающих систем участвуют как фельсыфилы (свинец) и гомафилы (цинк, серебро, золото), свойственные сиалическим блокам, так и фемафилы (никель, кобальт, железо, медь), присущие метаморфогенно-базальтовому основанию трогов; г) региональное проявление эпох рудонакопления, определяемое формированием трогов (раздвиговых форм) импульсно (периодически) в пределах геотектонических систем; д) повторение эпох рудонакопления в некоторых системах (на Урале — трех главных эпох колчеданообразования: раннесилурийской, раннеэфельской, живетской), определяемое повторным трогообразованием в сходных условиях.

**Геохимические и кристаллоструктурные факторы.** По современным представлениям об источниках рудного вещества при формировании различных месторождений полезных ископаемых перспективно обсуждение четырех групп источников: ювенильной, или подкоровой; ассимиляционной, или коровой; инфильтрационной, или внемагматической [Смирнов В. И., 1976 г.]; гипергенной, или кор выветривания [Богданов Ю. В., 1970 г.]. В работах И. А. Островского, А. Д. Щеглова, Л. В. Таусона важная роль при рудообразовании отводится глубинному мантийному веществу. Вместе с тем металлогеническими исследованиями Я. Н. Белевцева, А. А. Беуса, Г. В. Ициксон, А. И. Семенова, А. А. Смыслова, Д. П. Сердюченко, Н. Г. Судовикова, Г. Н. Щербы, Ю. Г. Щербакова и многих других развиваются представления, что одним из важных источников рудных элементов является метаморфогенный фундамент.

Применительно к согласным месторождениям меди, свинца и цинка интересны результаты исследований, выполненных М. Ф. Кутыревой [1980 г.] по связи изменений среднеатомного

объема темноцветных породообразующих минералов (оливинов, пироксенов, амфиболов, железомagneзиальных слюд) и их емкости в отношении ряда элементов-примесей. Эти исследования, основанные на сравнении уровней концентрации элементов-примесей в минералах в зависимости от среднеатомного объема [Евзикова Н. З., 1958 г.], увязанного с фациями метаморфизма [Ициксон Г. В., 1975 г.; Кутырева М. Ф., 1981 г.], позволили установить следующие условия концентрации элементов-примесей в железомagneзиальных силикатах:

а) относительно низкие температуры при относительно низких давлениях:

$Fe^{3+}$ , Mn, Zn в сидерофиллитах — аннитах;

Zn в биотитах;

$Fe^{2+}$ , Mn, Zn в амфиболах и оливинах;

б) высокие температуры при относительно высоких давлениях:

Ba, Pb, Zn в сидерофиллитах—аннитах и амфиболах;

Ba в биотитах и флогопитах;

Ba, Pb в амфиболах;

Zn, Cu в оливинах;

Pb в моноклинных пироксенах;

в) высокие давления, по влиянию резко превышающие действительные температуры:

$Fe^{3+}$ , Pb в биотитах;

Ba во флогопитах;

Pb, Cu в амфиболах;

$Fe^{3+}$ , Cu в моноклинных пироксенах.

Исходя из этих условий и выполненных на их основе количественных расчетов сделаны выводы о минералах метаморфогенного фундамента — возможных источниках рудного вещества для согласных месторождений:

Cu, Zn — оливины (для медно-цинково-колчеданных месторождений);

Fe, Mn, Pb, Zn — сидерофиллиты—анниты (для полиметаллических месторождений атасуйского типа);

Cu, Pb, Zn, Ba — биотит, амфиболы (для месторождений алтайского типа);

Ba — флогопит (для полиметаллических месторождений с баритом);

F — железомagneзиальные слюды (для флюорит-свинцово-цинковых месторождений).

Расчеты геохимических возможностей железомagneзиальных силикатов при изменении их среднеатомного объема и при замещениях друг другом или полевым шпатом дали следующие результаты. При псевдоморфном замещении биотита флогопитом с  $1 \text{ км}^3$  биотита может быть получено 3 млн. т марганца, 30 тыс. т свинца, 2 млн. т цинка только вследствие различий в геохимической емкости этих видов слюд. При замещении сидерофиллита биотитом может быть получено 1,3 млрд. т марганца, 270 тыс. т

свинца, 10 млн. т цинка. Но при замещении флогопита биотитом выделяется лишь барий (30 млн. т с 1 км<sup>3</sup>). Прогрессивный метаморфизм биотита с повышением его среднеатомного объема, но без изменения минерального вида приводит к переходу в рудопитающую систему от 1 до 2 млн. т цинка с 1 км<sup>3</sup> слюды. Регрессивный метаморфизм амфиболов способен создавать рудопитающую систему с медью (до 1 млн. т с 1 км<sup>3</sup>), свинцом (до 120 тыс. т) и барием (до 10 млн. т). С добавкой в систему свинца из полевых шпатов (Na—Ca-метасоматоз) и свинца при замещении амфиболов полевым шпатом получаем соотношения, свойственные алтайскому типу месторождений. Медь (без бария, свинца, с небольшим количеством цинка) в количестве до 1,2 млн. т с 1 км<sup>3</sup> может быть получена и из моноклинных пироксенов при их структурном расширении (регрессивный метаморфизм).

Среди рассмотренных силикатов только оливины обладают повышенной изоморфной емкостью в отношении и меди и цинка. При высоких давлениях оливины способны отдавать в рудопитающую систему около 3 млн. т цинка и 1,5 млн. т меди с 1 км<sup>3</sup> массы. Примерно эти отношения свойственны рудам медно-колчеданных месторождений. Вместе с тем среди железомagneзиальных силикатов только оливины могут накапливать и медь и цинк в одинаковых условиях — при структурном расширении. Во всех других силикатах эти элементы ведут себя в основном противоположным образом: если медь накапливается при структурном сжатии, то цинк — при структурном расширении, т. е. при относительно высоких температурах и низких давлениях. Отсюда становится понятной устойчивая ассоциация меди и цинка именно в медно-цинково-колчеданных месторождениях, связанных с эвгеосинклинальными толщами, в основании которых широко развиты оливиновые и оливинсодержащие породы.

Получает также объяснение выявленная минерально-геохимическая зональность поперек рудоносных трогов: смена в направлении от консолидированных ядер к оси трогов месторождений баритовых, барито-свинцовых с медью свинцово-цинковыми с медью, медно-цинковыми (Рудный Алтай). Данный геохимический ряд отвечает следующему минеральному ряду метаморфогенного фундамента: биотит (полевой шпат) → амфибол → моноклинный пироксен → оливин.

Указанный ряд элементов, высвобождающихся при кристаллоструктурных преобразованиях минералов в метаморфогенном фундаменте, противоположен обоснованной Н. М. Страховым [1963 г.] последовательности осаждения элементов при седиментации и свидетельствует в пользу ювенильного источника металлов для месторождений уральского, алтайского и атасуйского типов. В большинстве месторождений этих типов обнаружены отчетливые признаки подрудной гидротермальной проработки пород, свидетельствующие о поступлении рудного вещества снизу. Свинцово-цинковые месторождения в углеродисто-карбонатной

формации и полиметаллические кавказского типа в черносланцевых формациях таких признаков не содержат или они выражены слабо, что позволяет предполагать определенную латеральную разобщенность эпицентра источника рудного вещества и бассейна рудонакопления.

Среди медистых песчаников лишь в курпанджинском подтипе устанавливаются признаки гидротермальных изменений рудомещающих пород, в том числе эпидотизация, характерная также и для подрудных базальтов с самородной медью, что свидетельствует о возможном поступлении рудоносных гидротерм снизу. Для других подтипов медистых песчаников ни подрудные гидротермальные изменения, ни магматические породы, с которыми можно было бы связать медное оруденение, не установлены, несмотря на специально проводившиеся с этой целью буровые работы (Джезказган). Это говорит о значительной латеральной разобщенности источников рудного вещества и бассейнов рудонакопления. Интересен факт формирования медистых песчаников Джезказганского района в период интенсивной вулканической деятельности в блоках ранней консолидации синхронно становлению меднопорфировых месторождений, что служит косвенным подтверждением фумарольно-сульфатарного источника меди в областях денудации для крупных месторождений медистых песчаников [45].

Для карстовых месторождений установлены все случаи взаимопереходов: от накопления рудного вещества в карсте (окислов цинка, свинца, сурьмы и карбонатов свинца и цинка в окислительных условиях), по-видимому, за счет рудного вещества, рассеянного в карстующемся массиве, до отложения сульфидных руд в восстановительных условиях в карстовых полостях (район Маскот-Джефферсон-Сити, месторождения долины Миссисипи) и рудообразования в условиях гидротермокарста при температуре до 400 °С (Сардана), иногда с формированием типичных скарновых парагенезов (Верхнее). Для этой группы месторождений вопрос о пространственных соотношениях источников рудного вещества и зон рудоотложения нельзя считать решенным.

### **УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНОМ СЛОЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Подавляющее большинство крупных и уникальных пластовых месторождений меди, свинца и цинка, а также значительная часть карстовых месторождений свинца и цинка контролируются формационными ритмами с максимальной мощностью 1,5—2,5 км (медистые песчаники 0,5—3,5 км), занимающими среднее положение в структуре комплексов, а в пределах ритмов и комплексов — зонами наибольшей изменчивости мощности и состава. Месторождения контролируются формациями контрастного состава, в значительном числе случаев занимающих пограничное положение между формационными ритмами. Перечисленные факторы

так или иначе отражают условия, переходные от опускания к поднятию, от трансгрессии к регрессии, от этапа активного вулканизма к морской седиментации с поствулканической гидротермальной деятельностью. Пограничные в различных аспектах территории служат зонами наибольшей проницаемости коры, устойчивыми палеотектоническими, литолого-фациальными, палеогидрогеологическими и в конечном счете геохимическими барьерами, на которых реализуются месторождения. Отсутствие таких барьеров ведет к рассеиванию рудного вещества. Таким образом, проявления геологических неоднородностей различного типа служат главным условием концентрации рудного вещества. Условием формирования крупных месторождений является длительное сохранение этих геологических неоднородностей в пространстве.

