

И. Н. ТОМСОН

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
РУДНЫХ  
РАЙОНОВ**

И. Н. ТОМСОН

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ  
РУДНЫХ  
РАЙОНОВ**

4980



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. — М.: Недра, 1988 — 215 с, ил.

Проанализированы научные основы металлогении среднего масштаба. Охарактеризованы типовые условия размещения рудных районов в регионах. Рассмотрена геологическая природа рудных районов показана их сопряженность с очаговыми структурами и блоками относительных поднятий. Обоснованы представления о глубинном строении рудных районов, ярусном распределении оруденения в их пределах. Рассмотрены взаимоотношения между различными типами минерализации, вопросы глубинного прогноза, перспектив обнаружения новых типов оруденения. Охарактеризована графит-ильменит-сульфидная минерализация, связанная с восстановленными глубинными флюидами.

Для геологов, изучающих закономерности размещения оруденения, а также занимающихся прогнозом и поисками эндогенных рудных месторождений.

Табл. 3, ил. 57, список лит. — 50 назв.

Рецензент: А.А. Сидоров, д-р геол.-минер. наук (Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт АН СССР)

Т  $\frac{1904050000 - 151}{043 (01) - 88}$  75 - 88

Советская металлогеническая наука особенно бурно развивается последние три десятилетия. Неоспорим крупный вклад советских ученых в решение кардинальных проблем металлогении и прогноза полезных ископаемых.

Согласно А.Д. Щеглову, который провел обстоятельный исторический обзор развития металлогенической науки, в настоящее время различают четыре основных направления металлогении [44]:

общая металлогения — создание теоретических основ и разработка общих принципов регионального металлогенического анализа, а также методики составления металлогенических и прогнозных карт;

региональная металлогения, точнее, металлогения регионов — изучение закономерностей проявления месторождений минерального сырья, главным образом рудного, в пределах крупных регионов и разработка принципов и методики составления металлогенических карт с учетом конкретных особенностей геологического строения и типов оруденения рассматриваемой территории;

металлогения отдельных элементов — изучение особенностей проявления отдельных элементов, образующих концентрации в пространстве (в виде месторождений) и во времени (в процессе геологической эволюции конкретных регионов и структур);

металлогения рудных районов — детальное исследование локальных рудоносных площадей (рудных районов, зон и узлов), выявление закономерностей локализации месторождений на основе составления металлогенических и прогнозных карт (масштаб 1:200 000–1:25 000).

Первые три металлогенические направления опираются на региональные исследования (масштаб 1:200 000 — 1:10 000 000). При этом методические основы составления металлогенических и прогнозных карт заметно различаются в разных коллективах и обычно зависят от принятых тектонических концепций. За рубежом долгое время господствовала регистрационная основа и эмпирическое картографирование площадей распространения родственной минерализации. В последнее время металлогенические обобщения часто проводят на основе концепции тектоники плит.

В СССР уже в пятидесятых годах преобладало аналитическое направление в металлогении, которое связано с выдающимися работами Ю.А. Билибина.

В.И. Смирнов, анализируя современное состояние металлогении, отметил, что геосинклинальная концепция, имевшая доминирующее значение в металлогеническом анализе, отстывает под давлением новых фактов [36]. Признание широкого развития процессов тектоно-



магматической активизации, увеличение внимания к проблемам крупномасштабной металлогении, новые данные о геологическом строении дна Мирового океана и концепция новой глобальной тектоники плит во многом усложнили подход к составлению структурных основ для металлогенических и прогнозных карт.

Кроме того, изучение данных, полученных аэрокосмическими, морфоструктурными и другими современными методами, поставило вопрос о существовании "скрытого" структурного плана, выраженного в форме линеаментов и концентрических структур. В.И. Смирнов отнес к числу "новаторских" следующие металлогенические концепции: доменную, стереометаллогеническую, линеаментную, тектонику плит, формационную. По нашему мнению, к этому перечислению можно добавить еще и концепцию концентрических структур.

Часто эти концепции рассматривают как взаимоисключающие и при структурном районировании предпочтение отдают или линеаментам, или структурно-формационным зонам, или зонам субдукции и т. д. Мы считаем, что взаимоисключающий подход не оправдан и есть возможность его преодоления.

При различных масштабах металлогенических исследований в центре внимания оказываются структуры разных типов и масштабов. Здесь уместна параллель с космическими снимками разных масштабов, на которых из-за различной степени обзорности более отчетливо выступают то одни, то другие типы структур. Так, на наиболее мелкомасштабных снимках яснее выделяются широкие зоны глобальных линеаментов и концентрические мегаструктуры. При переходе к снимкам более крупного масштаба эти типы структур уже непосредственно не обнаруживаются, но проявляются линии разломов и концентрические структуры средних масштабов и т. д.

Нечто подобное происходит при переходе от мелкомасштабных металлогенических карт к картам все более крупного масштаба. В центр внимания карт разного масштаба ставят различные металлогенические таксономы. Соответственно меняются и задачи металлогенических карт. Металлогенические подразделения высших порядков контролируются определенными типами структур, подчиненные им подразделения — совершенно другими структурами. Этот контраст отчетливо виден в соотношении, например, металлогенических зон и рудных районов. Если первые контролируются структурами линейного типа, то вторые — структурными узлами изометрического характера.

Металлогенические карты различных масштабов должны быть ориентированы на анализ условий размещения и образования определенных металлогенических таксономов. Основные рудоконтролирующие факторы меняются в зависимости от масштаба и целей исследования. В связи с этим целесообразно сгруппировать металлогенические карты по масштабам и задачам: трансрегиональные (1:2 000 000 — 1:5 000 000),

региональные (1:1 000 000 – 1:500 000), локальные (1:200 000 – 1:25 000).

Геолого-структурные основы металлогенических карт включают как структурный каркас, так и формационную нагрузку.

Основная задача трансрегиональных карт – обоснование позиции и строения металлогенических провинций и металлогенических поясов. Последние могут контролироваться системами линеаментов шириной 150–200 км и протяженностью в тысячи километров. Именно такие системы линеаментов должны найти отражение в структурной основе трансрегиональных металлогенических карт.

При анализе структурной приуроченности изометричных металлогенических провинций важное значение могут иметь глобальные мегаконцентрические структуры или мегаблоки земной коры, объединяющие гетерогенные тектонические элементы (концентрические зоны эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, группы срединных массивов, вулканические пояса и др.).

При составлении региональных карт в центре внимания уже оказываются металлогенические зоны. Позиция металлогенических зон, формирующихся в геосинклинальных или орогенных условиях, различна. Для геосинклиналей определяющее значение имеют структурно-формационные зоны, а в орогенах и областях активизации металлогенические зоны имеют наложенный характер по отношению к складкам. При этом они могут быть как линейными кососекущими, так и дугообразными и концентрическими при контроле сводовыми поднятиями. Структурная основа региональных металлогенических карт должна отражать соответствующие рудоконтролирующие структурные формы.

Основная задача локальных металлогенических карт – выяснение условий локализации рудных районов, а также расшифровка их внутреннего строения. Рудные районы представляют собой изометричные рудоносные площади, располагающиеся на фоне металлогенических зон. Их позиция определяется блоковыми или очаговыми структурами, узлами пересечения линеаментов. В первом случае это могут быть отдельные секториальные блоки сводовых поднятий. Во втором случае крупные очаговые структуры, например кальдеры, контролируют позицию рудных районов.

Задачи, стоящие при составлении структурных основ локальных металлогенических карт, заключаются в необходимости выделения прежде всего структур того типа и ранга, которые могут определять позиции рудных районов. Такие структуры отличаются от структур, которые контролируют положение металлогенических зон.

Таким образом, по мере перехода к картам все более крупного масштаба в центре внимания оказываются структуры различных масштабов и типов; эти различия могут носить контрастный характер.



В свете реальных соотношений неуместны взгляды о приоритете только линейных, только структурно-формационных зон или концентрических структур. Те или иные типы структур могут выступать на первый план при конкретных масштабах исследований. Поэтому есть основания искать "примирения" сторонников различных подходов к составлению структурных основ металлогенических карт. Типы структурного каркаса таких карт должны соответствовать их масштабам.

Одно из основных различий между региональной металлогенией и металлогенией рудных районов заключается в целях исследований. Цель региональной металлогении — выяснение условий, определяющих специализацию оруденения; цель металлогении рудных районов — выяснение условий, определяющих концентрацию оруденения. При этом факторы, контролирующие концентрацию оруденения, нередко носят общий характер, т. е. могут определять концентрацию оруденения самого различного состава.

Специализация оруденения проявляется часто в рамках металлогенических зон и поясов, имеющих линейную форму. Рудонасыщенность же резко возрастает в изометричных рудоносных площадях, осложняющих зоны и пояса. Таким образом, концентрация оруденения растет в ряду "рудный район — рудный узел — рудное поле". Именно в пределах локальных рудоносных площадей проявляется концентрация оруденения. Важно установить общие закономерности, которые определяют как концентрацию, так и специализацию оруденения.

Наиболее определенно установлена связь специализированных металлогенических зон и поясов с доорогенными типами оруденения в геосинклинальных областях со структурно-формационными зонами. Например, в поясах с колчеданным и другими типами вулканогенного оруденения металлогенические зоны связаны с характерными типами вулканогенных формаций: контрастной базальт-риолитовой либо последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой [26, 46].

Таким образом, наблюдается определенный параллелизм между характером дифференциации вулканитов и сопровождающей их металлогенической специализацией.

Отчетливая металлогеническая специализация Рудного Алтая определяется системой структурно-фациальных зон северо-западного простирания. В этой связи представляет интерес вопрос, насколько глубоки корни этих структурно-формационных зон. В качестве примера рассмотрим глубинное строение алтайского региона. Г.Н. Щерба на ряде последовательных графиков показал рельеф глубинных поверхностей раздела — Мохоровичича, Конрада, метадиоритового слоя [45]. Характер рельефа поверхности Мохоровичича отчетливо отличается от двух более верхних поверхностей раздела. При этом изогипсы поверхности Мохоровичича залегают на глубине 38—55 км и простираются

в северо-восточном, северо-западном и местами субширотном направлении (рис. 1). Гребневидное Рудноалтайское северо-западное поднятие быстро погружается на юго-восток и уступает место ступеням северо-восточного и широтного простирания.

В рельефе поверхности Конрада уже отчетливо прослеживается северо-западный план, причем осевое Рудноалтайское поднятие обрамляется двумя симметричными прогибами. Ступени широтного и северо-восточного простирания выступают менее отчетливо.

В рельефе поверхности метадiorитового слоя отмечается абсолютное доминирование северо-западного плана. При этом особенно интересно то, что структурно-формационные зоны отчетливо выражены на коровом уровне; по мере их углубления северо-западное направление начинает уступать северо-восточному и широтному.

В то же время позиция локальных рудоносных площадей изометричной формы — рудных районов и узлов — определяется местами пересечения линеаментов, среди которых весьма важная роль принадлежит широтным структурам. В пределах таких широтных рудоконцентрирующих структур локализуются рудные районы и узлы различных металлогенических зон. Локальные рудоносные площади образуют широтные цегочки. Отдельные рудные узлы, по данным Ю.Ю. Воробьева, В.Д. Баранова и Г.Ф. Яковлева, располагаются на пересечении северо-западных и широтных глубинных разломов. Таким образом, очевидны различия в контроле металлогенических зон (северо-западные линеаменты) и рудных районов и узлов (широтные линеаменты). Другие структурные элементы, контролирующие эти металлогенические таксономы, также различны. По Ю.Ю. Воробьеву, металлогенические зоны контролируются антиклинорными зонами, а локальные рудоносные площади приурочены к местам поперечных перегибов складчатых структур.

Следовательно, структурно-формационная зональность определяется преимущественно коровыми структурами (см. рис. 1). На коровом уровне, вероятно, определяется и возникновение специализированных металлогенических зон.

Позиция локальных площадей концентрированного оруденения определяется другими структурами сквозного типа [23, 24]. Они проявлены в верхних этажах в форме различных геологических, в том числе формационных, аномалий. Сквозные рудоконцентрирующие структуры, занимая секущее положение по отношению к структурно-формационным зонам, прослеживаются далеко за их пределы в соседние геотектонические области и, следовательно, имеют более глубокое заложение.

Структурный контроль специализированных металлогенических зон с общим фоном мелких рудопроявлений, с одной стороны, и узлов концентрации оруденения с крупными рудными объектами, с другой,



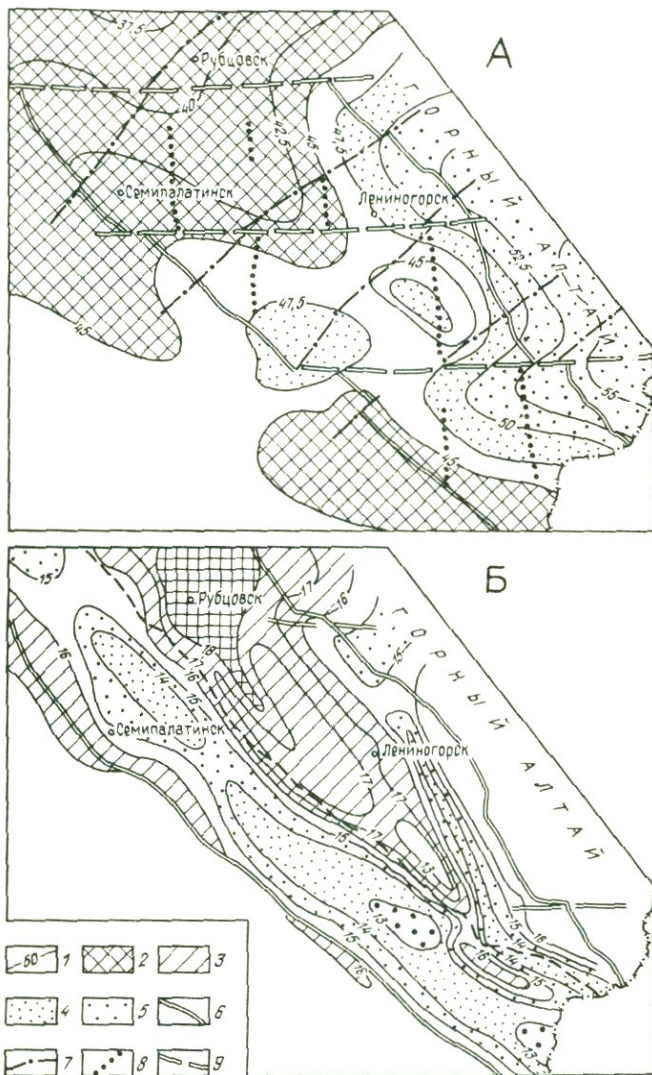


Рис. 1. Сравнительные схемы рельефа поверхностей Мохоровичича (А) и метадиоритового слоя (Б) на Рудном Алтае. По Г. Н. Щербе [45]:

1 — изогипсы, км; 2,3 — поднятия поверхностей: 2 — интенсивные, 3 — менее интенсивные; 4,5 — прогибы поверхностей: 4 — интенсивные, 5 — менее интенсивные; 6 — границы геотектогена; 7–9 — глубинные разломы: 7 — диагональные, 8 — меридиональные, 9 — широтные

носит альтернативный характер. Помимо структурных факторов концентрации оруденения можно выделить также магматические и минералого-геохимические. Именно в пределах рудных районов и узлов проявляются процессы, определяющие последовательные ступени концентрации рудного вещества.

Поскольку процессы специализации и концентрации оруденения обусловлены разноглубинными факторами, то и методы, на которые опираются региональная металлогения и металлогения рудных районов, имеют принципиальные различия. При анализе структурного фактора контроля оруденения объекты исследования совершенно различные. Региональная металлогения изучает краевые структурные швы, структурно-формационные зоны, т. е. структуры земной коры. Металлогения рудных районов опирается на принципиально другие категории структур. В структурном каркасе среднемасштабных металлогенических карт важная роль принадлежит сквозным линеаментам, проявленным в форме скрытых разломов фундамента, очаговым структурам и т. д.

А. Д. Щеглов отмечал отсутствие самостоятельных методов и теоретических основ, присущих только металлогении рудных районов. До настоящего времени остается немало сторонников интерполяции методов региональной металлогении в область локального прогнозирования, на что, собственно, и опирается отрицание самостоятельного характера металлогении рудных районов. Однако эта наука располагает как самостоятельными объектами исследования, так и оригинальными методами, отличными от методов региональной металлогении.

Сравниваемые металлогенические направления имеют различные цели. Задача металлогении рудных районов — выяснение условий концентрации оруденения, задачи региональной металлогении — главным образом проблемы специализации оруденения.

Объекты изучения региональной металлогении отличаются по размерам и преимущественно линейно вытянутой формой от изометричных локальных рудоносных площадей. Специализированные структурно-металлогенические единицы обычно согласны со структурами земной коры. Концентрацию оруденения определяют уже другие закономерности. Металлогенические единицы концентрации оруденения — рудные районы, узлы и поля.

Хотя рудные районы являются частями металлогенических зон, закономерности, контролирующие их позицию и условия возникновения, нельзя определить простой "интерполяцией" методов и факторов региональной металлогении. Так, металлогенические зоны Алтая контролируются северо-западными структурно-формационными зонами. Напротив, позиция рудных районов и узлов в значительной мере определяется зонами сквозных широтных дислокаций, имеющих более глубинное заложение. Действительно, эти локальные рудоносные площади группируются в широтные цепочки, которые как бы пересекают различ-



ные металлогенические зоны; соответственно меняется и состав оруденения [45]. Например, металлогенические зоны вулканогенного оруденения на Алтае сопряжены с зонами развития контрастной базальтриолитовой формации. Однако рудные районы и узлы здесь тяготеют к формационным аномалиям, которые отличаются необычно широким развитием кислых вулканитов. Рудные районы и узлы приурочены обычно к блоковым вулкано-тектоническим поднятиям и вулканокупольным структурам, которые относятся к самостоятельному классу очаговых структур.

Точно также в Забайкалье и Приморье цепи рудных районов прослеживаются в широтном и северо-западном направлениях, вдоль нарушений секущих по отношению к северо-восточным структурно-формационным зонам. Таким образом, позиция рудных районов определяется сквозными рудоконцентрирующими линейными элементами глубинного заложения, а не частями структурно-формационных зон (их подзонами).

Структуры, контролируемые узлы концентрации оруденения, имеют более глубинное заложение, чем структуры земной коры, определяющие позицию специализированных поясов и зон. Соответственно при переходе от металлогенических зон к рудным районам происходит "скачкообразный" переход структурного контроля от одного типа к другому.

При составлении металлогенических карт рудных районов (масштаб 1:200 000 – 1:25 000) в центре внимания находятся проблемы выявления сквозных, очаговых структур. Для решения этих задач необходимо привлекать особый комплекс методов (космогеологических, морфо-структурных, палеотектонических, геофизических). Формационные, магматические факторы в сфере металлогении рудных районов выступают в форме аномалий, нарушающих типовые особенности формаций и комплексов: ультракалиевый характер магматических комплексов, высокий уровень восстановленности железа, коррелируемый с уровнем концентрации оруденения и др.

Одним из методов металлогении рудных районов является внутриформационный анализ, который выявляет и изучает формационные и геологические аномалии [23, 42]. Другой метод – специальный структурный анализ – на основе исследований системы структурных аномалий рудоконцентрирующих зон с привлечением космогеологических, морфо-структурных и палеотектонических приемов позволяет определить продуктивные орогенные структуры.

Главный метод исследования региональной металлогении – структурно-формационный анализ, в основе которого лежат структурно-вещественные характеристики структурно-металлогенических зон с учетом пространственных и временных соотношений [33, 44].

Таким образом, металлогения рудных районов опирается на самостоятельные объекты и оригинальные методы исследования, имеет специфические задачи:

**Региональная металлогения****Металлогения рудных районов***Задачи исследования*

Условия проявления специализации оруденения

Условия концентрации оруденения

*Объекты исследования*

Металлогенические пояса, зоны (преобладают удлиненные формы)

Рудные районы, узлы, поля (обычны изометричные формы)

*Методы исследований*

Структурно-формационный анализ

1. Внутрiformационный анализ, выявление геологических, формационных, геохимических и других аномалий. 2. Специальный структурный анализ, выявление структурных аномалий и др.

*Структурный контроль позиции объектов*

Согласные структурно-формационные пояса, зоны

Узлы пересечения сквозных линейментов секущего типа и согласных разломов

*Вмещающие структуры*

Антиклинорные, синклинорные

Очаговые и блоковые

*Масштабы работ*

1:1 000 000—1:500 000

1:200 000—1:25 000

Все это дает основания считать металлогению рудных районов самостоятельным научным направлением.



## РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ

## 1. СКВОЗНЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ И КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Многие крупные рудные районы связаны с мантийными источниками рудного вещества. Как считает А.Д. Щеглов, такие объекты не имеют непосредственной связи со структурами земной коры и проявляются независимо от их эволюции [43]. Поэтому роль глубинных мантийных структур, независимых от структур земной коры, может быть решающей для локализации рудных районов.

В большинстве случаев локальные площади эндогенного оруденения контролируются наложенными тектоно-магматическими структурами, а не складками и разломами или участками их перегибов, как считалось ранее. Сами тектоно-магматические структуры имеют очаговый характер и возникают в результате динамического воздействия магм очагов на вмещающую раму. По своей природе очаговые структуры несут скрытый характер.

Другие типы структур определяют региональную позицию локальных рудоносных площадей [23, 42]. К таким рудоконцентрирующим структурам прежде всего относятся зоны сквозных линеаментов широтного и меридионального простирания. Последние, вероятно, представляют собой активизированные протоструктуры Земли и к ним вряд ли приложим термин наложенные.

Пересечения рудоконцентрирующими линеаментами металлогенических зон определяют позицию ареалов концентрации оруденения. Собственно металлогенические зоны контролируются совершенно иными типами структур – структурно-формационными зонами складчатых орогенных областей. Таким образом, условия концентрации оруденения и позиция локальных рудоносных площадей связаны со сквозными линеаментами скрытого типа.

При изучении металлогении рудных районов особое значение принадлежит линеаментам IV и III порядков (структуры IV порядка – ширина 5–10 км, протяжённость до нескольких сотен километров; структуры III порядка – ширина 20–50 км, протяжённость до многих сотен километров).

Линеаменты и концентрические структуры “скрытого” структурного плана распространены в пределах самых различных областей земной коры.

Правомерность выделения скрытых структур может быть более надежно обоснована путем их сравнения со структурами основного структурного плана Земли. Если концентрические дислокации обычно

наложены на различные структурные элементы земной коры, то среди разломов выделить составляющие этих двух структурных планов сложнее. Основная особенность скрытых линеаментов состоит в том, что лишь отдельные их интервалы могут быть отчетливо выражены геологически, тогда как другие выступают в скрытой форме.

Формы проявления линеаментных зон весьма различны. Это прежде всего зоны, характеризующиеся определенной для каждого таксономического ранга шириной. Они прослеживаются как системы геологических, геохимических аномалий (резкие искривления, расщепления, выклинивания структур земной коры и др.). Протяженные разломы с большими амплитудами смещения нетипичны для линеаментных зон. Напротив, так бывают выражены пограничные (краевые и межблоковые) разломы земной коры. Вместе с тем, в пределах линеаментных зон могут присутствовать кулисно сменяющие друг друга разломы с небольшими амплитудами смещения. Линеаментные зоны низких таксономических рангов безамплитудны.

Линеаментные зоны отличаются правильной (прямолинейной и дугообразной) формой, что особенно хорошо видно при дешифрировании мелкомасштабных снимков. Основной таксономический ранг дислокаций этого типа (ширина структур 20–50 км) образует правильную сеть с шагом, приблизительно равным мощности земной коры. Их ориентировка во многих регионах земного шара также определена, причем преобладают системы линеаментов ортогонального направления. В отдельных регионах отмечаются линеаментные зоны диагональной ориентировки. Характерная черта некоторых скрытых линеаментов – барьерная роль по отношению к крупным ареалам магматизма.

“Альтернативной” группой структур по отношению к линейным ослабленным зонам являются “открытые” пограничные разломы, в том числе краевые и структурные швы и межблоковые разломы, с которыми обычно связаны значительные вертикальные перемещения. Разломы этого типа выражены в форме крупных трещин, зон расланцевания и смятия. По морфологии они отличаются от линеаментных зон. Крупные системы разломов прослеживаются в форме волнистых линий, которые разветвляются, а затем сливаются вновь. Преобладающая ориентировка дислокаций этого типа диагональная, иногда ортогональная.

Очевидные различия между двумя типами линейных дислокаций служат основанием для выделения их в качестве резко различных типов разломных зон.

Между скрытым (глубинным) структурным планом и тектоническими формами земной коры существуют сложные отношения. Есть основания полагать, что глобальные системы линеаментных зон покрывают равномерной сетью земной шар. Линейные тектонические зоны земной коры (складчатые зоны, пояса рифтов и др.) используют отдель-

ные фрагменты этой глобальной сети. Складчатые зоны могут совпадать на отдельных интервалах с крупнейшими линеаменами, тогда как на флангах складчатых зон линеаменты выступают снова в форме скрытых нарушений. При этом в Евразийском сегменте Земли структуры земной коры имеют преимущественно диагональную ориентировку, тогда как линеаментные зоны – ортогональную.

В истории развития Земли происходила периодическая смена эпох трансгрессий и регрессий, периодов массового орогенеза и преобладания погружений, условий сжатия и растяжения.

Те элементы структуры, которые мы относим к скрытому плану, проявляли максимальную активность в периоды тектоно-магматической активизации и орогенеза, которые охватывали гетерогенные структурные области земной коры. Один из основных типоморфных структурных элементов этих периодов – сводово-глыбовые поднятия. Условия поднятия и сокращенная геологическая летопись были причиной неотчетливой выраженности структур данных периодов.

В периоды преобладания растяжений в земной коре, когда возобновлялись опускания в геосинклинальных трогах, рифтах и впадинах других типов, преобладали отчетливо выраженные линейные структурные формы (геосинклинальные трюги, рифты и др.).

Возможно, что различие между двумя структурными планами определяется попеременно возобновляющейся активностью разноглубинных оболочек Земли. В этом случае “скрытый” структурный план должен иметь более глубокие корни. О подобных соотношениях свидетельствуют случаи подчиненности элементов геосинклинального структурного плана фрагментам линеаментной сети – “остаточным” сводам (срединным массивам).

Существование двух структурных планов прослеживается уже с раннего докембрия, когда зрелая континентальная кора архея, где преобладали сводовые и купольно-гнейсовые сооружения, подвергалась распаду с образованием линейных протогеосинклинальных зеленокаменных поясов. Массовый орогенез и протоактивизация произошли в протерозое, когда возникли новые сводовые сооружения. При этом районы развития древнейших структур наиболее пригодны для выяснения соотношений между двумя структурными планами, особенно тогда, когда они не подвергались усложнению многократными перестройками.

Прослеживание зон скрытых линеаментов требует специального подхода. Структуры этого типа не являются в настоящее время объектами непосредственного изучения при геологическом картировании. Пути их изучения должны быть совсем иными, чем изучение конкретных разломов. В отдельных случаях зоны линеаментов можно непосредственно наблюдать лишь на космических снимках.

Общая черта линеаментов – приуроченность к ним систем геологических, геохимических и геофизических аномалий. По определению



М.А. Фаворской, под геологической аномалией следует понимать статистически значимое отклонение на данном участке тех или иных геологических признаков однородных геологических объектов от господствующего фона соответствующих признаков подобных объектов на данном этапе развития структуры в целом [42].

В настоящее время собраны обширные сведения о геологических аномалиях — признаках линеаментов низших таксономических рангов — региональных и субрегиональных.

Зоны линеаментов, ориентированные перпендикулярно или диагонально по отношению к складкам, нередко сопровождаются в верхних структурных этапах флексуорообразными изгибами толщ по простиранию, поперечными перегибами всей складчатой серии.

Флексурами чаще сопровождаются глубинные нарушения, диагонально секущие складчатую серию. Флексуорообразные изгибы толщ сравнительно редко отчетливо прослеживаются на значительном протяжении. Гораздо чаще в пределах таких зон можно встретить серию отдельных, сравнительно небольших (мощностью до нескольких километров) флексур, которые, как бы кулисно сменяя друг друга по простиранию, прослеживаются на значительном расстоянии. Для того чтобы наглядно показать эти частные флексуры, целесообразно составлять схемы, на которых осадочные толщи показаны линиями простирания. Оконтуривая места “аномального” простирания толщ, на такой схеме легко наметить системы частных флексур, нередко составляющих в совокупности единый пояс.

Согласные поперечные перегибы серий параллельных складок обычно связаны с глубинными нарушениями, поперечными по отношению к простиранию складок. Участки поперечных перегибов складок нередко сопровождаются развитием поясов мелкой трещиноватости.

Аномалии в складчатой структуре могут выражаться не только крутыми перегибами складчатых серий или флексуорообразными изгибами. Иногда вдоль зоны скрытого линеамента выделяется полоса с особым типом складчатости.

Расщепления и виргации складчатых серий также могут быть связаны с секущими глубинными нарушениями.

В складчатых областях и отдельных структурно-фациальных зонах, отличающихся сравнительно пологим (до  $40^\circ$ ) залеганием слоев в крыльях складок или моноклинальным залеганием, скрытые разломы нередко сопровождаются поясами развития мелкой интенсивной складчатости.

При анализе сети разломов также можно выделить аномальные зоны, которые косвенно указывают на присутствие линеаментной зоны. Исходными данными для такого анализа могут служить системы разломов, выделенные при геологической съемке, дешифрованные на различных снимках, установленные при интерпретации геофизических материалов.

Аномальные участки в сети разломов могут быть выделены по искривлению серии параллельных разломов вдоль одной секущей зоны. В местах искривлений основные линии разломов сопровождаются опережающими трещинами, согласными с секущей зоной линеамента.

Для выявления скрытых линеаментов можно опираться на ряд характерных фациальных аномалий, а также на аномальные градиенты мощностей отложений в пределах геосинклинальных бассейнов и платформ.

Фациальные изменения могут локализоваться и в пределах сравнительно узкой полосы, совпадающей с зоной линеамента. Этот тип фациальных зон (фациальные "коридоры") удастся выявить лишь при детальных исследованиях.

Существуют особые фации, выступающие в качестве индикаторов линеаментных зон, такие, как барьерные рифы. Следует помнить, что текстуры подводных оползней в осадках, приуроченные к линейной зоне, могут указывать на ступень в рельефе дна, связанную, возможно, с линеаментом.

Мощность отложений резко меняется в зонах линеаментов. Следует иметь в виду два типа изменений мощности в связи с зонами линеаментов: в первом случае увеличенная (или уменьшенная) мощность наблюдается в узкой зоне вдоль скрытого нарушения, а во втором – скрытое нарушение выступает как граница блоков с резко различной мощностью отложений. Наибольшей изменчивости по мощности подвержены нижние базальные свиты.

Зоны линеаментов нередко отличаются повышенной проницаемостью для магм и сопровождаются цепочками небольших интрузивных тел, поясами концентрации даек.

Благодаря унаследованности развития, многие линеаменты находят выражение в структурных формах современного рельефа. Поэтому для выявления зон линеаментов весьма эффективно применение морфоструктурных методов [23]. Дешифрирование космических снимков – один из немногих прямых методов, которые позволяют непосредственно наблюдать дислокации этого типа в форме полос специфического фотона, границ ландшафтных зон, поверхностей с разным характером расчлененности, полос сгущения трещиноватости и разломов.

Особое значение для выявления скрытых линеаментов имеют линейные аномалии геофизических полей. Благодаря системам таких аномалий, прослеживаются те зоны линеаментов, которые не находят четкого выражения в особенностях геологического строения регионов.

Среди линеаментов III порядка особое значение имеют рудоконцентрирующие типы. Их металлогеническая роль очень своеобразна. Не воздействуя на специализацию металлогенических зон, они определяют позицию крупных рудных месторождений. Рудоконцентрирующие

линеаменты, пересекая металлогенические зоны различного состава, определяют в их пределах масштаб оруденения.

Большинство линеаментов рудоконцентрирующего типа принадлежит к ортогональной системе и имеет широтное (для Дальнего Востока СССР и Америки) или меридиональное (для Европы и Африки) простирания. Рудоконцентрирующие линеаменты не являются специализированными в отношении оруденения; они способствуют интенсификации рудного процесса в тех металлогенических зонах, которые они пересекают.

Рудные районы локализируются обычно в пределах структурных узлов, где одной из секущих дислокаций являются рудоконцентрирующие линеаменты [23].

Концентрические структуры стали объектами массового исследования лишь в последние годы. Ранее внимание ученых было ограничено лишь несколькими типами таких структур: гранито-гнейсовыми куполами древнейшей стадии развития Земли, магматическими комплексами центрального типа (характерными, как считалось ранее, в основном для щитов) и вулканическими постройками — кальдерами и вулканами центрального типа.

В 60-е годы в литературе появились сообщения о широком распространении концентрических структур различных типов и масштабов. Были отмечены их наложенный характер и широкое распространение в областях различного тектонического типа. И.Н. Томсон и Ю.П. Дежин выдвинули представление об очаговых структурах, которые, так же как и сводовые поднятия, рассматривались в качестве наложенных структурных форм, типоморфных для условий тектономагматической активизации.

Широкое распространение структур концентрического типа было установлено лишь благодаря комплексному использованию морфоструктурного, палеотектонического и геофизического методов.

В 70-е годы на основе дешифрирования космических снимков было подтверждено широкое распространение кольцевых структур в различных тектонических типах регионов. В то же время появление бесчисленного множества подобных структур создало проблему отбраковки концентрических образований эндогенного происхождения от мнимых колец, фантомов, метеоритных кратеров, эрозионных форм. Очевидно, что кольцевые структуры, выделенные каким-либо одним дистанционным методом, должны проходить "проверку на эндогенность" с помощью комплексного анализа всей имеющейся дистанционной и геолого-географической информации.

Для локализации рудных районов, узлов и полей особое значение имеют концентрические структуры IV порядка, которые по типу относятся к очаговым тектономагматическим [5, 6, 23, 38], не превышающим в диаметре 70 км. Образование таких структур связано, воз-



можно, с динамическим воздействием магм очагов, газовых прорывов на вмещающую раму.

Характерная особенность эндогенных кольцевых структур – свойство группироваться в закономерные системы. Нами совместно с Н.Т. Кочневой и В.С. Кравцовым выделены три системы концентрических структур: линейные, сателлитные и гирляндовые. Системы каждого типа сопровождаются рудоносностью, причем позиции оруденения в пределах разных систем значительно отличаются.

Наиболее простой тип систем концентрических структур – линейные пояса, контролирующиеся зонами разломов. В пределах линейных поясов можно выделить четыре подтипа, соответствующие определенным таксономическим рангам орогенных структур. Крупнейшие системы – сводово-рифтовые – слагаются мегасводами, расчлененными осевыми и периферическими рифтами. Осевые впадины соседних мегасводов могут сливаться в единые системы рифтов, наследующих древние разломные зоны. Эти зоны обычно имеют изломанные очертания.

К другому подтипу линейных систем следует отнести группы мегаконцентрических структур, вытянутые вдоль линеаментных зон, достигающих по ширине нескольких сотен километров. Сами мегаконцентрические структуры в этих системах морфологически отличаются от простых сводов и представлены чередованием концентрических валов и депрессий. Грабенообразные и рифтоподобные впадины в этих условиях не получают широкого развития. Магматизм орогенного периода представлен гранитоидными телами и системами протяженных дайковых серий. В отличие от более узких зон разломов сводово-рифтовых систем линеаменты, контролирующие мегаконцентрические структуры, имеют сквозной характер и могут пересекать области различного тектонического типа.

Ярким примером линейной цепи сводовых поднятий служит Сербско-Македонская северо-западная зона неогеновой тектоно-магматической активизации в Югославии, которая была изучена нами совместно с югославскими геологами С. Янковичем и М. Петковичем. Эта наложенная система северо-западных разломов пересекает под острым углом основные тектонические зоны – Сербско-Македонский массив и складчатые области Динарид и Вардарскую.

В пределах линейной тектонической зоны расположен северо-западный пояс локальных сводов, которые контролируют ареалы неогеновых вулканитов и гранитоидов. За пределами зоны широко развиты неогеновые осадочные отложения. Сводовые поднятия в пределах зоны контролируют рудные районы, которые приурочены к их внутренним частям.

Локальные концентрические структуры (очаговые) контролируют размещение магматических комплексов и также нередко группируются в линейные пояса. Примером подобных поясов могут служить, например, линейные цепи очаговых структур плато Джос в Нигерии. Соседние

очаговые структуры в линейных рядах накладываются, создавая впечатление об их последовательном образовании. Особенно характерна линейная группировка очаговых структур для вулканических поясов. В пределах Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэалинского вулканических поясов кальдеры и вулкано-купольные структуры группируются в линейные ряды меридионального и северо-восточного направления в первом и широтного и северо-восточного во втором.

Особый тип систем образуют разнопорядковые концентрические структуры, пространственно тесно взаимосвязанные. По конфигурации эти системы напоминают планету со спутниками, поэтому мы называем их условно "сателлитными". Они образуются благодаря распределению

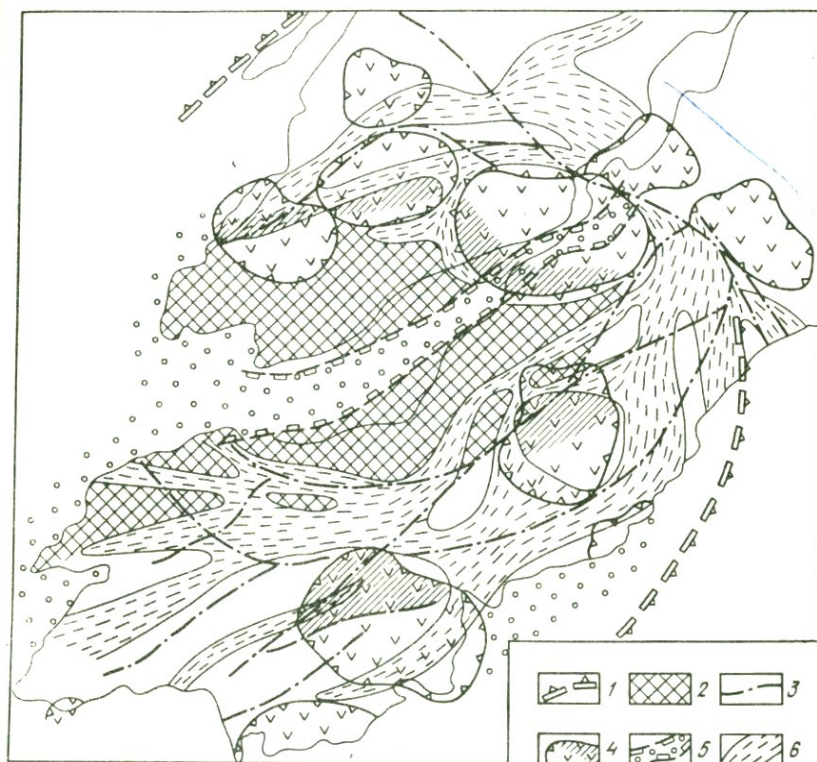


Рис. 2. Сателлитная система концентрических структур Чаткало-Кураминского региона:

- 1 — граница Кураминского свода; 2 — внутренняя область Кураминского свода;  
3 — разломы; 4 — кальдеры и рудные узлы; 5 — осевая впадина свода; 6 — пояса даек

кольцевых структур подчиненного ранга вдоль концентрических дислокаций более крупных структур. Эти соотношения можно иллюстрировать примером орогенных структур Серединного Тянь-Шаня (рис. 2).