Чем более специфичны рудоконтролирующие факторы (такие, как определяющий тип слоевой модели, особая направленность смены формаций в комплексе, аномальное распределение мощностей между формационными ритмами и т. д.), тем меньше вероятность их реализации. Так, обязательными условиями формирования крупного месторождения медистых песчаников являются: унаследованное прогибание геосинклинальной формы в орогенный этап (и как следствие — смена карбонатных или флишевых формаций молассовой, но без угловых несогласий между ними, без структурной перестройки); орогенические движения ко времени накопления осадков во втором или третьем формационном ритме — важнейшее условие выдержанности рудоконтролирующих фаций в пространстве на длительное время (контроль медистых песчаников вторым или третьим ритмом, формирующимся на поздней стадии развития геосинклинального трога, определяется необходимостью особых — лагунно-дельтовых — условий для компактного осаждения рудного вещества); завершенность регрессивной ветви комплекса трансгрессивной формацией — главное условие сохранения месторождения от эрозии.

На примере медистых песчаников можно видеть, что уникальность формационных типов месторождений определяется экстраординарным сочетанием благоприятных факторов. Однако указанные параметры и характеристики геологических обстановок объективно могут выявляться, следовательно, имеется принципиальная возможность прогнозировать и уникальные месторождения.

## МЕТОДИКА ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА СОГЛАСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ

---

## ГЛАВА 16

### ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА СОГЛАСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Теоретические основы, методы прогнозной оценки осадочных и вулканогенно-осадочных толщ стали самостоятельным предметом исследований в конце 60-х — начале 70-х годов. С этого времени разработаны методики составления палеогеографических, палеотектонических, палеовулканических, литолого-фациальных карт как основы прогнозирования медных и свинцово-цинковых месторождений в карбонатных и терригенных пестроцветных формациях [Сапожников Д. Г., 1961, 1972 г.; «Методическое пособие по металлогении», 1976 г.; 38; 43]. Обобщены сведения по методикам прогнозирования медно-цинково-колчеданных месторождений [48, 49]. Методы и задачи прогнозных исследований широко обсуждались на всесоюзных совещаниях и семинарах [31, 61, 74].

В результате наметились следующие основные задачи прогнозных исследований: относительная оценка значения месторождений различных формационных типов; доведение разработок закономерностей размещения месторождений до четко сформулированных критериев прогнозной оценки, а последних — до создания алгоритма прогноза, т. е. определенной последовательности применения критериев прогноза для выделения локальных перспективных площадей; исчерпывающая перспективная оценка потенциальных возможностей каждой геологической структуры страны на все возможные виды полезных ископаемых [«Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях», 1973 г.].

Эти работы показали, что к методологии прогнозных исследований может быть три различных подхода. Один из них основан на экспертных оценках, другой — на сравнении по аналогии, третий — на сравнении по гомологии. Частные методики включают кроме традиционного анализа рудоконтролирующих магматических, тектонических и литологических факторов структурно-геометрические, фациальные, палеогеографические ре-

конструкции, исследование строения геологических тел, закономерностей эволюционного развития пород и формаций.

Основным недостатком количественного метода экспертных оценок является отсутствие надежных критериев оценки деятельности самого эксперта или группы экспертов. Метод сравнения по аналогии (или проще — метод аналогии) в настоящее время признан ведущим при прогнозировании [31]. В соответствии с определением понятия аналогии\* метод подразумевает сравнение предметов по максимально возможному числу признаков, что, казалось бы, должно приводить и к максимально объективному результату.

Прогнозирование рассматриваемым методом сводится к доказательству общности оцениваемого объекта с эталонными месторождениями, рудоносными формациями, районами и т. д. Такие доказательства вызывают целый ряд трудностей в связи с отсутствием общепринятых подходов к определению объемов и признаков геологических формаций, типовых рудных районов, крупных геотектонических подразделений. При свертке признаков до некоторого ограниченного числа в этих условиях неизбежны субъективные оценки их значимости при классификации геологических тел, установлении тождественности и различий. Отсюда следуют ограниченность метода аналогий при прогнозировании и низкая вероятность количественных оценок, в связи с чем широко обсуждаются вопросы категоричности прогнозных запасов. При этом справедливо подчеркивается, что как сами количественные расчеты методом аналогий, так и оценка вероятности прогнозных ресурсов в абсолютном выражении могут быть осуществлены только при расчете по измеряемым параметрическим признакам.

Для повышения вероятности прогноза в основу как подготовки прогнозно-металлогенических показателей, так и формульных расчетов автором положено [31] сравнение по гомологии, т. е. по признакам, существенным для сравниваемых предметов. Этим методом до определенной фазы прогнозных исследований принимаются только альтернативные решения, что позволяет избежать системы поправочных коэффициентов и ограничиться доверительным интервалом. В итоге наметилась общая система прогнозно-металлогенических исследований применительно к стратифицированным, камерным и корневым, в меньшей мере — к карстовым месторождениям меди, свинца и цинка. Особенностью данной системы является возможность оценивать не только территории, на которых известны месторождения, но и площади, где месторождения или рудопоявления еще не открыты.

Принципиально рассматриваемая система прогнозирования основана на выявленных закономерностях формирования и размещения парагенезов различной степени сложности — формаций,

\* *Философский словарь*. М., Политиздат, 1975, с. 15.

ритмов, комплексов, слоев, блоков, серий. При этом, как отмечалось ранее, устанавливаются: а) факторы рудоносности — геологические параметры и характеристики геологических тел различного масштаба (степени сложности), обуславливающие локализацию в них рудного вещества или объектов, содержащих рудное вещество; б) критерии рудоносности — отличительные признаки рудоносных и безрудных, меденосных и свинцовоносных парагенезов, контролирующих, с одной стороны, рудопроявления и мелкие месторождения, а с другой — месторождения средние и крупные.

Разработка факторов и критериев рудоносности в данной системе состоит в последовательном рассмотрении и учете связей месторождений с определенными геологическими формациями, далее — в анализе зависимости интенсивности и металлогенического спектра, устойчивости параметров месторождений от положения формаций в формационном ряду (ритме), затем в установлении различий рудоносных и безрудных формационных ритмов в зависимости от их параметров и положения в формационных комплексах и т. д. Закономерности этого плана устанавливаются от частных к общим. Расположенные в обратной последовательности — от общих к частным, — они и составляют систему критериев и факторов прогноза. Это правило основано на следующем положении: чем большей степенью общности обладает выявленная закономерность, тем большее число формационных типов, морфогенетических групп и классов месторождений подчиняется этой закономерности.

подавляющее большинство проанализированных средних, крупных, уникальных стратифицированных, камерных, значительное число карстовых месторождений контролируются блоками коры с отсутствующим или редуцированным в период рудообразования гранитно-метаморфическим слоем. Карстовые месторождения свинца и цинка, кроме того, формируются в чехлах платформ и срединных массивов. Следовательно, выделением блоков коры с определенным строением выявляются блоки как перспективные на ту или иную группу месторождений, так и бесперспективные на средние, крупные и уникальные месторождения. Применением к территориям все более локальных критериев перспективные территории сужаются, а прогнозируемые объекты конкретизируются, вплоть до формационных подтипов месторождений. Отмеченная особенность прогнозирования определяет очередность выявления факторов и применения критериев при конкретных прогнозно-металлогенических исследованиях.

В зависимости от задач прогнозирования, которые в свою очередь обуславливаются степенью целевой изученности, намечается набор параметров и характеристик, который должен быть выявлен на оцениваемой территории, в последовательности от частных к общим. Параметры и характеристики блоков, слоев, этажей, комплексов, ритмов располагаются от общих к частным и далее в той же последовательности сравниваются с аналогич-

ными параметрами и характеристиками хорошо изученных, заведомо рудоносных, как бы эталонных блоков, слоев, этажей и т. д.

С учетом трудоемкости полного парагенетического анализа — от формаций до геотектонических систем — рекомендуется разделять анализ на две или три стадии в зависимости от сложности геологического строения оцениваемой территории: мелкомасштабное (1 : 1 500 000—1 : 1 000 000), среднемасштабное (1 : 500 000—1 : 100 000), крупномасштабное и детальное (1 : 50 000—1 : 10 000, до 1 : 2000) прогнозирование; работы в мелком и среднем масштабе могут быть соединены в один этап. Тем не менее во всех случаях для полной, исчерпывающей оценки территорий на все возможные виды согласных месторождений меди, свинца и цинка прогнозирование начинают с первой стадии — с оценки по региональным факторам и критериям.

Таким образом, для **мелкомасштабного прогнозирования** необходимы общие, региональные сведения начиная со структурных этажей и кончая геотектоническими системами. Для территорий, покрытых геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, при мелкомасштабном прогнозировании не требуется проведения дополнительных производственных работ; здесь основные прогнозные параметры и характеристики (факторы прогноза) могут быть получены камеральным путем.

**Среднемасштабное прогнозирование** (1 : 500 000—1 : 100 000) осуществляется как детализация на перспективных площадях, выявленных в результате мелкомасштабных прогнозно-металлогенических исследований. Для прогнозирования в этом масштабе необходимы все сведения начиная с типов формаций, их групп и рядов. Данные о формациях и ритмостратиграфии в основном могут быть получены камеральным путем, однако в ряде случаев даже геологические карты масштабов 1 : 50 000—1 : 10 000 не дают достаточного материала для синтеза, поэтому необходимы дополнительные структурные, ритмостратиграфические и палеогеографические исследования.

**Крупномасштабное прогнозирование** (1 : 50 000—1 : 25 000) осуществляется как детализация в узлах и участках, выявленных в качестве перспективных в результате среднемасштабных прогнозно-металлогенических исследований. Для прогнозирования в этом масштабе необходимы детальные сведения о геологических формациях, их составе, мощности, структуре. Работы данного масштаба по затратам, в том числе на структурно-поисковое бурение, могут быть приравнены к предварительным поискам, поэтому их целесообразно ставить только на первоочередных площадях, выявленных при мелко- и среднемасштабных прогнозно-металлогенических исследованиях.

Под **детальным прогнозированием** (1 : 10 000—1 : 2000) обычно понимаются работы, направленные на фланги и глубокие горизонты уже выявленных месторождений, а также на рудопроявления с целью оценки их масштабов или с целью поисков еще не открытых рудных залежей.

Ниже рассмотрены основные факторы, критерии и методы прогноза в рациональном порядке — от мелкого масштаба к крупному.

## ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ТЕРРИТОРИЙ

### МЕЛКОМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

#### ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА

При мелкомасштабном прогнозировании, осуществляемом путем составления комплекта карт масштаба 1 : 1 500 000—1 : 1 000 000, решаются следующие задачи:

- выявление новых перспективных провинций;
- оценка относительной степени перспективности геотектонических серий на определенные группы месторождений (стратифицированные, камерные, корневые, карстовые, контактовые, жильные);
- оценка спектра металлогенической специализации серий;
- прогноз экстенсивности оруденения в разновозрастных сериях;
- выявление блоков бесперспективных и перспективных, оценка степени их перспективности.

Методы решения перечисленных задач включают (в порядке сбора и обобщения материалов): составление карт типов слоев по составу, общей мощности (толщине) и количеству структурных этажей (комплексов); составление карт слоевых моделей коры и блоковой тектоники; составление карт метаморфизма и обобщенного состава блоков различных генераций с выделением первичных и вторичных границ блоков; на основе геолого-геофизических данных составление карт размещения геотектонических серий и соответствующих им поколений геосинклинальных трогов; историко-эволюционный анализ геотектонических систем, металлогенических провинций; палинспастические реконструкции; выявление морфоструктур линейного и центрального типов. На основе перечисленных документов создаются обобщающие карты прогнозной оценки территории, на которых знаками, цветом и толщиной линий подчеркиваются и суммируются те из перечисленных параметров и характеристик, которые соответствуют положительным факторам и критериям прогноза.

При региональном прогнозировании основным, определяющим фактором положительной оценки, как было показано выше, является ретроспективная слоевая модель блока, в соответствии с чем блоки коры без гранитно-метаморфического слоя или гранитизированные позже рудообразования выделяются как факторы первого порядка (наиболее яркими цветами, большей тол-

щиной линий, густотой штриховки и т. д.). Еще более общие факторы и критерии применяются для выбора среди перспективных блоков наиболее перспективных или перспективных на определенный металл, группу металлов, наиболее крупные по запасам месторождения. В частности, в комбинированных геотектонических системах предпочтение должно отдаваться вихревым сериям, в план-параллельных — узким блокам, заложенным со значительным разрывом во времени по сравнению с блоками ранней (по отношению к ним) консолидации. Анализ размещения геотектонических серий в системах используется, кроме того, для геологического прогнозирования — выявления скрытых под чехлом продолжений перспективных блоков, смещенных по сдвигам их частей и т. д.

Обобщенный состав блоков ранней консолидации (по отношению к анализируемой геотектонической серии) используется для определения широты спектра металлогенической специализации перспективных блоков.

Как фактор второго порядка в пределах перспективного блока выделяются зоны развития осадочного или вулканогенно-осадочного слоя, а в их пределах как фактор третьего порядка — подзоны на границах блоков, где одноэтажный слой расщепляется на структурные этажи и (или) резко уменьшается в мощности.

При мелкомасштабном прогнозировании можно наметить и территории ожидаемого развития групп и подгрупп месторождений по правилу: жильные и карстовые месторождения сменяются камерными и далее стратифицированными в направлении увеличения мощности перспективного этажа. В этом же направлении следует ожидать смену барито-свинцовых месторождений полиметаллическими и далее медными, а медных цинковыми и железорудными.

## КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНЫХ РЕСУРСОВ

Состояние данного вопроса подробно рассматривалось на Всесоюзном семинаре по количественной оценке прогнозных запасов и перспективных ресурсов минерального сырья [31].

Количественное прогнозирование согласных месторождений может быть основано на статистическом учете содержания меди, свинца и цинка и сопутствующих элементов отдельно и в сумме их по каждому месторождению, в среднем по формационному подтипу и типу с выводом коэффициентов меде-, цинко-, свинцовоносности основных рудоносных формаций. Аналогичные сведения необходимы по типовым рудным полям, соответствующим территориям развития рудоносных формаций, по типовым рудным узлам и районам, отвечающим формационным ритмам и комплексам, типовым зонам и площадям (слоям, блокам). Статистический анализ материалов такого рода позволит подойти к количественному прогнозированию с максимально высокой вероятностью.

Количественное прогнозирование может быть также основано на статистическом учете в известных эталонных рудных районах частоты встречаемости рудопроявлений, мелких, средних и крупных месторождений определенного формационного типа и распределения запасов в месторождениях разного размера. Указанные соотношения принимаются как типовые при прогнозной оценке новых районов, которые по основным параметрам сходны с эталонными рудоносными. При этом вероятные отклонения от эталонных в большую или меньшую сторону предусматриваются введением поправочных коэффициентов, значения которых зависят от ряда факторов: глубины залегания перспективных формаций, степени дислоцированности потенциально рудоносных толщ, их опоскованности и изученности в целом отношении, наличия или отсутствия выявленных месторождений, рудопроявлений, геохимических и геофизических аномалий.

Выше отмечалось, что подавляющее большинство уникальных, крупных и средних месторождений меди, свинца и цинка располагается в вулканогенно-осадочном слое  $\alpha$  блоков с моделью  $\beta\alpha$  или  $\beta(\gamma/\alpha)$  и приурочено к их границам. Рудоносность в первом приближении не зависит от площади блока, но определяется полезным периметром  $P$  — длиной контактов геосинклинального вулканогенно-осадочного или осадочного слоя данного блока  $\beta\alpha$  или  $\beta(\gamma/\alpha)$  с блоками ранней консолидации  $\beta\gamma$ ,  $\beta\gamma\alpha$  или ранними поколениями блоков  $\beta\alpha$ . Установлено, что суммарные количества меди, свинца и цинка, заключенные в средних, крупных и уникальных согласных месторождениях, прямо пропорциональны длине полезного периметра; это следует из учета отработанных и балансовых запасов в хорошо изученных блоках. Следовательно, имеется возможность рассчитать удельную рудоносность

$$q = Z/P,$$

где  $Z$  — суммарные отработанные и балансовые запасы в блоке;  $P$  — полезный периметр блока.

При вычислении  $q$  в полезный периметр блока включаются только его хорошо обнаженные и изученные отрезки. Значение  $q$  проверяется подсчетом с его помощью перспективных ресурсов в контрольных, также хорошо изученных блоках. По разнице в расчетных ресурсах, с одной стороны, балансовых и отработанных запасов, с другой — определяется доверительный интервал  $\Delta q$ .

Для любой геосинклинальной серии с неизвестными месторождениями перспективные ресурсы  $R$  находятся по формуле

$$R = P(q \pm \Delta q). \quad (1)$$

Найденная величина делится на две составляющие. Часть ресурсов  $Q_1$ , которая может быть обнаружена на поверхности, равна

$$Q_1 = P_1(q \pm \Delta q), \quad (2)$$

где  $P_1$  — часть полезного периметра с обнаженным рудоносным комплексом.

Часть  $Q_2$  — глубинные ресурсы для части рудоносного комплекса, перекрытой более молодыми отложениями, равна

$$Q_2 = P_2(q \pm \Delta q), \quad (3)$$

где  $P_2$  — часть полезного периметра с необнаженным рудоносным комплексом.

Для блоков с известными месторождениями определяются только глубинные ресурсы вычитанием из общих ресурсов балансовых и обработанных запасов  $Q_6$ :

$$Q_2 = P(q \pm \Delta q) - Q_6. \quad (4)$$

Получаемые величины  $Q_1$  и  $Q_2$  имеют одинаковую достоверность, и поэтому их не следует приравнять к категориям запасов (подобных А, В, С), различающихся вероятностью. Главное отличие  $Q_1$  от  $Q_2$  состоит в разных возможностях реализации. Ресурсы  $Q_1$  могут быть реализованы с меньшими затратами при геологической съемке масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000, в то время как  $Q_2$  — только при специальных формационных, ритмостратиграфических, литолого-фациальных работах с применением структурно-поискового бурения. Следовательно, они различаются уровнем затрат на реализацию. По ожидаемому формационному типу месторождений и исходя из реальной геологической ситуации можно ориентировочно судить о рентабельности проведения глубинных поисков на конкретных территориях и сравнением ожидаемой рентабельности определять их очередность.