Кураминский свод представляет собой позднепалеозойское орогенное поднятие, насыщенное магматическими комплексами этого возраста. Форма сводового поднятия овальная. Он вытянут в северо-восточном направлении. Разновозрастные вулканические комплексы расположены в пределах свода концентрически, причем центральная часть сводово-глыбового поднятия складывается в основном ниже-среднекарбонowymi вулканиками минбулакской и акчинской свит. Внутренняя часть свода оконтуривается зоной с более молодыми (верхнепалеозойскими) вулканиками оясайской, шурабсайской и кызылнуринской свит.

В пределах Кураминского свода прослеживается система дайковых поясов, которые полукольцом охватывают его внутреннюю часть.

Системе дайковых поясов сопутствует также концентрический пояс кальдер и вулкано-купольных сооружений. Очаговые структуры, приуроченные к концентрическому дайковому поясу, отличаются повышенной рудоносностью и фактически представляют собой рудные районы или узлы, несущие пермское оруденение. Напротив, очаговые структуры, расположенные за пределами концентрического пояса, характеризуются относительно пониженной рудоносностью.

В качестве особого типа систем концентрических структур можно выделить их дугообразные пояса, в пределах которых более крупные структуры как бы соединены в единые цепи локальными концентрическими структурами. В таких системах чередуются разнопорядковые структуры. Особенность этих систем заключается в том, что история развития, магматизм и характер оруденения крупных концентрических структур отличаются от таковых в локальных структурах.

В каждой системе концентрических структур отчетливо устанавливаются индивидуальные металлогенические закономерности.

## **2. НАЛОЖЕННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ**

Рудоконтролирующее значение охарактеризованных выше структур особенно отчетливо проявляется при определении позиции и внутреннего строения рудных районов — тектоно-магматических структур (блоков, куполов, кальдер и др.), наложенных на структурные элементы земной коры.

При решении проблем региональной металлогении скрытым структурам также принадлежит весьма важная роль. Как уже отмечалось, формационная концепция в металлогении обосновывает позицию специализированных зон и поясов, связанных со структурно-формационными зонами земной коры. Сквозным линеаментам принадлежит иная роль.



Они определяют позицию металлогенических зон, наложенных на структуры земной коры. Сквозные линеаменты определяют также концентрацию оруденения. Связанные с ними секущие металлогенические зоны прослеживаются в областях различного тектонического строения.

Формационная концепция в металлогении предусматривает оконтуривание специализированных металлогенических зон с учетом всех мелких рудопоявлений определенного состава. Последние по масштабу в тысячи раз отличаются от месторождений, закономерности локализации которых в земной коре могут определяться другими причинами и связаны со сквозными линеаменентами.

По данным А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова, целые группы эндогенных рудных месторождений связаны с процессами, происходящими в мантии, и не обнаруживают прямой зависимости от структур земной коры [43]. Наряду с традиционной металлогенией, занимающейся положением оруденения в конкретных структурах земной коры, необходимо специальное исследование закономерностей локализации мантийных месторождений. Это новое научное направление предлагается назвать "нелинейной металлогенией". А.Д. Щеглов отмечает, что для мантийных месторождений структуры земной коры являются только рудовмещающими, на которые накладываются мантийные рудные месторождения. Особенность размещения этих месторождений — независимое от структур земной коры проявление и отчетливо наложенный характер на коровые структуры.

Для выяснения этих закономерностей очень важная роль принадлежит сквозным структурам мантийного заложения.

В результате анализа металлогенической роли последних можно выделить специфические типы наложенных металлогенических зон, связанных со сквозными линеаменентами. Среди них секущие золотоносные и медно-порфиновые пояса. В качестве особой категории выделяются также кососекущие металлогенические пояса и зоны, которые приурочены к линеаменентам, образующим очень острый угол с основным направлением складчатости.

Рудоконцентрирующие зоны, которые пересекают системы структурно-металлогенических зон, могут быть отнесены к еще одному типу металлогенических подразделений, связанных со сквозными структурами.

Секущие металлогенические зоны известны в пределах западной части США, где В. Лендвер выделил и описал семь рудных поясов северо-восточного простирания, которые дискордантно пересекают складчатые структуры мезозойд и срединные массивы. В их число входят известные рудные пояса Бисби-Моренси, Глоуб, Колорадо и другие, в пределах которых концентрируются медно-порфировые, золото-серебряные, молибден-порфировые и другие месторождения.

Секущие металлогенические пояса на восточной окраине СССР

определяются системами разломов и линеаментов северо-западного простирания.

Верхояно-Колымский пояс северо-западных разломов, выявленный при дешифрировании космических снимков, удается проследить на значительные расстояния на северо-запад и юго-восток за пределами территории Северо-Востока СССР. В северо-западном направлении он пересекает структуры Верхоянского антиклинория, Предверхоянского и Лена-Анабарского краевых прогибов, Оленекского сводового поднятия, северо-западной части Хатангского и Быррангского прогибов и Северо-Таймырского антиклинория. В юго-восточном направлении Верхояно-Колымский пояс разломов продолжается на дне Охотского моря и на Камчатке. Приведенные данные позволяют со всей уверенностью говорить о существовании в северо-восточной части Азиатского материка глобального северо-западного пояса разломов, протягивающегося от Таймыра до западной части Алеутских островов. Он, возможно, имеет на своем продолжении структуру Императорской зоны разломов на дне Тихого океана.

Металлогеническое значение глобальной разломной структуры заключается в том, что она контролирует положение специализированного рудного пояса, протяженность которого здесь составляет 900 км. Юго-восточный фрагмент структуры — Камчатский — контролирует положение мелового медно-порфирового оруденения, связанного с поперечными северо-западными дислокациями, и достаточно широко развитую здесь кварцево-рудную минерализацию. Это подчеркивает специализацию Таймыро-Колымо-Камчатской разломной структуры на оруденение, относящееся к кварцевой группе формаций, и позволяет предположить существование единого Верхояно-Колымо-Камчатского кварцево-рудного пояса.

Внутреннее строение пояса оказывает важное влияние на размещение оруденения. Определенную роль в этом играет диагонально-лестничное строение системы разломов.

Рудная минерализация группируется в узких зонах, которые часто имеют дугобразную и ветвящуюся формы и разнообразную ориентировку. Причины столь сложной морфологии зон удастся установить, привлекая материалы дешифрирования космического снимка. К поясу разломов приурочены также две мегаконцентрические структуры, вытянутые в том же северо-западном направлении.

Второй глобальной разломной структурой северо-западного простирания на Востоке СССР, которая контролирует сходный кварцево-рудный пояс и фрагменты которой дешифрируются на космических снимках, является Котуй-Алдано-Нижнеамурская. Она протягивается параллельно предыдущей на 3000 км из бассейна р. Котуй (правого притока р. Хатанги) через верховья р. Алдан в бассейн нижнего течения р. Амур. Юго-восточный фрагмент этой разломной структуры трассиру-

0991



ется системой сближенных разломов северо-западного простирания, дешифрирующихся на космических снимках и закартированных в бассейнах нижних течений р. Амура и Уды. Далее на северо-запад в пределах Алданского выступа Сибирской платформы и Вилюйской синеклизы в состав Котуй-Алдано-Нижнеамурской разломной структуры входят разломы как отдешифрированные по космическим снимкам, так и выделенные по геологическим и геофизическим данным.

Структура пересекает Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс, складчатые мезозойды Нижнего Приамурья, структуры Восточного Становика, Алданского щита и Сибирской платформы. В пределах Алдано-Нижнеамурского отрезка секущего пояса широко распространены интрузивные тела, которые, подобно интрузивам Верхояно-Колымского пояса, имеют возраст от поздней юры до мела включительно. Это массивы различного, преимущественно гранодиоритового состава, причем в пределах Алданского щита они отличаются повышенной щелочностью. Широко распространены в пределах пояса также свиты даек.

Общим является прежде всего сравнительно узкий возрастной диапазон интрузивных комплексов, независимый от их положения в различных тектонических областях, и структурная приуроченность к северо-западному поясу секущих разломов. Здесь же локализуется пояс кварцево-рудной минерализации.

На Востоке СССР помимо Верхояно-Колымского и Алдано-Нижнеамурского специализированных кварцево-рудных поясов установлен ряд меньших по масштабам аналогичных рудных поясов, связанных с системами разломов северо-западного простирания. Один из них — Анюйский кварцево-рудный пояс на Северо-Востоке СССР, который приурочен к серии сближенных протяженных северо-западных разломов.

Очевидно, что в пределах земной коры континентов помимо широко известных согласных металлогенических поясов существуют секущие специализированные металлогенические пояса, которые пересекают области с различным тектоническим строением и включают месторождения определенных групп металлов.

Можно отметить некоторые общие черты, свойственные секущим металлогеническим поясам. Их отличает, прежде всего, устойчивая ориентировка — северо-западная на Евразийском материке и северо-восточная — на Североамериканском. Общей и весьма характерной особенностью секущих поясов является преимущественное развитие в их пределах плутонических фаций магматизма и метаморфизма зеленосланцевой фации флишоидных толщ. Особенно характерны формации малых интрузивов, образующие дайковые ассоциации. Важная черта магматизма секущих поясов — автономное развитие во времени, более раннее по отношению к магматизму пересекаемых вулканических поясов.

Кососекущие металлогенические зоны образуют острый угол с про-





**Рис. 3. Схема размещения эндогенной рудной минерализации в пределах Зеравшано-Гиссарского свода. По Р.А. Белову и Н.Т. Кочневой [2]:**

1–5 – проявления минерализации (1 – вольфрамовой, 2 – оловорудной, 3 – кварц-сульфидной, 4 – полиметаллической, 5 – сурьмяно-ртутной); 6 – границы свода; 7 – косесекущая металлогеническая зона

стиранием складчатости и ранее нередко их позиция интерпретировалась на основе их сопоставления со структурно-формационными зонами. Однако эти зоны имеют определенно наложенный характер. Пример косесекущей металлогенической зоны недавно был охарактеризован на материалах Зеравшано-Гиссарского региона Р.А. Беловым и Н.Т. Кочневой [2]. Вмещающие герциниды здесь образуют пологую выпуклую на юг дугу. Системы складок пересекаются крупной (ширина 60–80 км) линейной зоной северо-западного простирания, секущее положение которой отчетливо наблюдается на юго-восточном фланге, где простирание складок имеет близширотное направление. Большинство месторождений и проявлений минерализации региона расположены в пределах рассматриваемого пояса дислокаций (рис. 3). Характерно, что здесь сосредоточена разновозрастная минерализация различного состава. Наблюдается некоторая тенденция к зональному размещению оруденения в пределах пояса, когда относительно поздняя минерализация тяготеет к периферическим частям.

Таким образом, для косесекущих металлогенических зон характерна полигенная разнообразная минерализация, которая контролируется внутренними очаговыми структурами.

В ряде работ [23, 42] выделен еще один тип металлогенических зон, связанных со сквозными структурами, – рудоконцентрирующих. Среди металлогенических зон, связанных со сквозными структурами, известны как специализированные, так и сложного состава. При этом для всех типов зон, наложенных на структуры земной коры, характерна высокая концентрация оруденения и значительная роль металлов глубинного происхождения (медь, золото, сурьма, ртуть).

### **3. МАГМАТОГЕННЫЕ ГРАБЕНООБРАЗНЫЕ ВПАДИНЫ**

В областях активизации и орогенеза развиты линейные наложенные впадины рифтогенной природы. Впадины, которые сопровождаются проявлениями магматизма, заслуживают специального внимания как структуры повышенной рудоносности.

Линейные впадины в областях активизации и орогенеза занимают подчиненное положение на фоне преобладающих сводово-глыбовых поднятий. Однако их металлогеническая роль может быть весьма зна-

чительной из-за приуроченности к ним дополнительного раннего этапа оруденения, связанного с периодом седиментации. С этим этапом связана специфическая группа стратиформных и других месторождений, среди которых есть труднораспознаваемые новые типы. До сих пор рифтогенным впадинам не уделялось особое внимание при изучении металлогении орогенов и областей активизации.

Грабенообразные впадины могут быть связаны со сводовыми поднятиями и занимать в них, например, положение осевых грабенов. Нередко грабены наложены на своды и контролируются региональными зонами дислокаций. Заложение грабенообразных впадин происходило на разных этапах развития орогенов и областей активизации. Сами эти этапы можно рассматривать как "циклы орогенеза", начинающиеся грабенообразованием в начальную стадию и затем сменяющиеся общим сводообразованием. Различают не менее четырех циклов (стадий) орогенеза и активизации, причем для каждого из них присущи впадины, отличающиеся формационным характером отложений и вулканизма, а также типом сопутствующих интрузивов. Осадочные толщи меняются от морских к континентальным, в них часто присутствуют угленосные горизонты. Для вулканитов, состав которых меняется в широких пределах, характерно присутствие фаций повышенной щелочности. Состав интрузивных комплексов также значительно варьирует. Впадины поздних циклов орогенеза не сопровождаются интрузиями, осадки в них нелигифицированы. К наложенным впадинам часто тяготеют мощные зоны графитового метасоматоза, которые локализируются вдоль прибрежных разломов.

Впадины предорогенного цикла выполнены щелочными базальтами и сопровождаются интрузивными телами базит-гипербазитового состава. В заключительный этап раннего цикла проявилось сводообразование и внедрились высокоглиноземистые гранитоиды.

Следующий раннеорогенный цикл ознаменовался заложением грабенообразных впадин, выполненных терригенными толщами "предвулканогенной" молассы и вулканитами повышенной щелочности как кислого, так и среднего состава. На стадии сводообразования происходило внедрение интрузивных серий диорит-гранодиоритового состава.

Среднеорогенный цикл начинается образованием впадин, выполненных контрастными покровами высококалийевых риолитов и основных магм, а также континентальными угленосными отложениями с прослоями угля. На стадии сводообразования происходит излияние вулканитов контрастного состава и внедрение гранитоидных интрузий.

Позднеорогенный цикл также начинается образованием впадин с контрастными покровами трахибазальтов-трахириолитов и накоплением озерных угленосных осадков. Последние, в отличие от отложений ранних циклов, не лигифицированы.

Впадины каждого цикла развития обладают своими особенностями



металлогении. Важной их особенностью является развитие двух возрастных групп минерализации: ранней доинтрузивной и поздней послеинтрузивной. Для раннего этапа минерализации в пределах впадин разных циклов весьма характерны стратиформные рудные тела экзогенно-осадочного происхождения. Их состав меняется от колчеданных к полиметаллическим, серебряным и другим в зависимости от связи впадины с определенным циклом орогенеза. В ранние (седиментационные) стадии развития впадин проявляется также и штокверковая минерализация, которая, возможно, маркирует подводящие каналы для стратиформного оруденения. В последующем при внедрении интрузивных тел, которые сопровождаются частной инверсией впадин, проявляется минерализация позднего "послеинтрузивного" этапа. По типу это гидротермальные секущие тела различного состава. Они широко распространены в пределах вмещающих впадины сводовых поднятий. Таким образом, специфическая черта впадин — возможность развития в их пределах разновозрастной минерализации двух самостоятельных этапов. В результате интенсивность рудоносности впадин может быть значительно выше, чем прилегающих частей сводовых поднятий. В качестве примера можно привести Омсукчанскую впадину Северо-Востока СССР. Здесь установлены две возрастные группы оруденения. Ранняя нижнемеловая минерализация представлена штокверковым оруденением, расположенным в высококальциевых риолитах, залегающих в основании впадины. В вышележащих нижнемеловых озерных отложениях установлен горизонт рудокласт. Весьма вероятно присутствие в толще озерных отложений также стратиформного оруденения полиметаллического состава.

Поздняя минерализация связана с периодом частной инверсии впадины, внедрения гранитоидных интрузивов. Касситерит-силикатно-сульфидное оруденение имеет послеинтрузивный возраст.

Омсукчанская впадина представляет собой структуру среднеорогенного этапа развития.

Примером впадины раннеорогенного этапа может служить поздне-мезозойский Тимоцкий грабен восточной Югославии. Впадина выполнена кластическими и вулканогенными толщами, которые вмещают пластообразные тела колчеданных руд и горизонты рудокласт. С поздними порфиоровыми интрузивами связаны медно-порфировые руды, в том числе таких крупных месторождений, как Майданпек и Бор.

Необходимо отметить, что минерализация раннего этапа в пределах грабенообразных впадин выявляется скорее случайно при опосредованном поиске оруденения. Для впадин характерны также такие нетрадиционные виды оруденения, как формация металлоносных углей. Учитывая то, что ранние преимущественно стратиформные типы оруденения являются труднораспознаваемыми, а нередко и новыми, опосредованное выявление впадин на эти типы является самостоятельной задачей поисков.

Помимо линейных грабенообразных впадин в орогенных областях широко распространены кальдерные постройки. Некоторые из них также могут включать стратиформное оруденение. Цель данного раздела — обратить внимание на потенциальные рудные ресурсы впадин определенного типа.

## ГЛАВА II

### ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ РАНГИ РУДОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ

#### 1. РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Объекты исследования региональной металлогении — специализированные металлогенические единицы четырех порядков: планетарные (планетарные провинции и планетарные пояса), крупнейшие (провинции и пояса), весьма крупные (системы, области) и крупные (зоны). Главная цель региональной металлогении — выяснение форм проявления металлогенической зональности. Региональные металлогенические подразделения служат фоном для локальных, которым и посвящена настоящая работа. Поэтому здесь мы затрагиваем вопросы регионального металлогенического районирования лишь в общих чертах.

Месторождения одного или нескольких металлов закономерно пространственно размещены в пределах линейно вытянутых рудоносных площадей. При этом рудоносные площади одного типа сменяются площадями другого типа, образуя металлогеническую зональность [28, 44]. А.Д. Щеглов выделяет две группы металлогенической зональности (по масштабам): 1) зональность крупных рудных провинций, имеющих планетарное значение; 2) зональность рудных поясов или региональных рудоносных структур, которые отчетливо выделяются в пределах крупных рудных провинций и отличаются линейным (поясовым) размещением отдельных групп рудных месторождений, закономерно проявляющихся в определенных типах тектоно-магматических (структурно-металлогенических) зон.

Зональность может проявляться как в чередовании линейно вытянутых металлогенических единиц, так и внутри провинций и областей изометричной формы. Поэтому именно в форме металлогенической зональности проявляется основная закономерность пространственного размещения специализированных металлогенических подразделений. Как отмечает А.Д. Щеглов, металлогеническая зональность является законом пространственного размещения рудных месторождений в земной коре. К этому необходимо добавить, что упомянутый закон есть форма взаимоотношения специализированных металлогенических

ких единиц. Концентрация оруденения (особенно ее интенсивный тип) проявляется уже в другой форме и реализуется в локальных рудоносных объектах.

Специализированные металлогенические единицы обладают определенной размерностью и соподчиненностью. Наиболее часто в настоящее время применяется систематика металлогенических подразделений различных рангов, предложенная Е.Т. Шаталовым в 1963 г.

Дискретность (по размерам) групп геосинклинально-складчатых и орогенных структур позволила Р.Г. Иванову, И.Н. Томсону, М.А. Фаворской в 1969 г. выделить всего пять их порядков. Тектоническим областям разных порядков соответствуют металлогенические подразделения. Последние могут быть линейными или изометричными. Металлогенические подразделения геосинклинального периода конкордантны по отношению к структурно-фациальным поясам и зонам. Аналогичные подразделения орогенного периода дискордантны по отношению к геосинклинально-складчатым структурам. Начиная с крупнейших единиц, таких, как ороген, они носят наложенный характер по отношению к структурам основания и могут охватывать части гетерогенных областей. Учитывая существенные различия между орогенными и секущими металлогеническими подразделениями, с одной стороны, и геосинклинальными, с другой, целесообразно эти различия "закрепить" в названиях. Названия "металлогенический пояс", "зона" и другие следует сохранить за конкордантными подразделениями, тогда как дискордантные можно именовать "рудными (рудоносными) поясами", "зонами" и т. д. (табл. 1). Размеры металлогенических подразделений соответствуют их порядку [23, 30].

Основное подразделение региональной металлогении — металлогеническая (рудоносная) зона (структурно-металлогеническая зона). В соответствии с определением, предложенным коллективом ВСЕГЕИ, последняя представляет собой зону распространения оруденения, связанного с рудоносным комплексом определенной стадии развития земной коры [30].

В пределах зоны особенности осадконакопления, тектонического режима и магматизма определяют развитие минерализации одного или нескольких главных и ряда второстепенных металлов. Эти определения в большей степени учитывают специфику геосинклинально-складчатых условий. Дискордантные рудоносные зоны (пояса), которые выделяются для условий орогенеза и активизации, могут быть наложенными на разные структурно-фациальные зоны.

Региональные прогнозно-металлогенические исследования расчленяются на 4 этапа. Сначала проводят типизацию месторождений, рудных формаций и устанавливают их связь с геологическими формациями. Затем определяют критерии прогнозирования путем анализа эталонных металлогенических зон. Далее проводят районирование перс-



**Схема соподчинения тектонических и специализированных региональных металлогенических подразделений**

Порядок	Геосинклинально-складчатые тектонические подразделения		Конкордантные металлогенические подразделения		Орогенные и активизационные тектонические подразделения		Дискордантные (по отношению к складчатым структурам) металлогенические подразделения		Ориентировочная площадь, тыс. км <sup>2</sup>
	линейные	изометричные	линейные	изометричные	линейные	изометричные	линейные	изометричные	
I	Планетарный геосинклинально-складчатый пояс	—	Планетарный металлогенический пояс	—	—	Ороген; глобальная мегаконцентрическая структура	—	Планетарная рудоносная провинция	1000
II	Складчатый пояс	Сегмент планетарного геосинклинально-складчатого пояса	Металлогенический пояс	Металлогеническая провинция	Пояс линейных аментов	Мегасвод	Рудоносный пояс	Рудоносная провинция	> 150
III	Складчатая система	Сегмент складчатого пояса, складчатая область	Металлогеническая система	Металлогеническая область II порядка	Система линейных аментов; зона мегасвода	Мезосвод	Рудоносная система	Рудоносная область I порядка	40–150
IV	Структурно-формационная зона	Сегмент складчатой системы	Металлогеническая зона	Металлогеническая область IV порядка	Зона линейных аментов; зона мезосвода	Локальный свод	Рудоносная зона	Рудоносная область II порядка	5–40
V	Структурно-формационная подзона	—	Металлогеническая подзона	—	Зона локального свода	—	Рудоносная подзона	—	1–5

пективной территории и составляют прогнозную карту. В заключение разрабатывают рекомендации по направлению геолого-поисковых работ.

## 2. ЛОКАЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Металлогенические объекты, в пределах которых локализуется интенсивное оруденение, обладают, как правило, изометричной формой.

Понятие "рудный район" приобретает все большую популярность и сейчас широко применяется в геологическом и горнорудном лексиконе. Как таксоном локальных рудоносных площадей рудный район является наибольшим по площади в ряду "рудный узел – рудное поле". Подобная иерархия кустового размещения оруденения отражает давно известную рудознатцам закономерность в расположении руды около руды.

Однако геологическая природа рудных районов, также как и их масштабы по площади, трактуется до сих пор произвольно. По Е.Т. Шаталову, рудные районы охватывают тысячи квадратных километров, иногда – несколько десятков тысяч. Согласно М.А. Фаворской и И.Н. Томсону, площадь рудных районов составляет 400–1800 км<sup>2</sup>. Это расхождение связано, вероятно, с тем, что кроме рудных районов существует еще один таксоном – сближенная группа рудных районов, размер которой может достигать нескольких десятков тысяч квадратных километров. Существуют также изометричные площади повышенной экстенсивности оруденения, которые осложняют рудные пояса и зоны. Они могут именоваться рудоносными областями. Известны обширные площади, насыщенные промышленными рудными телами. Так, например, свинцовый район Миссури включает сотни месторождений, расположенных на площади 100 × 150 км [24]. Для подобных изометричных рудоносных объектов площадью 10–20 тыс. км<sup>2</sup> целесообразно применять термин мегарайон.

Таким образом, таксономические ранги локальных рудоносных площадей изометричной формы можно представить в виде следующего ряда: группа сближенных рудных районов (мегарайон; рудоносная область) → рудный район → рудный узел → рудное поле. В этом ряду происходит направленное увеличение рудонасыщенности.

Объективные предпосылки для выделения различных по масштабам рудоносных площадей заключаются в дискретном характере распределения размеров таких площадей (статистические максимумы по частоте встречаемости). Более крупные из локальных рудоносных площадей (рудные районы) образуют максимум в пределах размеров площадей от 400 до 1800 км<sup>2</sup> (рис. 4).

Основной минимум в частотах встречаемости отмечается в интервале величин от 160 до 400 км<sup>2</sup>. Этот статистический минимум как бы нару-

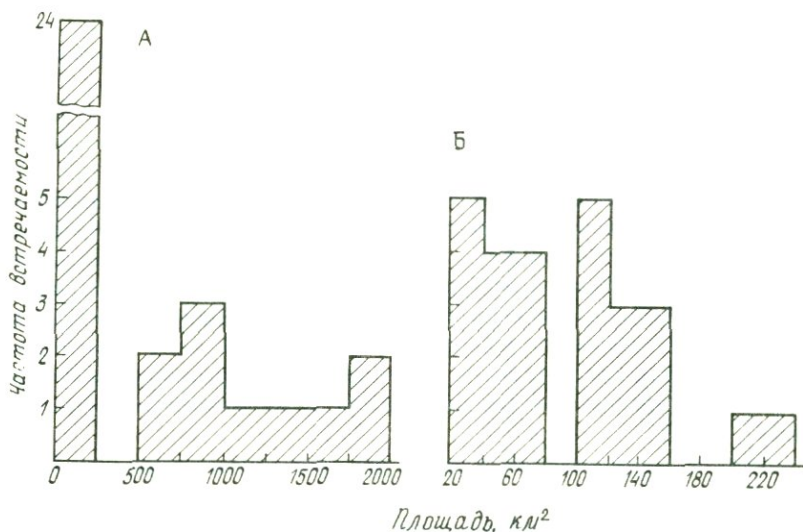


Рис. 4. Гистограммы площадей рудных районов (А), узлов и полей (Б) Восточного Забайкалья

шается наибольшими максимумами 200–240 км<sup>2</sup>, 350 км<sup>2</sup> (см. рис. 4). Таким образом, между рудными узлами площадью 100–160 км<sup>2</sup> и рудными районами размером 400–1800 км<sup>2</sup> также известны рудные площади промежуточного размера – своего рода “мегаузлы”. Поскольку мегаузлы встречаются редко, не имеет смысла выделять их в самостоятельный таксон, считая, что рудные узлы могут быть двух порядков.

Площадь рудных полей в большинстве случаев составляет 10–50 км<sup>2</sup>, реже до 80 км<sup>2</sup>.

Эти градации площадей получены на эмпирической основе по материалам сравнения размеров конкретных рудных районов, узлов и полей в различных регионах.

Так, площади десяти рудных районов Восточного Забайкалья распределяются по размерам в интервале величин от 550 до 1762 км<sup>2</sup> (см. рис. 4). Размеры основных рудных районов Южного Приморья составляют 514–784 км<sup>2</sup>.

Районы отделены от рудных узлов и полей статистическим минимумом в интервале от 250 до 500 км<sup>2</sup>. Рудные узлы Восточного Забайкалья располагаются в интервале размеров площадей от 100 до 240 км<sup>2</sup>, причем большинство из них имеет размеры от 100 до 160 км<sup>2</sup>.

По данным И.В. Мушкина, площади многочисленных рудных узлов Узбекистана составляют в среднем 200 км<sup>2</sup> (100–400 км<sup>2</sup>).



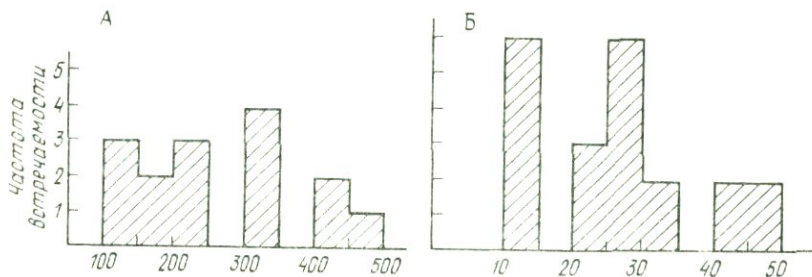


Рис. 5. Гистограммы площадей рудных полей (А) районов и узлов (Б) Рудного Алтая

Следующая таксономическая единица рудоносных площадей — рудные поля. Площадь рудного поля менее  $80 \text{ км}^2$  (рис. 5). Например, площади рудных полей Узбекистана, по данным И.В. Мушкина, изменяются от 10 до  $50 \text{ км}^2$ . Однако еще В.М. Крейтер указывал, что рудные поля могут группироваться в “кусты” — группы сближенных полей (площадью  $50\text{--}100 \text{ км}^2$ ). При этом безрудные интервалы не более чем в один-два раза превосходят размеры рудного поля. “Кусты” рудных полей соответствуют, вероятно, рудным узлам.

Статистическое распределение рудных полей по размерам таково, что частота их встречаемости увеличивается с уменьшением размеров.

Эти данные в основном подтверждаются статистическим распределением по размерам рудоносных площадей западных штатов США, как это следует из опубликованных материалов Э. Уиссера в 1964 г. Так, например, типичный рудный район Теллурид-Сильвертон ( $48 \times 20 \text{ км}$ ) составляет по площади  $1960 \text{ км}^2$ .

Другие зарубежные данные о размерах локальных рудоносных площадей менее определены. П. Лажничка, например, выделяет следующий ряд “минерализованных объектов” [49]: рудный столб — рудное тело — рудное месторождение — рудное поле — рудный район — минерализованный пояс, провинция, территория. Размеры рудных полей меняются от квадратных километров до десятков квадратных километров, что полностью соответствует приведенным выше данным. Подразделение, соответствующее рудному узлу, не выделяется. К рудным районам относятся минерализованные площади размером от десятков до сотен километров в поперечнике. Здесь объединены две категории рудоносных площадей — собственно рудные районы и мегарайоны (рудоносные области). Площади региональных металлогенических подразделений (минерализованный пояс и др.) варьируют от сотен до десятков тысяч квадратных километров. В качестве примера рассмотрим данные по Алтайскому региону, где широко развито доорогенное колчеданное оруденение. Площади рудных полей здесь изменяются

от 10 до 50 км<sup>2</sup>, образуя три частных статистических максимума (см. рис. 5). Следующая таксономическая группа охватывает здесь рудоносные площади размером 100–250 км<sup>2</sup>, которые соответствуют рудным узлам. Далее следует группа рудоносных площадей размером 300–350 км<sup>2</sup>, которые следует относить к “мегаузлам”. Наконец, наиболее крупными в ряду локальных площадей являются рудные районы площадью 400–500 км<sup>2</sup>.

Таким образом, во многих хорошо изученных рудоносных провинциях размеры локальных рудоносных площадей соответствуют установленным пределам (табл. 2). В то же время в ряде провинций к рудным районам относят площади значительно больших размеров — от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч квадратных километров. Районы подобных размеров выделяются, в частности, на Северо-Востоке СССР и в Средней Азии. Так, ранее Карамазар рассматривался как крупный рудный район. Однако в настоящее время установлено, что здесь расположена группа сближенных рудных районов и мегаузлов. Последние контролируются крупными кальдерными постройками, подобными Адрасманской и Лашкерекской площадью в несколько сотен квадратных километров. Более того, весь Чаткало-Кураминский регион Средней Азии выступает как овальная область повышенной экстенсивности оруденения. Сейчас установлено, что она представляет собой позднепалеозойское сводовое поднятие, в пределах

Таблица 2

**Таксономические ранги локальных рудоносных площадей**

Порядок	Локальные металлогенические подразделения	Вмещающие структуры	Площадь, км <sup>2</sup>
V	Рудный мегарайон, рудоносная область	Сводовые поднятия	5000–40000
VI	Рудный район	Очаговые блоки — секторы сводов и “первичные” очаговые структуры	400–1800
VII А VII Б	Рудный мегаузел Рудный узел	“Вторичные” очаговые структуры (дочерние)	200–350 100–160
VIII	Рудное поле	Узлы пересечения зон линейментов и разломов. Секториальные блоки очаговых структур и локальные очаговые структуры	До 80

которого расположены концентрическая цепь кальдер и вулканотектонических поднятий, контролирующих рудные районы и мегаузлы с промышленным оруденением [23]. В целом Чаткало-Кураминский регион соответствует таксоному рудоносной области. Известны примеры мегарайонов – площадей размером более пяти тысяч квадратных километров, равномерно насыщенных месторождениями.

Вероятно, металлогенический таксоном такого ранга завершает ряд региональных подразделений и одновременно начинает ряд локальных подразделений. К последним (мегарайонам) следует относить площади, более или менее равномерно насыщенные промышленным оруденением.

Соизмеримые с мегарайонами рудоносные области (размером от 5 тысяч до десятков тысяч квадратных километров) представляют собой форму проявления неоднородности распределения минерализации в пределах специализированных рудных поясов. Они нередко контролируются сводовыми поднятиями. Последние также образуют несколько дискретных по размерам групп, причем локальные своды, площадь которых меняется от 3 до 40 тыс. км<sup>2</sup>, соответствуют по масштабам рудоносным областям [23].

Таким образом, объектами исследования металлогении рудных районов служат рудные мегарайоны, районы, узлы (мегаузлы) и поля.

Естественный характер выделяемых групп локальных рудоносных площадей определяется дискретностью их размеров.

Сравнивая региональные и локальные металлогенические подразделения, необходимо также подчеркнуть, что для первых закономерным является поясовой характер, а для вторых – узловый.

### **3. МАСШТАБЫ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ**

Рудные районы и узлы отличаются концентрацией в их пределах месторождений, рудопроявлений и минерализованных точек, которая может характеризоваться как повышенная экстенсивность оруденения. Но более информативной характеристикой для рудного района и узла является интенсивность оруденения, т. е. величина запасов полезного ископаемого в единице площади.

По определению В.Н. Красникова, к месторождениям следует относить такие рудопроявления, для которых доказано наличие хотя бы одного рудного тела, отвечающего минимальным требованиям промышленности к отрабатываемым объектам.

Промышленная ценность месторождения зависит от различных факторов, среди которых к основным относятся масштабы, определяемые суммарными запасами.

По размерам запасов выделяются следующие четыре градации месторождений: уникальные, крупные, средние, мелкие. В.И. Красников предложил объединять месторождения в группы, различающиеся по



запасам на порядок. При этом именно уникальные месторождения играют нередко определяющую роль как по запасам, так и по добыче полезных ископаемых. Как отмечал В.И. Красников, крупные месторождения составляют в среднем около 7 % общего числа месторождений, тогда как на их долю приходится в среднем 65 % общих запасов. Для сравнения следует отметить, что средние месторождения составляют 23 % общего числа месторождений и заключают 26 % общих запасов. На долю мелких месторождений при их численном преобладании (70 %) падает лишь незначительная часть общих запасов (менее 10 %).

П. Лажничка предлагает выделять всего семь градаций месторождений по крупности [49]: супергиганты — гиганты — крупные — средние — мелкие — очень мелкие — крошечные. Запасы металла в соседних градациях отличаются на порядок. Для меди, например, эти градации составляют соответственно: супергиганты — 55 млн. т металла и более (единственное месторождение — Эль-Теньенте, Чили — 75 млн. т); гиганты — 5,5 млн. т и более (Чиквакамата, Чили — 40 млн. т; Серро Колорадо, Панама — 24 млн. т; Бингхэм, США — 18,5 млн. т; Моренси, США — 13 млн. т и др.); крупные месторождения — 550 тыс. т и более (Майданпек, СФРЮ — 5,1 млн. т; Каридад, Мексика — 4,5 млн. т и др.); средние месторождения — 55 тыс. т и более; мелкие — 5,5 тыс. т и более; очень мелкие — 550 т и более; крошечные — 55 т и более.

П. Лажничка предлагает также использовать для характеристики градаций месторождений по крупности еще два показателя — индекс аккумуляции и кларк концентрации. Индекс аккумуляции определяется отношением количества металла в тоннах в конкретном месторождении к кларку металла в земной коре. Этот индекс предлагается для того, чтобы сравнивать градации масштабов месторождений различных металлов, которые могут быть близки, если выражены с помощью этого индекса. Например, известные рудные поля Уайт Пейн (Cu), Маунт Айза (Zn), Криппл Крик (Au), Морококала (Sn), Мактунг (W) и другие имеют индекс аккумуляции от 1 до  $2 \times 10^{11}$ . Этот индекс для супергигантов составляет  $10^{12} - 10^{13}$ , для гигантов —  $10^{11} - 10^{12}$ , для крупных объектов —  $10^{10} - 10^{11}$ , средних —  $10^9 - 10^{10}$  и т. д.

Кларк концентрации, вслед за А.Е. Ферсманом, предлагается рассматривать как отношение среднего содержания металла в рудах к кларку металла в породах. Это позволяет выделять группы месторождений по уровню концентрации металла: очень низкой, низкой, средней, высокой, очень высокой и исключительно высокой. В этом ряду кларк концентрации последовательно меняется на порядок от 1 до  $10^6$ . Таким образом, в координатах индекса аккумуляции и кларка концентрации можно показать положение самых различных месторождений основных металлов.

В СССР по качеству минерального сырья выделяют богатые (высоко-

сортные), рядовые (среднего качества) и бедные (низкосортные) руды. Большая часть разведанных запасов представлена рядовыми и бедными рудами. Количество месторождений с богатыми рудами, по В.И. Красникову, составляет более 10 %, тогда как на их запасы приходится около 5 % металлов. Следовательно, это в основном мелкие месторождения. Две трети запасов приходится на месторождения бедных руд, число которых составляет 40 % их общего количества. Установлена обратная зависимость между масштабом месторождений и качеством руд. По мере расширения производства в эксплуатацию вовлекались все более бедные руды, однако себестоимость металла из крупных месторождений рядовых и бедных руд обычно ниже, чем из мелких, даже богатых месторождений. Таким образом, экономически наиболее рентабельны крупные и уникальные месторождения рядовых и бедных руд.

Все данные свидетельствуют о необходимости особого внимания к прогнозу крупных и уникальных месторождений, которые отличаются от средних и мелких месторождений условиями образования и закономерностями размещения [40].

Предложения В.И. Красникова реально используются лишь для крупных и уникальных объектов. С современным условиям больше отвечает группировка месторождений по масштабу запасов, опубликованная в 1969 г. (табл. 3).

Подобно месторождениям, рудные районы также могут быть отнесены (по масштабам суммарных запасов) к уникальным, крупным, сред-

Таблица 3

**Сравнительные данные о распределении месторождений по категориям крупности (по размерам запасов)**

Полезные ископаемые	Размеры запасов (в тыс. т)				Размеры запасов, по В.И. Красникову, 1965 (в т)			
	уникальные	крупные	средние	малые	уникальные	крупные	средние	мелкие
Медь	> 5500	1000	> 200	> 50	$n \cdot 10^7$	$n \cdot 10^6$	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^4$
Свинец	—	1000	> 500	> 50	—	—	—	—
Цинк	—	2000	> 700	> 200	—	—	—	—
Золото	1000	100	< 70	< 15	$n \cdot 10^2$	$n \cdot 10$	$n$	$n \cdot 10^{-1}$
Олово	1000	< 100	> 20	> 5	$n \cdot 10^6$	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^4$	$n \cdot 10^3$
Вольфрам	—	> 70	> 10	< 10	—	—	—	—
Молибден	—	> 50	> 5	< 5	—	—	—	—
Ртуть	—	> 10	> 2	< 2	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^4$	$n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2$
Сурьма	—	100	< 50	> 5	$n \cdot 10^6$	$n \cdot 10^5$	$n \cdot 10^4$	$n \cdot 10^3$

ним и мелким. Так, в крупных и уникальных рудных районах могут присутствовать уникальные месторождения, а также крупные и средние рудные объекты. В других случаях высокая степень насыщенности крупными и даже средними месторождениями создает значительные суммарные запасы.