Отраслевое разделение прогнозных ресурсов меди, свинца и цинка основано в предлагаемой системе на обусловленности металлогенического спектра геосинклинальных серий составом примыкающих блоков ранней консолидации и на выявленных закономерностях металлогенической специализации формационных комплексов. Наиболее вероятные результаты могут быть получены лишь для некоторых типов формационных комплексов (рудных и прогнозных районов) и месторождений, в частности, для месторождений, связанных с формациями спилит-кератофир-туфосланцевого и дацит-липарит-туфосланцевого рядов. В комплексах с преобладанием формаций спилит-кератофир-туфосланцевого ряда отношение меди (содержаний и запасов) к цинку в среднем по ряду крупных рудных районов составляет 1 : 1,3, коэффициент меденосности  $K_{Cu} = 0,4$ . В комплексах с преобладанием формаций дацит-липарит-туфосланцевого ряда отношение  $Cu : Pb : Zn = 1 : 2 : 6$ , коэффициент меденосности 0,1, свинцовоносности 0,2, цинконосности 0,7.

В комплексах с преобладанием формаций вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатного ряда развиты свинцово-цинковые (с баритом, железом, марганцем) месторождения с переменным соотношением свинца и цинка. Среднее отношение  $Pb : Zn$  по шести крупным регионам составляет 1 : 1,7, коэффициент свинцово-

носности 0,4, цинконосности 0,6. В некоторых месторождениях присутствует медь в количестве 0,1—0,3 %, что может учитываться при прогнозировании в расчете на снижение кондиций. При выборе ориентировочного коэффициента свинцовоносности для рудных районов этого типа используется определенная зависимость между отношением  $Pb : Zn$  и составом блоков ранней консолидации, примыкающих к перспективному блоку. При фемическом составе блоков ранней консолидации (бортовых массивов) в ряде рудных районов коэффициент свинцовоносности составляет 0,26—0,3, а в геосинклинальных комплексах с сиалическим составом бортовых массивов поднимается до 0,4—0,77. Отсюда следует возможность дифференциации ресурсов свинца и цинка по районам вдоль перспективного блока с применением различных коэффициентов, выбираемых с учетом состава блоков ранней консолидации.

В формационных комплексах с преобладанием формаций черносланцевого ряда распространены полиметаллические месторождения с отношением  $Cu : Pb : Zn = 1 : (1,5 \div 4) : (4 \div 7)$ , отвечающим распределению запасов этих металлов в ряде регионов СССР и Австралии. Средние коэффициенты равны для меди 0,1, свинца 0,3, цинка 0,6. С увеличением фемической составляющей в составе бортовых массивов в месторождениях возрастает доля меди за счет свинца, отношение  $Cu : Zn$  приближается к типичному для уральского типа месторождений.

В районах развития геосинклинальных терригенно-карбонатных комплексов с месторождениями мигралимсайского и сардинского типов отношение  $Pb : Zn$  варьирует в широких пределах и также определяется главным образом составом бортовых массивов. Среднее отношение по семи наиболее крупным объектам равно 1,2 : 1, коэффициент свинцовоносности 0,55.

Таким образом, формулы расчета меди-, свинцово- и цинконосности перспективных площадей имеют вид:

$$Q_{Cu} = P(q \pm \Delta q) K_{Cu}; \quad (5)$$

$$Q_{Pb} = P(q \pm \Delta q) K_{Pb}; \quad (6)$$

$$Q_{Zn} = P(q \pm \Delta q) K_{Zn}. \quad (7)$$

Коэффициенты  $K$  подбираются исходя из реальной геологической ситуации, в первую очередь с учетом структуры формационных комплексов и состава блоков ранней консолидации (фундамента).

#### СРЕДНЕМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Исходя из закономерностей размещения рудных районов и месторождений в пределах формационных комплексов и ритмов при среднемасштабном прогнозировании, осуществляемом путем

составления карт масштабов 1:500 000—1:100 000, решаются следующие задачи:

— выявление бесперспективных и перспективных комплексов и оценка степени перспективности;

— прогноз ожидаемых формационных типов месторождений;

— сужение перспективных территорий до полос, соответствующих перспективным ритмам;

— в пределах перспективных ритмов прогноз ожидаемых типов рудных районов, рядов формационных типов месторождений.

Методы решения перечисленных задач включают (в порядке сбора и обобщения материалов): составление карт состава, структуры, изопакит и изогипс формационных ритмов (осадочные, вулканогенно-осадочные; мощность более 3,5 км, 3,5—1 км, менее 1 км; гомодромные—регрессивные, антидромные—трансгрессивные, центробежные, центростремительные); выявление узлов с нормальным и аномальным распределением мощностей в разрезе ритмов и комплексов; региональное геохимическое профилирование в пределах перспективных районов с целью геохимической характеристики, установления геохимической специализации и уточнения границ формационных ритмов; составление колонок, карт состава, структуры, изопакит и изогипс формационных комплексов (осадочные, вулканогенно-осадочные, осадочно-вулканогенные; мощность свыше и менее 5 км; гомодромные — регрессивные, антидромные — трансгрессивные, центробежные, центростремительные); детализация карт морфоструктур линейного и центрального типов.

На основе перечисленных материалов с использованием геофизических данных составляются среднемасштабные карты прогноза, на которых в порядке значимости и относительного веса выделяются: перспективные районы, соответствующие территориям развития формационных комплексов мощностью 5 км и более (фактор 1); в их пределах — территории резкой неоднородности комплексов по мощности (фактор 2); в пределах последних — территории латерального перехода регрессивных (гомодромных) комплексов в трансгрессивные (антидромные) (фактор 3) и аномального распределения мощностей между ритмами (фактор 4); в их пределах — полосы развития ритмов мощностью 3,5—1 км, являющихся в то же время вторыми и третьими в одноэтажном слое или первыми и вторыми во втором этаже двухэтажного слоя (фактор 5); в их пределах — узлы резкого изменения мощности (фактор 6), состава (фактор 7) и структуры (фактор 8) ритма; наконец — формации, пограничные между ритмами (фактор 9). Степень перспективности определяется в соответствии с количеством и степенью общности совмещенных в данном районе или узле факторов прогноза.

При среднемасштабном прогнозировании определяется металлогенический спектр ожидаемых рудных районов и узлов по правилу: на медные месторождения более перспективны регрессивные, гомодромные и центробежные ритмы и комплексы, на свинцово-цинковые — трансгрессивные, антидромные и центростремитель-

ные комплексы; осадочно-вулканогенные комплексы перспективны преимущественно на полиметаллические месторождения, а вулканогенно-осадочные — на медно-цинковые. Прогноз типов рудных районов осуществляется по соответствию состава и структуры разрезов комплексов в пределах выделенных перспективных участков разреза типовых рудных районов.

## КРУПНОМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Исходя из закономерностей размещения месторождений и рудных полей в пределах осадочных и вулканогенно-осадочных формаций при крупномасштабном прогнозировании, осуществляемом путем составления разрезов и карт масштаба 1 : 50 000 — 1 : 25 000, решаются следующие задачи:

— выявление бесперспективных и перспективных формаций и оценка степени их перспективности;

— прогноз формационных типов, минерально-геохимических и промышленных подтипов месторождений;

— прогнозирование в пределах перспективной формации положения рудного поля или месторождения, в том числе прогнозная оценка рудопоявлений и разбраковка литогеохимических, геохимических, биогеохимических, а также гравиметрических, магнитных, геоэлектрических аномалий.

Методы решения перечисленных задач включают (в порядке сбора и обобщения материалов): составление и обобщение ритмо-стратиграфических, литолого-фациальных колонок, структурных разрезов, литолого-фациальных, палеотектонических, палеовулканических карт и карт метасоматических парагенезов на площадях развития перспективного формационного ритма, формации.

На основе перечисленных материалов, с использованием геофизических данных составляются крупномасштабные карты прогноза, на которых выделяются: дифференцированные, четко ритмичные формации с направленным изменением состава, имеющие резкие латеральные и вертикальные переходы к монотонным по составу и структуре; формации, синхронные накоплению кремнистых и гематит-кремнистых пород; формации, непосредственно следующие в разрезе за молассаами, особенно вулканогенными; формации карбонатные рифогенные или слоистые с признаками палеокарста.

На данной стадии прогнозирования учитывается возрастание степени перспективности формаций в рядах: а) на медь: моласса → грубый флиш; грубый флиш → тонкий флиш; недифференцированная базальтовая → эффузивно-пирокластическая базальтовая; недифференцированная или слабо дифференцированная вулканогенная → спилит-кератофир-туфосланцевая; б) на свинец и цинк: известняковая → известняково-доломитовая; карбонатная → кремнисто-карбонатная; вулканогенная натриевого ряда → вулканогенно-терригенная калий-натриевого ряда.

Положение рудного поля или месторождения в пределах перспективной формации определяется путем выявления краевых фаций, участков резких фациальных замещений и изменения мощности формации, а также высокоградиентных геофизических полей.

В районах с известными месторождениями эти месторождения используются как контрольные факторы, которыми проверяется чистота прогнозных построений: при корректных прогнозных выводах на площадях известных месторождений должно быть сконцентрировано максимально возможное число положительных прогнозных факторов.

При определении очередности проведения детальных прогнозных и поисковых работ принимается во внимание формационный тип или минерально-геохимический подтип ожидаемого месторождения, которые, как было показано выше, существенно различаются запасами, продуктивностью и удельной рудоносностью. Наличие рудопроявлений меди, свинца и цинка, металлотрических, литогеохимических, атмогеохимических (газортутных), геоботанических, геоэлектрических, магнитных аномалий в пределах участков совмещения перечисленных выше прогнозных факторов также служит основанием для разбраковки участков по степени перспективности и для определения очередности поисковых работ.

#### **ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТИ ПРОГНОЗА НА ФЛАНГАХ И ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

При прогнозировании новых месторождений в известных рудных полях и узлах, новых рудных залежей в месторождениях учитывается целый ряд факторов. Одни из них связаны с первичными генетическими особенностями месторождений, условиями их формирования, другие являются вторичными, обусловленными проявлением пострудных разрывных и складчатых форм. Среди первичных можно отметить минерально-геохимическую зональность рудных тел и месторождений в целом, ритмичность рудоносной формации и связанную с ней ярусность в размещении рудных залежей, периодичность в размещении доскладчатых рудоконтролирующих разломов и связанных с ними согласных рудных залежей. Среди вторичных факторов необходимо учитывать влияние разрывных и складчатых форм на промышленные параметры и связанность рудных залежей.

Минерально-геохимическая зональность представляет одну из важнейших характеристик рудных тел и месторождений в целом. При прогнозировании используются как векторы вертикальной изменчивости состава рудных тел (по мощности), так и векторы горизонтальной зональности (в плоскости рудоконтролирующих горизонтов). Вертикальная зональность позволяет определять первичную подошву и кровлю залежей и, следовательно, решать структурные задачи, планировать глубину поисковых скважин, необходимую для полного пересечения рудо-

носных горизонтов, предвидеть направления изменения падения рудных тел на глубоких горизонтах. В медно-цинково-колчеданных, полиметаллически-колчеданных, железо-марганец-барит-полиметаллических стратифицированных месторождениях отношение содержания в рудах цинка к меди и цинка к свинцу возрастает к флангам залежей. Используя градиент и вектор изменчивости этого отношения, можно предсказывать положение границы выклинивания залежей, направление к их наибольшей мощности и степень эродированности.

Ритмичность рудоносных формаций используется при прогнозе как показатель возможного количества рудных залежей в разрезе, в частности, в стратифицированных месторождениях. Эта возможность обусловлена очень часто наблюдаемым соответствием числа минерально-геохимических зональных серий числу осадочных ритмов пород (парагенераций). Зная особенность и направление «миграции» рудоконтролирующей парагенерации в разрезе и по площади (последнее устанавливается с помощью литолого-фациального анализа), можно прогнозировать направление поиска новых рудных залежей.

Периодичность в размещении рудоконтролирующих доскладчатых разломов обуславливает закономерное, периодическое размещение рудных залежей в плоскости рудоносного горизонта. Это явление характерно главным образом для камерных, корневых и карстовых месторождений. Используя его, методом экстраполяции и интерполяции можно ориентировочно предсказывать положение еще не найденных залежей. Вместе с тем применение данной методики на практике встречает ряд серьезных затруднений, связанных с необходимостью структурных построений высокой точности, что в ряде случаев оказывается практически невозможным.

В этой связи можно обратить внимание на способ прогноза ориентировки ожидаемых рудных залежей по ориентировке аномальных геохимических зон в плоскости околорудных метасоматитов или рудоперспективного стратиграфического уровня. Для этого рассчитываются средние содержания элементов (медь, цинк, свинец, барий, серебро, молибден) в каждом пересечении скважиной зоны метасоматитов и строятся соответствующие изолинии. Выявляемые тенденции в ориентировке изолиний указывают на вероятную ориентировку и рудной залежи, а направление смещений максимумов концентраций элементов от цинка к свинцу, барию и серебру указывает на направление к рудной залежи. Таким образом, структурно-геометрический и геохимический факторы, взаимно дополняющие друг друга, позволяют избежать ошибок, связанных с неточностью структурных интерполяций и экстраполяций.

Влияние разрывов (сбросов, взбросов, сдвигов) на согласные месторождения проявляется в двух аспектах. Как было показано на примере медно-цинково-колчеданных месторождений Урала, при интенсивном динамическом воздействии промышленные ха-

характеристики месторождений ухудшаются. Однако при надвигах и взбросах с более крутым падением сместителей, чем падение рудоносного горизонта, месторождения или их части приближаются к земной поверхности, одноярусные залежи преобразуются в двух-трехъярусные (Юбилейное, Сибайское, Гайское, Миргалимсайское месторождения). В целом характер пострудных дислокаций рудных полей и месторождений необходимо учитывать как при определении вероятной морфологии залежей, их промышленной ценности, глубины залегания, так и при распределении прогнозных ресурсов по конкретным участкам и объектам.

Расшифровка складчатых форм представляет одну из важнейших задач локального прогноза, поскольку в крыльях антиклиналей рудоносные горизонты могут располагаться на доступных для освоения глубинах. Эта задача решается с применением комплексной литолого-геохимической методики, включающей анализ микро- и макроритмичности, направленности изменения разреза, геохимических ассоциаций и т. д.

Отмеченные направления локального прогноза, применяемые в совокупности, позволяют максимально повысить вероятность прогноза на флангах и глубоких горизонтах месторождений и в конечном счете наиболее полно использовать потенциальные возможности старых горнорудных районов и рудных полей.

#### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КАРСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Факторы и критерии прогнозирования карстовых месторождений свинца и цинка разработаны еще недостаточно детально. Можно отметить лишь некоторые из них, выявленные автором совместно с Ю. С. Ляхницким в последние годы на примере ряда рудных районов Казахстана, Средней Азии, Средиземноморья, Центральной Америки и проверенные в Сетте-Дабане:

— наличие стратиграфических перерывов умеренной длительности, свидетельствующих о возможном закарстовании карбонатных формаций, залегающих ниже поверхности несогласия;

— прямые признаки палеокарста (см. гл. 8);

— наличие в карбонатных толщах водоупорных горизонтов (пластов аргиллитов, алевролитов), способствующих формированию потенциально рудоносных карстовых и гидротермокарстовых брекчий;

— «зараженность» карбонатных толщ свинцом и цинком (с признаками седиментационного происхождения), за счет которых при карстообразовании могут формироваться рудные скопления;

— прямые признаки магматической или постмагматической деятельности, с которой связано формирование рудного гидротермокарста (например, месторождение Верхнее [Мозгова Н. Н., 1963 г.] ).

Карстовые месторождения характеризуются и некоторыми общими геотектоническими факторами рудоконтроля. Они располагаются как в геосинклинальных трогах, так и на некотором удалении от их границ — в маломощных комплексах чехлов платформ и срединных массивов, во многих случаях контролируясь поперечными трансформными зонами, пронизывающими континентальные блоки коры на большие расстояния (например, месторождение Пайн-Пойнт). Очевидно, нарушения такого рода должны относиться к проявлениям тектоно-магматической активизации [80].

Проверка действенности основных факторов и критериев прогноза карстовых месторождений осуществлена в Сетте-Дабане, где до последнего времени не было известно ни одного рудопроявления сфалерита или флюорита. Карстовое оруденение прогнозировалось Э. И. Кутыревым, А. П. Кропачевым, А. К. Иогансоном на нескольких уровнях, в том числе в силурийских карбонатных формациях с признаками палеокарста, в разрезах ниже стратиграфического перерыва между эйфелем и нижним девонем. В результате проверки в 1979—1981 гг. обнаружены Якское и Тыринское флюоритовые, Сегеняхское и Саккырырское флюорит-сфалеритовые рудные поля, Западно- и Восточно-Тасканский участки сфалерит-флюоритовой и Чугучанский участок барит-полиметаллической минерализации, что позволило выделить Оронскую минерагеническую зону протяженностью около 200 км [Гурьев Г. А., Кропачев А. П., Кутырев Э. И., 1981 г.].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА И ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ИХ ПРОГНОЗА

1. В основу настоящей работы положен структурно-вещественный таксономический подход, сформировавшийся в 50—60-х годах, в период активного развития основ научного прогноза месторождений полезных ископаемых. В поисках оптимальных и удобных для практического использования классификационных признаков месторождений, рудных районов, металлогенических зон был сделан вывод, что решение этих вопросов возможно на основе системных исследований с учетом ряда историко-генетических концепций в их доказуемой части. Таким образом, разработка путей и подходов к специальной металлогении меди, свинца и цинка в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях и к их прогнозированию на основе структурно-вещественных системных исследований являлась главной целью работы.

Главные принципы системного анализа применительно к систематике геологических тел, к металлогении и прогнозированию можно сформулировать следующим образом. Первым принципом системного анализа в геологии является утверждение, что ее рас-

смотрение как сложной системы структурно-вещественных категорий с родственными связями в простых строчных системах и с иерархическими связями между простыми системами возможно. Это вытекает из дискретности геологических объектов в структурном и вещественном отношении во многих масштабах — от минерала до планеты. Вторым служит принцип гомологичности понятий. Он заключается в утверждении возможности применения гомологов-полютий на каждом таксономическом уровне. Такими гомологичными понятиями являются: элемент, элементарная ячейка (домен), таксон, структура, числовые и векторные характеристики структур.

С использованием этих двух принципов на основе иерархии геологических тел, намеченной В. И. Вернадским, Н. П. Херасковым, Н. С. Шатским и развитой В. И. Драгуновым и В. И. Васильевым, путем проб и ошибок построена полная таксономическая шкала структурно-вещественных категорий различной степени сложности — различных таксономических уровней (см. табл. 2). Данная таксономическая шкала являлась основой всех дальнейших классификационных, тектонических, металлогенических и прогнозных построений и обобщений.

Коль скоро таксономическая шкала разработана, вступает в силу третий принцип — принцип соответствия (соизмеримости, сопряженности, сопричинности, в общем — соответствия), который заключается в утверждении, что геологические тела, отвечающие определенному таксономическому уровню, соизмеримы по длительности формирования, равноправны в классификационном отношении, гомологичны в структурном и генетическом отношении, несмотря на вещественные различия. С использованием принципа соответствия возможно: а) давать правильное заключение о свойствах и условиях формирования геологических тел (в частном случае месторождений) по свойствам и сведениям о происхождении синхронных (или вмещающих) геологических тел того же иерархического уровня; б) давать правильное заключение о времени образования парагенезов (месторождений), сопоставляя их числовые и векторные характеристики с таковыми вмещающих геологических тел, время и условия формирования которых заранее известны.