Так, примером крупного оловорудного района может служить рудный район Гэцзю (КНР), который расположен в приподнятом блоке Южно-Китайской платформы. В районе сосредоточено несколько крупных и средних месторождений, известны крупные россыпи касситерита с суммарными запасами 1,6 млн. т олова.

В оловорудном поясе Корнуэлл (Великобритания) выделяется рудный район Редрут-Кэмборн-Сеин Дей, где добыто 1 млн. т олова. Запасы крупных рудных районов о. Банка и Биллитон (Индонезия) составляют соответственно 2 и 2,5 млн. т олова. Уникальные рудные объекты дискретны по масштабам в сравнении с крупными. Их запасы могут отличаться на порядок, как и предполагал В.И. Красников.

По данным А.Д. Щеглова, крупные и уникальные районы и месторождения содержат 65 % разведанных запасов металлов (меди — до 95 % запасов). Это делает особенно актуальной разработку научных основ количественной оценки запасов.

### ГЛАВА III

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РУДНЫХ РАЙОНОВ

Геологические границы рудных районов во многих случаях определяются линеаменами (зонами скрытых разломов фундамента) барьерного типа. Такие линеаменты обрамляют блоки с повышенным фоном рудоносности — повышенной концентрацией рудопроявлений и месторождений, а также вторичных ореолов рассеяния, плотность которых скачкообразно убывает за границами рудного района. Вычленяемые таким образом блоки рудных районов нуждаются в дополнительном анализе. Поиск общности геологической природы площадей рудных районов можно вести по разным направлениям, выясняя: 1) специфику палеотектонического режима в период рудообразования; 2) приуроченность к рудоносному блоку магматического ареала с зональным строением; 3) связь района с геофизическими аномалиями; 4) наличие общей концентрической зональности оруденения в масштабах района; 5) особенности геохимического фона; 6) морфоструктурные особенности.



## 1. ГРАНИЦЫ МАГМАТИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ

Пространственная связь различных типов оруденения с ареалами определенных магматических пород позволяет проводить параллели между их структурной позицией. В этом отношении представляет интерес свойство некоторых разломов и зон линеаментов выступать в качестве естественных границ площадей распространения того или иного магматического комплекса, разделяя и ограничивая таким образом ареалы магматизма.

Ограничивающая роль ряда зон нарушений установлена, например, при изучении дайковых поясов и цепочек интрузивных штоков в Восточном Забайкалье (рис. 6). Здесь протяженные дайковые пояса нередко прерываются внезапно, тогда как контролирующая их тектоническая зона продолжается. Иногда несколько субпараллельных дайковых поясов прерываются вдоль единой линии – зоны скрытых линеаментов, ориентированной под большим углом к простиранию дайковых поясов. Таким образом, линеаменты играли роль своеобразных структурных барьеров.

Структурные барьеры могут не только ограничивать площадное распространение того или иного комплекса магматических пород. Известны случаи, когда секущие глубинные нарушения разграничивают различные интрузивные комплексы, которые формировались в пределах одного интервала времени в соседних блоках.

Такое соотношение, например, можно наблюдать в Онон-Борзинском широтном поясе интрузивных штоков Восточного Забайкалья. По составу интрузивных тел Онон-Борзинский пояс можно четко разделить на три части: восточную, где развиты субвулканические штоки диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров; центральную, где проявлены небольшие интрузивы биотитовых гранитов; западную с поясом даек альбитизированных пород (сиенит-аплитов). Резкое изменение состава интрузивных тел происходит в местах пересечения интрузивного пояса глубинными нарушениями – Курунзулаевским и Калангуйевским. Можно полагать, что эти секущие нарушения разделяют глубинные блоки с разным характером магматизма и сопутствующей минерализации. Данная особенность скрытых линеаментов может иметь важное значение при оконтуривании рудных районов.

Так, в восточной части Онон-Борзинского пояса выделяется блок магматических пород, насыщенный дайками и малыми интрузивами (см. рис. 6). Его границами служат зона Бугдаинского линеамента на западе и Газимуро-Золинская зона на востоке. Блок совпадает по площади с Шахтаминским рудным районом.

Барьерная роль отдельных линеаментов определяет полигональные очертания магматических ареалов. Если магматические ареалы контролируются очаговыми структурами (кальдерами, купольными поднятиями), то в этом случае они имеют кольцевые ограничения.

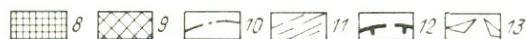
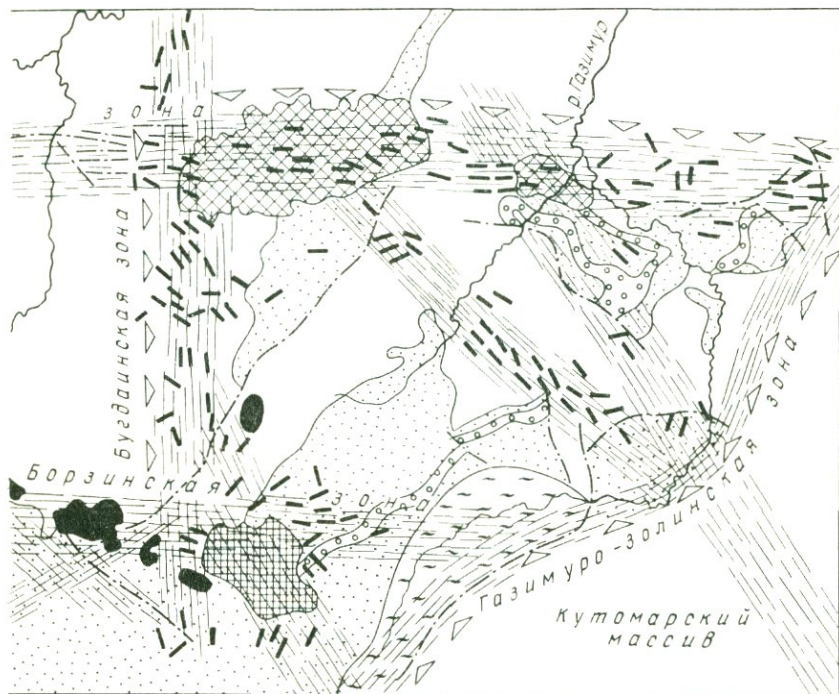


Рис. 6. Структурная схема широтного пояса скрытых глубинных разломов

1 — раннемеловые отложения; 2, 3 — раннеюрские отложения: 2 — онтогаинской и блоки осадочных пород; 5–7 — позднеюрские интрузивы: 5 — гранитоиды дайки комплекса малых интрузивов; 8, 9 — среднеюрские интрузивы: 8 — сиенит; 11 — зоны скрытых глубинных разломов; 12 — ареал распространения гранитоидов интрузивов и субвулканических тел

**Геологические и геохимические индикаторы границ рудных районов.** Рудные районы и узлы, так же как магматические ареалы, нередко имеют отчетливые границы, выражающиеся в резком спаде насыщенности рудопроявлениями, ореолами рассеяния. Обычно эти границы приурочены к разломам фундамента, а сами рудные районы, таким образом, контролируются блоками.

Геохимические индикаторы границ рудных районов проявлены резкой сменой характера минерализации и типов геохимических ореолов в полосе, оконтуривающей рудные районы. Примером подобных соотношений могут служить рудные районы Восточного Забайкалья, где близ границ свинцово-цинковых и молибденовых рудных районов



#### Восточного Забайкалья:

и олон-борзинской свит, 3 — сивачинской свиты; 4 — палеозойские гранитоиды кукульбейского комплекса, 6 — субвулканические тела и малые интрузивы, 7 — диориты, 9 — гранитоиды шахтаминского комплекса; 10 — разрывные нарушения; кукульбейского комплекса; 13 — ареалы распространения комплекса малых

появляются полосы золоторудной минерализации и шлиховых ореолов золота.

Вдоль западного обрамления Кавалеровского рудного района Приморья прослеживается Ленинская золотоносная зона. Признаки золотой минерализации появляются и вдоль субширотной дуги на севере района. Интерес представляет сам факт постоянного присутствия знаков золота, что свидетельствует о специфическом геохимическом профиле пограничной зоны. В данном случае важно, прежде всего, не практическое значение аномальной минерализации, а ее индикаторная роль в отношении границ района. Возможно, что подобную роль играют также шлиховые ореолы киновари в южной части района. Оказывается, резкая



смена геохимического фона может служить индикатором границ рудного района.

При оконтуривании рудных районов можно использовать и степень экстенсивности оруденения (количество рудопоявлений на единице площади). В ряде рудных районов Забайкалья, например, плотность рудопоявлений составляет  $6/225 \text{ км}^2$  (15 x 15 км). Большую часть площади рудного района охватывают ореолы вторичного рассеяния рудных элементов.

Таким образом, при определении границ рудного района следует учитывать следующие факторы: 1) барьерную роль определенных зон дислокаций по отношению к ареалам даек и малых интрузий; 2) резкое изменение характера геохимического фона в пограничном поясе рудного района; 3) аномальный характер площади рудного района (особенности геофизических полей и геологического строения).

## 2. ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Подробные данные о палеотектоническом режиме развития рудоносных блоков собраны лишь для немногих рудоносных областей СССР (Рудный Алтай, Восточное Забайкалье).

По данным П.Ф. Иванкина, рудоносные блоки Рудного Алтая характеризуются наибольшей подвижностью и контрастностью движений на протяжении всей герцинской эпохи и не испытывают в то же время односторонне направленных устойчивых погружений или поднятий. Напротив, малопродуктивные блоки отличаются односторонне направленными значительными погружениями или поднятиями.

В Восточном Забайкалье в раннеюрское время завершилось развитие остаточной геосинклинали и начиная со средней юры регион претерпевает инверсию. Завершение структурной перестройки произошло в поздней юре, когда регион был превращен в сводово-глыбовую область. При совмещении на схеме (рис. 7) области нижнеюрских и среднеюрских поднятий (и прогибов) с контурами известных рудных районов были выделены блоки с различным характером развития: 1) унаследованно выступавшие как поднятия с раннеюрского времени; 2) ранней (среднеюрской) инверсии; 3) поздней инверсии, преобразованные в поднятия в конце юры. Таким образом, какие-либо однозначные черты развития рудоносных структур в предрудное время отсутствуют. Однако в поздней юре (главная рудоносная эпоха) после стабилизации сводово-глыбовых структур практически все известные рудные районы заняли положение секториальных блоков. Тенденция к ускоренному поднятию у всех рудоносных блоков проявилась на заключительной стадии формирования сводов вне зависимости от их предшествующей истории. Наряду с приуроченностью рудных районов к секториальным блокам в сводах,

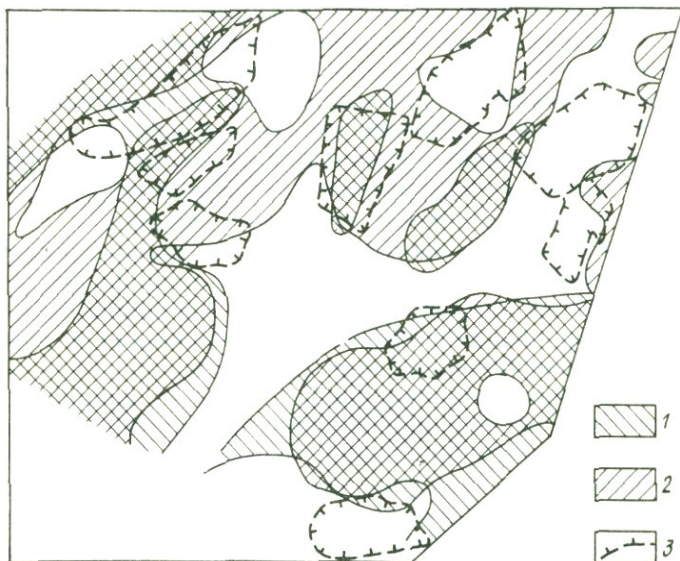


Рис. 7. Сопоставление палеоструктурных схем рудных районов. По А.Ф. Мушникову и И.Н. Томсону [23]:

1 — области раннеюрских поднятий; 2 — области среднеюрских поднятий; 3 — контуры рудных районов

ускоренное поднятие этих секторов отвечает наиболее общим закономерностям в локализации рудных районов. Кроме того, рудоносные блоки по морфоструктурным особенностям отличаются большей расчлененностью (интенсивный врез долин, дифференцированный рельеф).

Более определена геологическая природа рудных районов, приуроченных к наложенным вулкано-тектоническим впадинам или крупным купольным поднятиям. Так, оловорудные районы определенного типа приурочены к вулканогенным и континентальным осадочным толщам, выполняющим наложенные впадины в пределах складчатых мезозоид (Омсукчанский, Мяочанский) или древнего фундамента (Хингано-Олонойский). Оловорудные районы приурочены только к тем впадинам, которые претерпели инверсию на заключительных стадиях развития и превратились в купольные поднятия. Именно с этим периодом связано внедрение интрузивов и образование рудной минерализации. Характерно также, что в процессе структурной перестройки резко меняется роль различных систем разломов. Если в период формирования впадины вулканические аппараты контролировались системами продольных разломов, то в период инверсии цепочки интрузивов следуют вдоль кольцевых и поперечных разломов фундамента. Контуры купольных

поднятий близки к очертаниям наложенных впадин, однако они охватывают и прилегающие к впадинам участки фундамента.

Таким образом, оконтуривание купольных поднятий близко к выделению границ рудных районов. Во всех трех примерах возникшие в позднемеловое время поднятия выражены в современных морфоструктурах резко повышенным гипсометрическим уровнем. При этом современные сводовые поднятия выступают на фоне обширных площадей со слабо дифференцированным, сглаженным рельефом.

Индикатором поднятий могут в ряде случаев служить ареалы интрузивов определенного возраста и типа. Так, в пределах Мянчанского оловорудного района ареал верхнемеловых малых интрузивов (диоритов, монцитонитов, гранодиоритов) отчетливо совпадает с площадью поднятия, практически не выходя за его границы.

Помимо рудных районов-блоков и рудных районов-куполов следует упомянуть рудоносные территории, приуроченные к крупным вулканическим кальдерам. При этом следует учитывать, что соответствующие кольцевые и овальные формы наиболее характерны для локальных очаговых структур, которые по масштабам соответствуют рудным узлам и полям. Крупные вулканические кальдеры, соизмеримые по площади с рудными районами (диаметр 30 км и более) встречаются редко. Частота встречаемости резко уменьшается с увеличением размера этих построек. Тем не менее, известны крупные кальдеры, вмещающие рудные районы (Бабайтагская структура в Курминском хребте, Баймурзинская в Казахстане и др.) Важная особенность рудных районов, приуроченных к вулканическим кальдерам, частная инверсия на позднем этапе развития и превращение в изометричные поднятия.

По данным Б.П. Бедарева и П.С. Ревякина, в пределах Рудного Алтая месторождения локализованы в тектоно-магматических структурах, соответствующих блокам, ограниченными разломами. При этом установлены как замкнутые, так и открытые группы магматических образований. Следовательно, с помощью тектоно-магматических структур уточняются границы рудоносных площадей.

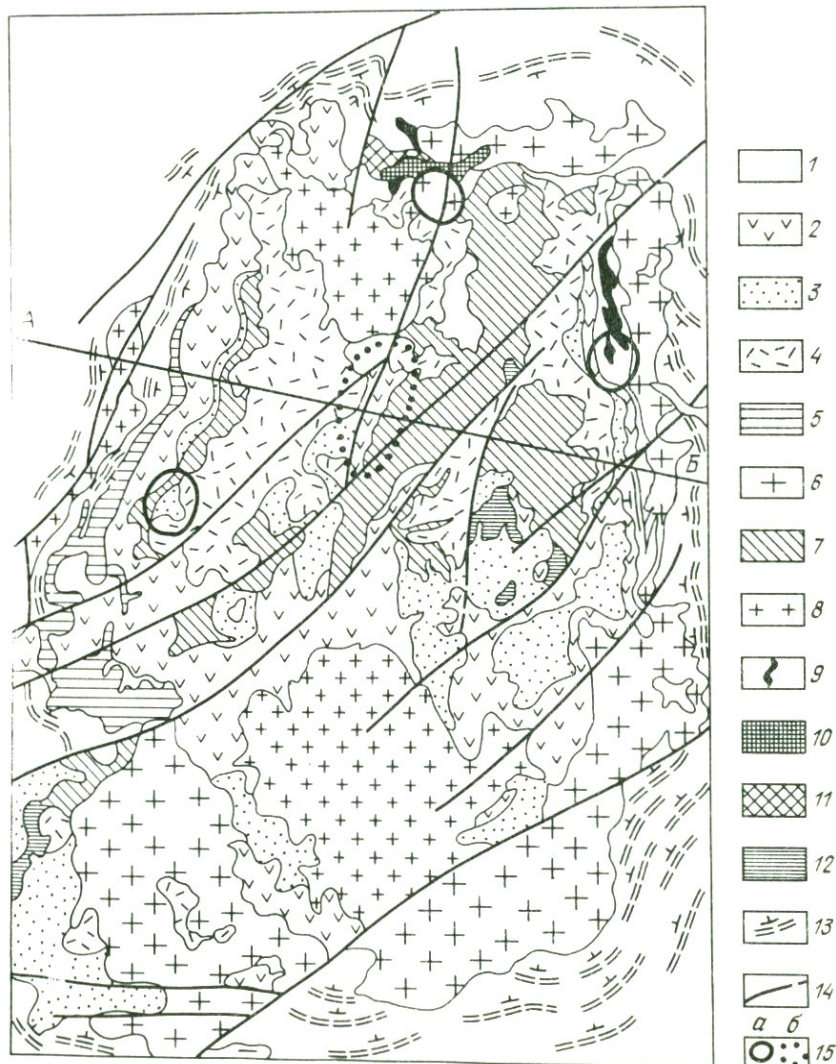
---

**Рис. 8. Схема геологического строения Навленгинской вулканотектонической депрессии. По Ю.С. Бочарникову [3]:**

1 – четвертичные отложения; 2–4 – вулканогенный комплекс: 2 – нижняя толща (андезиты, базальты, их туфы), 3 – средняя толща (лавы и туфы риолитов), 4 – верхняя толща (игнимбриты риолитов); 5–12 – интрузивный комплекс: 5 – диориты и метадиориты, комагматичные нижней толще, 6 – лейкократовые субщелочные биотитовые граниты, 7 – автомагматические брекчии, 8 – микропегматитовые щелочные и субщелочные граниты, 9 – аляскитовые аплитовидные граниты, 10 – роговообманково-биотитовые гранитодиориты и граниты, 11 – поздние диориты, 12 – поздние габбро и габбро-диориты; 13 – осадочные отложения верхоянского комплекса; 14 – разрывные нарушения; 15 – рудные поля (а – свинцово-цинковые, б – золото-серебряные)



В качестве примера рудных районов, приуроченных к вулканотектоническим структурам с интрузивным обрамлением, можно привести Нявленгинскую "депрессию" в Приохотье [3]. Здесь рудный район пространственно четко совпадает с овальным ареалом развития меловых вулканитов и опоясан кольцом гранитоидных интрузий (рис. 8). Депрессия наложена на мезозойские терригенные отложения верхоянского комплекса. Эта вулканогенная впадина представляет



собой крупную кальдерную постройку, которая претерпела инверсию в период внедрения интрузивных тел и, вероятно, связана с единой очаговой областью.

В пределах Нявленгинского рудного района проявлено золото-серебряное, молибденовое и полиметаллическое оруденение. Золото-серебряные жилы и минерализованные зоны приурочены к вулканитам средней толщи близ массивов вторичных кварцитов и вулканических центров и располагаются под покровами игнимбритов верхней толщи. Если золото-серебряное оруденение локализовано во внутренней части района, то молибденовое и полиметаллическое оруденение тяготеют к зоне интрузивного обрамления вулканоструктуры, отражая общую концентрическую зональность оруденения.

Концентрическая зональность оруденения – одно из характерных свойств рудных районов.

Приведенный пример показывает, что черты геологического единства площади рудного района определяются общностью очаговой области. Таким образом, геологическая природа рудных районов тесно связана с их глубинным строением. Поскольку присутствие близких по возрасту к оруденению вулканогенно-осадочных толщ в пределах рудных районов отмечается лишь эпизодически, в качестве индикаторных геологических формаций обычно приходится рассматривать более распространенные интрузивные, экструзивные и дайковые образования.

Важную информацию о внутреннем строении рудных районов и вмещающих тектоно-магматических структур можно получить, анализируя строение магматических ареалов, приуроченных к рудным районам. Барьерные зоны линеаментов обычно определяют границы как магматических ареалов, так и рудных районов. Поэтому рудные районы в плане имеют полигональные (чаще трапецевидные) очертания или обрамляются кольцевыми разломами.

### **3. ТИПЫ АРЕАЛОВ МАГМАТИЗМА В РУДНЫХ РАЙОНАХ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Магматические формации служат основными геологическими индикаторами рудоносных площадей среднего масштаба. Это изометрические площади, в пределах которых наблюдаются закономерные взаимоотношения фациальных типов магматизма. В общем случае они выражаются в концентрически зональном их размещении, которое может носить также асимметричный характер. Эти черты обычно не распространяются на подчиненные таксономы рудных полей, а также частично и узлов, которые контролируются локальными очаговыми структурами и сопровождаются магматическими телами, присущими той зоне района, где они расположены.

Повышенная проницаемость – наиболее общее свойство рудных районов магматогенного типа. Так, алмазоносные кимберлиты образуют

“кимберлитовые поля” – группы сближенных трубообразных тел и даек. По В.А. Милашеву и В.П. Соколовой, кимберлиты приурочены к блокам повышенной проницаемости с густой и разноориентированной трещиноватостью.

Во многих эндогенных рудных районах и узлах наблюдается закономерное расположение магматитов интрузивной и вулканической фаций, а также “самостоятельных малых интрузивов” (по определению Ф.К. Шипулина). Последние обычно выступают в форме ассоциаций даек. По взаимоотношениям различных фаций магматизма можно выделить 6 основных типов ареалов магматизма (А–Е), а также ряд их модификаций (рис. 9). Эти изменения прослеживаются от преобладания вулканитов во внутренней части районов одного типа к доминированию интрузивов в другом крайнем члене ряда. Параллельно меняется и характер рудной специализации районов и узлов.

Район типа А – телескопированные кальдеры, которые опоясаны экструзивными телами и пересечены роем даек. Максимальная концентрация оруденения приурочена к внутренним вложенным кальдерам.

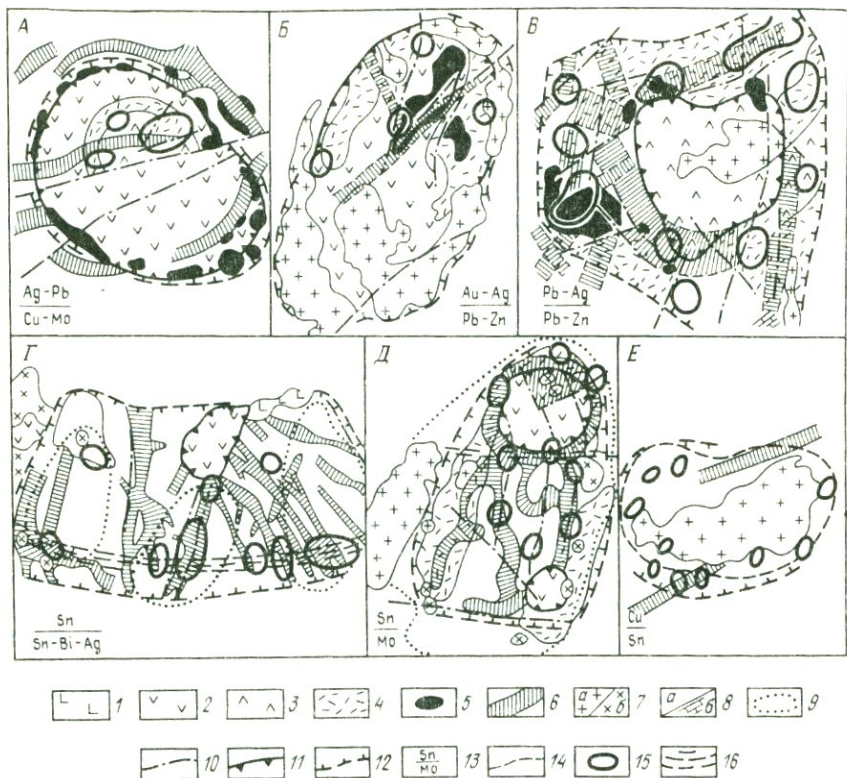
К этому типу можно отнести Адрасманский и Лашкерекский рудные районы Чаткало-Кураминского региона [38]. Адрасманская кальдера выполнена вулканитами среднего и верхнего карбона, а также перми (см. рис. 9, А). Кальдера последовательно формировалась в три стадии, причем в каждый последующий этап размеры кальдерных просадок сокращались. Основная крупная кальдера выполнена вулканитами акчинской свиты (С<sub>2</sub>) и обрамлена экструзивными телами. Вложенная полукальдера меньшего диаметра сложена вулканитами шурабсайской свиты (С<sub>3</sub>). Заключительный этап вулканизма сопровождался извержением кызылнуринских вулканитов, которые локализовались по периферии и в секториальном блоке вложенной полукальдеры. Именно здесь расположено наиболее продуктивное оруденение.

Пояса даек пересекают кальдеру вдоль зоны осевых разломов и огибают ее по периферии.

Рудные районы подобного типа специализированы на серебряно-полиметаллическое оруденение. Во внешних зонах кальдеры проявлены также галенит-баритовое, медно-висмутовое оруденение. Отмечается горизонтальная зональность оруденения по отношению к вложенной кальдере. Установлено также ярусное распределение оруденения: серебряно-полиметаллические руды локализованы в молодых вулканитах верхнего яруса, на более глубоких уровнях развито медно-висмутовое оруденение.

Район типа Б охарактеризован выше на примере Нявленгинской вулcano-тектонической впадины (кальдеры) с интрузивным обрамлением. В районах подобного типа профилирующим является золото-серебряное оруденение, которое локализуется во внутренней части впадины (см. рис. 9, Б).





**Рис. 9.** Схема типов магматических ареалов, приуроченных к рудным районам: 1 — базальты; 2 — андезиты; 3 — дациты; 4 — риолиты; 5 — жерловые аппараты; 6 — пояса даек; 7 — интрузивные тела (а — граниты, б — гранодиориты); 8 — толщи складчатого основания (а — терригенные, б — карбонатные); 9 — скрытые интрузивные массивы; 10 — разломы; 11 — контуры кальдер; 12 — границы рудных районов; 13 — типы оруденения (над чертой — верхнего яруса, под чертой — нижнего); 14 — контуры ореола ороговивания; 15 — рудные поля; 16 — зоны повышенной трещиноватости

Район типа В — район блоковой формы с внутренними кальдерами, обрамленными широкими поясами даек и экструзивов. Оруденение локализуется в периферическом поясе и практически отсутствует внутри центральной кальдеры. Ярким примером рудоносных площадей этого типа может служить Дальнегорский рудный район в Приморье со скарново-полиметаллическим, скарново-боросиликатным, серебряно-свинцовым и оловянно-полиметаллическим оруденением. Район представляет собой секторальный трапециевидный блок сводового поднятия, в центре которого расположена Триключевская кальдера (см. рис. 9, В). По

периферии кальдеры вскрывается терригенно-карбонатная толща, перекрытая вулканитами. В этой же периферической полосе широко распространены серии даек и экструзивные тела, а также практически все оруденение. Дорудные биотитовые метасоматиты образуют куполовидные выступы под рудными полями. Наиболее распространенное скарново-полиметаллическое оруденение приурочено к рифовым известнякам и представлено телами разной морфологии на различных глубинных уровнях.

В терригенных толщах встречается оруденение оловянно-полиметаллического состава. Оловянная минерализация присутствует также в скарновых залежах нижнего яруса. Скарново-боросиликатный тип оруденения локализован в центральной части Дальнегорского рудного узла и на глубине 1000 м примыкает к выступу гранитного массива.

Район типа Г — преобладающей фацией магматизма являются малые интрузивы (дайки). Пояса даек опоясывают район по периферии, пересекают по диаметру (Шахтаминский район) или формируют радиальную систему, которая веерообразно расходится от внутренней вулканической кальдеры (восточная часть Кавалеровского района).

Центр магматического ареала Кавалеровского района — Угловская полукальдера, примыкающая к северо-северо-восточной системе разломов (см. рис. 9, Г). Это небольшая редуцированная структура, которая расположена во внутренней части рудного района и наложена на складчатые терригенные толщи мезозоя. Небольшие интрузивные тела гранодиоритового состава вскрываются лишь в отдельных пунктах. Границами ареала на севере и юге служат дугообразные дислокации сводового поднятия, в котором район занимает позицию секториального блока. На востоке и западе район ограничен радиальными разломами свода и имеет трапиевидную форму. Пояса даек, изменяя направление, оконтуривают блок рудного района с запада. В районе распространены биотитовые метасоматиты, которые залегают в основном на глубинах в несколько сотен метров. Рудные поля группируются в поясе вдоль субширотных дугообразных дислокаций сводового поднятия. Конкретные поля приурочены к локальным очаговым структурам, под которыми располагаются куполовидные выступы фронта биотититов.

Геофизические данные позволяют предполагать присутствие на глубине крупных интрузивных тел.

Наиболее распространенное в районе жильное зоценовое оруденение касситерит-хлорит-сульфидного типа локализовано в верхнем ярусе в неметаморфизованных терригенных толщах.

Оруденение нижнего яруса расположено в турмалинизированных биотититах и отличается более древним возрастом и полисульфидным составом.

Район типа Д имеет скрытоплутонический характер, вулканиты расположены в периферической части. Широко распространены малые



интрузивы, группирующиеся в пояса. Крупные гранитные плутоны не вскрываются на поверхности и устанавливаются по геофизическим данным. Характерным примером районов подобного типа может служить Комсомольский оловорудный район в Приамурье. Район представляет собой овальное купольное поднятие, наложенное на складчатые терригенные толщи и обрамленное подковообразными выходами вулканогенно-осадочной холдомиинской свиты. Последняя перекрыта верхне-меловыми андезитами амутской свиты, которые слагают кальдеру на северо-восточной периферии района. Во внутренней части района широко распространены тела малых интрузивов и пояса даек, которые образуют четкие системы. Важное значение имеют зоны линеаментов широтного и субмеридионального простираний. Южная граница района определяется зоной Курмиджа-Пурильского разлома.

Таким образом, рудный район имеет купольно-блоковую форму. Севернее прослеживается Силинская зона разлома фундамента, вдоль которой концентрируются тела Силинского комплекса малых интрузивов. Подобную же роль играет Левохурмулинский скрытый разлом субширотного простирания.

В северной части района замкнутый пояс даек и малых интрузивов обрамляет Амутскую кальдеру. Южнее подковообразный пояс малых интрузивов охватывает куполовидное поднятие основной части рудного района, под которым залегает скрытое интрузивное тело (см. рис. 9, Д). Это поднятие осложняется дочерними куполами, например Силинским, который также опоясан системой малых интрузивов и включает рой интрузивных тел. В отличие от ареалов типа Г в районе большим развитием пользуются малые интрузивы кварцевых диоритов и диоритовых порфириров монцитонитоидного характера (Силинский комплекс). Биотитовые метасоматиты развиваются по всем мезозойским осадкам.

Преобладающее в районе касситерит-силикатно-сульфидное оруденение ассоциирует с зонами турмалиновых метасоматитов. Последние прослеживаются в форме дугообразных линейных зон субмеридионального простирания практически через весь район. Установлено пять таких структур, которые вмещают на пересечении с широтными и северо-западными разломами оловорудные месторождения. Меридиональные трещины особенно обильны в поясах, обрамляющих купольные структуры и кальдеры. Механизм образования параллельных дугообразных минерализованных зон определяется их положением (концентрические дислокации в крупном сводовом поднятии, вмещающем рудный район).

Помимо касситерит-силикатного оруденения на более глубоком уровне обнаружены зоны прожилковой молибденовой минерализации.

Основные месторождения района локализованы в поясе обрамления кальдеры и в периферической зоне внутреннего купольного поднятия.



Магматические ареалы подобного типа присущи также медно-порфировым рудным районам. Например, в Алмалыкском рудном районе характерно сочетание небольших интрузивов монцонитоидного состава, вулканитов и слабо эродированного плутона сиенит-диоритов.

Район типа *E* отличается преобладанием плутонических фаций магматизма в сочетании с секущими поясами малых интрузивов (см. рис. 9, *E*). Характерными примерами могут служить рудные районы Корнуолла, которые приурочены к выступам крупного Корнубийского батолита [32]. Батолит имеет пологую подошву и протягивается в северо-восточном направлении. Такое же направление имеет рудоносная металлогеническая зона, которая сопровождается поясом даек фельзитов и кварцевых порфиров. С металлогенической зоной совпадает положение корня Корнубийского батолита. Металлогеническая зона и пояс даек секут под острым углом терригенные толщи с прослоями основных вулканитов девона — раннего карбона, которые простираются в субширотном направлении. Оруденение приурочено к тем частям выступов гранитного батолита, которые располагаются над крутыми корневыми частями гранитных массивов.

Такая же закономерность отмечена А.А. Духовским и для редко-металльных гранитов Казахстана и Забайкалья. Выступы гранитного батолита, вероятно, связаны с узлами пересечения зоны северо-восточного простираения секущими трещинами северо-западного и меридионального простираений. Рудоносны внутренние штоки мелкозернистых гранитов.

В пределах рудных районов широко развиты процессы турмалинизации. Оруденение разнообразно по составу (касситерит-силикатное, касситерит-сульфидное, полиметаллическое и др.) и возрасту (290—50 млн. лет). Более ранними являются грейзены, кварц-полевошпатовые и пегматоидные жилы в гранитах нижнего яруса оруденения. Основные рудные тела следующего типа представляют собой метасоматические кварц-турмалиновые и кварц-хлоритовые зоны с касситеритом. В рудных районах Корнуолла отчетливо проявлена зональность оруденения. Практически ценная оловянная и вольфрамовая минерализации распространяются от гранитов на расстояние до 500 м. При этом происходит смена оловянных руд вольфрамовыми и медными по восстанию жил. В рудных районах выделяется до 60 зональных “центров эманаций” с оловянно-медной минерализацией, которые имеют размеры 2—4 км и соответствуют рудным полям. Последние располагаются вокруг выступов гранитных массивов и частично над их кровлей (рис. 10).

Такая позиция рудных полей определяется сочетанием рудоконтролирующих линейментов (для районов Корнуолла это в первую очередь северо-восточные) и дислокаций очаговых структур, образованных под динамическим воздействием интрузива. В качестве примера можно сослаться на район Сеинт Оустелл в Корнуолле (см. рис. 9, *D*).

В пределах Пыркакайского рудного района, по данным Л.П. Цвет-

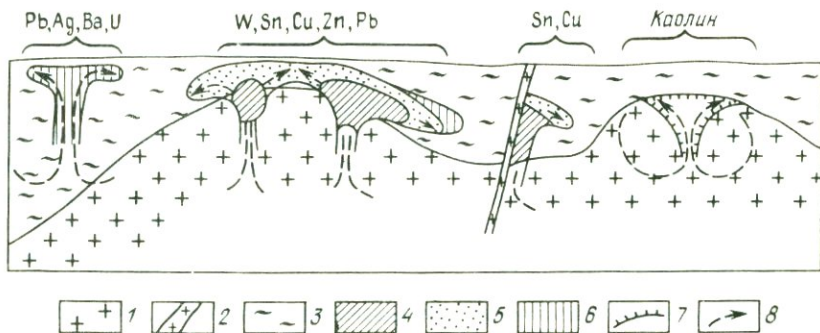


Рис. 10. Схема формирования оруденения различного состава в зависимости от расположения "центров эманации". По Дж. Моору [32]:

1 — граниты; 2 — дайки; 3 — сланцы; 4–6 — проявления минерализации: 4 — оловорудной, 5 — медной, 6 — свинцово-цинковой; 7 — зона подпруживания растворов; 8 — направление циркуляции растворов

кова, продуктивные рудные поля располагаются по периферии скрытого гранитного плутона. Рудоносные участки, расположенные в зонах секущих линеаментов над кровлей плутона, не перспективны. Таким образом, важную роль в районах плутонического типа играют околобатолитовые зоны проницаемости, образованные, возможно, при динамическом воздействии интрузива на вмещающую толщу.

Строение магматических ареалов — основная характеристика рудных районов, однако состав оруденения в пределах однотипных ареалов может существенно различаться, определяясь принадлежностью к той или иной металлогенической зоне. С другой стороны, разнотипные по строению магматических ареалов районы, но расположенные в одной металлогенической зоне, могут сопровождаться однотипным оруденением.

Так, состав оруденения в пределах рудных районов Корнуолла (тип *E*) близок по составу к оруденению Комсомольского района (тип *D*), хотя есть существенные различия в закономерностях локализации оруденения в пределах районов этих двух типов и строении магматических ареалов (см. рис. 9). В то же время характер оруденения в однотипных районах может быть различным. Например, в районах типа *A* (телескопированные кальдеры с экструзивным обрамлением) может проявиться в одном случае свинцово-серебряное оруденение в сочетании с полиметаллическим и медно-висмутовым при подчиненном значении золото-серебряного, в другом случае — флюоритовое в сочетании с урановым.

В районах типа *B* (обращенные кальдеры с интрузивным обрамлением) проявляется золото-серебряное оруденение в сочетании с поли-

металлическим и молибденовым или золото-теллуридное в сочетании с медно-порфировым.

Все это свидетельствует о том, что рудные районы разных типов в меньшей степени определяют металлогеническую специализацию, а скорее отличаются одной общей чертой — с ними связана концентрация оруденения.

Первые члены ряда магматических ареалов в рудных районах орогенного типа контролируются кальдерами. По данным Н.П. Лаверова, 80 % рудных районов континентальных вулканических поясов приурочены именно к кальдерам. Многие другие рудные районы орогенов контролируются купольными или блоковыми поднятиями. Те и другие представляют собой наложенные очаговые структуры. В ряду приуроченных к ним магматических ареалов направленно меняются значение различных фаций магматизма и характер зонального строения ареалов. Последний выражается в доминировании вулканитов в кальдерных постройках с концентрическим распределением магматических комплексов (типы *A*, *B*). По мере увеличения роли малых интрузивов кальдерные постройки уменьшаются, оставаясь ядрами зонального распределения магматических образований (тип *B*). Далее в этом ряду нарастает роль плутонических комплексов, которые в середине ряда (типы *Г*, *Д*) являются скрытой, а в крайнем типе *E* — доминирующей фацией магматических тел, обнаженных на современном уровне эрозионного среза (см. рис. 9).

Типы магматических ареалов в значительной степени определяют и типы рудных районов. Это связано с тем, что геологическая природа локальных рудоносных площадей может отождествляться с понятием о рудно-магматических системах. Зональные магматические ареалы масштаба районов с закономерно приуроченными к ним магматическими узлами подчиненного порядка представляют собой иерархию рудно-магматических систем, контролирующихся очаговыми структурами.

Все сказанное выше относится к магматическим ареалам (рудно-магматическим системам) рудных районов орогенного этапа развития. В числе отличий магматических ареалов рудных районов следует отметить их аномальный характер на фоне петрографических провинций. Аномальные черты могут проявляться в различной форме: повышенная щелочность или преобладание пород повышенной кислотности; формирование магматических пород в более восстановительных условиях; более широкое развитие малых интрузивов.

В пределах магматических ареалов рудных районов встречаются специфические типы магматических пород, не имеющие регионального распространения за пределами районов. К таким телам можно отнести, например, малые интрузивы шошонитов и латитов в рудных районах Приморья.

Л.В. Таусон обратил особое внимание на интрузивы латитовой монцо-



диоритовой геохимической серии, которые сопровождаются месторождениями меди, молибдена, олова, вольфрама, свинца и цинка [39]. Латиты отличаются повышенной газонасыщенностью и характерны для многих рудных районов. В рудных районах они приурочены к кольцевым вулкано-купольным структурам, которые в совокупности с рудными полями рассматриваются как рудно-магматические системы.

В.А. Баскина отмечает, что с приближением к рудоконцентрирующим поясам, включающим рудные районы, магматические формации обнаруживают латеральные изменения (проявление разностей с повышенной основностью и щелочностью, с концентрацией лития, бора, фтора). Эти черты определяют аномальный характер магматических ареалов [1].

Эти и другие упоминавшиеся выше особенности магматических ареалов рудных районов отмечались для орогенных условий. Специальный интерес представляет собой вопрос о том, как соотносятся с рудными районами орогенного этапа районы, сформировавшиеся в геосинклинальных условиях. Для этого можно обратиться к особенностям строения хорошо изученных колчеданосных районов.

Рудные районы и узлы Урала, Алтая и других геосинклинальных регионов также прежде всего характеризуются закономерным строением магматических ареалов. При этом к положительным вулкано-купольным структурам приурочены рудные районы с разнообразными типами оруденения, а к отрицательным вулкано-структурам — районы с вулканогенным оруденением [26, 46]. К локальным вулканическим структурам приурочены колчеданные рудные поля. Таким образом, установлена вулкано-тектоническая природа рудных районов в геосинклинальных областях [26, 46]. Рудоносные вулкано-тектонические поднятия нередко развиваются в пределах вторичных геосинклиналей. Они характеризуются колчеданно-полиметаллической специализацией (Алейское, Синюшинское поднятия на Рудном Алтае). Здесь развиты среднедевонско-франские вулканы базальт-риолитовой формации, с которыми ассоциируют все колчеданно-полиметаллические месторождения [46]. Они переслаиваются с осадочными отложениями, мощность которых сокращается к центрам поднятий, где появляются красноцветные отложения. Отмечается, что кислые, отчасти основные вулканы повышенной мощности сосредоточены на склонах поднятий и слагают вулкано-тектонические депрессии второго порядка. Позицию рудных полей контролируют вулкано-купольные структуры третьего порядка. Определяющее значение тектоно-магматических структур при выяснении позиции локальных рудоносных площадей было недавно подчеркнуто для Рудного Алтая также Б.П. Бедаревым и П.С. Ревякиным.

Выделяются также "биклиналильные" вулканические структуры — результат перекомпенсации кальдер и вулкано-тектонических депрессий.

Среди вулкано-депрессийных структур раннегеосинклинальных провинций Урала, Алтая, Кавказа, Японии, вмещающих медно-колче-

данные районы, важную роль играют кальдерообразные депрессии.

Рудные районы, узлы и поля в колчеданосных провинциях приурочены к разноранговым очаговым структурам. В этом отношении они близки к тем структурам, которые формируются в орогенных условиях.

#### 4. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ РАЙОНОВ

Границы локальных рудоносных площадей определяются границами тектоно-магматических очаговых структур. Объективные трудности при выявлении геологической природы рудных районов связаны с их наложенным на складчатое основание характером. Орогенные условия, весьма продуктивные на эндогенное оруденение, сопровождаются коренной перестройкой структурного плана. Преобладание поднятий в эти эпохи приводит к тому, что геологическая летопись оказывается сокращенной.

Определяющими факторами для выделения типа рудного района являются: 1) особенности строения приуроченного магматического ареала; 2) тип вмещающей структуры; 3) особенности размещения рудных узлов и полей и основные черты зональности оруденения. Состав оруденения определяется принадлежностью к той или иной металлогенической зоне и может быть различным в рудных районах одного тектоно-магматического типа. Различия имеют ограничения: в начальных членах ряда проявлены вулканогенные типы оруденения, в конечных – плутоногенные.

Характерная черта рудных районов – зональное размещение оруденения, возможно асимметричное. Кроме того, характерна и ярусность оруденения, проявляющаяся в смене разных типов минерализации на различных глубинных уровнях. В схеме тектоно-магматических типов рудных районов орогенного класса показаны варианты сочетаний глубинных ярусов (см. рис. 9).

Зональное размещение оруденения в крупных очаговых структурах – один из важных объективных признаков рудных районов. Тектоническая природа последних в большинстве случаев определяется крупными очаговыми структурами кольцевой или блоковой формы. Именно они определяют концентрическую зональность в строении магматических ареалов, а также в распределении разных типов оруденения. Строение рудных районов, и прежде всего положение в их пределах рудных узлов и полей, определяется расположением дочерних очаговых структур и магматических центров. Эта иерархия очаговых структур и соответствующих им магматических ареалов и локальных рудоносных площадей может иначе именоваться рудно-магматическими системами разных рангов.

Иерархическая схема типов магматических ареалов отражает также характер структур, к которым они приурочены (см. рис. 9). Так, районы двух первых типов контролируются кальдерными постройками и характеризуются концентрической зональностью в распределении типов оруденения и магматических образований. Далее в этом ряду следуют рудные районы, приуроченные к очаговым блокам. Их внутренняя зональность обычно асимметрична и определяется присутствием небольших внутренних кальдер, вокруг которых располагаются системы даек, экструзий, а также рудные узлы и поля. Два следующих типа рудных районов имеют овально-концентрическое строение и контролируются купольными поднятиями.

Интрузивные тела, с динамическим воздействием которых было связано куполообразование, в одном типе структур (Д) залегают ниже современной поверхности, а в другом (Е) — глубоко эродированы. Вулканисты в таких районах локализуются по периферии купольных поднятий или представлены только системами даек.

Рудная специализация районов различного тектоно-магматического типа определяется их принадлежностью к конкретным металлогеническим поясам и, в конечном итоге, тектоническим типом металлогенической провинции (доорогенная геосинклиналь, послескладчатый ороген, эпиплатформенная область активизации, вулканический пояс). Рассмотренный выше ряд типов рудных районов характерен для послескладчатых орогенов. Предложенную систематику можно рассматривать лишь как предварительный опыт. Дальнейшее развитие такой систематики, возможно, приведет к выделению серий гомологических рядов рудных районов, соответствующих разным типам тектонических провинций.

## 5. МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Изучение современного структурного плана с помощью материалов дешифрирования космических снимков представляет собой наиболее "экономный" путь структурного районирования, унаследованно отражающего элементы орогенной тектоники последнего периода тектоно-магматической активизации [23, 38].

На примере ряда рудных провинций установлено, что тектоно-магматические структуры, вмещающие рудные районы, находят отражение на схемах, составленных в морфотектоизогипах, в густоте расчленения отдельных блоков, особенностях расположения долин.

Так, по данным Н.Т. Кочевой, Адрасманский рудный район выступает в современном рельефе как концентрически-полигональная структура, расположенная на пересечении разноориентированных крупных линеаментов. Этой структуре соответствует телескопированная кальдерная постройка, сформировавшаяся в позднем палеозое (см. рис. 3).



Внутренняя морфоструктура этого района выступает в форме системы вложенных кольцевых структур с относительно приподнятым периферическим поясом, который отличается меньшей расчлененностью рельефа.

Рудные районы блоковой формы также находят отражение на морфоструктурных схемах. Подобного типа районы приурочены к секториальным блокам сводовых поднятий. Анализ морфоструктуры Восточного Забайкалья показал, что вершинная поверхность (касательная по отношению к наиболее высоким вершинам) полого изогнута и унаследованно отражает позднеорогенную сводово-глыбовую тектонику региона. Предполагается, что вершинная поверхность приблизительно совпадает с поверхностью выравнивания, которая была деформирована в процессе сводообразования и формирования современного рельефа. Унаследованный характер неотектоники устанавливается по совпадению крупных современных речных долин с позднемезозойскими впадинами, а также путем сравнения палеотектонических схем с морфоструктурной картой.

При совмещении неотектонической схемы с контурами рудных районов установлено, что рудные районы приурочены к тем секториальным блокам сводов, которые характеризуются более высокими гипсометрическими уровнями по сравнению со смежными блоками того же свода. Общая тенденция к ускоренному поднятию у рудоносных блоков проявилась на заключительной позднемезозойской стадии формирования. Рудоносные блоки в современном рельефе отличаются большей расчлененностью (интенсивный врез речных долин, дифференцированное строение). Таким образом, блоки рудных районов индивидуализированы и в современном тектоническом плане.

## 6. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Рудным районам обычно соответствуют аномалии геофизических полей. Специальные геофизические исследования рудных районов позволили Л.И. Брянскому сделать заключение о том, что они имеют структурно оформленные глубинные корни [4]. Важное место при этом уделяется "структурам возбуждения магматических процессов", т. е. очаговым зонам, которые под рудными районами являются многоуровневыми. Геофизические данные позволяют отделять рудные районы от окружающей среды, вплоть до утверждения о том, что рудные районы имеют корни в мантии. Проведенные сейсмические исследования на Ханкайском массиве (Вознесенский рудный район) показали, что здесь фиксируется слой пониженных скоростей ( $V_p$  6,0 км/с) в основании земной коры, а также слой повышенных скоростей ( $V_p$  6,6–6,8 км/с) на глубине 12 км. Последний слой можно рассматривать как волновод

(флюидодинамический резервуар). Положение волновода – важная характеристика рудных районов. Например, в Мурунтаусском рудном районе, по данным Е.М. Бутовской, установлено воздымание волновода до глубин 8 км. Таким образом, совместный анализ различных геофизических данных позволяет интерпретировать глубинное строение рудных районов, существенно различное в районах разного типа.

Сравнительно простым является глубинное строение районов плутонического типа (тип *E*). Как установлено в Корнуольской провинции, гранитоидные массивы рудных районов являются выступами единого крупного Корнубийского батолита [32]. Эти выступы возвышаются на 3–4 км над кровлей батолита. Последний имеет пологое днище, а мощность гранитного батолита на расстоянии 216 км меняется от 8 до 20 км.

Оловоносная металлогеническая зона Корнуолла имеет северо-восточное простирание, трассируется поясом даек кислых пород и расположена вдоль оси отрицательной аномалии силы тяжести. При этом установлено, что интрузивы имеют лакколитоподобную форму с крутопадающим “корнем”, который расположен асимметрично по отношению к массивам. Важно отметить, что рудные тела располагаются в пределах проекции “корня” массива на современную поверхность.

Установлено два яруса оруденения, причем нижний представлен грейзенами, кварц-полевошпатовыми и пегматоидными жилами в гранитах.

Промышленная минерализация локализована над кровлей гранитных массивов на расстоянии до 500 м. В рудных телах верхнего яруса проявлена отчетливая зональность, выражающаяся в смене по восставанию оловянной минерализации вольфрамовой, а затем медной и далее полиметаллической. Системы жил имеют веерообразный характер и сближаются на глубине.

По представлению Д. Моора, формирование оруденения связано с “центрами эманации”. Поднимающиеся растворы на верхних горизонтах распространялись уже в горизонтальном направлении по отношению к этим “центрам”, образуя грибообразные зональные системы (см. рис. 10).

Изучение глубинного строения редкометалльных рудных районов Казахстана позволило Т.М. Лаумулину сделать вывод об изменении морфологии интрузивов в различных глубинных зонах. Образование лакколитов, проявление многофазной магматической деятельности, метасоматоза и рудообразования возможны лишь в верхней части земной коры. Выше лакколитов формируются сложноветвящиеся штоки. Вулканические жерла сменяются на глубине дайкообразными телами, прожилковые и штокверковые зоны – отдельными жилами.

Т.М. Лаумулин рассмотрел также вопросы структурно-морфологической зональности рудных полей и ярусности оруденения для рудных



районов плутоногенного типа. Ярусность оруденения в системе "интрузив-надынтрузивная зона" проявляется в преобладании во внутриинтрузивной зоне жильных полей с околожильными грейзенами. Эндоконтактовая зона характеризуется плащеобразными залежами грейзенов и штокверков, а также телами пегматитов, штоками альбитизированных пород с вкрапленным оруденением.

В зоне экзоконтакта характерны пластообразные залежи вкрапленных, штокверковых и метасоматических руд. Штокверки преобладают и в надынтрузивной зоне.

Вертикальная структурная ярусность носит прерывистый характер. Предложенная схема в известной мере компилятивна. В реальных условиях в полной мере развит только один структурно-морфологический тип (ярус), тогда как остальные могут быть редуцированы. Схема ярусности оруденения реализуется в основном в форме разделения оруденения кварц-редкометалльного и грейзенового типов. В районах развития касситерит-силикатного оруденения системы жильных тел локализуются обычно в надынтрузивной зоне, а не в гранитоидном теле. Оруденение различных типов может быть совмещено в пределах одних и тех же рудных районов. В этом случае руды относятся к разным этапам процесса рудообразования. Примером таких соотношений могут служить рудные районы Корнуолла, где ранние ( $279 \pm 5$  млн. лет) кварц-касситеритовые жилы и грейзены локализуются в кровле массива, а касситерит-силикатные жилы последующего этапа (270 млн. лет) - в надкровельной части массива.

Глубинное строение районов типа *Д* (куполовидные поднятия со скрытоинтрузивным основанием) можно рассмотреть на примере Комсомольского рудного района (см. рис. 9, *Д*). Как отмечает Э.Н. Лишнеvский, район практически полностью совпадает с локальным минимумом силы тяжести [20]. Э.Н. Лишнеvский предлагает следующую глубинную модель строения района [20]. В основании района залегает скрытый лополитообразный гранитный плутон чашевидной формы, который расположен среди юрских терригенных толщ на прогнутом палеозойском основании (рис. 11). На площади, примыкающей к району с запада, граниты вскрываются на поверхности. Мощность гранитоидного тела достигает 8 км. На поверхности вскрываются малые тела гранитоидов повышенной основности, которые древнее скрытого гранитного тела. Биотитовые метасоматиты проявлены практически на всей площади района. Интерпретация геофизических данных позволила Э.Н. Лишнеvскому реконструировать морфологию кровли и подошвы скрытого лополита (рис. 12). Если подошва имеет простую форму, углубляясь к внутренней части района, то кровля лополита осложнена многочисленными куполами и прогибами (до глубины 4 км). Многие месторождения приурочены к неvскрытым куполам массива и их пологим склонам. Благоприятным признаком считается также присутствие куполов гра-



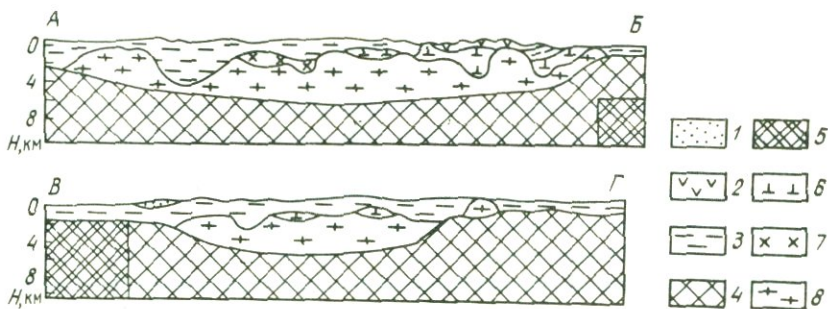


Рис. 11. Схематические геологические разрезы Комсомольского рудного района.  
По Э.Н. Пишевскому (см. далее рис. 12):

1 — песчано-глинистые угленосные отложения (N; средняя расчетная плотность  $\bar{\sigma} = 2,1-2,2 \text{ г/см}^3$ ); 2 — амутские порфириды, дациты и андезиты ( $K_2$ ;  $\bar{\sigma} = 2,75 \text{ г/см}^3$ ); 3 — терригенные флишоидные отложения (J;  $\bar{\sigma} = 2,65 \text{ г/см}^3$ ); 4, 5 — предполагаемые породы фундамента: 4 — песчано-сланцевые (P;  $\bar{\sigma} = 2,70 \text{ г/см}^3$ ); 5 — спилит-кремнистые (C;  $\bar{\sigma} = 2,75 \text{ г/см}^3$ ); 6 — силинские кварцевые габбро, кварцевые диориты ( $K_2$ ;  $\bar{\sigma} = 2,80 \text{ г/см}^3$ ); 7 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры ( $K_2$ ;  $\bar{\sigma} = 2,69 \text{ г/см}^3$ ); 8 — чалбинские роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты ( $K_2$ ;  $\bar{\sigma} = 2,60 \text{ г/см}^3$ ).

нитов пониженной плотности (вероятно, лейкократовых поздних фаз).

Непосредственно к западу от района вскрывается Чалбинский массив (выход лополита на поверхность). Общие размеры плутона составляют 60 x 30 км. В пределах Чалбинского массива и в его экзоконтакте известна оловянная минерализация грейзенового и кварц-турмалин-полевошпатового типов. Оруденение нижнего яруса, очевидно, относится к самостоятельному этапу рудообразования, как в Корнуолле. Основное касситерит-силикатное оруденение района располагается на оптимальном удалении от кровли массива (1–2,5 км) среди терригенных юрских толщ и вулканитов холдоминской свиты. В пределах рудных зон этого типа проявлена зональность: роль сульфидной, в том числе медной, минерализации увеличивается по восстанию рудных тел. Рудные тела, залегающие среди перекрывающих эффузивных толщ амутской свиты, имеют касситерит-сульфидный состав. По мере приближения к гранитным куполам на глубине появляется и молибденовая минерализация. Эти соотношения свидетельствуют о многоярусном распределении оруденения в пределах рудного района.

Особенности глубинного строения районов типа Г (очаговые блоки с внутренней кальдерой и системой дайковых поясов) могут быть рассмотрены на примере Кавалеровского рудного района (см. рис. 9). Здесь также предполагается присутствие скрытых гранитных плутонов. Скважинами на глубине около 1000 м на Дубровском месторождении



щие штокверки. Общая картина ярусного размещения оруденения в районах рассматриваемого типа еще более отчетлива, чем в предыдущих.

Районы блоковой формы типа *В* (с центральной кальдерой) отличаются безрудным ядром и периферическим размещением оруденения вокруг внутренней кальдеры. (см. рис. 9.). Характерным примером этого типа может служить скарново-полиметаллический Дальнегорский район. В периферической зоне широко развиты вулканиты верхнего яруса, экструзивные тела, системы даек и выступы осадочного терригенно-карбонатного основания нижнего яруса. Интрузивные тела гранитоидов относительно редки и в пределах рудных полей залегают в основном на значительной глубине.

Биотитовые метасоматиты образуют куполовидные выступы под рудными полями.

Скарновые месторождения локализованы в толщах осадочного основания в карбонатных породах и на их контактах с алюмосиликатными. Карбонатные породы залегают среди терригенных триасовых толщ. Имеется несколько благоприятных уровней локализации скарноворудных тел.

Плащеобразные залежи скарнов залегают на двух уровнях — в верхней и нижней частях известняков на контакте с подстилающими терригенными толщами и перекрывающими вулканитами. Эти два яруса местами соединяются крутопадающими трубообразными телами скарнов. Есть еще один уровень залегания скарновых тел в нижней части покрова вулканитов, где они приурочены к глыбам известняков.

Верхний ярус оруденения приурочен к вулканическим покровам, в которых проявлены сереброносные и серебряно-полиметаллические жилы. Эти жилы имеют послескарновый возраст и в скарнах сопровождаются каймой разложения скарновых минералов.

Кальдерные постройки могут занимать всю площадь рудного района. Районы типа *Б* приурочены к инверсионным кальдерам с гранитоидным обрамлением (см. рис. 9). На примере Нявленгинского района Северо-Востока СССР можно рассмотреть особенности глубинного строения. Здесь, в нижней части разреза, вскрываются вулканиты среднего состава, которые перекрыты с размывом субщелочными риолитами, которые к периферии структуры сменяются туфами [3]. В третий этап вулканизма произошло массовое извержение игнимбритов. Затем внедрились тела автомагматических брекчий и послезэффузивные гранитоидные тела.

Золото-серебряная минерализация локализуется в основном в андезитах и частично в риолитах средней толщи, вблизи от массивов вторичных кварцитов и вулканических центров. Вторичные кварциты залегают под игнимбритами верхней толщи. Образование золото-серебряного оруденения происходило до формирования игнимбритов. Молибденовое



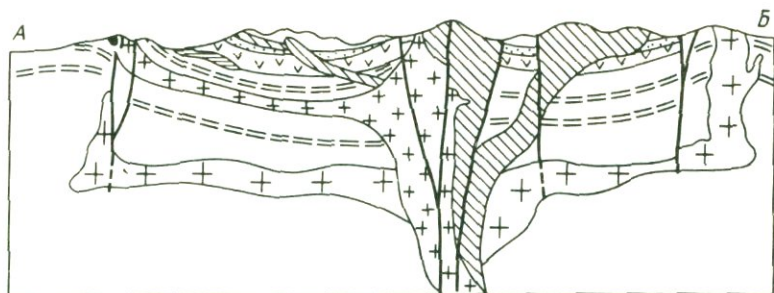


Рис. 13. Схематический геологический разрез Нявленгинской депрессии. По Ю.С. Бочарникову [3].

Условные обозначения см. на рис. 8

и полиметаллическое оруденение локализуется в зонах грейзенизации вдоль интрузивного обрамления структуры.

Ю.С. Бочарников и Н.В. Ичетовкин предложили глубинную интерпретацию строения кальдерной постройки (рис. 13). По их представлениям, вулканическая впадина претерпела куполообразование в центральной части, где сосредоточены интрузивные тела гранитоидов и автомагматических брекчий. Пологий гранитоидный очаг предполагается на глубине среди терригенных толщ верхоянского комплекса на всей площади кальдерной постройки. Крутые подводящие каналы располагаются по периферии кальдеры и в ее центре.

Оруденение локализовано в андезитовой толще, частично в кислых вулканитах и практически не распространяется в игнимбритах.

Глубинное строение рудных районов типа А (телескопированные кальдеры с экструзивным обрамлением) можно кратко рассмотреть на примере Адрасманской кальдеры. Основные полиметаллические рудные поля сосредоточены здесь по периферии вложенной дополнительной полукальдеры, выполненной вулканитами более молодых комплексов [38]. Опущенный секториальный блок кальдеры включает самые молодые трахириолиты кызылнуринской свиты. В этом секториальном блоке проявлена относительно молодая штокверковая минерализация флюорит-полиметаллического состава. По периферии вложенной кальдеры развито свинцово-цинковое оруденение, во внутренней части — медно-висмутовое. Кварц-адуляровая минерализация расположена по периферии большой кальдеры. Зональное распределение различных типов оруденения отражает также и вертикальное их разделение. Так, медно-висмутовая минерализация установлена ниже распространения флюорит-полиметаллического оруденения. Предполагается присутствие в районе нескольких ярусов оруденения: флюорит-полиметаллического, свинцово-цинкового, медно-висмутового. Большая

роль в локализации оруденения принадлежит экструзивным аппаратам.

Рассмотренные примеры разнотипных районов показывают, что общей закономерностью является существование ярусов оруденения различной глубинности. Эти ярусы соотносятся с положением кровли интрузивных тел и фронта биотитовых метасоматитов. В районах с широким развитием вулканитов разновозрастные серии могут вмещать различные ярусы оруденения.

Геофизические данные о специфическом характере глубинного строения рудных районов носят пока предварительный характер. На отдельных примерах установлено сокращение мощности земной коры в пределах рудных районов, развитие волноводов над ними. Так, Родопский массив рудоносен только в восточной части, где широко распространена кайнозойская полиметаллическая минерализация. В отличие от Западных Родоп здесь сокращена мощность коры за счет ее верхних слоев, а также развита пологая зона волновода.

По данным Л.И. Брянского и Ю.Ф. Малышева, Малоботубинский рудный район представляет собой блок, ограниченный разломами на всю мощность коры, для которого характерны пониженные скорости в мантии на глубине 35 км и разуплотненное состояние земной коры. Для рудных районов характерно наличие очаговых зон, связанных с расслоенностью земной коры. Так, например, в Хинганском оловорудном районе под вулканотектонической депрессией выявлен периферический очаг разуплотнения.

Приуроченность рудных районов к тектоно-магматическим структурам, наложенным на предшествующие складчатые дислокации, позволяет определить пути изучения их глубинного строения. Можно различать проблемы глубинного строения нижних уровней рудных районов, которые могут опираться на комплекс геофизических методов и касаться нижнекорового и верхнемантийного уровней. Как было показано на некоторых примерах выше, строение нижних уровней должно включать позицию очаговых зон в земной коре, характер проницаемости всей структуры района. Эти задачи являются общими для районов различного типа.

Иначе следует рассматривать проблемы изучения строения верхних уровней рудных районов. В пределах последних локализуются основные ярусы оруденения. Выяснение их позиций — наиболее актуальная задача, при решении которой установлены значительные различия для рудных районов разных типов. При этом рудные районы плутоногенного типа контрастно отличаются от вулканогенных. Для первых основную роль играют поверхности фронта биотитов, морфология гранитоидных тел, по отношению к которым и располагаются ярусы оруденения. Для вторых важную роль играют различные вулканические серии, которые могут избирательно включать системы рудных тел.

## 7. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Рудные районы различных типов по-разному проявляются в геофизических полях. Так, плутоногенным рудным районам соответствуют локальные минимумы  $\Delta g$  [4, 20]. Эти минимумы обусловлены гранитами, обычно залегающими ниже современного уровня среза. Районы касситерит-силикатно-сульфидного оруденения помимо локального минимума сопровождаются сопредельными зональными максимумами. Последние свидетельствуют о наличии на периферии районов пород повышенной плотности и основности, которые могут располагаться на глубине. На современном уровне среза в таких районах широко развиты малые габброидные интрузии и дайки среднего состава. Локальный минимум указывает на присутствие в глубоких частях рудного района гранитоидного плутона.

Достаточно определенными являются также особенности магнитного поля районов этого типа. По Э.Н. Лишневецкому и С.М. Бескину, оловорудным районам соответствует спокойное пониженное магнитное поле, в пределах которого расположено 97,4 % всех месторождений и 92,2 % рудопроявлений олова [20].

Для оловорудных районов с касситерит-кварцевым оруденением (например, Баджальского) характерен локальный интенсивный минимум, который позволяет оконтурить границы рудного района. Минимум отвечает скрытому лейкократовому плутону с пониженными плотностными характеристиками по сравнению гранитами массива, выходящего на поверхность.

Рассмотрим также пример танталоносного района, который приурочен к отрицательной аномалии силы тяжести. Последняя могла быть вызвана скрытыми на глубине кислыми гранитами, а не обнаженными на поверхности более плотными телами гранодиоритов и гранитов. Вдоль восточной периферии гравитационного минимума, среди песчанико-сланцевых толщ, прослеживается рой даек пестрого состава, которые образуют дуговой пояс длиной 30 км и шириной 2–4 км, конформный изолиниям гравитационного поля.

Иные характеристики площадей концентрированного оруденения отмечаются на Урале, где преобладает оруденение фемического профиля (хромитового, титаномагнетитового, медно-колчеданного, скарново-магнетитового). Здесь установлена связь между элементами гравитационного и магнитного полей и размещением эндогенного оруденения, причем более отчетливо эти связи проявлены в пределах локальных рудоносных площадей – районов, узлов и полей.

Практически все оруденение фемического профиля расположено в пределах интенсивных повышенных локальных аномалий или в пределах повышенных аномалий гравитационного поля. Интерпретации геофизических данных для Центральной зоны Урала позволяют рас-



смагивать овальные по форме поднятия гранулит-базитового слоя как области концентрации оруденения фемического профиля. Здесь группируются локальные ассоциации магматических комплексов, которыми создаются локальные аномалии гравитационного и магнитного полей.

Рудно-магматические узлы подчинены также глубинным разломам и, конкретно, пересечению меридиональных зон с северо-западными и широтными. Так, согласно И.Б. Серавкину и А.А. Цветковой, положение колчеданосных районов в Магнитогорском мегасинклинии Урала определяется двумя первично базальтовыми вулканическими поясами — силурійско-эйфельским и среднедевонским. Им в основном соответствуют положительные гравитационные аномалии. Рудные районы и узлы на этом фоне представляют собой локальные надстройки дифференцированных вулканитов риолит-базальтовой формации. Палеовулканологические реконструкции показывают, что, например, Баймакский рудный район представляет собой групповую вулканическую постройку центральноареального типа, осложненную палеовулканами и кальдерами [26]. Особенность развитого здесь вулкано-плутонического комплекса — обилие экструзивных субвулканических тел преимущественно кислого состава.

Верхнеуральский рудный район приурочен к сложной кольцевой структуре и сложен риолит-базальтовой субформацией девона. Сибайский рудный район отличается присутствием больших объемов кислых вулканитов, которые за пределами района выклиниваются, уступая место базальтам. Сибайское рудное поле приурочено к вершинной кальдере вулкано-купольной постройки. Эти примеры достаточно типичны. Аномальный характер магматических формаций, слагающих колчеданосные рудные районы, находит прямое выражение в аномалиях геофизических полей.

Сравнивая строение рудных районов разного типа, формировавшихся в весьма различных условиях, можно видеть, что геофизические аномалии, присущие рудным районам, отражают специфический аномальный характер магматической дифференциации: Этим рудные районы отличаются от фонового магматизма сопредельных территорий. Эта особенность присуща таким различным районам, как оловорудные, формировавшиеся в орогенных условиях, и колчеданные, возникшие в эвгосинклиальной обстановке. Аномальный характер магматических ареалов раскрывается в результате трудоемких палеовулканологических исследований и глубокого бурения. Эти аномальные магматические ареалы развиваются в рамках тектоно-магматических структур изометричной морфологии с распространенными концентрическими дислокациями. На геофизических материалах особенности рудных районов находят непосредственное выражение. Поэтому при оконтуривании рудных районов геофизические материалы должны занимать достойное место.

## 8. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Систематическое геохимическое картирование, проводимое при детальном поисково-съёмочных работах, даёт возможность провести некоторые обобщения на основе обширных полученных материалов. Важное значение имеет повышение геохимического фона на площади рудных районов, который проявляется в большей плотности аномалий, их более отчетливой структурной предопределённости и другими признаками. Последнее может использоваться также для индикации скрытых структур. Эти особенности строения геохимического поля резко исчезают за границами рудного района, близ которых меняется и элементный состав геохимических аномалий, давая дополнительные основания для индикации этих границ.

Следовательно, характер геохимического поля, помимо его прямого использования как поискового признака, даёт информацию о строении рудного района.

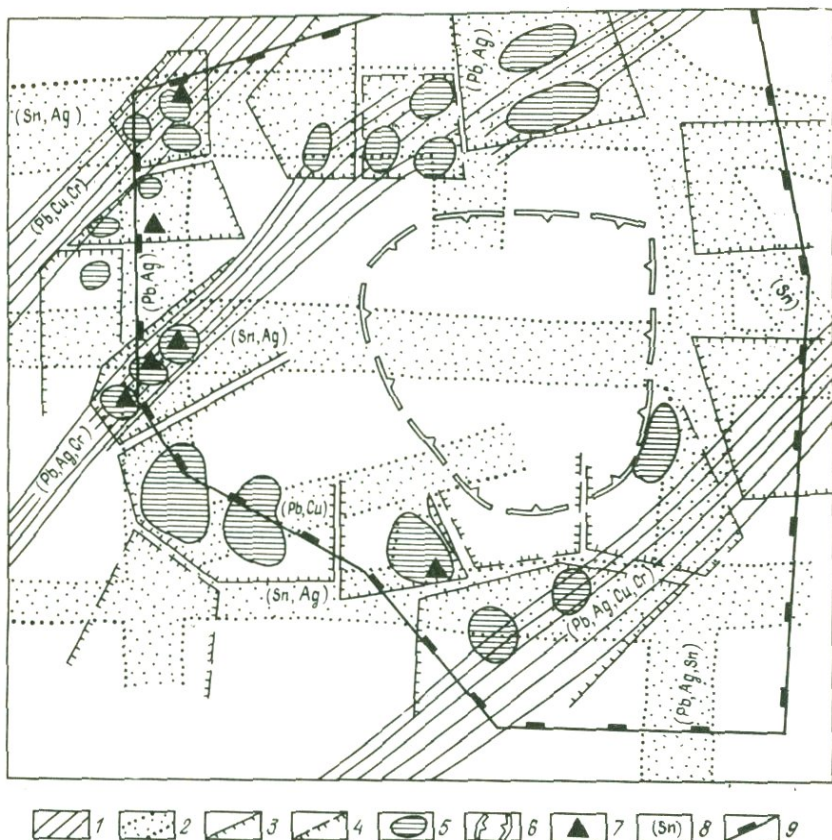
Площадные геохимические аномалии с определёнными ассоциациями химических элементов — один из критериев при выделении геологических блоков. По ассоциациям элементов, содержащихся в повышенных количествах в горных породах, могут быть выделены блоки с преимущественным развитием сидерофильных, литофильных и халькофильных элементов. Так, Центральнo-Родопский рудный район представляет собой геохимический блок с типично халькофильной ассоциацией элементов, образующих 22 линейные аномалии и 4 геохимических узла.

Для Восточно-Родопского блока (рудного района) характерна халькофильно-литофильная специализация при общей высокой концентрации свинца. Отмечается концентрическое распределение элементов вокруг центров палеогенового вулканизма, к которым тяготеют и рудные узлы. Известны две меридиональные геохимические аномалии, а также ряд северо-восточных и субширотных, которые образуют в пересечении геохимические узлы.

Г.Т. Скублов и М.Д. Белонин предложили в 1978 г. методику обработки геохимических данных с выделением тех составляющих, которые связаны с гидротермально-метасоматическими процессами. На примере Каргалинской кольцевой структуры Центрального Казахстана, которая соответствует рудному району (площадь 1400 км<sup>2</sup>), показано, что по направлению к рудным узлам усиливаются процессы перераспределения элементов. Для них характерны повышенные значения коэффициента дисперсности.

Другой интересный опыт изучения геохимических полей получен Ю.Н. Брилевым. В пределах Дальнегорского рудного района выделены геохимические блоки первого порядка с различной специализацией.





**Рис. 14.** Схема геохимического районирования Дальнегорского рудного района.  
По Ю.Н. Брилеву:

1, 2 — специализация геохимических зон: 1 — халькофильно-сидерофильная, 2 — халькофильная; 3, 4 — специализация геохимических блоков: 3 — халькофильно-сидерофильная, 4 — халькофильная; 5 — геохимические узлы; 6 — границы Триключевской кальдеры; 7 — месторождения скарново-полиметаллической формации; 8 — элементы специализации геохимических зон; 9 — область повышенных значений коэффициента вариации содержаний свинца

В одних блоках содержания элементов халькофильной или сидерофильной группы превышают соответствующие кларки пород, а в других концентрация элементов ниже кларковой. Выделяются и геохимические блоки второго порядка с различной специализацией, вмещающие рудные поля (рис. 14). Кроме того, выделена система геохимических зон северо-восточного простирания с халькофильно-сидерофильной специа-



лизацией. Зоны северо-западной и субширотной ориентировок специализированы на олово и серебро, а меридионального направления — на свинец и серебро. Выделены также геохимические узлы с положительными первичными ореолами, расположенные на пересечении геохимических зон. Установлено, что существуют и отрицательные ореолы, связанные с выносом элементов. Причем последние развиваются над рудными телами, что может быть учтено при оценке перспектив площадей на промышленное оруденение.

В результате изучения первичных геохимических ореолов выделены халькофильная ассоциация элементов, ассоциация элементов группы железа (характерны для участков скарнирования), грейзеновая ассоциация, тяготеющая к метасоматическим "ядрам". В рудных полях совмещаются разные ассоциации.

Важно отметить, что анализ геохимических полей позволил выявить и подтвердить ряд внутренних структурных элементов района (блоков, линейных геохимических зон, узлов пересечения этих зон), которые могут контролировать позицию геохимических узлов и месторождений. Сами узлы тяготеют к местам тройного пересечения северо-восточных геохимических зон с широтными и меридиональными (см. рис. 14). Для геохимических узлов характерны повышенные значения коэффициента вариации содержания свинца, сопряжение участков привноса и выноса элементов в первичных ореолах, аномальные значения сидерофильных и халькофильных элементов. Геохимические узлы группируются в концентрическом поясе, обрамляющем Триключевскую кальдеру (см. рис. 14).

Все это свидетельствует о самостоятельной роли геохимических карт рудных районов, которые могут также быть индикаторами наиболее важных структурных элементов.

## 9. ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПОНЯТИЯ "РУДНЫЙ РАЙОН"

Рудные районы и другие локальные рудоносные площади контролируются не просто складками, их сочленением, перегибами или блоками земной коры, а тектоно-магматическими структурами, наложенными на складчатость. Приведенные выше материалы дополнительно подтверждают вывод о связи рудных районов с очаговыми структурами [3, 23].

Данные о глубинном строении рудных районов также свидетельствуют об их очаговой природе, причем в ряде случаев под рудными районами устанавливаются очаги разуплотнения (в верхней мантии, в земной коре), а также пологие зоны волноводов. Все это позволяет рассматривать рудные районы как многоэтажные очаговые постройки, отличающиеся повышенной проницаемостью. Об этом можно судить как по

физическим параметрам, присущим блоку пород в пределах рудных районов, так и по их насыщенности мелкими магматическими телами. Для локальных рудоносных площадей в определенные этапы развития характерна приуроченность повышенных тепловых потоков. Об этом можно судить по общему подъему в них уровня метасоматических фронтов, и прежде всего биотититов, формировавшихся при повышенных температурах в восстановительных условиях.

Рудные районы отличаются той специализацией оруденения, которая определяется включающими их металлогеническими зонами. Следует отметить, что имеется четкая граница между региональными и локальными металлогеническими подразделениями, которая определяется не только их размерами и формой. Изометричная форма, например, гораздо в большей степени присуща локальным объектам. Основным же различием является металлогеническая специализация, которая связана с региональными металлогеническими подразделениями, и концентрация оруденения, которая присуща локальным рудоносным площадям. Концентрация проявляется в экстенсивной (повышенный фон рассеянного оруденения) и интенсивной (присутствие промышленных рудных объектов) формах.

Наиболее известное определение рудного района принадлежит Е.Т. Шаталову, который акцентирует внимание на повышенном фоне рудоносности, общности геологических условий и развитии группы взаимосвязанных рудных формаций. В то же время Е.Т. Шаталов не затронул вопрос о типах структур, контролирующих рудные районы. Главное в этой проблеме — наложенный характер рудоносных структур по отношению к складчатым дислокациям и их принадлежность к тектоно-магматическому типу.

Таким образом, учитывая приведенные выше данные о геологической природе рудных районов, можно предложить следующее определение.

**Рудный район** — металлогеническая площадь среднего масштаба и изометричной формы с общим повышенным фоном рудоносности, включающая промышленные рудные объекты и контролируемая тектоно-магматическими (очаговыми) структурами, к которым приурочены зональные ареалы магматизма, геофизические аномалии и многоярусное оруденение.

Как уже отмечалось, статистические данные свидетельствуют о том, что размер площади районов варьирует в пределах 400–1800 км<sup>2</sup>.

Важно также дополнительно подчеркнуть, что рудный район — это тип локальной рудоносной площади, в пределах которой происходит концентрация оруденения, в противовес другим металлогеническим подразделениям, которые определяют специализацию оруденения.

## РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ

### 1. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Геолого-структурные условия определяют как специализацию оруденения, так и степень его концентрации. Специализированные металлогенические подразделения обычно приурочены к структурно-формационным зонам (поясам), которые существенно различны в орогенных активизированных и геосинклинально-складчатых областях.

Концентрация оруденения определяется совершенно иными типами структур и осуществляется на последовательных уровнях: сначала в рамках сквозных линеаментов, а затем в пределах приуроченных к ним очаговых (тектоно-магматических) структур.

В определении позиции рудных районов важная роль принадлежит линеаментам III порядка (протяженность сотни километров, ширина 20–50 км). Рудоконцентрирующие дислокации скрытого типа представляют собой широкие ослабленные пояса, секущие структурно-формационные и металлогенические зоны различного типа и имеющие глубинное заложение. Рудоконцентрирующие линеаменты не влияют на специализацию оруденения, при пересечении ими металлогенических зон возникают узлы повышенной концентрации оруденения.

Рудоконцентрирующие линеаменты обладают устойчивой ориентировкой. Так, меридиональная ориентировка характерна для рудоконцентрирующих линеаментов Европы, Африки, западной части Азии [23, 42]. Напротив, в восточной части Азиатского материка и в Америке ориентировка линеаментов широтная. Лишь в центральной части Азии простираение их отклоняется от ортогонального. Действительно, в Забайкалье и Монголии ориентировка рудоконцентрирующих линеаментов северо-западная [23].

По данным В.М. Якимова, металлогенические зоны на северо-востоке МНР имеют форму крутых дуг, открытых в северо-восточном направлении. Они конформны зонам дислокаций юго-западной части Хэнтэй-Даурского мегасвода. Однако узлы повышенной плотности проявлений минерализации локализуются в местах пересечения металлогенических зон линеаменами северо-западного простираения (рис. 15). В результате формируются крупные по площади ареалы повышенной экстенсивности оруденения. Эти ареалы можно рассматривать как одну из первых ступеней концентрации оруденения. Рудные районы, узлы и поля расположены в их пределах. Этот пример иллюстрирует довольно распространенный тип условий концентрации оруденения



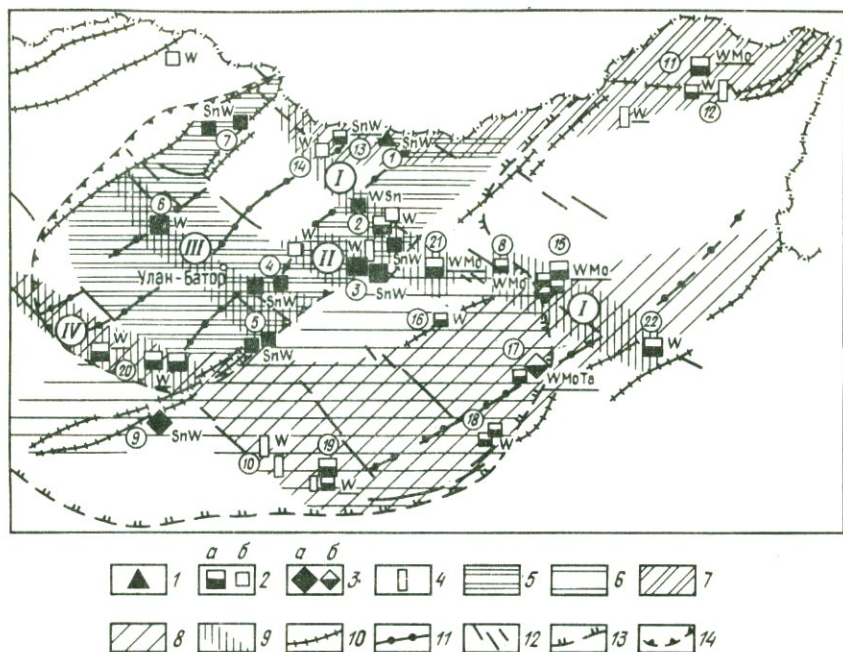


Рис. 15. Схема размещения вольфрамового оруденения Центральной и Восточной Монголии. По П.В. Ковалю и В.И. Якумову:

1–3 – месторождения (а) и проявления (б) гидротермальной группы формаций, связанные с интрузиями различных геохимических типов: 1 – гранодиорит-гранитным, 2 – стандартным, 3 – литий-фтористым; 4 – скарновые проявления; 5–8 – металлогенетические пояса: 5, 6 – раннемезозойские (5 – Хэнтэйский золото-редкометалльный, 6 – Прикерулено-Гобийский редкометалльный), 7, 8 – позднемезозойские (7 – Внутренний оловянно-вольфрамовый, 8 – Замыкающий вольфрамовый); 9 – структурно-металлогенетические зоны: I – Бархинская, II – Модотинская, III – Улан-Баторская, IV – Их-Хайрханская; 10 – зоны глубинных разломов; 11 – региональные разломы; 12 – тектонические пороги; 13 – граница северо-восточного ареала интрузивного магматизма; 14 – граница внутренней известково-щелочной зоны ареала. Цифры в кружках – рудные узлы и районы: 1 – Верхнеононский, 2 – Нарынгольский, 3 – Модотинский, 4 – Жанчивланский, 5 – Баянобинский, 6 – Цагандабанский, 7 – Солбыртинский, 8 – Бархинский, 9 – Багагазырский, 10 – Среднегобийский, 11 – Члун-Хуритинский, 12 – Улзинский, 13 – Верхнекумырский, 14 – Верхнеилжурский, 15 – Тумэн-Цогтинский, 16 – Цаганобинский, 17 – Бурэн-Цогтинский, 18 – Буянтинский, 19 – Их-Наротинхидский, 20 – Их-Хайранханский, 21 – Салав

в орогенных областях и соотношения специализированных металлогенетических зон и рудоконцентрирующих линейментов.

Известен и другой тип концентрации оруденения в орогенных и активизированных областях, где последовательные ступени концентрации

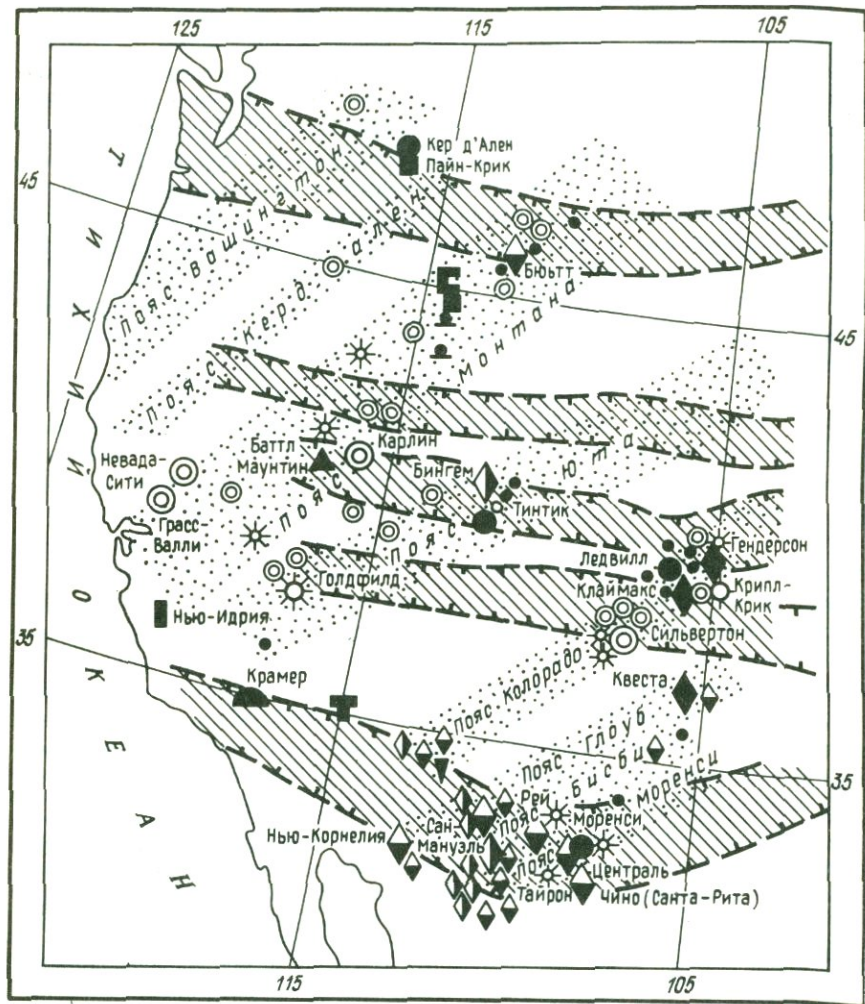
оруденения связаны с разноориентированными, но секущими зонами линеаментов. Так, система секущих линеаментов может контролировать специализированные металлогенические пояса и зоны. Например, секущие медно-порфировые и золоторудные пояса Востока Азии имеют северо-западную ориентировку и пересекают разнотипные структурно-формационные зоны [15]. Таким образом, секущие медно-порфировые и золоторудные пояса являются наложенными по отношению к тектоническим элементам предшествующих эпох. Они прослеживаются благодаря приуроченным к ним системам дайковых поясов и цепей гранитоидных интрузивов мелового возраста. Концентрация оруденения до промышленного уровня происходит в ареалах пересечения секущих специализированных зон широтными рудоконцентрирующими линеаментами.

Еще один тип секущих металлогенических зон не сопровождается отчетливой специализацией оруденения, а характеризуется экстенсивной концентрацией орудения различного состава. Подобные зоны северо-восточного простирания установлены Лендвером в пределах западных штатов США. Здесь выделены 7 секущих металлогенических зон, в том числе известный рудный пояс Колорадо. Характерная особенность зон (рудных поясов) этого типа — концентрация в их пределах месторождений и проявлений минерализации, а также роев порфировых интрузий. Отдельные секущие зоны специализированы на медно-порфировое и золотое оруденение, другие зоны объединяют месторождения различного состава. Концентрация оруденения носит экстенсивный характер. Промышленные рудные объекты локализованы на участках пересечения зон северо-восточного простирания широтными рудоконцентрирующими линеаментами. Узлы пересечения определяют уже уровень интенсивной концентрации оруденения (рис. 16).

Пояса экстенсивной концентрации оруденения известны во многих регионах. Так, в Таджикистане Р.А. Белов описал пояс концентрации месторождений и проявлений различного состава, приуроченный к широкой зоне Сармато-Туранского линеамента северо-западного простирания [2]. Последний рассекает орогенное Зеравшано-Гиссарское сводовое поднятие. Практически вся рудная минерализация сосредоточена в зоне этого линеамента (см. рис. 3). Интересно, что специализация оруденения в пределах пояса связана с внутренними концентрическими дислокациями свода. Следующая ступень концентрации оруденения связана здесь с секущими меридиональными линеаментами.

Таким образом, есть основания выделять разные уровни (ступени) концентрации оруденения. Первая ступень связана со специализированными металлогеническими зонами и секущими поясами.

Следующая ступень концентрации оруденения связана с секущими линеаментами рудоконцентрирующего типа. На участках пересечения могут локализоваться рудные районы (группы сближенных рудных



- |  |  |  |  |  |  |  |  |    |
|--|--|--|--|--|--|--|--|----|
|  |  |  |  |  |  |  |  | 8  |
|  |  |  |  |  |  |  |  | 16 |



**Рис., 16. Схема соотношения широтных рудоконцентрирующих дислокаций на западе США с секущими металлогеническими зонами:**

1–14 – месторождения (крупными знаками выделены уникальные по запасам объекты): 1 – золоторудные, 2 – золото-серебряные, 3 – молибденовые, 4 – медно-молибденовые, 5 – медные, 6 – свинцово-цинково-серебряные, 7 – свинцово-серебряные, 8 – вольфрамовые, 9 – ртутные, 10 – кобальтовые, 11 – бора, 12 – барит-сурьмяные, 13 – железорудные, 14 – редких элементов; 15 – рудные пояса (по Лендверу); 16 – зоны широтных линеаментов (по И.Н. Томсону, Я. Кутине, А.В. Хейлу)

---

узлов и полей) или обособленные рудные поля и узлы. Очевидно, что рудные районы соответствуют более высокому уровню концентрации оруденения. В связи с этим необходимо выяснить, почему в одном случае формируются рудные районы, а в другом – обособленные рудные поля.

Непосредственная позиция рудных районов в местах пересечения линеаментов определяется уже локальными тектоно-магматическими структурами, которые обуславливают следующую ступень концентрации рудного вещества. При этом рудные районы контролируются тектоно-магматическими структурами более высокого ранга (первичными очаговыми структурами). Рудные узлы и поля тяготеют к более локальным очаговым структурам, что, возможно, и определяет уровень концентрации оруденения.

## **2. СВОДОВЫЕ ПОДНЯТИЯ ОРОГЕННЫХ И АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Типоморфные дислокации орогенных и активизированных областей – сводовые поднятия – представляют собой новообразованные структурные формы, связанные с перестройкой складчатых и консолидированных областей в орогенных условиях и при тектоно-магматической активизации. В условиях орогенеза и активизации, особенно продуктивных в отношении эндогенного оруденения, формировались разнообразные типы эндогенных месторождений.

В качестве примеров рассмотрим позиции рудных районов в орогенном Южно-Сихотэалинском сводовом поднятии, наложенном на мезозойды южного Приморья, и в Кураминском своде, возникшем при позднепалеозойской активизации Ферганского срединного массива.

Южно-Сихотэалинский свод представляет собой меловое орогенное сооружение, наложенное на складчатые мезозойды Сихотэ-Алиня. В позднем мелу начал формироваться также наложенный континентальный вулканический пояс, который на побережье Приморья образует сплошной мощный вулканический покров. В западном направлении пояса

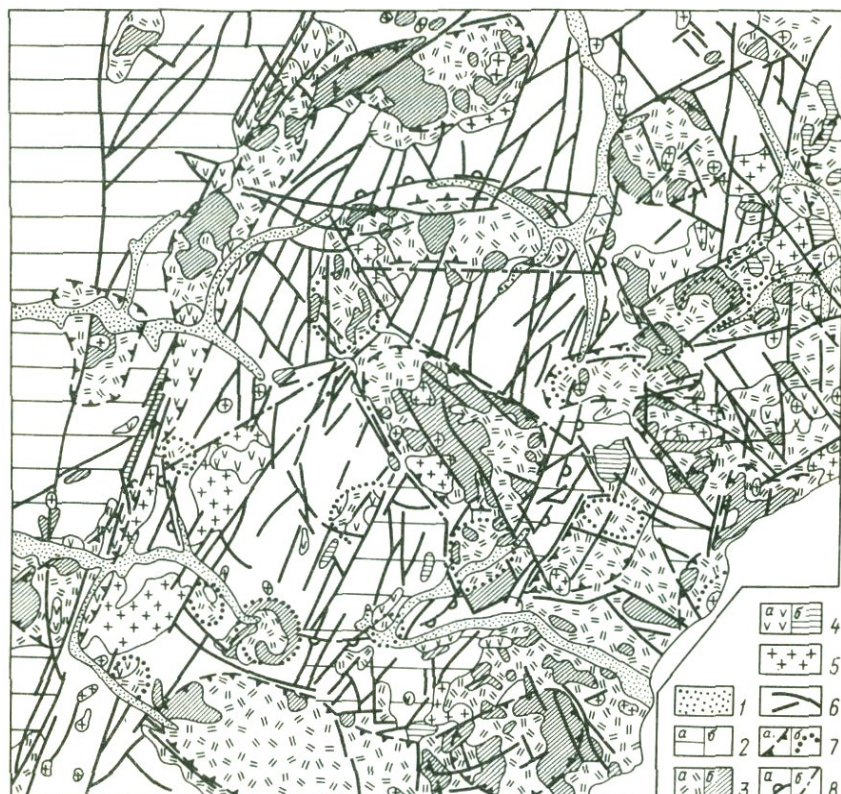


Рис. 17. Схема геологического строения Южно-Сихотэалинского свода:

1 — аллювиальные отложения; 2 — складчатые толщи основания (а — домеловые, б — раннемеловые); 3 — кислые вулканиты (а) и их жерловые аппараты (б); 4 — вулканиты среднего состава (а) и их жерловые аппараты (б); 5 — гранитоиды; 6 — разломы; 7 — вулканические структуры (а — грабены, б — кальдеры); 8 — сводовые поднятия (а — граница ядра, б — радиальные дислокации)

образует глубокие апофизы в сторону континента, которые обрамляют сводовые поднятия (рис. 17). В пределах Южно-Сихотэалинского свода В.А. Баскина отметила присутствие аномального вулканического ареала, сложенного ультракислыми трахириолитами.

Сводовым поднятиям соответствуют изометричные гравитационные минимумы, которые имеют звездчатое строение. По данным В.В. Середина, сводовые поднятия дешифрируются на космических снимках как системы концентрических дислокаций и дуговых разломов [23]. Пояса даек группируются в крупные концентрические



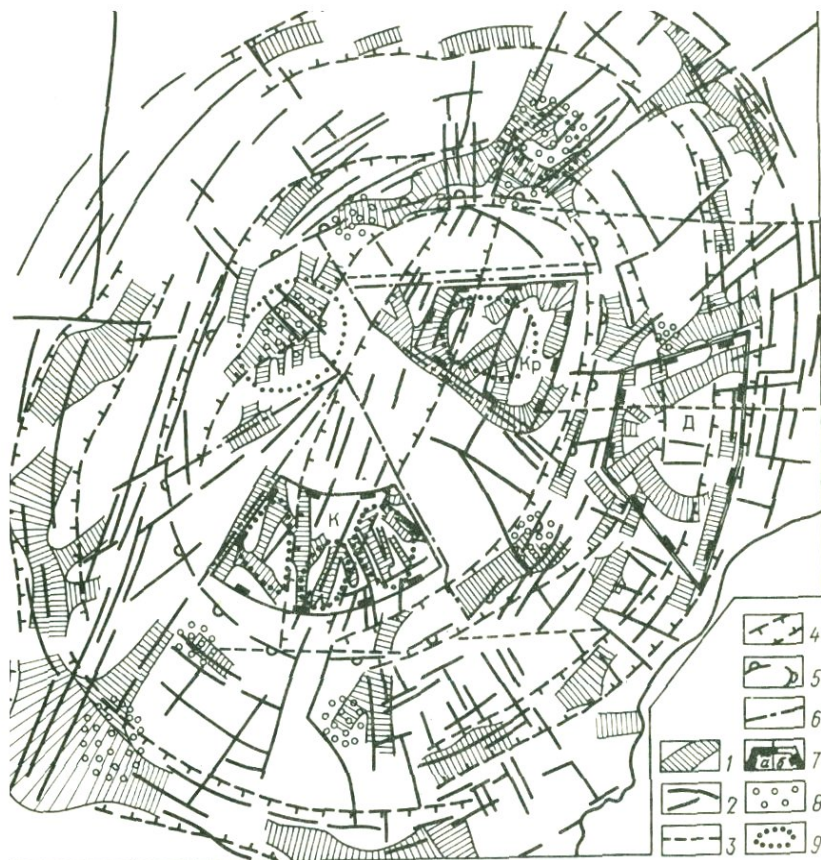


рис. 18. Схема размещения поясов концентрации даек и рудных районов в пределах Южно-Сихотэалинского свода:

- пояса концентрации даек; 2 — разломы; 3 — сквозные широтные дислокации;
- зоны проницаемости на периферии ядра и внешней периферии свода; 5 — яница ядра; 6 — радиальные дислокации; 7 — границы рудных районов: а — товорудных (К — Кавалеровского, Кр — Краснояреченского), б — полиметаллического (Д — Дальнегорского); 8 — скрытые интрузивные массивы; 9 — обособленные рудные узлы и минерализованные площади

системы в периферической зоне свода и по обрамлению его ядра (рис. 18). Ядро свода представляет собой возвышенную часть поднятия, которое находит отражение в структурных формах современного рельефа. Концентрические системы дайковых поясов маркируют зоны глубинной проницаемости в пределах сводового поднятия. Помимо даек здесь сосредоточены цепи локальных кальдер, системы разрывов,



зон смятия и будинажа, экстрюзий. Концентрическая группировка роев даек сопровождается местами появлением также их радиальных (по отношению к своду) систем.

Таким образом, внутреннее строение свода определяется наличием осевой зоны дислокаций, концентрических и радиальных систем разломов. Сочетание радиальных и концентрических поясов даек отмечается только в пределах отдельных секториальных блоков свода. Это прежде всего Кавалеровский, Краснореченский и Дальнегорский блоки, к которым приурочены наиболее важные промышленные рудные районы южного Приморья. Эти блоки-районы примыкают к одной и той же зоне проницаемости на границе ядра сводового поднятия (см. рис. 18). При этом оловорудный Кавалеровский район расположен близ зоны проницаемости со стороны ядра свода, а скарново-полиметаллический Дальнегорский район — с внешней стороны. Различия в специализации вызваны принадлежностью первого района к оловоносной области ядра, а второго — к полиметаллической металлогенической зоне промежуточного пояса свода.

Зоной проницаемости свода является и его осевая система дислокаций, ориентированная в северо-восточном направлении и расположенная вдоль географической оси овального свода.

Осевая зона дислокаций проявлена в форме системы параллельных разломов, зон будинажа и смятия, вдоль которых на отдельных интервалах прослеживаются пояса даек и субвулканических тел. Здесь также широко развиты углеродистые метасоматиты. Осевая зона проницаемости проходит через Кавалеровский рудный район. К этой же зоне приурочен также Краснореченский рудный район.

Конкретная позиция блоков рудных районов в пределах свода определяется пересечением зон проницаемости свода широтными сквозными дислокациями (см. рис. 18). Последние в Приморье являются рудоконцентрирующими.

Важная роль в определении позиции рудных районов принадлежит и радиальным дислокациям. Все рудные районы отличаются концентрацией поясов даек радиального, по отношению к сводовому поднятию, направления. Причем эти радиальные пояса насыщают секториальные блоки ядра и промежуточные зоны свода. Таким образом, наряду с поясами проницаемости в пределах свода выделяются еще и блоки повышенной проницаемости (см. рис. 18). Два из этих блоков — рудных районов (Кавалеровский и Краснореченский) и одна минерализованная площадь (Октябрьская) приурочены к осевой зоне дислокаций и одновременно занимают позицию секториальных блоков в своде.

Особенность оловорудных районов — связь с выступами складчатого основания. К соседним безрудным блокам приурочены вулканотектонические впадины (Якутинская, Березовская). Отчасти в связи с этим для оловорудных районов характерны повышенные значения гравитационного поля на общем фоне минимума ядра.

В промежуточной зоне свода расположен Дальнегорский скарново-полиметаллический район. Здесь также проявлены пояса даек радиального и других направлений, которые насыщают трапециевидный секториальный блок. Рои даек группируются вокруг магматического центра района — Триключевской кальдеры. Одни дайки опоясывают кальдеру, другие ориентированы по отношению к ней радиально (см. рис. 9, В). Месторождения и рудопроявления группируются также в кольцевом поясе вокруг кальдеры, тогда как внутренняя часть кальдеры практически безрудна.

Помимо рудных районов в регионе известны обособленные рудные поля и минерализованные площади (см. рис. 18). Локальные рудоносные площади также тяготеют к концентрическим зонам проницаемости свода и преимущественно расположены на границе ядра свода. В отличие от рудных районов, которые занимают крупные блоки ядра или промежуточной зоны, обособленные рудные поля развиты в сравнительно узких зонах проницаемости. В определении их позиций также важная роль принадлежит сквозным широтным нарушениям. Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Рудные районы вмещаются блоками трапециевидной формы, ограниченными разломами и зонами дислокаций радиальной и концентрической систем сводового поднятия. Блоки занимают позиции секторов в различных зонах орогенного сводового поднятия.

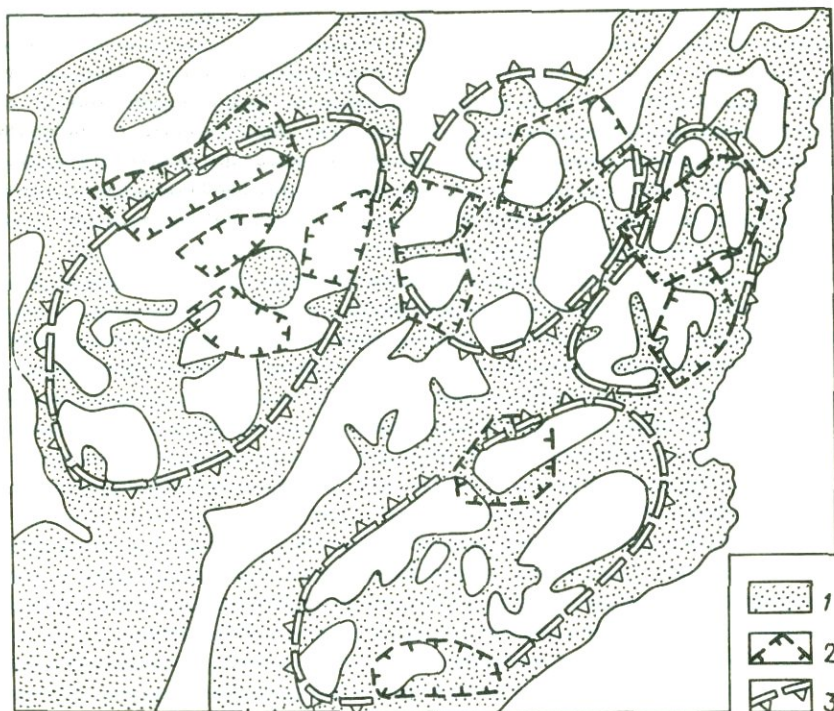
2. Рудные районы, изолированные рудные поля и минерализованные площади приурочены к тем участкам зон проницаемости свода, где они пересекаются сквозными широтными дислокациями.

3. Блоки рудных районов представляют собой тектоно-магматические очаговые структуры. К ним приурочены зональные магматические ареалы, группирующиеся вокруг центральных кальдер или скрытых плутонов.

Кроме того, данные сейсмического зондирования позволяют предположить поднятие подошвы земной коры в рудных районах, которые как бы "насажены" на мантийные валы.

Сходная позиция рудных районов установлена в Восточном Забайкалье [23]. Своды обрамлены системами дугообразных впадин с позднеюрскими вулканитами и раннемеловыми континентальными отложениями. Все рудные районы расположены в пределах секториальных блоков в сводовых поднятиях, часто имеют трапециевидную форму, ограничены радиальными разломами (рис. 19). Блоки характеризуются как позднемезозойские поднятия и насыщены юрскими интрузиями. Для рудных районов присуща асимметричная (по отношению к ядрам сводов) зональность оруденения. При этом ранние существенно кварцевые минеральные ассоциации более развиты близ центральных частей сводов. В направлении подножий сводов происходит также омоложение рудной минерализации.





**Рис. 19. Позиция рудных районов в сводовых поднятиях Восточного Забайкалья:**  
 1 — современные впадины; 2 — границы рудных районов; 3 — контуры сводовых поднятий

Блоки рудных районов располагаются на участках пересечения сводов сквозными рудоконцентрирующими линеаментами северо-западного простирания. Несмотря на то что в Приморье сводовые поднятия значительно крупнее, чем в Восточном Забайкалье, в позиции рудных районов и особенностях их строения есть много общего. В обоих регионах блоки обычно имеют трапециевидную форму и представляют собой секториальные поднятия. Им присуща повышенная насыщенность малыми интрузивами, которые формируют в рамках блока магматический ареал. Различия заключаются в том, что секториальные блоки Восточного Забайкалья распространяются от вершины до подножья сводов, а в Приморье приурочены к их определенным областям.

Палеотектонические реконструкции, морфоструктурные и геофизические материалы позволили выделить в активизированной области Ферганского срединного массива Чаткальское и Кураминское сводовые поднятия, возникшие в позднем палеозое в условиях тектоно-маг-



матической активизации, сопровождавшейся массовым рудообразованием. В этот период здесь активно проявился континентальный вулканизм, на фоне общего поднятия возникли вулкано-тектонические впадины, внедрялись разнообразны интрузивы и характерные рои даек.

Полуконцентрическая зона обрамления ядра включает сложную систему дайковых поясов, ориентированных в северо-восточном и субширотном направлениях. В зоне Кумбельского разлома пояса смыкаются в единую полукольцевую зону. К этой зоне приурочена цепь концентрических структур (в основном вулканических кальдер), которые образуют сателлитную систему. Внешняя часть крыльев свода перекрыта чехлом рыхлых отложений.

Практически каждая структура в полукольцевой гирлянде кальдер и вулканических куполов рудоносна. Наибольшей концентрацией оруденения отличаются те участки отмеченного дайками пояса проницаемости, которые пересекаются меридиональными линеаменами рудоконцентрирующего типа. Под их влиянием локализуются рудные районы, охватывающие всю площадь кальдеры и ее концентрического обрамления, и рудные узлы, контролирующиеся вторичными очаговыми структурами ("вложенными" кальдерами) или секториальными блоками кальдер.

Сравнение сводовых поднятий Тянь-Шаньского и Сихотэ-Алинского орогенов показывает высокую степень подобия в условиях размещения рудных районов.

В том и другом регионе важная роль принадлежит концентрическим зонам проницаемости, сопровождающимся дайковыми поясами. Собственно рудные районы приурочены к тектоно-магматическим структурам блоковой (в Приморье) или кольцевой (в Чаткало-Кураминском регионе) формы, которые локализуются в местах пересечения зон проницаемости сквозными рудоконцентрирующими линеаменами.

Внутренняя зона проницаемости в сводах не единственная. По их периферии обычно располагаются другие зоны проницаемости, которые отличаются иной металлогенической специализацией по сравнению с внутренней зоной.

Важную рудоконтролирующую роль играют те очаговые структуры, которые приурочены к зонам проницаемости и расположены в пределах блоков рудных районов. Такие очаговые структуры могут вмещать рудные узлы и поля. Большое значение при этом имеет совмещение первичных и вторичных очаговых структур, так как во вложенных очаговых структурах происходит как бы дополнительная концентрация оруденения. Наиболее продуктивные рудные поля обычно приурочены к вторичным очаговым структурам. Нередко рудные поля охватывают не всю очаговую структуру, а лишь отдельные ее секториальные блоки в месте пересечения их линеаменами. Таким образом, достаточно определенно устанавливаются типовые позиции и связи локальных рудоносных площадей с орогенными структурами.

В пределах Кураминского свода кальдерные постройки, которые не входят в концентрическую систему и, следовательно, расположены за пределами зоны проницаемости, рудных районов не вмещают.

Иные закономерности характерны для локализации районов эпitherмального оруденения, не имеющего непосредственных связей с магматизмом в активизированных срединных массивах. По данным Л.В. Хорошилова, в пределах Кокчетавского массива в девонское время существовал крупный свод, осложненный приразломными впадинами [23]. Локальные рудоносные площади примыкают к приразломным кембродовикским, вендским и девонским впадинам и локализируются в узлах сопряжения и пересечения пограничных и других разломов зонами скрытых линейментов. Эти структурные узлы отличаются повышенными амплитудами перемещения вдоль пограничных разломов, причем амплитуды затухают при выходе за границы рудных районов. Складки в толщах впадин здесь тесно сжаты в отличие от пологих складок за пределами локальных рудоносных площадей. Для последних характерны также поперечные антиклинальные перегибы.

Таким образом, в областях развития эпitherмального оруденения локальные рудоносные площади характеризуются как центры повышенной подвижности и дислоцированности.

### 3. ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Продуктивные эпохи эндогенного оруденения сопряжены как с континентальным магматизмом, проявившимся в условиях орогенеза и активизации, так и с подводным вулканизмом в раннегеосинклинальных условиях. С последним связаны колчеданосные провинции Рудного Алтая и Урала.

Как отмечает Г.Ф. Яковлев, рудные районы и поля здесь контролируются длительно развивавшимися вулканотектоническими структурами — купольными поднятиями, биклиналями, депрессиями [46]. Вулкано-купольные поднятия могут быть осложнены кальдерными постройками. По данным А.И. Кривцова и В.М. Шепелева, рудоносные брахиантиклинали Южного Урала представляют собой не наложенные складки, а синвулканические поднятия, влияющие на распределение фаций и мощностей вулкаников. Вмещающие колчеданное оруденение вулкано-биклиналильные структуры представляют собой положительные сооружения, возникшие на месте депрессий палеорельефа за счет перекомпенсации вулканиками [26].

Характер развития этих вулкано-тектонических структур — центростремительный. Размер структур со временем уменьшается, вулканотектоническая активность концентрируется в локальных телескопированных формах во внутренней части структуры или в секториальных



блоках. Именно здесь происходит накопление оруденения. Эти особенности свидетельствуют о том, что по геологической природе локальные рудоносные площади соответствуют тектоно-магматическим (очаговым) структурам.

Как отмечает Г.Н. Щерба, локальные рудоносные площади Рудного Алтая проявлены в гравитационных и магнитных полях изометричными формами с элементом округлых структур [45].

Региональная позиция рудоносных площадей характеризуется приуроченностью к замыканию регионального максимума поля силы тяжести. Они располагаются в пределах дуговых структур, связанных с поднятиями каледонского фундамента. Так, по В.Д. Баранову и Г.Ф. Яковлеву, Зырянский рудный район Рудного Алтая приурочен к юго-восточному погружению Синюшинского антиклинория. По Г.Ф. Яковлеву, в пределах Синюшинского поднятия развиты вулканиты базальтриолитовой формации, переслаивающиеся с осадочными отложениями. Мощность этих толщ сокращается к центру поднятия, где появляются красноцветные отложения. Это свидетельствует о конседиментационном развитии поднятий. Последние можно сравнивать с овальными сводовыми поднятиями.

Как указывает Г.Ф. Яковлев, линейные вулканотектонические поднятия (горст-антиклинории), сложенные слабодифференцированными формациями, мало перспективны в отношении рудоносности [46]. Отмечается также линеаментный контроль в локализации локальных рудных площадей, которые приурочены к участкам пересечения зон крупных разломов меридионального и субширотного простирания. Разломы четко выражены в градиентах гравитационного поля. Зоны широтных линеаментов на Рудном Алтае, по мнению Ю.Ю. Воробьева, играют роль рудоконцентрирующих структур и формируют валообразные поднятия (антиклинорные перегибы). В колчеданосных провинциях преобладает формационный и литолого-фациальный контроль.

Несмотря на кардинальные различия между орогенными и раннегеосинклинальными условиями, неожиданно оказывается, что как геологическая природа, так и региональная позиция локальных рудоносных площадей обнаруживают большое сходство. Действительно, образовавшиеся в различных условиях рудные районы, узлы и поля контролируются тектоно-магматическими очаговыми структурами. Последовательная концентрация оруденения происходит в рамках телескопированных очаговых структур, осложняющих более ранние и крупные формы.

Позиция рудоносных очаговых структур определяется пересечением линеаментов и зон разломов.

Эти закономерности являются общими для орогенов, активизированных областей, геосинклиналей.



ГЛАВА V  
СТРОЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ

1. ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Для каждого таксономического уровня оруденения (рудные тела — рудные узлы и районы) характерны специфические типы зональности. Так, в рудных телах это пульсационная (стадийная) зональность, или зональность отложения. Характер зональности в рудных районах и узлах различен и зависит от их структурно-морфологического типа.

**Рудные районы блокового типа.** Такие районы занимают секториальное положение в сводовых поднятиях и характеризуются особым типом рудной зональности — миграционной зональностью. Для нее характерно закономерное смещение в пространстве разнотипной минерализации, возраст которой может различаться на 17–20 млн. лет. Например, в Балейском рудном узле установлены обособленные проявления разнотипной и разновозрастной золоторудной минерализации.

Собственно Балейское месторождение сложено жилами халцедоно-видного кварца с низкопробным золотом, залегающими в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях Балейской впадины. Возраст этой минерализации составляет  $120 \pm 5$  млн. лет (по адуляру из жил).

Золото-кварц-сульфидные жилы рудопоявления к юго-западу от Балейского месторождения залегают в палеозойских гранитоидах и ассоциируют с юрскими дайками лампрофиров. Пробность золота здесь составляет 800, возраст минерализации —  $146 \pm 8$  млн. лет.

Еще южнее, среди палеозойских гранитов и мезозойских диоритов, расположено рудопоявление с кварц-молибденовыми жилами, содержащими высокопробное (940) золото и секущимися турмалиновыми прожилками. С этим проявлением ассоциируют штоки и дайки гибридных порфиров, возраст которых (175–160 млн. лет) соответствует средней юре. Галька турмалинизированных пород присутствует в отложениях Балейской впадины, которые вмещают жилы халцедоно-видного кварца.

Таким образом, в пределах Балейского рудного узла происходила направленная смена (с юга на север) золоторудной минерализации высокотемпературного типа в ассоциации со среднеюрскими гибридными порфирами позднеюрской минерализацией в ассоциации с дайками лампрофиров и, наконец, низкотемпературной раннемеловой минерализацией в безынтрузивной зоне Балейской депрессий.

В изотопном составе серы из проявлений разного типа установлены существенные различия, причем наблюдается обогащение тяжелым изотопом руд позднего этапа. Это можно рассматривать как свидетельство автономности источников вещества для проявлений разного типа.

Миграционная зональность в пределах Балейского узла проявлена в направленной смене типов золотой минерализации от области поднятия в направлении впадины. Рудный узел расположен в центральной части трапецевидного блока Балейского рудного района, который, в свою очередь, является сектором Ундино-Борзинского свода.

Балейский блок был поднятием уже в конце ранней юры. Однако в средней юре, в связи с возникновением Ундино-Борзинского свода, здесь образовалась узкая наложенная впадина, в которой накапливались отложения верхнегазимуурской свиты и среднеюрские эффузивы. В поздней юре и затем в раннем мелу впадина продолжала существовать, смещаясь к северо-западу по мере разрастания сводового поднятия. Несмотря на то что Балейский блок длительное время прогибался, по сравнению с соседними блоками, средне-верхнеюрские вулканы распространены в нем незначительно. Особенно резко увеличиваются мощности и размеры эффузивных полей к востоку от субмеридионального Курунзулаевского разлома, ограничивающего район. Это позволяет считать, что блок испытывал относительное воздымание по отношению к сопредельному блоку еще в средней юре. Меловые отложения в пределах блока представлены грубообломочными фациями сокращенной мощности. Здесь меловая впадина оказалась полностью в пределах площади рудного района, хотя чаще меловые впадины располагаются вдоль границ рудных районов и рудоносные площади прилегают к ним с одной стороны.

В Балейском рудном районе распространены мезозойские интрузивы, причем в их расположении установлена асимметричная зональность: в южной части локализуются гранитные массивы сретенского комплекса, которые к северу сменяются гранитоидами повышенной основности шахтаминского комплекса и дайковым поясом диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Локализованные в южной части района кварц-молибденитовые проявления сменяются к северо-западу золото-турмалиновой и золото-сульфидной минерализацией. Особенно широко развита в районе внешняя периферическая зона низкотемпературной минерализации, которая прослеживается вдоль Ундино-Даинской впадины до Казаковского месторождения (рис. 20).

Асимметричная миграционная зональность характерна и для большинства других рудных районов Восточного Забайкалья: Букука-Белухинского, Этыкинского, Шахтама-Акатуевского, Газимуро-Заводского, Нерчинско-Заводского, Кадаинско-Покровского.

Рудные районы контролируются, как правило, теми секториальными блоками сводов, которые отличаются от сопряженных секторов более интенсивным поднятием.