Основной принцип металлогенического анализа с системным подходом состоит в утверждении, что рудные и рудоносные объекты представляют собой закономерные, повторяющиеся в пространстве и времени образования, тесно связанные с параметрами и характеристиками вмещающей их среды. Вместе с тем прогнозная система строится на другом принципе, который заключается в утверждении, что согласные месторождения меди, свинца и цинка представляют собой крупные геохимические аномалии и локализируются в тех видах таксонов или в тех их частях, которые отличаются от безрудных или слабопродуктивных, но широко распространенных своей аномальностью в отношении состава, структуры, числовых и векторных характеристик. Наиболее крупные

месторождения связаны с участками земной коры, на которых в общем случае нестабильные, переходные условия; обычно называемые геохимическими барьерами, сохранялись длительное время.

II. Для целей прогноза разработана классификация согласных месторождений меди, свинца и цинка по связи их с осадочно-вулканогенными и осадочными формациями (см. табл. 3). Классификация включает десять палеотипных и два кайнотипных (современных) формационных типа (последние в работе не рассматриваются).

III. Установлено, что главным генетическим признаком месторождений служит степень соответствия между минерально-геохимической (рудной) зональностью и ярусностью в размещении рудных залежей с одной стороны, и ритмичностью пород и формаций — с другой. По этому признаку месторождения с наиболее полным соответствием рудной зональности и ритмичности пород являются стратифицированными. Стратифицированные месторождения объединяют пять формационных типов: атасуйский в формациях вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатного ряда, миргалимсайский в углеродисто-карбонатных формациях, кавказский в формациях черносланцевого ряда, джалканский (тип Верхнего озера) в формациях базальт-липарит-молассового ряда, медистые сланцы в пестроцветных формациях карбонатно-терригенного ряда.

Среди месторождений медистых песчаников намечены собственно стратифицированные, в основе своей осадочные (приуральский и курпанджинский подтипы), и элизионно-стратифицированные (джезказганский подтип — основной по промышленному значению); в формировании последних существенна роль элизионных вод, приводящих к эпигенетическому перераспределению меди в пределах парагенераций.

Подобно медистым песчаникам неоднородны по генетическим признакам медно-цинково-колчеданные месторождения в формациях спилит-кератофир-туфосланцевого ряда и полиметаллически-колчеданные месторождения в формациях дацит-липарит-туфосланцевого ряда. Среди них выделяются стратифицированные, корневые, камерные и промежуточные (шток-камерные, шток-стратифицированные). Большая часть колчеданных месторождений уральского и алтайского типов являются камерными.

В особую морфогенетическую группу выделены карстовые месторождения, среди которых в свою очередь различаются согласные (доскладчатые и нескладчатые) и контактовые.

IV. Для каждого формационного типа выявлены главные факторы, влияющие на экстенсивность оруденения в рядах однотипных формаций и на преимущественную локализацию месторождений в той или иной формации данного ряда.

1. В формациях спилит-кератофир-туфосланцевого и дацит-липарит-туфосланцевого рядов продуктивность повышается с уве-

личением степени дифференциации вулканогенных парагенераций. Эта известная закономерность, однако, имеет предел, за которым при дальнейшем раскислении промышленные параметры месторождений ухудшаются; связано это с тем, что наиболее поздние субвулканические тела являются пострудными и разобщают компактные крупные залежи на части (Левихинское, Маканское и другие месторождения). С повышением содержания пирокластических и терригенных парагенераций месторождения приобретает четкую пластовую форму, содержание в рудах цинка увеличивается. Отсутствие дифференциации вулканитов по составу не является резко отрицательным фактором промышленной рудоносности формаций, хотя содержания меди и цинка понижаются (месторождения Зюзельское, Домбаровского района, Кипра, Норвегии, Тасмании).

2. Для месторождений самородной меди (джалканский тип, или тип Верхнего озера) основными факторами рудоносности служат: дифференциация вулканогенных парагенераций — от базальтов и трахибазальтов до дацитов и липаритов, в чем они сходны с колчеданными месторождениями, а также проявление грубой ритмичности, изначально повышенное содержание в базальтах меди, резкие градиенты мощности формаций (месторождения штата Мичиган и севера Сетте-Дабана).

3. Для полиметаллических месторождений в формациях вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатного ряда благоприятны проявления многопорядковой ритмичности (ритмы мощностью десятки сантиметров, 10—15, 60—70, 120—140 м), высокие кремнистость и углеродистость пород, резкие колебания мощности формаций (месторождения атасуйского типа в Атасуйском, Озернинском рудных полях).

4. Для месторождений в углеродисто-карбонатных формациях факторами продуктивности служат: высокие градиенты мощностей, резкие латеральные переходы доломитов в известняки, повышенные кремнистость и углеродистость пород.

5. Для наиболее крупных месторождений медистых песчаников основными факторами рудоносности служат: многопорядковая ритмичность (от 3—5 до 90 м), контрастность состава ритмов, резкая очерченность границ рудоносных формаций, дифференциация пород в пределах ряда карбонатная порода — алевролит — гравелит.

6. Для карстовых месторождений факторами рудоносности служат: проявление палеокарстовых парагенераций — пластовых и секущих брекчий растворения и обрушения с терригенно-карбонатным, песчано-глинистым, рудным цементом, высокопористых «сахаровидных» горизонтов и линз выщелоченных, кавернозных, перекристаллизованных пород, глинистых прослоев-экранов, стратиграфических перерывов.

7. Метаморфизм вплоть до амфиболитовой фации, а в ряде случаев и включая ее, не приводит к существенному перераспределению рудного вещества, о чем свидетельствует сохранение

первичной минерально-геохимической зональности по мощности и в плоскости рудных залежей. При контактовом и термальном метаморфизме имеют место существенные минерально-геохимические преобразования, вплоть до перерождения месторождений в скарновые и жильные.

8. Общими отличительными признаками высокопродуктивных рудоносных формаций от сходных с ними безрудных или слабопродуктивных служат проявления дифференциации и контрастности по составу, структуре и мощности формаций или хотя бы по одной из этих характеристик.

V. Разработана типизация рудных районов с согласными месторождениями меди, свинца и цинка на основе изучения и сопоставления рядов геологических формаций, положения рудоносных формаций в формационных комплексах. Классификация формационных комплексов (см. табл. 4) одновременно является и классификацией рудных районов. При этом установлен ряд новых, ранее не известных закономерностей: связь экстенсивности оруденения с мощностью и изменчивостью мощности формационных ритмов и комплексов, связь геохимического спектра рудных районов с направленностью смены формаций в разрезе комплекса. Подчеркнуты принципиальные различия металлогенического спектра комплексов с одинаковым набором формаций, но с разной их последовательностью в разрезе.

VI. Разработана типизация слоев земной коры (см. табл. 5), являющаяся одновременно и классификацией металлогенических зон, а также типизация блоков коры (см. табл. 6) — металлогенических площадей. При этом установлено, что наиболее полиметалльными и продуктивными являются переходные слои: от геосинклинальных к платформенным, от одноярусных (непрерывных) к двухъярусным (прерывистым). Наибольшая продуктивность свойственна также переходным блокам — от  $\beta\alpha$  к  $\beta(\gamma/\alpha)$  или  $\beta\gamma$ .

VII. Намечена типизация геотектонических систем (см. табл. 7), являющаяся одновременно и классификацией металлогенических провинций. Установлено, что наиболее широким металлогеническим спектром характеризуются системы, в строении которых участвуют блоки коры, максимально контрастные по составу, времени заложения, степени метаморфизма, ориентировке. Среди различных типов систем максимально рудоносны те из них, в строении которых участвуют вихревые геотектонические серии блоков коры; линейным системам свойственна сравнительно узкая специализация.

VIII. Разработаны общие принципы прогнозирования с системным подходом. Поиск факторов и критериев рудоносности при этом заключается в последовательном рассмотрении и учете связей месторождений с определенными видами и рядами геологических формаций, далее — в анализе интенсивности оруденения, металлогенического спектра, устойчивости параметров месторождений в зависимости от положения формаций в формационных ритмах и комплексах определенной структуры и мощности и т. д. Распо-

ложенные в обратной последовательности — от общих к частным — факторы и критерии рудоносности составляют систему факторов и критериев прогноза.

Собственно прогнозные исследования строятся на основе последовательного сравнения оцениваемых геотектонических серий, блоков, слоев коры, формационных комплексов, формаций с эталонными, что приводит к последовательной локализации площадей.

Можно утверждать, что предложенная методика прогнозирования позволяет по геологическим данным оценивать территории, где отсутствуют выявленные месторождения и прямые признаки оруденения. Поскольку система прогноза построена путем обобщения данных по геологическим условиям локализации средних, крупных и уникальных месторождений, постольку выполняемый на ее основе прогноз ориентируется именно на эти промышленные градации месторождений.

Заключая настоящую работу, автор отдает себе отчет в том, что им сделан лишь шаг в применении системного анализа для совершенствования прогнозно-металлогенических исследований. Ряд выводов на основе изучения вертикальных и латеральных рядов стратифицированных формаций и особенно приводимые в работе сведения о мощности и возрасте тех или иных формаций и комплексов, может быть, недостаточно точны. Вследствие явной дискусионности сведения о составе, мощности и изменчивости разрезов в областях докембрийских рудоносных толщ Скандинавского полуострова, Карело-Кольского региона, Индии, Алтае-Саянской области, Австралии, Юго-Восточного Забайкалья для элементарной статистики в работе не использованы.