В пределах блоков — рудных районов — обычно устанавливаются различные типы оруденения. Оруденение размещено зонально: во внут-

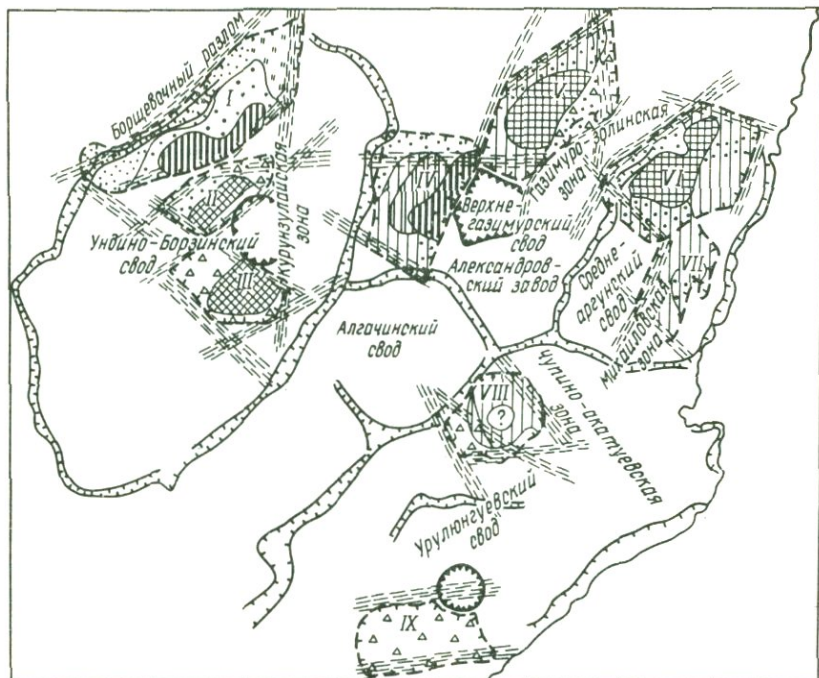


Рис. 20. Схема зонального размещения минерализации в рудных районах Юго-Восточного Забайкалья:

1 — рудные районы: I — Бале́йский, II — Буку́ка-Белухинский, III — Эты́кинский, IV — Шахтама-Акатуе́вский, V — Гази́муро-За́водский, VI — Нерчи́нско-За́водский, VII — Кадаи́нско-По́кровский, VIII — Кли́чкийский, IX — Абага́йтуйский; 2 — разломы фундамента; 3 — тектонические долины в подножьях сводовых поднятий; 4 — опускания в центральных частях сводов; 5 — области распространения минерализации, связанной со скарнами; 6–8 — площади преимущественного развития высокотемпературных гидротермальных формаций; 6 — кварц-молибденовой, 7 — кварцеворудной, 8 — кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой; 9–11 — области развития среднетемпературных формаций: 9 — галенит-сфалеритовой, 10 — галенит-сфалеритовой с широким развитием ранних минеральных ассоциаций сульфидов железа и мышьяка, 11 — молибденит-галенит-сфалеритовой, 12, 13 — зоны распространения низкотемпературной минерализации: 12 — кварцеворудной бале́йского типа, 13 — кварц-карбонатно-киноварной, кварц-ферберит-киноварной, кварц-антимонитовой, кварц-антимонит-баритовой и флюоритовой



ренных частях рудных районов локализуются высокотемпературные и часто более ранние типы оруденения, в периферических — более поздние средне- и низкотемпературные. Во многих случаях зональность носит асимметричный характер, что объясняется приуроченностью рудных районов к секториальным блокам сводов.

Ареалы распространения мезозойских интрузивов в рудных районах также обнаруживают черты зональности: более основные разности тяготеют к периферийным частям блоков.

Миграционная зональность отмечена и в рудных районах блокового типа в Приморье. Например, в Кавалеровском районе центр асимметричного магматического ареала — Угловская кальдера — смещен к северной части блока. Зональность оруденения проявлена в общообленном размещении рудных полей с различными типами оловянной минерализации. Так, внешняя зона развития эоценовой касситерит-хлорит-кварц-сульфидной минерализации располагается дугой от восточной границы района (Эрдагоусское и Силинское месторождения) вдоль южного обрамления (Левицкое месторождение) к его восточной границе (Новогорское и Арсеньевское месторождения). Во внутренней зоне района известны рудные поля с турмалин-колчедан-сульфосольной минерализацией позднемелового — палеоценового этапа (Темногорское, Ивановское и Дубровское месторождения).

В пределах трапециевидного блока Дальнегорского рудного района проявлено два основных типа оруденения: скарново-полиметаллическое в карбонатных породах и оловянно-полиметаллическое в терригенных толщах. Магматический ареал района имеет симметричную форму и как бы группируется вокруг Триключевской кальдеры (см. рис. 9, В). В то же время распределение месторождений двух основных типов отчетливо асимметрично: скарново-полиметаллическое оруденение локализовано в северо-западной части района, оловянно-полиметаллическая минерализация — в пределах юго-восточной части.

Таким образом, в районах блокового типа зональность носит асимметричный характер и проявлена в смене оруденения ранних этапов поздними в направлении от центральной части свода к его периферии.

**Рудные районы концентрического типа.** Такие рудные районы контролируются крупными кальдерными постройками или другими концентрическими очаговыми структурами. Здесь зональность оруденения носит отчетливо концентрический характер. При этом особенности зональности определяются характером эволюции очаговой структуры. Основная особенность такого развития — поэтапное сокращение площади эндогенной активности и ее локализация во вложенных (телескопированных) структурах и затем в отдельных секториальных блоках. Последние соответствуют площадям максимальной концентрации оруденения. Характерным примером может служить Адрасманская кальдера

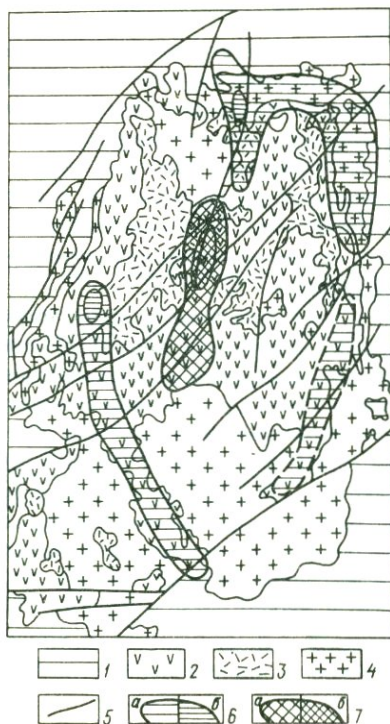
(см. рис. 9, А), где концентрические металлогенические зоны контролируются телескопированными кальдерными постройками.

По внешней периферии большой Адрасманской кальдеры локализируются рудопоявления кварц-адуляровой формации. С вложенной Тавакской кальдерой и ее периферией связан концентрический пояс свинцово-цинковой минерализации. Медно-висмутовое оруденение приурочено к внутренней части Тавакской кальдеры. Наиболее продуктивная флюорит-полиметаллическая минерализация расположена в секториальном блоке кальдеры. Таким образом, происходило последовательное "стягивание" эндогенной активности во все более локальные внутренние структуры.

Зональность охарактеризованного типа можно назвать миграционной центростремительной.

Известны рудные районы, приуроченные к концентрическим структурам, в которых проявлена миграционная зональность центробежного типа.

Нявленгинский рудный район приурочен к овальной вулканотектонической впадине (рис. 21). Депрессия выполнена тремя стратифицированными толщами вулканитов. В средней толще, связанной со страто-



вулканической стадией развития вулканоструктуры, наблюдается отчетливая концентрическая фациальная зональность: последовательная смена (от центра к периферии) лавовой, туфволавова и периферической туфовой зон. Вулканоструктуру опоясывают гранитоидные тела.

В районе развито несколько типов рудной минерализации,

Рис. 21. Схема зонального размещения минерализации в Нявленгинском рудном районе. По Ю.С. Бочарникову [3]:

1 — складчатые толщи мезозойских; 2 — вулканиты среднего состава; 3 — вулканиты кислого состава; 4 — гранитоиды; 5 — разломы; 6, 7 — зоны развития (а) и рудные поля (б) оруденения: 6 — молибденового и полиметаллического, 7 — золото-серебряного



пространственно разобщенных [3]. В центральной части района золото-серебряная минерализация локализована в вулканитах нижней и средней толщ. В игнимбритах верхней толщи оруденение не проникает.

Проявления молибденового и серебряно-полиметаллического оруденения приурочены к периферии вулканоструктуры и часто залегают в гранитоидах обрамления. Эти гранитоиды — наиболее молодые магматические породы района, что дает основание относить молибденовую и серебряно-полиметаллическую минерализацию к поздним этапам процесса рудообразования. Таким образом, здесь происходило смещение более молодых проявлений минерализации в направлении периферии структуры, что позволяет этот тип зональности считать миграционным центробежным.

Характер зональности определяется типом направленного развития структуры. Под воздействием остаточных очагов в одних случаях происходит последовательное “стягивание” активности к остаточным внутренним очагам, в других — к ослабленной зоне на периферии структуры. Последнее свойственно крупным стратовулканам.

Общая черта зональности оруденения в рудных районах — миграционный характер: направленное смещение разноэтапной минерализации. При этом зональность носит концентрический характер в районах, приуроченных к овальным и кольцевым тектоно-магматическим структурам, и асимметричный — в районах блоковой формы. Рудные районы двух основных морфологических типов различаются и по характеру зональности оруденения.

## 2. СЕКУЩИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ

Позиция рудных полей и узлов — одна из наиболее важных особенностей строения рудных районов. В пределах многих районов блоковой формы установлено отчетливое прямолинейное или дугообразное расположение линейных групп рудных полей. Рудные районы различаются как по характеру проявления зональности оруденения (блоки с асимметричной зональностью и крупные очаговые структуры кольцевой формы с концентрической зональностью), так и по особенностям размещения рудных полей. В районах блокового типа наиболее значительную роль играют сквозные линеаменты и дислокации, связанные с вмещающими сводами. В районах концентрического типа основное значение приобретают внутренние радиальные и концентрические нарушения.

Так, в рудных районах Приамурья (Хинганском, Баджальском, Комсомольском) важную роль играют рудоконцентрирующие линеаменты широтной ориентировки. На Северо-Востоке СССР широтные рудоконцентрирующие линеаменты прослеживаются на значительные расстояния, пересекая тектонические области различного строения. Их влиянием определяются линейные группировки месторождений и рудо-



проявлений в Хинганском и Баджалском рудных районах. В первом районе известны две такие рудоносные полосы, а во втором — три. В Баджалском районе штокам и дайкам гранитного состава, которые рвут вулканиты, принадлежит значительная роль в локализации оруденения. Цепочки интрузивов (включая скрытые штоки), а также линейные зоны штокверковой минерализации и высокотемпературные метасоматиты прослеживаются вдоль единых трех широтных тектонических зон.

В Хинганском районе гранит-порфиры, прорывающие риолиты и рудоносные брекчии кварцевой формации, группируются в две широтные зоны в северной и южной частях района.

В Комсомольском рудном районе, где преобладает оловянная минерализация касситерит-силикатной формации, значение широтных линеаментов сказывается в большей степени в характере размещения штоков гранитоидов повышенной основности силинского комплекса, с которыми парагенетически связана оловянная минерализация. Промышленное оруденение наложено на зоны турмалинитов. Протяженные зоны турмалинитов прослеживаются через весь рудный район в субмеридиональном направлении и представляют собой слабовыпуклые в восточном направлении конформные дуги. Как показал В.В. Середин, зоны турмалинизации пространственно совпадают с концентрическими дислокациями крупного свода, к которому приурочен рудный район. Участки наложения на турмалиниты промышленной минерализации определяются как секущими широтными линеаментами, так и внутренними очаговыми структурами. Таким образом, в Комсомольском районе отчетливо проявлен комплексный контроль позиции промышленных рудных объектов пересечением различных типов структур.

В Кавалеровском рудном районе Приморья, где преобладает оловянное оруденение касситерит-силикатной формации, также устанавливается цепочечная группировка рудных полей в пределах двух дугообразных (выпуклых на юг) зон (см. рис. 9, Г). Южная включает следующие рудные поля: Новогорское, Перевальное, Дубровское, Левицкое, Хрустальненское, Силинское. Дугообразная ослабленная тектоническая зона выявляется по геофизическим данным и по своему положению соответствует концентрической дислокации Южно-Сихотэалинского свода, в пределах которого рудный район занимает положение секториального блока. Эта же зона на юге ограничивает распространение веерообразной системы поясов даек. Другая группа рудных полей локализована вдоль северной окраины рудного района.

Таким образом, линеаменты регионального распространения играют важную рудоконтролирующую роль.

### 3. УЗЛЫ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ СЕКУЩИХ ЛИНЕАМЕНТОВ И РАЗЛОМОВ

Исследователи давно обратили внимание на рудоконтролирующую роль узлов пересечений трещин и разломов. А. Локк еще в 1926 г. отметил приуроченность “рудных отдушин” к пересечению трещинных структур. В.М. Крейтер в 1940 г. подчеркнул, что пересечение трещин и разломов определяет развитие рудных столбов в трещинных системах и особенно контролирует образование серий трубообразных тел в метасоматических месторождениях.

Узлы пересечения линейных зон нарушений определяют позиции не только отдельных рудных тел и рудных столбов, но и рудных полей, узлов и даже районов. Изометричный характер большинства рудоносных площадей служит косвенным свидетельством их контроля узлами пересечения линейных зон. Так, по материалам В.Я. Киселева, позиция Уланского полиметаллического месторождения в МНР определяется пересечением северо-восточных разломов, контролирующих Монголо-Приаргунский вулканический пояс с северо-западными разломами. При этом основное рудное тело месторождения приурочено к крупной брекчиевой трубе.

Во многих случаях, когда в рудных полях преобладают рудные тела жильного типа, приуроченность их к узлам пересечения линеаментов и разломов может проявляться в развитии двух и более систем жильных тел. Известно множество примеров контроля узлами пересечения линейных дислокаций рудоносных площадей. При этом позиция рудных тел, полей, узлов и районов контролируется соответственно линейными нарушениями различного таксономического ранга. Необходимо принимать во внимание, что линейные ослабленные зоны, именовавшиеся ранее “зонами разломов фундамента”, а в настоящее время “зонами линеаментов”, образуют по размерам структуры нескольких порядков [23]. При этом линеаменты IV порядка (протяженность десятки и сотни километров, ширина 5–10 км) могут контролировать в пересечении с зонами других направлений позицию рудных полей. Линеаменты III порядка (протяженность сотни километров, ширина 20–50 км) могут определять позицию уже рудных узлов и районов. Рудоконтролирующая роль в узлах пересечения может принадлежать также зонам конкретных разломов – надвигов, сбросов, сдвигов. Позиция рудных районов во многом определяется секущими зонами линеаментов рудоконцентрирующего типа, имеющими устойчивую ориентировку на обширных пространствах континентов и относящимися к дислокациям III порядка. Их пересечения с нарушениями согласного типа создают условия для локализации рудных районов.

Строение рудоносных узлов на пересечении линеаментов и разломов имеет специфические особенности. Примеры строения таких структурных узлов были рассмотрены Л.В. Хорошиловым [23]. По его дан-



ным, позиция локальных рудоносных площадей Кокчетавского массива контролируется узлами сопряжения и пересечения зон линейментов и разломов различного типа и с разными амплитудами смещения. Срединный массив оконтурен северо-восточным Селетинским и северо-западным Сарысу-Тенизским разломами, которые ограничивают распространение на север силурийских и главной массы вулканогенных девонских отложений, а также представляют собой барьер для варисцийских интрузий, ограничивая распространение на юг главной массы силурийских инверсионных гранитоидов. По пограничным разломам происходит смена фаций ордовикских и кембрийских отложений.

В районе широко распространены так называемые краевые разломы. Они обрамляют докембрийские ядра срединного массива, отделяя их от кембро-ордовикских прогибов. Их вертикальная амплитуда достигает 8 км и определяется мощностью венд-кембрий-ордовикских отложений в прогибах (5–7 км), а также величиной эрозии гранитов и метаморфизованных пород (3–5 км) в стабильно воздымавшихся блоках срединного массива. Краевые разломы часто ограничивают поля развития силурийских гранитоидов, контролируют области развития кембрий-ордовикского и девонского вулканизма.

Простираение краевых разломов в западной части массива обычно северо-восточное, в восточной северо-западное, широтное или меридиональное. Заложение северо-западных разломов, вероятно, произошло в позднем докембрии, а широтных и меридиональных — в процессе заложения палеозойской геосинклинали. Несколько позже со смещением в плане краевых разломов возникали так называемые межблоковые разломы. Они развиваются на блоках поднятий (метаморфиты) или в кембро-ордовикских прогибах, иногда прослеживаются из прогибов в поднятия. Вертикальная суммарная амплитуда этих разломов составляет 3–4 км. Они отделяют блоки метаморфитов от областей с широким развитием вендских субплатформенных отложений, а в прогибах — нижнюю часть геосинклинального разреза от верхней. Межблоковые разломы, как и краевые, контролируют положение частных приразломных рифтоподобных грабен-синклиналей. В узлах сопряжения и пересечения межблоковых разломов между собой и с другими типами разломов возникают так называемые крестообразные, Т-образные и другие складчатые структуры. Они по зонам разломов на отдельных участках (в узлах сопряжения) погружены в докембрийский гранитно-метаморфический фундамент на 8–10 км.

Как правило, зоны межблоковых разломов ограничивают батолито-подобные интрузии гранитоидов, а небольшие изометричные массивы гранитов располагаются в зонах разломов. Здесь же отмечаются отдельные субвулканические тела кислого состава девонского возраста. Разломы имеют обычно диагональную ориентировку, при этом на западе массива они северо-восточные, а на востоке — преимущественно северо-западные.



Линеаменты скрытого типа (наиболее поздние) интенсивно активизировались в девонское время. Ориентировка разломов на западе массива ортогональная, широтная и меридиональная, а на востоке — диагональная. Именно на пересечении с ними располагаются основные рудные узлы Кокчетавского массива. Амплитуды вертикального перемещения по отдельным швам, входящим в трансблоковые зоны, достигают первых сотен метров, здесь отмечены флексурные перегибы складок, дайковые пояса. Вдоль швов часто локализуются небольшие девонские грабен-синклинальные структуры.

Внутриблоковые разломы обычно развиваются в пределах блоков поднятий или прогибов, имеют различную ориентировку и по простиранию ограничиваются пограничными краевыми или межблоковыми разломами. Протяженность внутриблоковых разломов обычно не превышает 15 км. Следует отметить, что многочисленные тектонические узлы, образованные непротяженными внутриблоковыми разломами, обычно не несут продуктивного оруденения. Только в рудных узлах, образованных пересечением краевых разломов пограничными, межблоковыми и трансблоковыми зонами линеаментов, на поднятиях (метаморфитах) и по их обрамлению возникают приразломные, обычно синклинальные складки кембро-ордовикских, вендских и девонских пород, глубоко погруженных в гранитно-метаморфический слой. В этих узлах отмечаются контрастные и разнонаправленные вертикальные перемещения.

Вдоль разломов, главных для данного рудного узла, обычно отмечаются тесно сжатые антиклинальные и синклинальные складки, которые на удалении выволаживаются. В отдельных узлах складчатость нередко осложнена поперечными антиклинальными перегибами, разделяющими самостоятельные рудные поля. При этом в тех частях узлов, где имеется только одна складка и проявились тесно сближенные секущие системы нарушений обычно одного секущего направления, располагается, как правило, единичное рудное поле. Там, где приразломная складка осложнена параллельными и поперечными антиклинальными перегибами и развиты многочисленные секущие швы глубинных разломов, обычно развиваются обширные рудные поля с многочисленными месторождениями или несколько сближенных рудных полей. Площадь рудных узлов, возникших в местах сопряжения и пересечения отмеченных выше зон глубинных разломов, локальна и изометрична в плане, ее размеры обычно изменяются от 50 до 400 км<sup>2</sup>.

Поскольку значительная часть оруденения в узлах связана с периодом девонской активизации, важное значение приобретают девонские структуры. К ним относятся все типы отмеченных выше зон разломов, активизированных в девоне, особенно в узлах их сопряжения и пересечения, а также поднятия и прогибы. В девоне Кокчетавский срединный массив представлял собой обширный свод, осложненный по зонам

разломов различными прогибами, которые в настоящее время выполнены девонскими вулканитами и осадочными, обычно красноцветными молассаами. Они часто образуют отчетливо вытянутые вдоль разломов грабенсинклинали либо представляют собой достаточно обширные, обычно изометричные депрессии, возникшие в блоках опускания между мощными зонами глубинных разломов. Рудные узлы размещаются в узлах пересечения и сопряжения разломов и также приурочены к обрамлению девонских депрессий.

Иными словами, благоприятные для локализации оруденения структурные узлы характеризуются сменой знака вертикальных движений в девонское время. Именно для рудоносных узлов характерно увеличение амплитуд перемещения по разломам, которые уменьшаются за пределами рудоносных площадей.

Выделение и прослеживание линеаментов и разломов и анализ строения узлов их пересечения — важный шаг в установлении позиции локальных рудоносных площадей.

#### **4. ВНУТРЕННИЕ ДИСЛОКАЦИИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР**

Помимо региональных нарушений в строении рудных районов важную роль играют внутренние радиальные и концентрические дислокации.

Характерно, что позиция дайковых поясов внутри районов разных морфологических типов обычно определяется не региональными дислокациями, а внутренними системами радиальных и дугообразных нарушений.

В районах концентрической формы, которые контролируются крупными очаговыми структурами, значительная роль в локализации оруденения также принадлежит радиальным и концентрическим внутренним дислокациям. Так, в пределах Адрасманского района, приуроченного к крупной кальдере, позиция основного рудного поля определяется секториальным блоком вложенной локальной кальдеры. Этот блок ограничен радиальными разломами. Другие рудные поля, приуроченные к периферии вложенной кальдеры, локализируются на пересечении радиальных и периферического кольцевого разлома (см. рис. 9, А). Рудоконцентрирующий линеамент меридионального простирания, возможно, также повлиял на размещение вложенной кальдеры.

В Нявленгинском рудном районе, приуроченном к обращенной кальдере, оруденение контролируется осевой зоной дислокаций, связанной с этапом куполообразования. Одно из рудных полей приурочено к участку расщепления осевой зоны в северной части района (см. рис. 9, Б), остальные рудные поля локализованы в периферической зоне дислокаций и на участках ее пересечения радиальными разломами.

Влияние внутренних (радиальных и концентрических) дислокаций на локализацию рудных полей установлено также в рудных районах блоковой формы, где определяющая роль принадлежит региональным линеаментам. Здесь рудные поля приурочены к местам пересечения внутренними дислокациями региональных рудоконтролирующих линеаментов. Так, в Кавалеровском рудном районе блоковой формы отдельные рудные поля, группирующиеся в цепь вдоль дугообразной зоны линеамента, приурочены к местам пересечения линеамента поясами даек. Дайки образуют внутреннюю радиальную систему, расходящуюся от центральной структуры — Угловской полукальдеры (см. рис. 9, Г). Радиальные пояса даек характерны и для Дальнегорского рудного района. Здесь в завалуированной форме проявляется также влияние сквозных широтных и меридиональных линеаментов.

В Комсомольском рудном районе купольно-блоковой формы дугообразные полосы зон турмалинизации контролируются региональными нарушениями субмеридионального направления. Однако рудные поля приурочены лишь к тем их участкам, которые пересекают широтные линеаменты и периферические дислокации дочерних очаговых структур (см. рис. 9, Д).

Если на размещение метасоматитов и руд всегда оказывают влияние региональные сквозные линеаменты, то пояса даек прежде всего контролируются внутренними дислокациями вмещающих тектоно-магматических структур.

Общая особенность локализации рудных полей — их контроль узлами пересечения зон разрывных нарушений различного происхождения и масштаба: линеаментов регионального плана и внутренних дислокаций тектоно-магматических структур. Для узлов пересечения линейных дислокаций, контролирующих рудные поля, характерна еще одна важная особенность — приуроченность к ним локальных очаговых структур, выраженных в форме наложенных купольных поднятий или небольших кальдер.

## 5. РУДНЫЕ УЗЛЫ

В Комсомольском рудном районе известны две группы рудных полей. Одна группа тяготеет к периферии Амутской кальдеры, другая образует кольцо вокруг внутреннего купольного поднятия. Эти две структурные группы соответствуют рудным узлам и контролируются очаговыми структурами.

В Адрасманском рудном районе группа основных рудных полей тяготеет к вложенной полукальдере (см. рис. 9, А) и также соответствует рудному узлу.

В ряде случаев группы рудных полей локализованы на периферии скрытых интрузивных массивов. В Кавалеровском рудном районе



по геофизическим данным выявлено три скрытых интрузивных массива (см. рис. 9, Г). К периферии западного и восточного интрузивов приурочены рудные поля и рудопроявления. Эти группы рудных полей и минерализованных площадей можно выделить в качестве рудных узлов. Центральный массив расчленен системой осевых разломов свода северо-восточного простирания, к которому тяготеют рудные поля [23].

Известны рудные узлы и блоковой формы. Например, Бельтаусский рудный узел в Узбекистане, по данным В.А. Матяша и Н.Я. Гурейкина, представляет собой блок, близкий по форме к параллелограмму. Системы внутренних разломов имеют дугообразную форму и обращены выпуклостью навстречу друг другу. Такая система дислокаций характерна для вытянутых куполов и, возможно, определилась тем, что внутренняя часть блока подверглась изгибу под влиянием вертикальных усилий. В этом случае блок можно рассматривать как очаговую структуру с полигональными очертаниями.

Таким образом, если сами рудные районы представляют собой тектоно-магматические структуры, наложенные на складчатое основание, то рудные узлы и поля обычно приурочены к дочерним тектоно-магматическим структурам (очаговым).

## 6. ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ

В рудоносных регионах, где сохранился пологозалегающий чехол отложений, уже давно отмечена связь рудных полей с локальными пелогими поднятиями, которые удается установить благодаря деформации толщ чехла. Подобная связь наиболее отчетливо проявлена в Кордильерах США и Мексики, на примере которых Э. Уиссер показал связь рудных полей с изолированными антиклиналями, которые сопровождалась внедрением интрузивных штоков.

Благодаря тому, что тектонически гетерогенный регион Кордильер был в третичное время нивелирован и перекрыт пологозалегающим эффузивно-осадочным чехлом, при его тектонической активизации на участках внедрения интрузивных тел возникали купольные поднятия, которые удается выявить при геологическом картировании. Как подчеркивал Э. Уиссер, при воздымании куполовидных поднятий на них развивается система трещин, которая использовалась рудоносными растворами. Это и определяло связь систем рудных тел с внутренней структурой наложенных куполов. Само образование этих структур рассматривается как результат местного воздействия вертикальных сил, вызванных магматическим давлением.

Значительно труднее выделить наложенные структуры в пределах складчатых областей, где пологозалегающие толщи отсутствуют.

Широкое привлечение материалов высотных и космических съемок, а также реконструкции тектонических форм современного рельефа позволило выделить концентрические структуры, которые частично ассоциируют с локальными ареалами магматических пород. Последние могут иметь радиально-концентрическое строение, которое особенно отчетливо проявляется у интрузивов центрального типа и вулканических кальдер. Выявление закономерных связей магматических ареалов с концентрическими структурами позволило в 1964 г. И.Н. Томсону и Ю.П. Дежину выдвинуть представление об очаговых структурах. Позднее очаговые структуры были изучены подробнее [23].

Часть рудоконтролирующих концентрических структур возникла под воздействием процессов, происходящих в магматических очагах, и сопровождалась слабым куполообразованием или образованием компенсационных впадин округлой формы (вулканических кальдер). Н.П. Лаверов обратил особое внимание на значение вулканических кальдер, как вмещителей рудных узлов и полей [18]. По его данным, до 80 % рудных узлов и полей в регионах восточной ветви Тихоокеанского пояса тяготеют к кальдерным постройкам. Таким образом, среди рудоносных очаговых структур важное место принадлежит как изолированным купольным поднятиям, так и кальдерным впадинам.

Вопрос о типах и условиях образования очаговых структур заслуживает специального рассмотрения. Прежде всего, структуры этого класса, считавшиеся недавно типоморфными для условий орогенной и эпиплатформенной активизации, сейчас, по данным Г.Ф. Яковлева, А.И. Кривцова и других исследователей, выявлены также и в колчеданосных эвгеосинклинальных областях. Здесь обнаружены кальдерные и вулканокупольные структуры, а также специфические "двойково-выпуклые" формы — биклинали. В последние годы сложилось определенное мнение о том, что как рудные районы, так и рудные узлы и поля в колчеданосных областях контролируются вулканотектоническими структурами, подобными тем, которые мы относим к очаговым [46].

Выделяемый тип структур генетически связан с очагами коровых магм и находится в прямой зависимости от их размеров и особенностей развития. Ранее нами с М.А. Фаворской были сформулированы основные признаки очаговых структур, которые сводятся к следующему:

1. Очаговые структуры наложены на складчатые дислокации и отличаются от брахискладок изолированным положением и отсутствием соразмерных форм противоположного знака.

2. Очаговым структурам свойственна своеобразная система внутренних дислокаций, среди которых главная роль принадлежит радиально-концентрическим.

3. Пространственная связь с ареалами магматизма, для которых характерно преобладание близких по возрасту и генезису пород.



4. Подавляющее большинство очаговых структур характеризуются индивидуальными аномалиями геофизических полей. Особое значение имеют гравитационные минимумы и положительные магнитные аномалии, нередко опоясывающие кальдерные постройки.

5. С очаговыми структурами различных размеров нередко пространственно связаны рудные районы, узлы и поля, причем внутренние дислокации структур контролируют размещение отдельных месторождений.

6. При совмещении разновозрастных очаговых структур более молодые имеют меньшие размеры.

Последнее, видимо, связано с сокращением магматического очага во времени и сосредоточением тектонической и магматической активности над областью остаточного очага. Очевидно, "остаточные" структуры отличаются повышенной рудоносностью.

Очаговые структуры возникают над участками разуплотнения вещества в земной коре под местным воздействием вертикальных сил. Преобладающий состав магматических продуктов, сопровождающих подобные структуры, позволяет полагать, что значительная роль в их образовании принадлежит очагам палингенных магм. Вместе с тем к магматическим структурам этого типа непосредственно примыкают "гнейсовые купола" и криптомагматические поднятия.

Среди очаговых структур могут быть выделены первичные (исходные) и вторичные (производные), которые отличаются размерами и характером связанных с ними ареалов магматизма. Площадь магматических ареалов первичных очаговых структур составляет 400–1800 км<sup>2</sup>, при этом характерно отчетливое преобладание магматических образований определенного состава и фациальных типов.

По гистограмме площадей магматогенных кольцевых структур мира можно заключить, что последние неравномерно распределяются по размерам, причем их количество направленно уменьшается с увеличением размеров структур. Кольцевые структуры площадью более 1 000 км<sup>2</sup> редки, площадью 2 000 км<sup>2</sup> вообще отсутствуют. Наиболее часто встречаются структуры площадью до 250 км<sup>2</sup>, а также 450–650 км<sup>2</sup> (диаметр 21–25 км), 900 км<sup>2</sup> и 1 050 км<sup>2</sup>.

Магматические ареалы, связанные с дискретными группами очаговых структур, различны. В крупных очаговых структурах ассоциируют рои даек, группы интрузивных тел, вулканических построек. Для локальных очаговых структур характерны отдельные вулканические центры, интрузивные массивы.

Очаговые структуры обычно обладают округлой или овальной формой и ограничиваются дугообразными и кольцевыми разломами. Известны очаговые структуры полигонально-блоковых очертаний. Однако в пределах различных по очертаниям очаговых структур развиты сходные системы внутренних дислокаций, связанные с вертикальными усилиями. Структурно-морфологическая систематика очаговых структур основана



на соответствии формы очаговых структур характеру их внутренней расчлененности: I — изометричные структуры с характерными системами радиальных и концентрических дислокаций; II — овальные структуры с концентрическими, осевыми и дуговыми дислокациями; III — удлинённые структуры с характерными продольными и поперечными дислокациями. Сравнительно простые морфологические типы главным образом характерны для локальных очаговых структур. Следует обратить внимание на тип III удлинённых блоков, вдоль оси которых расположены грабенообразные впадины. Последние представляют собой локальные рифты, сопровождающиеся соответствующим магматизмом. Эти рифтогенные структуры можно рассматривать как модификацию очаговых структур, которые распространены в эвгеосинклинальных, рифтовых областях и континентальных вулканических поясах. Формирование этих впадин тесно сопряжено с процессами в линейных очаговых зонах и компенсационными опусканиями, сопровождающимися вулканическими извержениями. На схеме отражены также соответствующие варианты неполноразвитых структур, представленных полукуполами и очаговыми блоками. Различные типы очаговых поднятий могут быть осложнены вторичными впадинами (рис. 22).

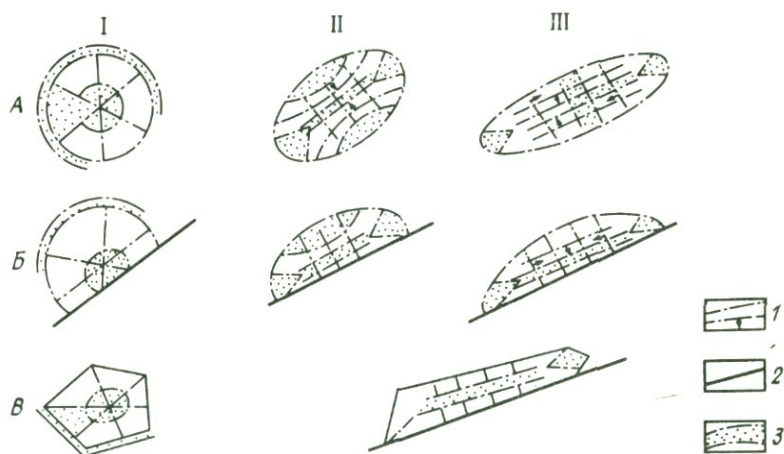


Рис. 22. Структурно-морфологические типы очаговых поднятий:

1 — линии внутренних дислокаций; 2 — региональные разрывы; 3 — возможные участки возникновения вторичных грабенов. Типы куполов: IA — Экугский, Санлайт и Маунт-Бишоп; IIA — Алгачинский, Светлинский и Гуанохуато; IIIA — Арбридж, Рико, Крик, Боди. Типы полукуполов: IB — Алинский, Березовский и Офир; IIB — Мяочанский; IIIB — Моголлон; IB — очаговый блок; IIB—IIIB — удлинённый очаговый блок

размещения различных фаций магматических пород относительно систем внутренних дислокаций. Выше приведена систематика рудных районов по строению приуроченных к ним магматических ареалов (см. рис. 9). Для локальных очаговых структур типизация по строению приуроченных к ним магматических комплексов могла бы носить более простой характер. Вариант подобной систематики предложен ранее [23].

Само наименование очаговая структура отражает роль в их образовании динамического воздействия очаговых зон на окружающую раму.

Ю.А. Косыгин выделяет инъективные дислокации (диапиры, купола, грязевые вулканы, различные магматические тела) в качестве самостоятельного класса структур. Общим для них является образование в условиях направленных вверх усилий. Агентами динамического воздействия могли быть не только магмы, но и отделяющиеся флюиды. Обилие эксплозивных тел в рудных районах говорит и о важной роли взрывных процессов в образовании очаговых структур.

В соответствии с моделью, предложенной Е. Андерсоном в 1936 г., кольцевым структурам соответствуют конфокальные объемные фигуры с вершиной, обращенной внутрь Земли. Механические усилия, генерируемые в пульсирующем очаге, образуют конические и кольцевые разрывы. Последние возникают при давлении на кровлю, превышающем "гидростатическое" давление, и используются магматическими комплексами центрального типа с коническими системами даек. Подобные системы могли возникать в условиях избыточного давления магмы.

Другой механизм предложен Е. Андерсоном для цилиндрических блоков. Они могли возникать над опустошенными магматическими очагами и в результате просадок формировать вулканические кальдеры. Известны случаи, когда кольцевые трещины наклонены во внешнюю сторону. Дж. Робертс обратил внимание на изменение падения (от крутого до пологого) кольцевых даек на верхних горизонтах. Такие тела, близкие по форме к раскрытому параболоиду, предложено именовать "колоколообразными интрузиями". Они могли возникать при котлообразных проседаниях центральных блоков в более легкую магму. Нередко колоколообразные интрузивы располагаются сериями, один над другим. Согласно представлениям К. Чепмена, кольцевые структуры могут возникать в результате различий плотностей пород внутрикальдерного блока и расплавов. В соответствии с температурами, на глубине 5 км блок коровых пород с плотностью в  $2,66 \text{ г/см}^3$  будет погружаться в кислую расплаву, но плавать в базальтовой. Этот механизм объясняет образование кольцевых магматических тел.

А.И. Петров в 1968 г. предположил, что кольцевые структуры образуются под действием эпизодических взрывоподобных высвобождений энергии в очагах землетрясений. При этом решающее значение имеют волны напряжений, которые могут привести к разрывам сплошности в консолидированных толщах. Подобные сферические трещины обра-



зуются и при искусственных взрывах в толще земной коры. Отраженные волны сжимающих напряжений образуют трещины разлома и откольные трещины, связанные с волной, вызывающей растягивающие усилия. Сходство между морфологией интрузивов центрального типа и схемой развития трещиноватости при взрывах рассматривается как подобие и в механизме образования. Напряжения вблизи очага могут обусловить отжатие магмы и газов.

И.В. Луцицкий и П.Н. Бондаренко придают большое значение моделированию процессов образования концентрических структур над магматическим очагом. По их данным, вокруг очага расширения возникают концентрические и радиальные траектории напряжений, причем линии растяжения параллельны контуру очага расширения, а радиальные траектории соответствуют направлениям сжатия. Расширение очага может быть обусловлено плавлением толщ, которое приводит к увеличению объема на 5 %. Сокращение очага при моделировании приводит к смене ориентировки сжимающих и растягивающих усилий, в результате чего происходит закрытие конических трещин. При этом вдоль сферических поверхностей, согласных с контуром очага, происходит обрушение блоков кровли. Данные моделирования в основном подтверждают правильность построений Е. Андерсона. Исключения составляют цилиндрические разрывы, образование которых, вероятно, происходит в соответствии с моделью К. Чепмена.