Геологам, детально изучавшим колчеданные месторождения, которые автору не довелось обследовать, справедливо могут показаться не всегда оправданными попытки разделения конкретных объектов на стратифицированные, камерные и корневые. В этом вопросе можно защищать лишь принципиальную позицию о практической необходимости и возможности такого деления.

Естественно, всякое обобщение и сопоставление сведений из разных областей геологии: учения о месторождениях полезных ископаемых, металлогении, формациологии, ритмостратиграфии, геотектоники — неизбежно сопряжены с теми или иными упущениями и ошибками. Но только поставив задачу выяснения соответствия, соразмерности, сопряженности стратиграфических, формационных, металлогенических и тектонических таксонов, можно понять место и время рождения полезного ископаемого в истории развития формации, комплекса, блока коры, геотектонической серии и системы. А понять — значит научиться предвидеть.

Что же является главным в применении системного подхода к прогнозу? Бесспорно, главное — это возросшая ответственность стратиграфических исследований; их точность и точность прогноза абсолютно взаимосвязаны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Д. Н. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Прибайкалья.—Литология и полезн. ископ., 1975, с. 93—102.
2. Алексеенко В. А. Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Изд-во Рост. ун-та, 1981. 256 с.
3. Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. М., Госгеолтехиздат, 1957. 212 с.
4. Асаналиев У. А. Типы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, содержащих стратиформные месторождения цветных металлов.—В кн.: Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе, Илим, 1977, с. 3—14.
5. Белякова Г. И., Кутырев Э. И. Свинцово-цинковое оруденение Среднего Урала.—Разведка и охрана недр, 1980, № 7, с. 15—19.
6. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 87 с.
7. Богданов Ю. В. О роли седиментационных (поровых) вод в образовании стратифицированных месторождений меди.—Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 649—652.
8. Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Вып. 5. Л., 1970. 64 с. (ВСЕГЕИ).
9. Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Геологические условия размещения медных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений Советского Союза.—Геология рудн. месторождений, 1971, № 5, с. 12—22.
10. Бородаевская М. Б., Кривоцов А. И., Ширай Е. П. Типы колчеданосных провинций и методы прогнозирования колчеданного оруденения. М., 1975. 64 с. (ВИЭМС).
11. Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Т. 3. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 487 с.
12. Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В. Условия формирования пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах.—В кн.: Рудные месторождения. М., 1970, с. 102—174. (ВИНИТИ. Итоги науки. Сер. Геология).
13. Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири/Ред. В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов. Новосибирск, Наука, 1977. 264 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 361).
14. Вулканизм и рудообразование/Под ред. Т. Тацуми. М., Мир, 1973. 254 с.
15. Габлина И. Ф. Признаки эпигенеза руд Дзержинского месторождения.—Геология рудн. месторождений, 1974, № 5, с. 46—55.
16. Геологическое строение СССР. Т. IV. М., Недра, 1968. 504 с.
17. Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения/Ш. А. Азизбеков, А. А. Амирасланов, А. Т. Асланян и др. М., Госгеолтехиздат, 1962. 167 с.
18. Геология СССР. Т. 41. Восточный Казахстан. Полезные ископаемые. М., Недра, 1974. 396 с.
19. Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. Полезные ископаемые. М., Недра, 1977. 404 с.
20. Геология и минеральные ресурсы Японии. М., Иностран. лит., 1961. 288 с.
21. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд.—М., Недра, 1969. 343 с.

22. *Домарев В. С.* О генезисе месторождений типа медистых песчаников.— Материалы ВСЕГЕИ. Полезные ископаемые. Сб. 4. М.—Л., 1958, с. 3—20.
23. *Заварицкий А. Н.* Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.
24. *Захаров Е. Е.* Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых месторождений.— Труды МГРИ, 1965, т. 28, с. 70—91.
25. *Зорин Е. С.* Некоторые особенности прогнозирования свинцово-цинкового оруденения в Каратауской структурно-металлогенической зоне (Южный Казахстан).— В кн.: Основы науч. прогноза месторождений рудн. и нерудн. полезн. ископ., Л., 1971, с. 290. (ВСЕГЕИ).
26. *Иванов С. Н.* О характерных особенностях рудных месторождений колчеданного типа.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1955, вып. 26, № 3, с. 86—91.
27. *Иогансон А. К.* Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия).— Автореф. канд. дис. Л., 1978. 26 с. (ВСЕГЕИ).
28. *Иогансон А. К., Кутырев Э. И., Рождественский Ю. П.* О значении геотектонических факторов контроля оруденения для прогнозной оценки Казахстано-Тянь-Шаньской области на стратифицированные месторождения в палеозойских толщах.— В кн.: Основы науч. прогноза месторождений рудн. и нерудн. полезн. ископ. Л., 1971, с. 287—289. (ВСЕГЕИ).
29. *Карпунин А. М.* Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., Недра, 1974. 127 с.
30. *Кен А. Н., Васильев В. И.* Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. Вып. 1. Л., 1971. 43 с. (ВСЕГЕИ).
31. *Количественная оценка прогнозных запасов и перспективных ресурсов минерального сырья при региональных металлогенических исследованиях.* Л., 1978. 176 с. (ВСЕГЕИ).
32. *Колчеданные месторождения мира/* Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1979. 284 с.
33. *Константинов М. М.* Происхождение стратиформных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.
34. *Королев А. В., Шехтман П. А.* Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Недра, 1965. 507 с.
35. *Крейтер В. М.* Поиски и разведка полезных ископаемых. М.—Л., Госгеолиздат, 1940. 789 с.
36. *Кривцов А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М., Недра, 1979. 169 с.
37. *Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых/* Гл. ред. Д. Рундквист, Б. Ерофеев. М., 1981. 364 с. (СЭВ).
38. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/* Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 607 с.
39. *Кутырев Э. И.* Мантийная конвекция — основной фактор деформации материковой коры.— Тезисы докл. к совещ. «Давление и мех. напряжения в развитии структуры и рельефа литосферы». Л., 1969, с. 78—82. (ЛНТГО, ВСЕГЕИ).
40. *Кутырев Э. И.* Планетарная металлогения в свете палеореконструкций.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 45—50. (ВСЕГЕИ).
41. *Кутырев Э. И.* Количественное прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка в вулканогенно-осадочных толщах.— В кн.: Количеств. прогнозирование при регион. металлоген. исследованиях. Метод. рекомендации Л., 1979, с. 45—60. (ВСЕГЕИ).
42. *Кутырев Э. И., Кропачев А. П., Гурьев Г. А.* Флюоритовое и флюорит-сфалеритовое оруденение Сетте-Дабана.— Разведка и охрана недр, 1982, № 2, с. 20—23.
43. *Кутырев Э. И., Павлова И. Г.* Принципы прогнозной оценки территории СССР на медь с целью выделения первоочередных площадей для постановки

поисковых работ.— В кн.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений меди. М., 1975, с. 34—40. (ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ).

44. *Лурье А. М.* Экзогенные месторождения меди в морских отложениях. Автореф. докт. дис. М., 1979. 42 с. (ГИН АН СССР).

45. *Медистые* отложения Олекмо-Витимской горной страны/Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев и др. Л., Недра, 1966. 388 с.

46. *Месторождения меди*/И. Г. Павлова, Э. И. Кутырев, И. В. Ляхницкая, Е. В. Туганова.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезн. ископ. при регион. геол. исследованиях. Л., 1973, с. 87—102. (ВСЕГЕИ).

47. *Месторождения свинца и цинка*/Э. И. Кутырев, К. А. Марков, В. С. Кормилицын, А. К. Иогансон.— Там же, с. 102—108.

48. *Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам скрытых медноколчеданных месторождений*/А. И. Кривцов, М. Б. Бородаевская, А. Г. Волчков и др. М., 1982. 54 с. (ЦНИГРИ).

49. *Методические рекомендации по поискам скрытых медноколчеданных месторождений на Урале*/А. В. Пуркин, Е. М. Ананьева, Г. А. Вострокнутов и др. Свердловск, 1979. 248 с. (УТГУ).

50. *Наркелюн Л. Ф.* Геология и оруденение Джеккаганского месторождения (по материалам рудного района Покро). М., Изд-во АН СССР, 1962. 131 с.

51. *Научные принципы металлогенического анализа Кавказа*/Г. А. Твалчредидзе, А. В. Нетреба, В. В. Панцулая, В. Б. Ченицын.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси, 1976, с. 7—41. (КавКИМС).

52. *Нечаев Ю. А.* Перспективы медистых песчаников в Пермской области.— Сов. геология, 1963, № 2, с. 135—138.

53. *Осетров О. А.* Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. М., Недра, 1978. 208 с.

54. *Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых.* Вып. I. Полиметаллические и медно-колчеданные месторождения/Ред. А. Кен, В. Васильев. М., 1971. 194 с. (СЭВ).

55. *Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых.* Вып. V. Медные и свинцово-цинковые стратифицированные месторождения/Ред. Ю. Богданов, Э. Кутырев. М., 1971, 204 с. (СЭВ).

56. *Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В.* Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент, Фан, 1981. 256 с.

57. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975. 272 с.

58. *Перспективы поисков стратифицированных месторождений свинца, цинка, меди в докембрийских—раннекембрийских толщах юга Сибири*/А. В. Довбня, А. Я. Жидков, А. К. Иогансон, Э. И. Кутырев.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1975, т. 234, с. 102—110.

59. *Попов В. Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., Недра, 1979. 296 с.

60. *Попов В. М.* Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения.— Изв. АН КиргССР, 1969, № 2, с. 3—12.

61. *Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка.* М., 1977. 130 с. (ЦНИГРИ).

62. *Прокин В. А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале.— М., Недра, 1977. 175 с.