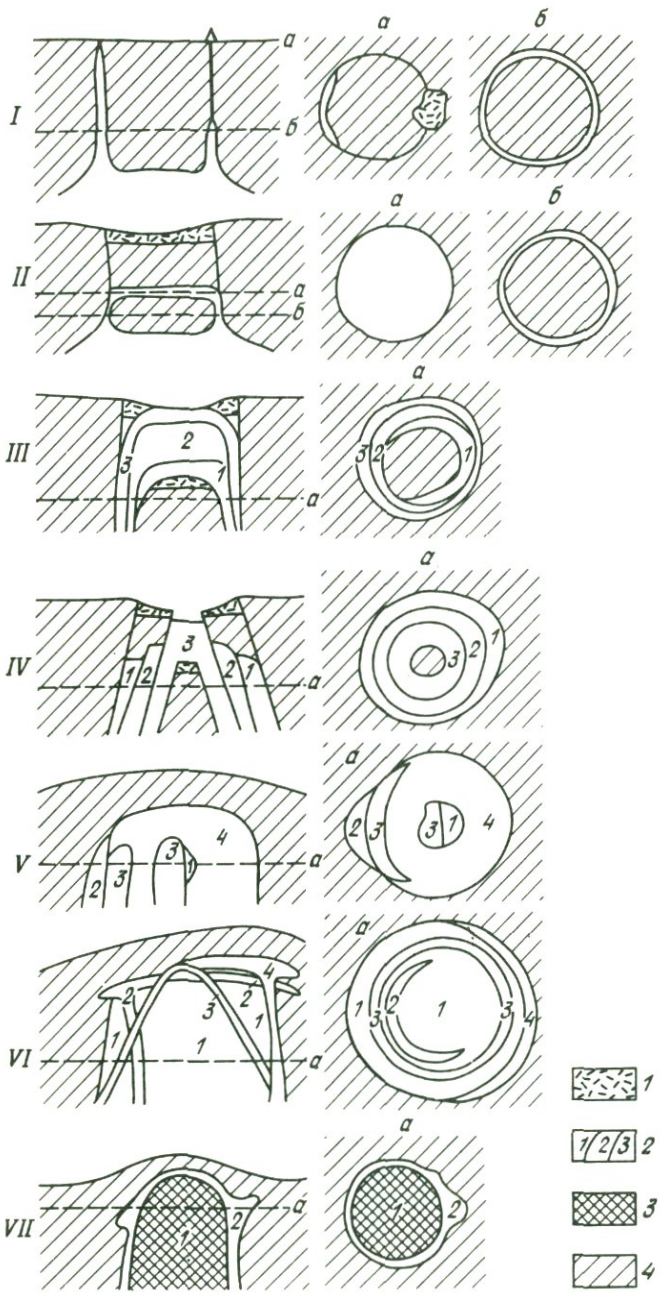
Е.В. Свешникова разработала теоретические модели механизма образования интрузий центрального типа и выделила три класса центральных магматических комплексов [35]: кольцевые (связанные с цилиндрическими блоками), конические и сложные. Кольцевые комплексы по характеру расчленения внутрикольцевого блока разделены на семь морфологических типов. Систематика учитывает масштабы и частоту подвижек внутрикольцевого блока. Очевидно, что кроме простых случаев могут быть сложные сочетания куполовидных поднятий и кальдерных проседаний (рис. 23).

Среди малоизученных конических магматических комплексов выделено всего четыре морфологических типа.

В сложных магматических комплексах центрального типа сочетаются кольцевые и конические тела. Нередко комплексы имеют полицентральный характер и включают несколько кольцевых структур. В сложных комплексах обычно сочетаются структуры разных размеров.

Как подчеркивает Е.В. Свешникова, причина развития магматических комплексов центрального типа — активные силы периферических магматических очагов, возникших в результате проникновения глубинных порций магмы по разломам. Дальнейшая эволюция очага приводит к уменьшению или увеличению его объема. Под действием избыточного давления магмы могут возникать цилиндрические или конические разломы. На поверхности перемещения по этим разломам могут сопро-





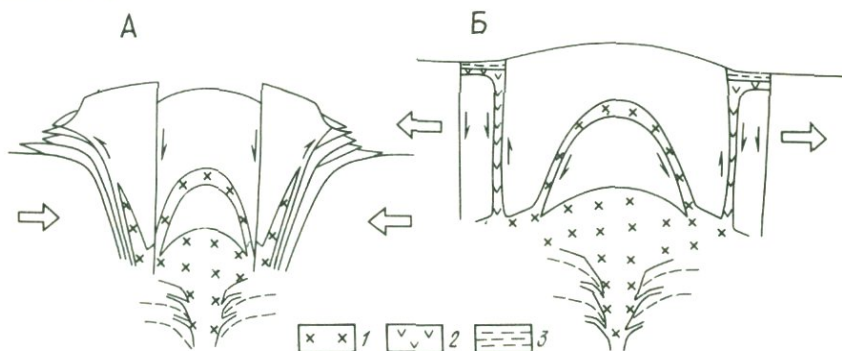
**Рис. 23. Морфологические типы (I–VII) кольцевых магматических комплексов (схематизированные разрезы и планы субгоризонтальных поверхностей на разных уровнях). По Е.В. Севшиковой:**

1 – вулканогенные образования; 2 – кольцевые и внутрикольцевые интрузивные тела (цифрами обозначен порядок их формирования); 3 – столбообразный блок глубинных пород или более ранний интрузив; 4 – вмещающие толщи (без указания реальных структур)

вождаться куполовидными вздутиями, а также просадками внутри-кальдерного блока. При этом куполообразование часто предшествует образованию кальдер.

Важный элемент механизма образования очаговых структур, возникающих в результате интрузивного давления, – “выпираание” очагового блока вплоть до надвигания на прилегающие участки (рис. 24). Как следствие, в периферической зоне очаговой структуры могут возникать чешуйчатые, а также гравитационные надвиги, когда воздымание очагового блока было достаточно интенсивным. На глубине возможен переход надвигов в крутопадающие конические взбросы. В дальнейшем (при застывании интрузивных тел) могло происходить оседание внутренних частей очаговой структуры вдоль дуговых и кольцевых сбросов, а также по отдельным секториальным блокам. Этот механизм более подходит для условий общего тангенциального сжатия. В обстановке тангенциального растяжения очаговые структуры могли опоясываться периферическими грабенами.

Отделяющиеся от очага газы формируют брекчиевые трубы, сопровождающие магматические комплексы центрального типа. Флюидные потоки, видимо, играли большую роль в формировании магматических очагов [41].



**Рис. 24. Принципиальная схема формирования очаговых структур в условиях сжатия (А) и растяжения (Б):**

1 – интрузивный очаг; 2 – вулканические породы; 3 – кластические отложения

По данным И.И. Глущенко, от 10 до 70 % объема свежих вулканических пород Камчатки составляют взрывоспособные газы:  $H_2$ ,  $Cl_2$ ,  $CO$ ,  $OH$ ,  $F_2$ ,  $Br$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ . Вода играет роль катализатора во взрывчатых смесях и ускоряет их химическое взаимодействие в тысячу раз. Окислительно-восстановительные реакции приводят к большому выделению тепла. Газовые взрывы возможны уже в условиях умеренных глубин, где происходит интенсивное газоотделение. Действительно, расширяющиеся части штоков гранитов сопровождаются взрывными брекчиями. Как подчеркивает П.Ф. Иванкин, рудные брекчии широко распространены на выклинках интрузивных даек и штоков. В цементе взрывных брекчий присутствуют графит, сульфиды, плотный турмалин, что свидетельствует об участии в окислительно-восстановительных реакциях таких газов, как  $H$ ,  $B$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $H_2$ . Взрывные явления могли быть одним из факторов структурообразования.

Исследователи, изучавшие гранито-гнейсовые купола и овоидно-кольцевые структуры в докембрийских толщах, придают особое значение при их образовании резко повышенным тепловым потокам. Е.В. Павловский и М.З. Глуховский связали образование подобных структур с явлениями термотектогенеза. Б.Я. Хорева и Б.А. Блюман характеризуют концентрически-зональные ядра метаморфизма в Западном Узбекистане как высокотемпературные метаморфические образования. Внешняя зона (хлорит-мусковитовые породы) сменяется во внутреннем направлении биотитовой зоной и далее роговообманково-плагноклазовой. Эти "термические антиклинали" резко наложены на стратиграфические границы. Увеличение объема пород в результате теплового метаморфизма и гранитизации может приводить к образованию куполовидных структур.

В тектонике плит принята концепция "горячих точек", которая также предполагает структурообразование и магматизм центрального типа под воздействием местных резко повышенных тепловых потоков. Этот фактор имеет важное значение при образовании очаговых структур, сопровождающихся магматическими породами и метаморфизмом. Увеличение объемов пород при метаморфизме и гранитизации, генерация магм и последующее их механическое воздействие на окружающую "раму" (на определенном уровне и взрывное отделение газовой фазы) представляют собой тот комплекс факторов, которые определяют образование очаговых структур.

Очаговые структуры характеризуются определенными размерами, чем отличаются от крупнейших кольцевых структур. Статистические данные по размерам очаговых структур, вмещающих комплексы центрального типа, указывают на дискретный характер их распределения со следующими максимумами ( $км^2$ ): 500; 600–800; 900–1000; 1200; 1300; 1600; 1800; 2000.

В крупных и гигантских кольцевых структурах важную роль играют



сводовые поднятия орогенов и активизированных областей. Эти структуры имеют другой генезис по сравнению с очаговыми, их корни, судя по геофизическим данным, располагаются в разуплотненных участках мантии.

Выявление очаговых структур — сложная задача, в частности, из-за того, что очаговые структуры часто наложены на интенсивно дислоцированные толщи. В относительно простых случаях очаговые структуры маркируются кольцевыми телами магматических пород. В более сложных случаях для выявления очаговых структур следует использовать целую систему признаков. Прежде всего, это дислокационные формы, непосредственно связанные с развитием очаговых структур: системы радиальных и концентрических разрывов, общая повышенная плотность разрывных нарушений в пределах изометричной площади. Индикаторами очаговых структур могут служить ареалы магматических пород, часто имеющие элементы концентрической зональности, а также зональные ареалы метасоматитов.

В тех случаях, когда на площади развиты молодые покровные толщи, для выявления очаговых купольных поднятий следует составлять карты подошв этих толщ в изогипсах. Весьма информативны для выделения очаговых структур карты магнитных полей. Кольцевые положительные магнитные аномалии бывают приурочены к периферии структур этого типа.

Дешифрование среднемасштабных, в том числе радарных, снимков позволяет наметить множество кольцевых структур, поэтому основной методической задачей является их "разбраковка" (выделение эндогенных форм). Эндогенные структуры часто сопровождаются совокупностью аномальных элементов рельефа, заключенных внутри округлого или эллипсоидного контура. К числу аномалий Н.Т. Кочнева относит неестественные изломы долин мелких водотоков, наличие узких валов и резких перегибов рельефа.

Тектонические элементы внутри кольцевых структур чаще размещаются хаотично, но иногда образуют радиально-концентрические системы. Последние подчеркиваются также рисунком гидросети. При этом для купольных структур характерен радиально-центростремительный, а для округлых депрессий — радиально-центробежный тип рисунка гидросети. Иногда изометричные площади на снимке испещрены мелкими разветвленными водотоками (решетчатый тип рисунка речной сети). Кроме того, эндогенные кольцевые структуры отличаются относительно большей степенью расчлененности, аномальным накоплением рыхлого материала и часто сопровождаются особым оттенком фототона.

Помимо эндогенных форм на снимках отражаются структуры экзогенного происхождения (структуры, образованные нивацией, перестройкой речной сети, метеоритные кратеры и др.). Кольцевые сооружения экзогенного происхождения отличаются простым строением, сглаженностью форм, слабой расчлененностью.

Как правило, рудные поля и узлы приурочены к сложнопостроенным морфоструктурам. Характерны перекрывающиеся структуры или структуры, вложенные одна в другую. Кроме того, рудоносные морфоструктуры обычно выступают в современном рельефе как средневысотные купола или относительно неглубокие воронкообразные впадины с асимметричным строением. Кольцевые структуры, отчетливо выступающие в качестве резких гипсометрических аномалий, обычно характеризуются слабой рудоносностью.

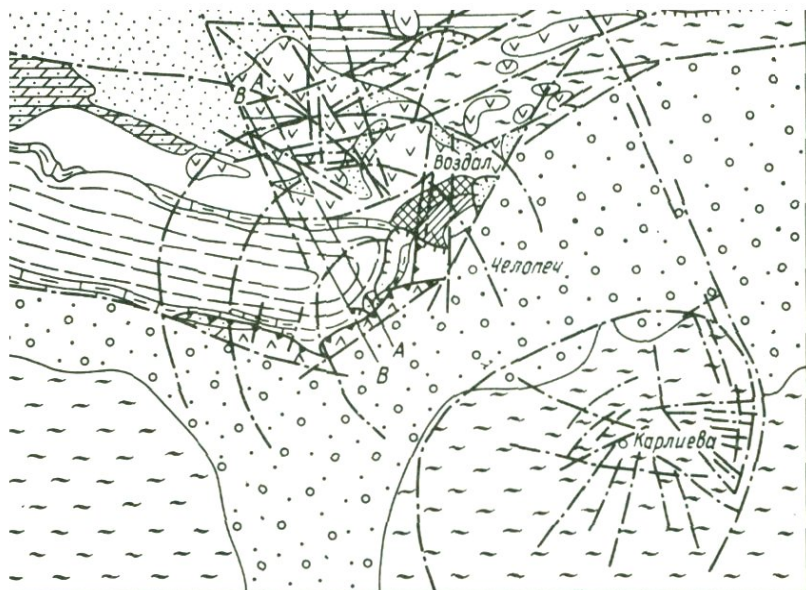
## 7. РУДОНОСНЫЕ ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ В ОБЛАСТЯХ РАЗЛИЧНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТИПА

Специфика строения очаговых структур во многом определяется их приуроченностью к регионам различного тектонического типа и особенно формой проявления тектоно-магматической активизации.

По данным зарубежных исследователей, большинство колчеданосных вулканических поясов образовано в краевых частях плит, а большинство рудных районов связано с тектоническими зонами рифтов или островных дуг. По данным советских авторов, наибольшая роль в локализации колчеданного оруденения принадлежит эвгеосинклинальным областям [26].

Характерным примером рифтогенной рудоносной области является Среднегорье в Болгарии. Здесь расположен известный Панагюрский рудный район, включающий рудный узел Челопеч. В меловое время здесь на консолидированном массиве была заложена система параллельных рифтогенных впадин субширотного – северо-западного простирания, которые выполнены кластической терригенной толщей турона и вулканической серией чередующихся пластов туфов и лавовых покровов. Широкое распространение имеют субвулканические интрузивы. Продуктивное оруденение сформировалось в пределах Среднегорского рифта. Челопечский рудный узел включает три рудные поля: медно-колчеданное Челопеч, медно-порфиоровое Карлиево и полиметаллическое Воздол [27].

Месторождение Челопеч расположено в центральной части одноименного стратовулкана. Здесь находятся фокус радиально-концентрической системы разломов и участки развития глыбовых агломератов. На поздней стадии развития вулкана произошло кальдерообразование, которое сопровождалось возникновением радиальных и концентрических разломов (рис. 25). Диаметр кальдеры составляет 4 км, опускание ее дна достигает нескольких сотен метров. На месте жерла вулкана внедрились также поздние субвулканические интрузивы. Рудные тела северо-восточного простирания залегают в пачке чередующихся туфов и лавовых покровов, замещенных вторичными кварцитами. Часто руд-



с. 25. Геолого-структурная схема Чelopeчского района. По П.Н. Попову и др.  
[27]:

– четвертично-плиоценовые отложения; 2 – флиш, чуговишская свита (кампан – астрихт); 3 – глинистые известняки, мирковская свита (сантон – кампан); – туфы, лавы, туффиты Воздольского вулкана; 5 – жерловые фации Воздольского вулкана; 6 – поздние субвулканические тела; 7 – породы чelopeчской лты (Коньяк – сантон): а – песчаники, туфы, б – туфы, лавы; 8 – ранние субпканические тела; 9 – песчаники (турон); 10 – аргиллиты, филлиты, кристаллические сланцы (ранний палеозой); 11 – гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы (докембрий); 12 – рудные тела; 13 – надвиги; 14 – взбросы; 15 – разломы

е тела линзо- и трубообразной формы примыкают к поздним субпканическим интрузивам и используют радиальные разломы очаговой структуры с простираем от 80 до 150°. На участках пересечения лломами брекчированных приконтактовых зон локализованы рудные лбы.



Полиметаллическое Воздольское месторождение расположено на периферии Челопечской очаговой структуры, где пересекаются радиальные и концентрические разломы.

Юго-восточнее Челопечского рудного поля расположена Карлиевская криптомагматическая очаговая структура, вмещающая медно-порфировое рудное поле. Последнее расположено в толще кристаллического фундамента [27]. Оруденение представляет собой штокверк, который приурочен к апикальной части гранодиоритового штока. Очаговая структура, вероятно, купольного типа маркируется системой радиально-концентрических разломов, которые вмещают дайки дацитового, монцогранодиоритового и гранитного составов. Скрытый гранодиоритовый шток располагается на пересечении региональных разломов северо-северо-западного простирания с радиальными и концентрическими разломами очаговой структуры.

Таким образом, локализация рудных полей контролируется двумя тектоно-магматическими очаговыми структурами: кальдерной постройкой в зоне рифта и купольной очаговой структурой среди толщ основения. Эти две разнородные очаговые структуры вмещают и различные типы рудной минерализации – медно-колчеданную и медно-порфировую. Важная роль также принадлежит линейным региональным нарушениям (северо-северо-западному и меридиональному), которые оказывают влияние на размещение рудовмещающих очаговых структур.

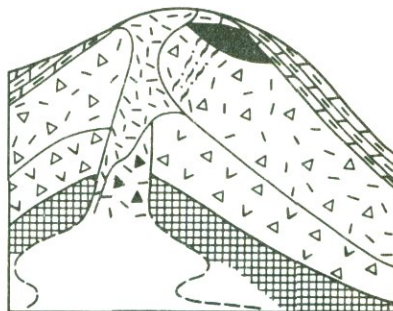
В период образования месторождений Куроко в Японии формировались грабены, осложненные кальдерами опускания. По данным Омото, кальдеры обрушения являются доминирующими элементами строения многих колчеданных узлов [24].

Вопрос о палеовулканологической позиции колчеданных рудных полей рассмотрен М.Б. Бородаевской, которая выделила пять типов структур рудных полей [26]. Поля первого типа контролируются вулканическими грабенами (протяженность 6–12 км, ширина 2–3 км), выполненными кислыми продуктами извержения (очаговые структуры типа III в). Рудные поля второго типа контролируются небольшими (до 1,5 км в диаметре) округлыми впадинами, которые выполнены кислыми вулканитами и обрамляют базальтовые купольные поднятия. Поля третьего типа приурочены к одиночным вулканическим постройкам с кислыми вулканитами, приуроченным к линейным троговым структурам (протяженность 10–15 км). Рудные поля четвертого типа локализуются в пределах рифтовых впадин (протяженность 10 км и более, ширина 1–1,5 км), выполненных полифациальной вулканогенной толщей. Рудные поля пятого типа также связаны с небольшими рифтовыми постройками. Все типы рудных полей представляют собой вулкано-тектонические (очаговые) структуры с увеличенной мощностью вулканических формаций.

Г.Ф. Яковлев также провел систематику вулканогенных структур

**Рис. 26.** Геологический разрез Сибайской вулканокупольной структуры с вершинной депрессией. По В.С. Шарфману:

1–4 — вулканы кислого состава: 1 — удаленной зоны, 2 — жерлово-прижерловой зоны, 3 — жерловые, 4 — субвулканические; 5 — вулканы среднего состава жерлово-прижерловой зоны; 6, 7 — медноколчеданные руды: 6 — сплошные, 7 — прожилково-вкрапленные в метасоматитах; 8 — комплекс пород основания вулкана



рудных полей колчеданосных эвгеосинклиальных областей [46]. На Рудном Алтае рудные поля приурочены к вулканокупольным структурам и кальдерам. Вулканокупольные структуры могут быть простыми и осложненными кальдерами. Г.Ф. Яковлев и А.И. Кривцов характеризуют также рудоконтролирующие вулcano-биклиальные структуры, к которым относят положительные вулcano-тектонические структуры, образующиеся на месте впадин вулканического рельефа (перекompенсированные кальдеры).

Примером вулканокупольной структуры может служить Сибайское рудное поле (рис. 26). В пределах Подольского рудного поля, по данным В.П. Клемина, установлена кальдера обрушения, которая осложнена вулканокуполом с вершинной депрессией, где и локализовано месторождение (рис. 27).

В эвгеосинклиальных областях под некоторыми крупными колчеданными рудными узлами установлены сейсмические купола. Так, по данным Н.И. Халевина и А.М. Виноградова, под Гайским рудным узлом по морфологии горизонта, отражающего сейсмические волны, на глубине 5 км выявлено куполовидное поднятие (диаметр купола 10–15 км, амплитуда поднятия 6–7 км). Возможно, что этот купол соответствует области разуплотнения или промежуточному очагу. Подобный же сейсмический купол установлен и под Сибайским узлом.

Различные типы рудоконтролирующих структур представляют собой "вулcano-тектонические" формы, соответствующие очаговым структурам. Таким образом, рудоконтролирующие очаговые структуры в рифтогенных вулканических областях и в эвгеосинклиналах во многом сходны, так же как и их металлогеническая специализация.

Рудоносные очаговые структуры в континентальных вулканических поясах формируются в условиях орогенной активизации на фоне раз-



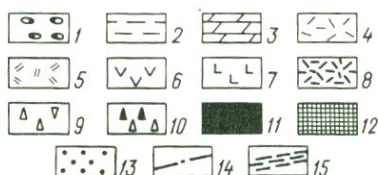
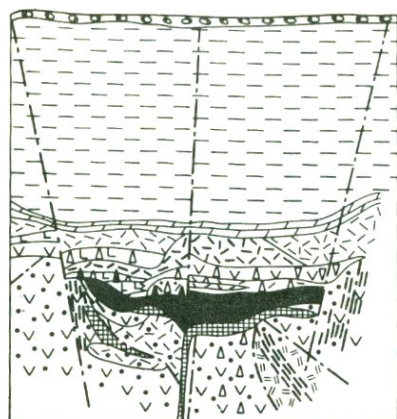


Рис. 27. Геологический разрез рудо-  
вмещающей вершинной депрессии По-  
дольского медноколчеданного место-  
рождения. По В.П. Клемину:

1 — кайнозойские рыхлые отложения;  
2 — живецкие туфогенно-осадочные  
отложения (улутаусская свита), эйфель-  
ские породы (карамальташская свита);  
3 — кремнистые, глинисто-кремнистые  
породы (бугулыгырский горизонт); 4 —  
туфы и туфопесчаники; 5 — дацитовые  
порфиры; 6 — андезитовые порфиры;  
7 — диабазы; 8 — субвулканические  
порфиры кислого состава; 9 — брекчии  
(магматогенные, тектоногенные); 10 —  
магматогенные брекчии с рудокласта-  
ми; 11, 12 — массивные руды: 11 —  
цинково-медноколчеданные; 12 —  
серноколчеданные; 13 — вкрапленность  
сульфидов в гидротермально-метасо-  
матически измененных породах; 14 —  
тектонические разрывы; 15 — зоны  
расслаивания

вития сводово-глыбовой тектоники. Подобные вулканические пояса могут быть окраинноматериковыми и внутриконтинентальными. В большинстве регионов вулканы локализируются по периферии крупных сводовых поднятий, в других — охватывают всю площадь сводового поднятия.

Как уже упоминалось, по данным Н.П. Лаверова, в континентальных вулканических поясах до 80 % рудных полей и узлов приурочены к кальдерным постройкам.

Размеры кальдер, по П.Д. Яковлеву, колеблются от 2 до 30 км [5]. Крупные кальдеры (диаметр 20 км и более) могут вмещать рудные районы, кальдеры диаметром от 2 до 20 км, рудные поля и узлы. Известны системы телескопированных кальдер, причем дочерние формы, вложенные в основную кальдеру раннего этапа, определяют позицию рудных узлов и полей (см. рис. 9, А).

Вулканические кальдеры — наиболее распространенный тип очаговых структур вулканических поясов. В плутонических ареалах доминируют купольные структуры. Рудоносные кальдеры отличает ряд специфических особенностей: особая позиция в орогенных сводовых поднятиях (приуроченность к поясу проницаемости), сложнодифференцированный тип вулкаников с кислыми фациями, структурная позиция в узлах пересечения линеаментов.

Н.П. Лаверов и А.Е. Толкунов предлагают выделять вулканогенные структуры в самостоятельный класс структур рудных месторождений



с характерными рудоконтролирующими структурами — кальдерными депрессиями, вулканокупольными поднятиями, кольцевыми и радиальными разломами [18]. Такие структурные формы обычны для тектонических блоков с устойчивой тенденцией к воздыманию и резко наложенным характером вулканитов.

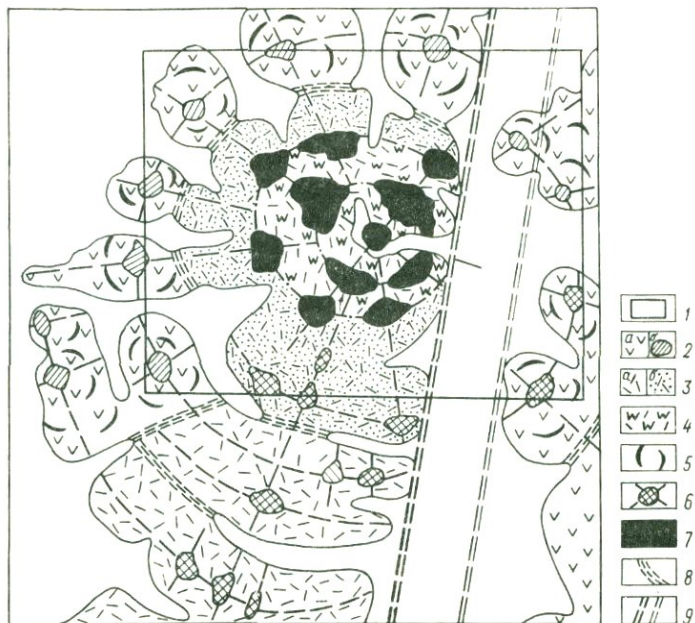
Вулканокупольные поднятия сложены в основном интрузивными породами, причем под давлением магматических расплавов формируются краевые кольцевые разломы, вдоль которых локализируются лакколиты риолитов. Основная часть вулканокуполов занята ранними магматическими телами — крупными (площадь в несколько сотен квадратных километров) лакколитами. В центральных частях лакколитов риолит-порфиры более раскристаллизованы, по периферии развиты стекловатые разности, кластолавы и лавобрекчии. Корневые зоны куполов размещены вдоль кольцевых разломов. Здесь же локализованы поздние небольшие грибообразные субвулканические интрузивы.

В завершающий период может происходить проседание кольцевого блока. Эндогенные рудные тела расположены по периферии вулканокуполов в кольцевых разломах.

Рудоносные площади известны также и в центральных частях вулканокупольных структур. Примером может служить Таловский вулканический купол на Камчатке. Здесь, по данным С.Н. Рычагова, в ядре купола вскрываются риодациты нижнего структурного этажа, которые по периферии окаймлены андезитами верхнего этажа. В центральной части структуры расположено округлое поле кварцитов (рис. 28, 29). Все рудопроявления и месторождения локализуются в пределах этого поля и приурочены к пересечениям радиальных и концентрических дислокаций. По существу, площади рудного поля и вторичных кварцитов совпадают. На периферии купола в такой же позиции располагаются экструзивные тела.

Локальные кольцевые структуры вмещают тела брекчий (трубки взрыва), штокверковые зоны минерализации и поля метасоматитов — вторичных кварцитов, пропилитов. Многие рудные тела, напротив, имеют жильную форму и прослеживаются вдоль линейных цепей локальных кольцевых структур. Многие кварцевые жилы, несмотря на их линейный характер, при пересечении с локальными кольцевыми структурами меняют мощность или выклиниваются. В других случаях происходят изменения их простирания и интенсивности развития штокверков, сопровождающих жильные тела. В краевых частях вулканокупольных структур могут быть широко развиты пологопадающие разломы, которые используются силлами и дайками. Пологие разломы влияют на размещение орудения.

Характерный пример рудного поля, приуроченного к вулканокупольной очаговой структуре, изучен М.М. Константиновым и В.Е. Наталенко на Северо-Востоке СССР [14]. Рудное поле приурочено



**Рис. 28.** Схема Таловской купольной структуры. По А.Б. Исакову:

1 — условный контур Таловского рудного поля; 2 — андезиты верхнего структурного этажа (III фаза вулканизма) миоцен-плиоценового возраста (а — лавы, б — экструзивные тела); 3 — риодациты нижнего структурного этажа (I-II фазы вулканизма) плиоцен-олигоценного возраста (а — лавы, б — туфы); 4 — гидротермально измененные породы фации вторичных кварцитов, образованные за счет риолитов и дацитов нижнего структурного этажа; 5 — фронтальные части коротких потоков; 6 — радиально-концентрический тектоно-магматический каркас структуры (в местах пересечения радиальных и кольцевых разрывов расположены магматические тела как нижнего, так и верхнего структурных этажей); 7 — рудопроявления; 8 — зоны повышенной трещиноватости; 9 — Ичигинская магморудоподводящая зона разломов глубинного заложения

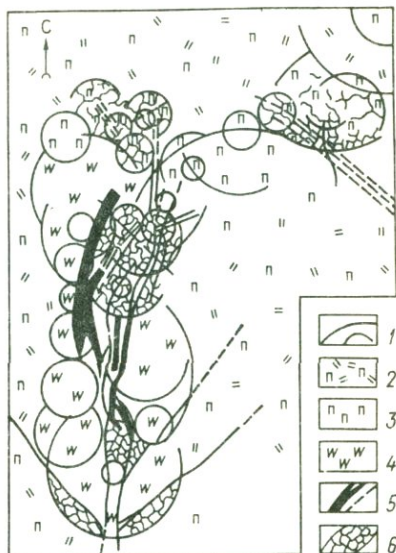
к выступу триасовых складчатых отложений, которые окаймляются более молодыми толщами: раннемеловыми риолитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами апт-альба, верхнемеловыми андезитами, игнимбритами риолитов и риолитами. Вулканическая толща образует купольное поднятие, в центральной части которого залегает субвулканический штوك невадитов (рис. 30). На глубине скважиной вскрыто интрузивное тело гранитов. Вулканокупольная очаговая структура расчленена системой разломов северо-восточного, меридионального и северо-западного направлений. В северном секториальном блоке купола сосредоточены минерализованные зоны меридионального про-



Рис. 29. Схема расположения жил одного из участков Таловского рудного поля.

По С.Н. Рычагову:

1 — кольцевые и дуговые разломы; 2 — пропилитизированные дациты; 3 — пропилиты; 4 — вторичные кварциты; 5 — массивные рудные тела (кварцевые жилы); 6 — гидротермальные брекчии (штокверковые зоны)

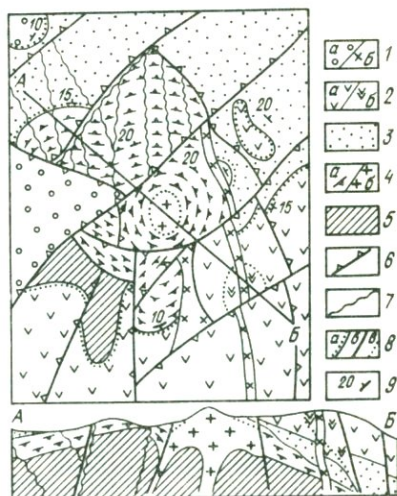


стирания. Этот секториальный блок и представляет собой рудное поле. Процесс формирования рудных тел сопровождался эксплозивными явлениями. Рудный цемент включает угловато-округлые обломки пород.

Примером рудоносной кальдеры может служить вулканотектоническая постройка, обрамленная кольцом экструзивных аппаратов [24]. Центральная часть кальдеры испытала слабое куполообразование, здесь локализовано основное рудное поле (рис. 31). Важное значение в размещении оруденения придается разломам, в том числе скрытого

Рис. 30. Структурная схема (А) и разрез (Б) рудного поля в купольной структуре. По М.М. Константинову, А.И. Калинину, В.Ф. Лоскутову:

1 — позднемиеловой риолитовый комплекс: а — покровные фации (игнимбриты, пепловые туфы, риолиты), б — субвулканические фации (невадиты, трахириолиты); 2 — позднемиеловой андезитовой комплекс: а — покровы андезитов и их туфов, б — субвулканические тела диоритовых порфиров; 3 — раннемиеловая углисто-алевролитовая толща; 4 — раннемиеловой риолитовый комплекс: а — покровные фации (флюидалные риолиты, туфы риолитов), б — субвулканические фации (трахириолиты); 5 — триасовые алевролиты и песчаники; 6 — разломы; 7 — рудные зоны; 8 — контакты пород: а — несогласные, б — рвущие, в —



фациальные; 9 — элементы залегания



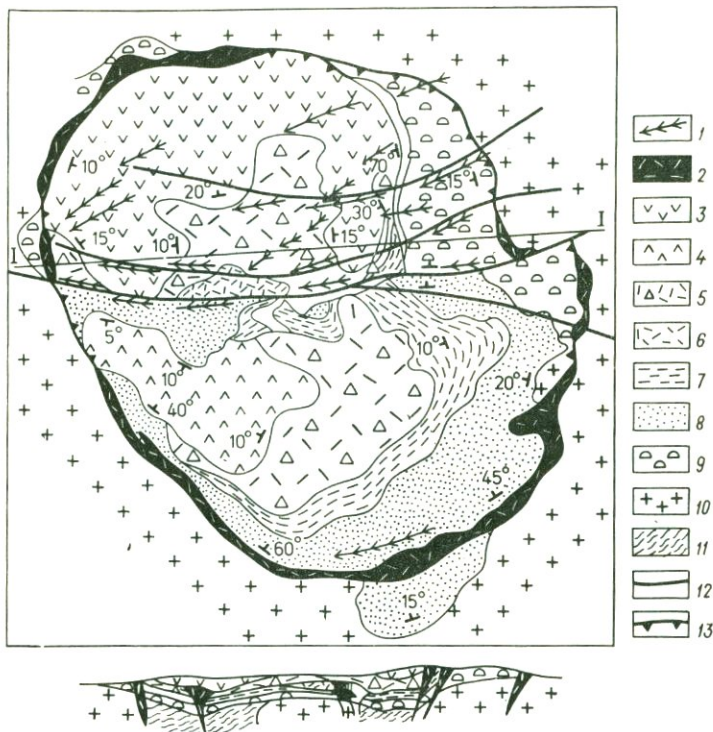


Рис. 31. Строение рудоносной кальдеры. По В.А. Невскому, Н.П. Лаверу, А.Е. Толкунову:

1 — дайки гранит-порфиров, диабазов и лампрофиров; 2 — экструзивы риолитов и гранит-порфиров; 3 — игнимбриты риолитов; 4 — фельзиты; 5 — туфы и брекчии риолитов пирокластической толщи; 6 — кварцевые порфиры; 7 — туфы риолитов; 8 — туфопесчаники, туффиты и туфы дацитов; 9 — лавоагломераты андезитобазальтов; 10 — гранитоиды; 11 — метаморфические сланцы; 12 — прямолинейные сквозные разломы; 13 — дуговые разломы кальдеры

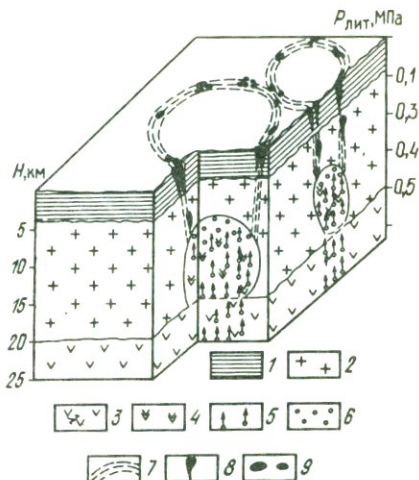
типа. Рудные тела приурочены к участкам пересечения внутренних кольцевых разломов с линейными скрытыми разломами.

К своеобразным очаговым структурам, возможно, относятся распространенные в вулканических поясах системы тел эруптивных брекчий. Последние возникают в результате газовых эксплозий, которые формируют как сам канал, так и сопутствующие трещинные структуры. Брекчиевые тела нередко ассоциируют с интрузивами и могут примыкать к их апофизам на глубине.

Н.П. Лаверов и А.Е. Толкунов выделили три группы эксплозивных тел: 1) крутопадающие тела воронкообразной формы, выполненные

**Рис. 32. Блок-схема образования надочаговых кольцевых разрывов. По Г.И. Туговику:**

1 — породы осадочного чехла; 2 — "гранитный" слой; 3 — "базальтовый" слой; 4 — магматический расплав; 5 — магматические флюиды и направление их движения; 6 — скопления магматических газов в расплаве; 7 — трещины, разломы; 8, 9 — флюидно-эксплозивные структуры: 8 — в разрезе; 9 — в плане



"рыхлым" кластическим материалом, сменяющимся вниз по разрезу массивными туфобрекчиями; 2) сложной формы тела кластических пород в периферических частях вулканических и экструзивных куполов; 3) эруптивные брекчии экструзивных куполов.

В.А. Невский и А.А. Фролов отмечают, что эксплозивные трубки во многих случаях сочетаются с подковообразными и серповидными телами гипабиссальных и субвулканических пород различного состава [24]. Г.И. Туговик выделил "флюидно-эксплозивные" структуры, с которыми ассоциируют месторождения. При формировании подобных структур возникает концентрическая и радиальная трещиноватость вблизи брекчиевых тел. Образование брекчиевых трубок — многоэтапный процесс, который может чередоваться с внедрением магматических тел. Как отмечают В.А. Невский и А.А. Фролов, около трубок могут формироваться куполовидные вздутия и депрессии. Все это говорит о принадлежности флюидно-эксплозивных структур к очаговым.

По данным Г.И. Туговика, флюидно-эксплозивные трубки часто приурочены к надочаговым кольцевым структурам (рис. 32). Небольшие специфические очаговые структуры обнаружены В. Гергелчевым и Н. Марковым вокруг интрузивных колонн в Восточных Родопах [47]. Нередко эти очаговые структуры размещаются на пересечении радиальных и концентрических трещин вмещающей более крупной очаговой структуры. В плане это овальные или округлые тела с диаметрами от десятков до сотен метров. Колонны сопровождаются апофизами, падающими им навстречу (рис. 33). По составу это кварцевые диориты и монзонит-порфиры. Интересно, что прослои вмещающих осадочных и вулканических пород изогнуты воронкообразно

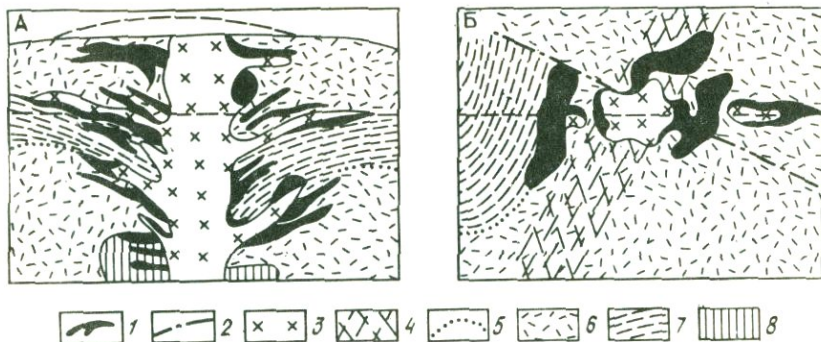


Рис. 33. Геологический разрез (А) и схема строения (Б) жерлообразных магматических колонн. По В. Гергелчеву [47]:

1 — свинцово-цинковые пластообразные залежи; 2 — секущие разломы; 3 — магматические колонны и их апофизы; 4 — зоны повышенной трещиноватости; 5 — границы вулканогенных и осадочных толщ; 6 — покровные кислые вулканики; 7 — осадочные породы; 8 — блоки кристаллического фундамента

вокруг магматических колонн, а ответвляющиеся апофизы имеют крутое центростремительное падение. Таким образом, колонны сопровождаются воронкообразными впадинами оседания. Подобные деформации усадки очень напоминают структуры, приуроченные к трубкам взрыва на Сибирской платформе. Интрузивные колонны сопровождаются пластообразными многэтажными залежами прожилково-вкрапленного полиметаллического оруденения, которые залегают согласно с апофизами и в пределах воронкообразной впадины падают по направлению к колонне. Рассмотренные локальные очаговые структуры по типу принадлежат к структурам усадки вокруг инъекционных труб (колонн).

П.Д. Яковлев выделил 4 типа рудоносных кальдер [5], в том числе эксплозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений. Кальдера Крипл-Крик, например, размером 3,2 x 6,5 км приурочена к узлу пересечения линеаментов северо-восточного и северо-западного простирания и располагается на докембрийском метаморфическом комплексе (рис. 34). К разломам приурочены девять корневых вулканических аппаратов. Основное жерло Крессон, расположенное в центре кальдеры, выполнено брекчией щелочных базальтов и вмещает основное продуктивное оруденение.