63. *Рудные месторождения США.* Т. 1/Ред. Дж. Ридж. М., Мир, 1972. 660 с.

64. *Рудные формации эндогенных месторождений.* Т. 2. Формации эндогенных месторождений золота, колчеданов свинца, цинка и ртути/Ред. Г. А. Соколов. М., Наука, 1976. 396 с.

65. *Рудоносность и геологические формации структур земной коры*/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981. 424 с.

66. *Рундквист Д. В., Неженский И. А.* Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 224 с.

67. *Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа).— М., Недра, 1966. 291 с.

68. Скрипченко Н. С. Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-формационной основе.— Геология рудн. месторождений, 1979, № 6, с. 3—16.
69. Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., Недра, 1964, с. 111—117.
70. Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961. 172 с.
71. Старицкий Ю. Г. Краткий очерк металлогении Сибирской платформы.— В кн.: Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс. XXII сес. Пробл. 12. М., Недра, 1965, с. 150—167.
72. Стратифицированные месторождения меди СССР/Ю. В. Богданов, Е. З. Бурьянова, Э. И. Кутырев и др. Л., Недра, 1973. 312 с.
73. Стратиформное медное оруденение Сетте-Дабана/Г. А. Гурьев, А. П. Кропачев, А. К. Иогансон, Э. И. Кутырев.— Разведка и охрана недр, 1978, № 7, с. 15—18.
74. Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе, 1981. 355 с. (Фрунз. политехн. ин-т).
75. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии/Отв. ред. В. А. Кузнецов, А. Л. Яншин. Новосибирск, Наука, 1979. 232 с.
76. Твалчрелидзе Г. А. О двух типах колчеданных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезн. ископ. Т. 12, М., Наука, 1977, с. 124—130.
77. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембри Прибайкалья/Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, Р. С. Тарасова и др. Новосибирск, Наука, 1982. 208 с.
78. Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г. Рудные формации свинцово-цинковых месторождений.— В кн.: Рудн. формации эндоген. месторождений. Т. 2. М., Наука, 1976, с. 149—296.
79. Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избр. труды. Т. 3. М., Наука, 1965. 348 с.
80. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 293 с.
81. Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа.— Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1964, № 5, с. 15—33.
82. Яковлев Г. Ф., Микунов М. Ф. Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-формационно-фациальными особенностями.— Геология рудн. месторождений, 1976, № 3, с. 45—56.
83. *Geology of Kuroko deposits.* Tokio, 1974. 428 p.
84. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits.* V. 6. Cu, Zn, Pb, and Ag. Deposits. Amsterdam—Oxford—New York, Elsevier Sci. Publ. Co., 1976. 587 p.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	7

## I ЧАСТЬ

### ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

Глава 1. К истории исследований согласных месторождений . . . . .	14
Глава 2. Классификация согласных месторождений и их размещение на территории СССР . . . . .	19
Принципы классификации . . . . .	—
Формационная классификация месторождений . . . . .	21
Морфогенетическая классификация месторождений . . . . .	31
Генетические модели . . . . .	—
Примечания к терминологии . . . . .	33
Определения . . . . .	—
Соотношение формационной и морфогенетической классификаций . . . . .	36
Размещение согласных месторождений на территории СССР . . . . .	38
Промышленное значение основных формационных типов месторождений . . . . .	41
Глава 3. Месторождения в осадочно-вулканогенных формациях . . . . .	44
Колчеданные месторождения в формациях спилит-кератофир-туфосланцевого ряда (уральский тип) . . . . .	—
Месторождения в недифференцированных формациях . . . . .	—
Месторождения в дифференцированных осадочно-вулканогенных формациях . . . . .	47
Колчеданные месторождения в формациях дацит-липарит-туфосланцевого ряда (алтайский тип) . . . . .	59
Месторождения в вулканогенных формациях . . . . .	—
Месторождения в осадочно-вулканогенных формациях . . . . .	64
Глава 4. Медные месторождения в формациях базальт-липарит-молассового ряда (джалканский тип) . . . . .	70
Глава 5. Месторождения в формациях вулканогенно-карбонатного ряда . . . . .	74
Месторождения в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатных формациях (атасуйский тип) . . . . .	—
Железо-свинцово-цинковые месторождения в вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формации (озернинский подтип) . . . . .	75
Железо-марганец-барито-свинцово-цинковые месторождения в терригенно-кремнисто-карбонатной формации (жайремский подтип) . . . . .	80
Свинцово-цинковые месторождения в кремнисто-карбонатной формации (горевский подтип) . . . . .	83

Барито-свинцовые, свинцово-цинковые месторождения в углеродисто-карбонатной слоистой формации (миргалимсайский тип) . . .	86
Глава 6. Месторождения в формациях вулканогенно-черносланцевого ряда (кавказский тип) . . . . .	89
Глава 7. Месторождения в формациях вулканогенно-карбонатно-терригенного ряда . . . . .	97
Месторождения медистых сланцев (мансфельдский тип) . . . . .	—
Месторождения медистых песчаников . . . . .	98
Медные (со свинцом и цинком или кобальтом) месторождения в терригенной флишеидной формации (джезказганский подтип) . . . . .	—
Медное оруденение в терригенной пестроцветной формации (приуральский подтип) . . . . .	104
Медные месторождения в вулканогенно-молассоидной формации (курпанджинский подтип) . . . . .	105
Медно-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые месторождения в молассоидной формации (мехернихский подтип) . . . . .	108
Глава 8. Карстовые месторождения . . . . .	111
Свинцово-цинковые месторождения в карстово-карбонатных рифогенных формациях (сардаинский тип) . . . . .	—
Месторождения в карстово-карбонатных слоистых формациях (барвинский тип) . . . . .	118
Диагностические признаки палеокарста . . . . .	129
II ЧАСТЬ	
<b>ТИПЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ С СОГЛАСНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА</b>	
Глава 9. Принципы типизации рудных районов . . . . .	133
Глава 10. Типы рудоносных геосинклинальных комплексов (рудных районов) . . . . .	140
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные изотропные комплексы . . . . .	—
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные (существенно вулканогенные) комплексы центробежной структуры . . . . .	142
Вулканогенно-осадочные (карбонатно-терригенные) комплексы центробежной структуры . . . . .	144
Вулканогенно-осадочные комплексы гомодромной структуры . . . . .	146
Вулканогенно-осадочные комплексы центростремительной структуры . . . . .	149
Вулканогенно-терригенные комплексы . . . . .	—
Вулканогенно-карбонатные комплексы . . . . .	151
Вулканогенно-осадочные комплексы антидромной структуры . . . . .	158
Осадочно-вулканогенные комплексы гомодромной и центробежной структуры . . . . .	—
Осадочно-вулканогенные комплексы антидромной и центростремительной структуры . . . . .	160
Глава 11. Типы рудоносных комплексов чехлов . . . . .	163
Осадочные комплексы . . . . .	—
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы . . . . .	169
Глава 12. Факторы и критерии рудоносности формационных ритмов и комплексов . . . . .	170
Рудоносность формационных ритмов . . . . .	—
Рудоносность формационных комплексов . . . . .	173
III ЧАСТЬ	
<b>ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН, ПЛОЩАДЕЙ, СЕРИЙ И СИСТЕМ С СОГЛАСНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА</b>	
Глава 13. Металлогенические зоны и площади . . . . .	179
Принципы типизации . . . . .	—
Факторы и критерии рудоносности слоев земной коры . . . . .	183
Факторы и критерии рудоносности блоков земной коры . . . . .	186

Глава 14. <b>Металлогенические серии и системы</b> . . . . .	189
Принципы типизации . . . . .	—
Характеристика геотектонических систем СССР . . . . .	191
Алданская провинция . . . . .	—
Алтайская провинция . . . . .	197
Центральноказахстанская провинция . . . . .	199
Палеозойские системы Урала . . . . .	203
Закономерности размещения рудоносных блоков в геотектонических сериях и системах . . . . .	206
Глава 15. <b>Генетическое содержание региональных факторов и критериев рудоносности территорий</b> . . . . .	216
Региональные факторы формирования согласных месторождений . . . . .	—
Условия концентрации рудного вещества в осадочном слое земной коры . . . . .	220

#### IV ЧАСТЬ

### МЕТОДИКА ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ НА СОГЛАСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ

Глава 16. <b>Общие принципы прогнозной оценки территорий на согласные месторождения</b> . . . . .	222
Глава 17. <b>Прогнозная оценка территорий</b> . . . . .	226
Мелкомасштабное прогнозирование . . . . .	—
Факторы и критерии прогноза . . . . .	—
Количественная оценка перспективных ресурсов . . . . .	227
Среднемасштабное прогнозирование . . . . .	230
Крупномасштабное прогнозирование . . . . .	232
Пути повышения вероятности прогноза на флангах и глубоких горизонтах месторождений . . . . .	233
Некоторые особенности прогнозирования карстовых месторождений . . . . .	235
Заключение. <b>Основные итоги изучения согласных месторождений меди, свинца и цинка и пути совершенствования их прогноза</b> . . . . .	236
Список литературы . . . . .	242

ЭДУАРД ИВАНОВИЧ КУТЫРЕВ

#### ГЕОЛОГИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СОГЛАСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева. Переплет художника П. П. Николаева  
Технический редактор Н. П. Старостина. Корректор О. Г. Шаляпина

ИБ № 5346

Сдано в набор 18.08.83. Подписано в печать 30.12.83. М-28113. Формат 60×90/16. Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,5. Усл. кр.-отт. 15,5. Уч.-изд. л. 17,95. Тираж 1280 экз. Заказ 267/645. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000. Ленинград, Прачечный переулоч, 6.

4232

103  
—  
1

4501