В другом типе кальдер — с опущенным центральным цилиндрическим блоком — П.Д. Яковлев различает 4 подтипа (см. рис. 34). Один из примеров — кальдера Сильвертон в Колорадо. Здесь особая роль принадлежит прикальдерному пространству, где концентрируются кольцевые



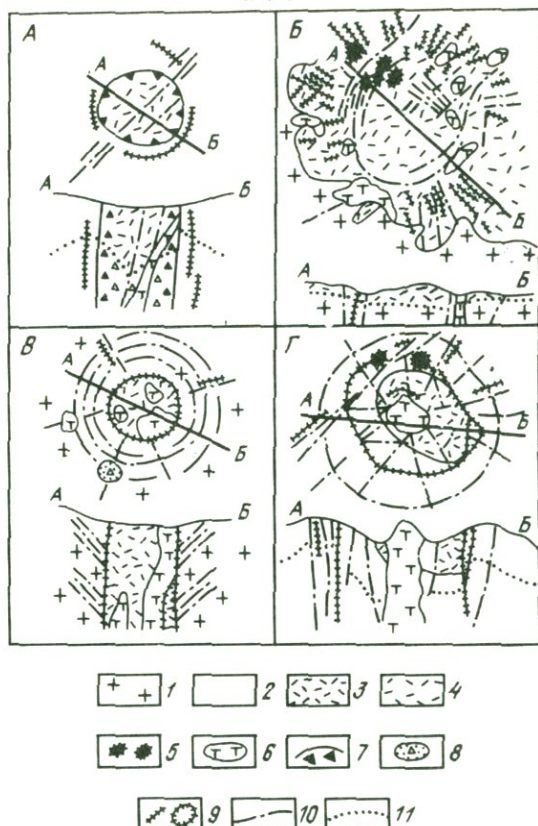


Рис. 34. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. По П.Д. Яковлеву [5]:

1 — нижний структурный этаж; 2 — осадочные и эффузивно-осадочные породы; 3 — вулканические породы жерловой и покровной фаций с редкими горизонтами осадочных пород; 4 — лавобрекчии жерловой фации; 5 — вулканические жерла; 6 — экструзивные и субвулканические тела; 7 — кольцевые брекчии; 8 — трубки взрыва; 9 — линейные и кольцевые дайки; 10 — разрывные нарушения; 11 — маркирующие горизонты. Типы кальдер: I — эксплозивные без кольцевых и радиальных нарушений, II — с опущенным центральным цилиндрическим блоком (А, Б, В, Г — структурные подтипы), III — комбинированного происхождения (эксплозии и опущенный центральный блок), IV — скрытовулканические

и радиальные дайки, субвулканические тела, вулканические жерла, трубки взрыва; во внутреннем цилиндрическом блоке встречаются лишь отдельные трещины.

Третий тип отличается присутствием полукольцевых разломов и секущих нарушений с поясами даек.

Четвертый тип — скрытовулканические структуры, сопровождающиеся хорошо выраженными кольцевыми и радиальными разломами. Вулканическая деятельность могла быть незначительной и иногда ограничивается наличием трубок взрыва.

Особенности размещения оруденения в кальдерах различны. Так, по П.Д. Яковлеву, в кальдерах типа Крипл-Крик рудные тела располагаются внутри кальдеры и по ее периферии (см. рис. 34). В отдельных секториальных блоках внутренней части могут концентрироваться жерловые аппараты и ассоциирующие с ними трубообразные рудные тела, а также жилы. По периферии развиты наиболее крупные жилы, тяготеющие к дайкам.

В кальдерах типа Сильвертон (второй тип) жильные тела локализируются только в прикальдерном пространстве. Рудные столбы и трубы приурочены к вулканическим жерлам и трубкам взрыва. Рудные тела концентрируются в пределах отдельных секториальных блоков периферической зоны, которые соответствуют рудным полям.

В кальдерах с центральным штоком интрузивных пород месторождения локализируются в прикальдерном пространстве (четвертый подтип второго типа).

В кальдерах третьего типа рудные тела жильного и штокверкового типов, а также околожерловые тела и столбообразные штокверки локализируются только внутри кальдер (см. рис. 34).

В скрытовулканических структурах проявления минерализации развиты как во внешних, так и во внутренних частях.

Особым характером отличаются очаговые структуры в орогенных областях активизации плутонического типа, развивающихся на геосинклинально-складчатом основании. В орогенные периоды и в условиях активизации складчатые области подверглись структурной перестройке, произошло оживление линейментов, формирование сводов и очаговых структур, интенсивно проявился интрузивный магматизм. Некоторые интрузивы оказывали динамическое воздействие на окружающую раму, что повлекло за собой образование интрузивно-купольных структур. Последние являются наиболее характерными типами очаговых структур плутоногенных орогенов и областей активизации.

Пример подобной очаговой структуры описан В.С. Кузевным и В.А. Макаровым [17]. В Кузнецком Алатау Темирское меднорудное поле приурочено к "вложенной" Темирской купольной структуре, которая осложняет юго-восточное крыло более крупной Уйбатской очагово-купольной структуры. Последняя насыщена разноориентирован-

ными дайками основного и среднего состава, тогда как дочерний Темирский купол дайки огибают. Рудные зоны представляют собой сближенные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, и по форме приближаются к типу сложных линз. Проявлен динамометаморфизм руд. Месторождения являются полигенными и представлены колчеданными залежами, на которые наложены скарны.

Структурную позицию Темирского рудного поля можно рассматривать как типовую. Оно приурочено к локальному куполу, вложенному в более крупное куполовидное поднятие.

Во многих случаях из-за интенсивных складчатых дислокаций пород основания непосредственно выявить интрузивно-купольную структуру рудных полей затруднительно, поэтому приходится использовать косвенные признаки.

В качестве примера можно привести многие медно-порфиновые месторождения, в пределах которых отчетливые радиально-концентрические, порою звездчатые системы образуют дайки и порфиновые интрузивы. Они используют трещины, образованные в результате интрузивного давления. Подобной структурой обладает также рудное поле крупнейшего штокверкового молибденового месторождения Клаймакс (США). По данным С.Р. Уоллеса, молибденитовая минерализация здесь связана со сложным штоком олигоценовых риолитовых порфиров, которые прорывают граниты и докембрийские кристаллические породы [24].

Внедрение штока Клаймакс происходило в четыре фазы с раздвижением боковых пород и образованием надинтрузивного купола. Возникшие при этом полусферические зоны нарушенных пород вмещали рудные тела. При внедрении Центрального массива докембрийская антиклиналь была превращена в купол над кровлей интрузива. Интересно, что дайки, пластовые интрузивы и силлы близ центрального массива были изогнуты при его внедрении. Вторичная сланцеватость также свидетельствует об образовании купола. Дайки порфиров, первоначально залегавшие полого, затем (при внедрении Центрального массива) приобрели куполообразную форму. В третью интрузивную фазу внедрились аплит-порфиры, в результате их давления еще больше выгнулся купол над Центральным массивом. В радиальные трещины внедрились дайки, образующие звездчатую систему.

В пределах рудного поля известны три самостоятельных рудных тела, каждое из которых связано с определенной фазой внедрения. Чашевидная форма рудных тел в разрезе — следствие использования дислокаций, связанных с интрузивным давлением. Таким образом, восстанавливается интрузивно-купольный характер структуры, вмещающей рудное поле.

Согласно У. Уайту, ряд месторождений США (Юред, Хендерсон, Редуэлл, Маунт-Эммонс, Куэста) подобно месторождению Клаймакс



имеют куполообразную форму и расположены над выступами риолитовых штоков, причем рудные тела огибают контакты магматических тел. Куполовидную структуру образуют слоистые породы, вмещающие месторождения этого типа. На месторождении Маунт-Эммонс меловые отложения меняют характер падения (от  $10^{\circ}$  до  $70^{\circ}$ ) и концентрически огибают шток. Изменение углов залегания распространяется на 150 м от штока. Наряду с явлениями расщепления эти особенности свидетельствуют о пластических деформациях.

Характерно присутствие радиальных и концентрических даек, причем последние падают внутрь, что рассматривается как свидетельство вертикального сжатия при их образовании. Общим являются также многократные внедрения штоков и рудообразование. На месторождениях Редуэлл и Ред Маунтин помимо интрузивных риолитовых порфиров, фельзитов и аплитов известны также трубки взрыва и дайки галечных брекчий (рис. 35). Более широко распространены внутрирудные обло-

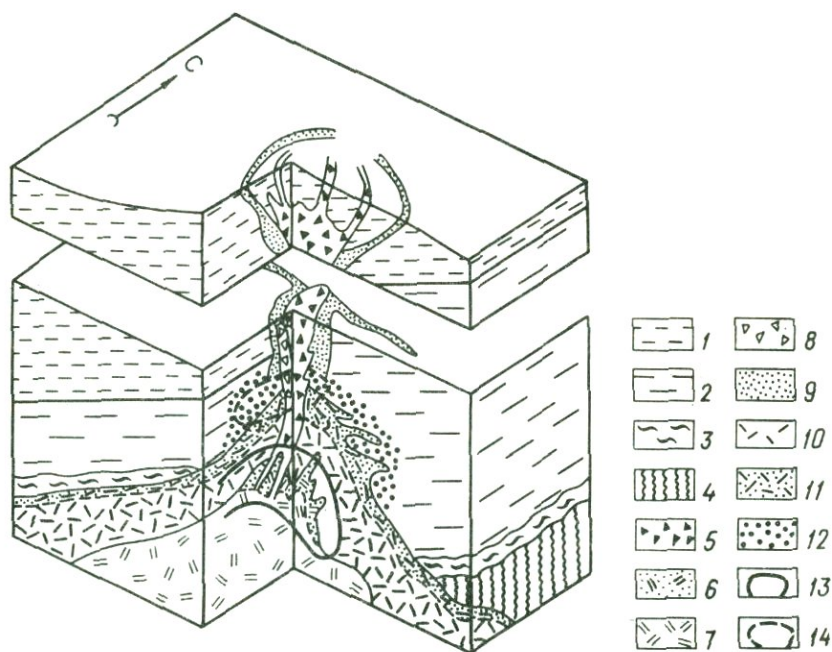


Рис. 35. Блок-диаграмма месторождения Редуэлл Бейсин [24]:

1—4 — вмещающие породы: 1 — кайнозойские, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские, 4 — докембрийские; 5—7 — поздняя интрузивная фаза комплекса Редуэлл Бейсин: 5 — магматическая брекчия, 6 — аплиты; 7 — гранит-порфиры; 8—11 — ранняя интрузивная фаза: 8 — интрузивная брекчия, 9 — фельзиты, 10 — риолиты, 11 — риолит-порфиры; 12 — роговики; 13 — нижнее рудное тело позднего этапа; 14 — верхнее рудное тело раннего этапа

мочные дайки порфиров, что свидетельствует об эксплозивных явлениях, сопряженных с рудообразованием. Диаметр штоков варьирует от 1400 до 500 м. Многие штоки имеют цилиндрическую форму, вертикальное залегание и округлую форму в плане. Шток Ред Маунтин имеет колоколообразную форму. По мнению У. Уайта, внедрение штоков на месторождениях типа Клаймакс сопровождалось раздвижением вмещающих пород, их куполообразной деформацией (диапиризм) и формированием очаговых структур.

На многих рудных полях медно-порфирового типа выявлен сходный тип рудовмещающих структур (в частности, радиальные и концентрические системы даек вокруг центрального штока).

Когда орогенные процессы накладываются на слабодислоцированные толщи парагеосинклиналей или квазиплатформ, очаговые структуры могут проявляться непосредственно в форме наложенных куполов. Так, оловорудные месторождения Вьетнама, по данным Ву Суан До, обычно приурочены к куполовидным поднятиям [6]. Территория Вьетнама севернее разлома Сонгма представляет собой раннепалеозойскую миогеосинклиналь. Квазиплатформенный режим здесь установился в палеозое, южнее и западнее — в раннекаменноугольное время. В мезозое и кайнозое происходила регенерация геосинклинальных условий, широкое развитие получили процессы тектоно-магматической активизации. По данным Ву Суан До, оловорудные поля формировались в два этапа в связи с внедрением позднемеловых и палеогеновых гранитоидов. Оловоносные площади локализуются в двух типовых обстановках: в связи с интрузивно-купольными поднятиями; в местах сочленения глубинных разломов и тектонических структур.

Типична позиция рудного узла Пиаоак, который приурочен к купольному поднятию, в ядре которого вскрываются нижнедевонские песчано-сланцевые отложения, сменяющиеся среднедевонскими карбонатно-терригенными отложениями в западном крыле купола (рис. 36). Восточный сегмент купола опущен, в его пределах развиты среднетриасовые вулканогенно-терригенные образования. Падение пород в крыльях купола  $30-40^\circ$ . В ядре купола залегает позднемеловой гранитный массив, рвущий вулканогенно-терригенные толщи триаса. Купол расчленен на сегменты радиальными разломами. Полукольцевые разрывы падают к центру купола ( $60-70^\circ$ ) и вмещают дайки гранитпорфилов и аплитов. Системы рудных жил кварц-касситерит-вольфрамитового состава расположены в восточном опущенном сегменте ядра. Они приурочены к радиальным и концентрическим трещинам и залегают среди грейзенизированных гранитов. Жилы и штокверки группируются в зоны мощностью до сотен метров и протяженностью до 1500 м.

Касситерит-сульфидное рудное поле Нгансон также приурочено к купольной структуре в девонской карбонатно-терригенной толще, прорванной поздне триасовыми биотитовыми гранитами. Последние,



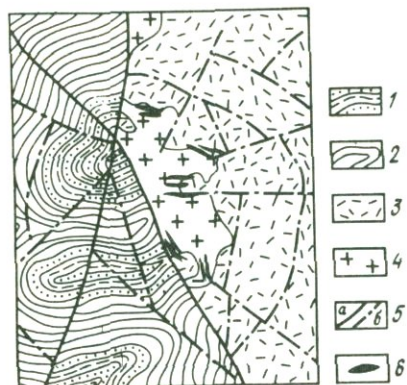


Рис. 36. Геологическая схема оловорудного поля Пиаок. По Ву Суан До [6]:

1 — раннедевонские песчаники и сланцы свиты Сонгка; 2 — среднедевонские песчано-сланцево-карбонатные отложения толщи Коксо; 3 — среднетриасовые вулканогенно-терригенные образования свиты Сонгхем; 4 — позднемеловые лейкократовые двуслюдяные оловоносные граниты; 5 — глубинные разломы (а) и разрывные нарушения (б); 6 — касситерит-кварцевые жилы с вольфрамитом

в свою очередь, интродированы штоком позднемеловых гранитов лейкократового комплекса Пиаок, который расположен в ядре купола (рис. 37). Купольное поднятие нарушено радиальными и полукольцевыми трещинами, причем последние падают к центру купола ( $60-70^\circ$ ). Рудное поле расположено в южном секторальном блоке купола, где касситерит-сульфидные жилы приурочены преимущественно к полукольцевым и радиальным трещинам.

Все это свидетельствует о четкой приуроченности оловорудных полей и узлов Вьетнама к интрузивно-купольным поднятиям, с которыми ассоциируют конические разрывы, падающие к центру куполов. Последние образованы в результате направленного вверх интрузивного давления. По данным Ву Суан До, купольные структуры сформировались в результате воздействия глубоких магматических очагов. Они образованы в условиях тектоно-магматической активизации и вмещают большинство оловорудных полей. Отмечена избирательная приуроченность рудных полей к отдельным секториальным блокам куполов.



Рис. 37. Геологический разрез оловорудного поля Нгансон. По Ву Суан До [6]:

1-3 — раннедевонские отложения свиты Сонгка: 1 — песчаники и сланцы нижней подсвиты, 2 — карбонатно-песчано-сланцевые отложения средней подсвиты, 3 — известняки верхней подсвиты; 4 — позднетриасовые биотитовые граниты; 5 — позднемеловые лейкократовые двуслюдяные граниты; 6 — рудные жилы (а — касситерит-кварцевые, б — касситерит-сульфидные); 7 — тектонические нарушения (а — глубинные разломы, б — разрывные нарушения)



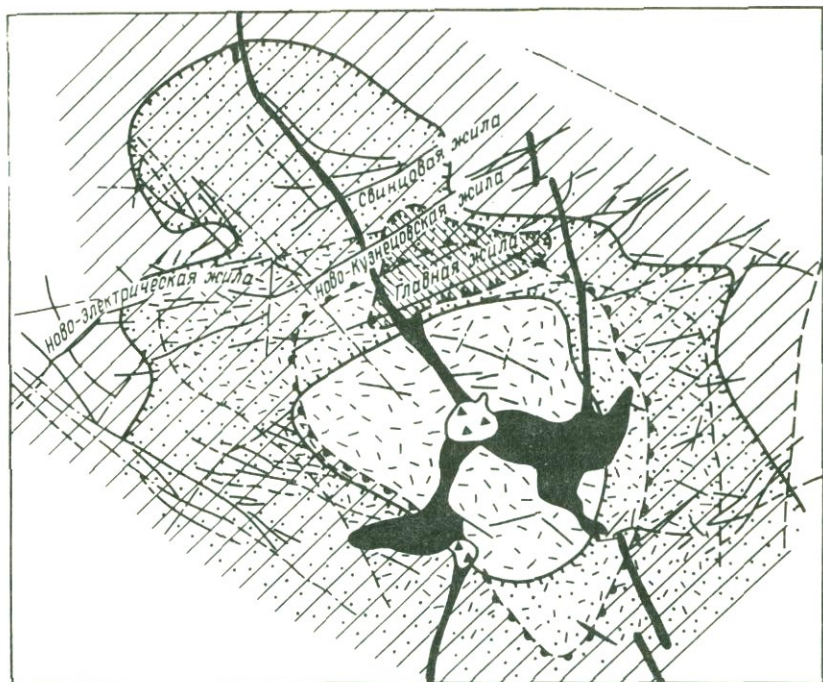


Рис. 38. Схема концентрически-зонального размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском рудном поле. По Д.А. Тимофеевскому:

1 — плагиогранит-порфиры; 2 — брекчии взрыва; 3 — рудные кварц-сульфидные жилы; 4 — разрывные нарушения; 5—8 — контуры распространения минеральных ассоциаций: 5 — кварц-турмалиновой, 6 — пирит — арсенопиритовой, 7 — галенит-сфалеритовой, 8 — кварц-сульфоантимонитовой

Характерным примером приуроченности локальных рудоносных площадей к интрузивно-купольным структурам может служить Дарасунское рудное поле [24]. Наложенный купол "угадывается" здесь по системе магматических тел. В центральной части структуры расположен шток плагиогранит-порфиров, сопровождающийся трубками брекчий взрыва (рис. 38). От штока расходятся радиальные апофизы-дайки. Многочисленные жилы рудного поля приурочены к разноориентированным системам трещин (северо-восточного, северо-западного и других направлений). Это, вероятно, древние системы трещин, возникшие до куполообразования, однако рудные тела выполняют только те трещины, которые расположены в концентрическом поясе вокруг центрального штока.

В рудном поле Д.А. Тимофеевский установил концентрическое распределение минеральных ассоциаций.

Зоны различной минерализации (от кварц-турмалиновой к пирит-арсенопиритовой и далее к галенит-сфалеритовой и тетраэдрит-бурнонит-халькопиритовой) последовательно удаляются от центрального штока. Д.А. Тимофеевский считает, что центр оруденения — трубообразное тело плагиигранит-порфиров с трубками взрыва. Очевидно, что влияние очаговой структуры сказывается прежде всего не на морфологии рудовмещающих трещин, а в их направленном развитии и последовательном приоткрывании, что и определило концентрическую зональность оруденения.

Ряд оловорудных полей Северо-Востока СССР непосредственно контролируют интрузивно-купольные структуры (брахиантиклинали) в толще мезозойд. Интрузивные тела в пределах таких очаговых структур вскрываются на поверхности или, напротив, могут проявляться лишь в форме роговиковых ореолов или даек-апофиз, локализующихся в радиальных или концентрических трещинах (рис. 39).

С некоторыми очаговыми структурами совпадают локальные ареалы метаморфизма. Интересный пример описан И.Г. Рутштейном. По его данным, пегматитовое поле в пределах Ингодино-Шилкинского поздне-триасового прогиба в Забайкалье приурочено к ядру синклинали, которое в поле метаморфизма превращено в купольную структуру. Последняя описывается поверхностями наложенной сланцеватости, ориентировкой пластически растянутой гальки, удлинённостью ново-

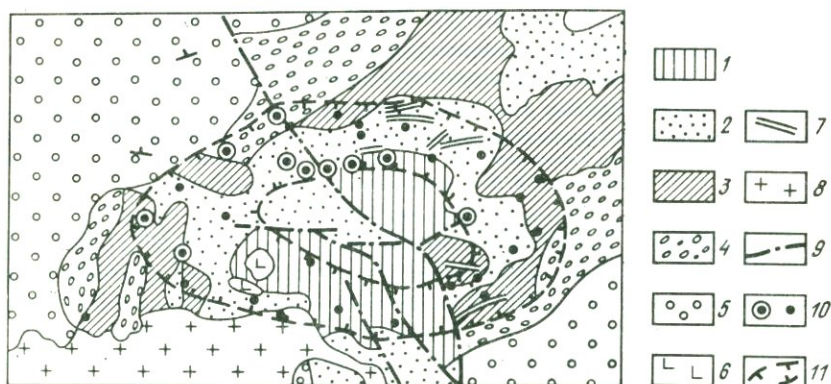


Рис. 39. Схема строения купольной структуры Алгаичинского рудного поля:

1 — нижнепалеозойская толща; 2 — песчаники акатуевской свиты ( $I_1$ ); 3 — конгломераты базановской свиты ( $I_1$ ); 4 — песчаники и конгломераты бохтинской свиты ( $I_1$ ); 5 — конгломераты верхнегазимуурской свиты ( $I_2$ ); 6 — диориты; 7 — дайки диоритовых порфиров и лампрофиров; 8 — биотитовые граниты; 9 — разрывные нарушения; 10 — месторождения и рудопроявления; 11 — зона концентрации оруденения



образованных минералов. Метаморфический купол сопровождается мелкой плейчатостью и будинажем. Подобные явления отмечаются и на рудных полях типа Клаймакс в связи с куполообразованием.

Специфика очаговых структур рассмотренного типа – формирование в условиях повышенных теплового и флюидного потоков. В этих условиях диапиризм мог быть связан с увеличением объема пород в результате местного разогрева.

Еще одна разновидность рудоносных очаговых структур в областях интрузивной активизации связана с эксплозивными трубками. В качестве примера можно привести полиметаллически-редкометальное рудное поле Рэдуэлл Бейсин в поясе Колорадо (США). Рудное поле расположено в узле пересечения систем разломов северо-восточного и северо-западного простирания [24]. Оруденение приурочено к трубообразному телу брекчий, которое формировалось в результате двухкратных инъекций. В первую фазу внедрился экструзивный купол риолитовых порфиров, над которым располагается тело эксплозивных брекчий. Во вторую фазу внедрился шток гранит-порфиров, который, в свою очередь, сопровождался трубкой эксплозивных брекчий.

На месторождении установлено несколько ярусов оруденения. Верхний ярус – полиметаллический с оловом. Минерализация приурочена к брекчиевым трубкам и сужается по их падению. Промежуточный ярус представлен штокверковым молибден-вольфрамовым оруденением раннего этапа, которое напоминает по форме опрокинутую чашу и расположено над вершиной купола риолитов (см. рис. 33). Нижний ярус также складывается штокверком аналогичного состава и формы, который образован оруденением позднего этапа и расположен ниже апикальной части риолитового купола. Спецификой рудного поля Рэдуэлл Бейсин, отличающей его от рудных полей типа Клаймакс, является интенсивное проявление взрывных явлений. Этот фактор не изменил купольный характер строения рудного поля, однако привел к формированию дополнительного верхнего яруса оруденения на уровне, где очаговая купольная структура уже приобретает скрытую форму.

В областях орогенеза и интрузивной активизации, где отчетливо выступает приоритет сводово-глыбовой тектоники, среди очаговых структур наиболее распространены интрузивно-купольные поднятия, которые могут контролировать рудные поля и узлы.

В пределах активизированных платформ наиболее отчетливо проявлены интрузивы центрального типа, включающие щелочные тела, а также овальные расслоенные лополиты базитовых комплексов. Еще большее значение здесь приобретают структуры, сопряженные с взрывными трубками. Последние особенно широко распространены в Ангаро-Илимской железорудной провинции на Сибирской платформе [24]. Рудоносные трубообразные тела располагаются в центре овальных и изометричных депрессий, размеры которых в поперечнике достигают



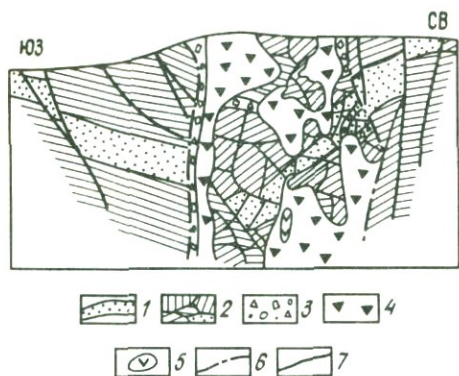


Рис. 40. Разрез трубки "Рудная гора" Коршуновского месторождения. По В.А. Невскому и А.А. Фролову [24]:

1 — раннепалеозойские осадочные породы с маркирующими горизонтами; 2 — те же породы, обрушенные внутрь трубки; 3 — брекчии; 4 — перемещенные вверх брекчии; 5 — дайка долеритов; 6 — контакты трубки; 7 — разрывные нарушения

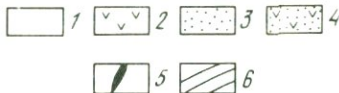
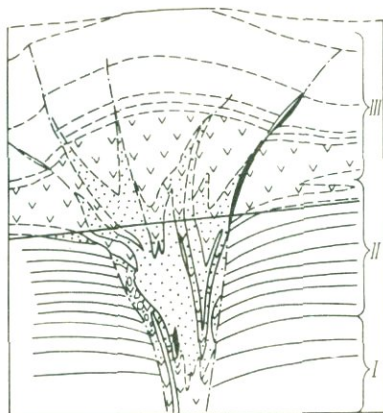
5 км, тогда как диаметры самих трубок варьируют от десятков метров до километров.

Одна из гипотез об условиях образования трубок связывает их с газовыми взрывами. В.А. Дунаев выделяет в трубках приконтактные брекчии обрушения и брекчии, перемещенные вверх (рис. 40). В пределах депрессии В.А. Дунаев выделяет зоны пластических деформаций, блоковых перемещений, резкого сгущения мелких трещин, рудоносных трубообразных тел брекчированных пород. По его данным, депрессия Коршуновского месторождения — воронка обрушения платформенного чехла над глубинным карстом в толще соленосных кембрийских пород. Однако эта просадка могла быть следствием образования пологого столба за счет газовых выбросов. Так формируются своеобразные депрессионные очаговые структуры с осевыми эксплозивными трубками, оказывающими термальное воздействие на прилегающую толщу.

П.Ф. Иванкин в 1970 г. разработал схему строения Ангаро-Илимских трубок, на которой реконструированы и совмещены различные глубинные уровни (рис. 41). Массивная интрузивная прикорневая часть трубок выше по разрезу сменяется расширяющимся штоком, сложенным магматическими породами, их брекчиями, скарнами, рудами, метасоматитами. Все эти образования сформированы в процессе многократного внедрения магмы и выделений газов. Верхняя часть трубки переходит в силлово-лакколитовую трапповую залежь, которая привела к образованию очаговой купольной структуры в вышележащих каменноугольных, пермских, триасовых отложениях. Формирование купольной структуры сопровождалось образованием кольцевых и радиальных разломов, вмещающих дайки и рудные тела. На этом примере можно видеть глубоко отпрепарированную очаговую структуру, которая имеет два отчетливых уровня: нижний — магматогенная воронка, которая формировалась в результате динамического воздействия на стенки с пластическим отгибанием пластов вниз и явлений усадки; верхний — очаговая купольная структура.

Рис. 41. Идеализированный разрез Ангаро-Илимских рудных трубок (реставрация эродированных частей трубок приведена с учетом данных по Ангаро-Катскому району). По П. Ф. Иванкину:

1 — породы кровли; 2 — траппы; 3 — скарнированные траппы; 4 — взрывные брекчии траппов, скарнированные и оруденелые; 5 — жильные магнетитовые руды; 6 — скарнированные траппы. Подзоны: I — уровень Шестаковского месторождения, II — уровень Красноярского и Рудногорского месторождений, III — уровень Копяевского месторождения



Эти два глубинных уровня очаговых структур, видимо, имеются и у гранитоидно-купольных поднятий. Гранитные колонны и воронкообразные структуры, обнаруженные в Болгарии [47], возможно, являются нижним уровнем очаговых куполов.

Для активизированных платформ весьма характерны интрузивы центрального типа ультраосновных щелочных пород и карбонатов. Такие массивы имеют зонально-концентрическое строение и обычно приурочены к краевым частям древних платформ и рифтовым зонам в участках максимального растяжения земной коры в местах расщепления и перегиба рифтовых зон. Массивы вмещают оруденение трех основных рудных формаций: железо-титановой, флогопитовой и редкометалльно-карбонатитовой. Известны крупные месторождения, пространственно взаимосвязанные, например, когда происходит переход от апатит-магнетитовых руд на глубине к вышележащим пироксоловым карбонатитам (Восточная Сибирь). Апатит-магнетитовые руды приурочены к краевым частям массивов, образуя кольцевые или дуговые тела. Некоторые руды этой группы имеют позднемагматический генезис (рис. 42).

Формирование кольцевых массивов происходило в результате последовательного внедрения ультраосновных магм в структурный узел, инъекции рудноэксплозивной трубки и последующей их переработки метасоматическими процессами. Породы различных фаз могут образовывать вложенные воронкообразные тела. Массивам сопутствуют крутые или вертикальные кольцевые жилы руд. Системы кольцевых трещин, возможно, образовались в результате воздействия эксплозив-

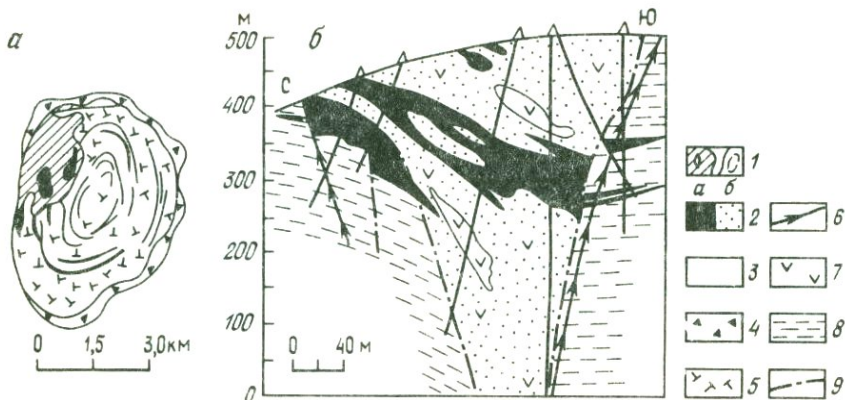


Рис. 42. Характерные структуры месторождений палеовулканических областей древних платформ [24]:

*а* — секущие рудовмещающие структуры (схема строения карбонатитового месторождения Гудини, по Д. Гитинсу); *б* — комбинированные структуры (разрез Коршуновского железорудного месторождения, по М.А. Иващенко и В.В. Корабельниковой): 1 — карбонатиты; 2 — магнетитовые руды (*а* — массивные и полосчатые, *б* — вкрапленные и брекчиевидные); 3 — пироксениты и нориты; 4 — брекчии; 5 — эффузивные породы; 6 — дайки траппов; 7 — траппы трубки взрыва; 8 — вмещающие осадочные породы; 9 — тектонические нарушения

ных процессов. На условия формирования интрузивов центрального типа оказывали влияние также и радиальные трещины.

Очаговые структуры формируются в весьма различных тектонических условиях, такой "сквозной" характер свидетельствует о глубинном генезисе и возникновении под воздействием эндогенных факторов диапиризма (интрузивного давления, прорыва газов и флюидизации, разуплотнения коровых масс на фоне высоких тепловых потоков, вулканических экструзий). Именно в результате динамического воздействия этих факторов возникают радиально-концентрические системы трещин, а также куполообразные деформации вмещающих толщ. Как следствие извержения материала, возможны компенсационные просадки и образование изометричных впадин (кальдер и др.). В регионах различного типа меняется относительная роль этих факторов. Так, наиболее широко эксплозивные явления проявлены в пределах активизированных платформ и консолидированных участков. В вулканических поясах преобладают структуры, возникшие в условиях компенсационных просадок. В областях развития интрузивного магматизма преобладают интрузивно-купольные структуры.

Анализ связи рудных полей с очаговыми структурами позволяет

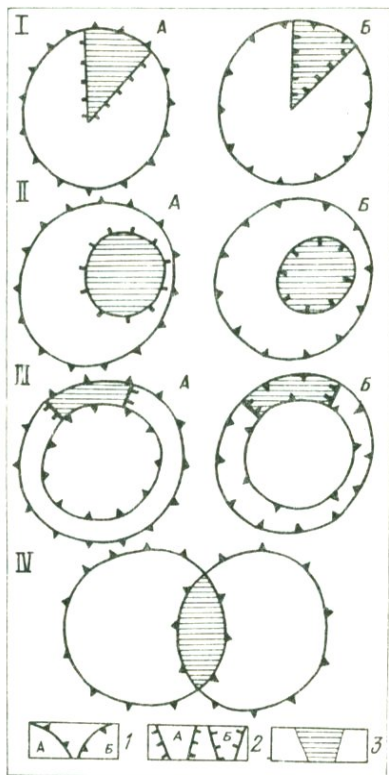


**Рис. 43. Позиции локальных рудоносных площадей в очаговых структурах:**

1 — купольные поднятия (А) и кальдеры (Б); 2 — секториальные блоки поднятия (А) и опускания (Б); 3 — рудоносные площади

понять условия образования систем рудных тел, причины их группировки в веерные, радиальные, концентрические системы, объяснить зональность в этих системах, которая определяется их положением относительно центра очаговой структуры. В ряде случаев сама морфология систем рудных тел может указывать на их принадлежность к очаговой структуре.

Рудные поля в пределах очаговых структур занимают вполне определенное положение, которое поддается типизации. Всего можно выделить три их типовые позиции: 1) во вложенных очаговых структурах (купол в куполе, кальдера в кальдере); 2) в секториальных



блоках очаговых структур; 3) в участках перекрытия соседних очаговых структур. Характерная особенность позиции рудных полей в очаговых структурах заключается в том, что они развиваются над остаточными очаговыми зонами. При отмирании магматического очага, определяющего возникновение основной структуры, сохраняются остаточные очаги, "провоцирующие" тектоническую и магматическую активность участков над этими очагами. Именно последние оказываются вмещающими локальных рудоносных площадей (рис. 43).

Характерно, что в очаговых купольных структурах рудоносные участки локализуются в осложняющих секториальных и локальных купольных поднятиях (см. рис. 43: IA, IIA, IIIA). Напротив, в очаговых кальдерах рудоносными нередко бывают наложенные структуры опускания (см. рис. 43: IB, IIB, IIIB). Таким образом рудоносные участки как бы продолжают тенденцию развития вмещающих структур. Участки над остаточными очагами отличаются присутствием наиболее

поздних магматических тел. Ими могут быть наиболее поздние вулканические комплексы в кальдерах или интрузивы поздних фаз и рои даек, обособленные в секториальных блоках или наложенных купольных поднятиях. Ареалы поздних магматических комплексов позволяют оконтурить участки остаточных очагов.

Весьма распространенные веерные системы рудных жил характерны для рудных полей в секториальных блоках купольных поднятий. Выше было охарактеризовано Алгачинское рудное поле, расположенное в секториальном блоке купола.

Позиция рудных полей во вложенных кальдерах была рассмотрена выше на примере Адрасманской кальдеры.

Для кальдерных построек, приуроченных к куполам, характерна локализация рудных полей во внешних секторах купола, за границами кальдеры (см. рис. 43, IIIA) — рудный район Сильвертон и др.

Распространены случаи локализации рудных полей в местах двойного и тройного перекрытия очаговых структур (см. рис. 43, IV).

Общие закономерности, связывающие рудные тела в системы, в рамках очаговых структур могут стать отправным пунктом для прогноза. Иными словами, выяснение связи рудного объекта с очаговой структурой может быть целью исследований, результат которых в установлении позиции систем рудных тел.

## **8. РУДНЫЕ ПОЛЯ, НЕ СВЯЗАННЫЕ С ОЧАГОВЫМИ СТРУКТУРАМИ**

Во многих публикациях позиция рудных полей определяется их приуроченностью к пересечениям разломов, участкам структурных аномалий. Однако не исключено, что к подобным структурным узлам тяготеют и скрытые очаговые структуры. Они проявлены не всегда, и поэтому важно учитывать типовые позиции рудных полей, которые контролируются сочетанием разломов и других структурных элементов.

По данным Ф.И. Вольфсона и П.Д. Яковлева [5], структурно-геологическая позиция рудных полей определяется совокупностью различных структурных элементов: разрывными нарушениями; складчатыми структурами; массивами изверженных пород; слоистыми толщами, благоприятными для локализации оруденения.

В.М. Крейтер в 1956 г. выделил 10 основных региональных структурно-геологических позиций рудных полей: 1) места изгиба пликативных структур; 2) погружение дополнительных антиклиналей; 3) пересечение благоприятных горизонтов крупными разломами; 4) зоны погружения антиклинорий; 5) пересечение антиклиналей разломами; 6) антиклинальные зоны; 7) места перехода синклиналей в антиклинали; 8) центрoклинальные окончания синклиналей; 9) пере-

сечение крупных дизъюнктивов; 10) пересечение древних и молодых тектонических зон.

Все эти типовые позиции носят эмпирический характер. В.М. Крейтер не учитывает роль наложенных орогенных структур, пути выявления которых были разработаны сравнительно недавно. В то же время интересно, что важная роль отводится аномальным участкам в строении систем складок. Эти и многие другие структурные аномалии — одна из форм проявления скрытых линеаментов, которым нередко принадлежит определяющая роль в локализации рудных полей. Особенно распространены случаи приуроченности рудных полей к узлам пересечения разрывных нарушений различной ориентировки.

Значение сетчатого каркаса зон повышенной трещиноватости и "благоприятных перекрестков" для локализации рудных объектов было подчеркнуто на примере железорудных узлов Алтае-Саянской области еще в конце пятидесятых годов Г.Л. Пospelовым. Необходимо отметить, что и сами очаговые структуры обычно приурочены к пересечению линеаментов.

В современных руководствах по структуре рудных полей среди разнообразных типов рудных полей выделяются поля, приуроченные к многофазным интрузивным массивам кольцевого строения (центрального типа). Этот тип интрузивов служит индикатором очаговых структур. В то же время очаговые структуры далеко не всегда имеют столь отчетливое выражение и во многих случаях проявляются в скрытой форме.

Массивы изверженных пород (интрузивных, экструзивных и жерловых фаций) влияют на размещение рудных полей всех генетических групп эндогенных месторождений [5]. Сами массивы, часто обладающие изометричной формой, локализуются в структурных узлах, в том числе приуроченных к пересечению линеаментов и разломов. Отсюда следует необходимость выяснения структурно-геологической позиции прежде всего самих массивов. При этом характер связи оруденения с массивами может быть самый различный: от прямой генетической связи до связи общностью структурной позиции.

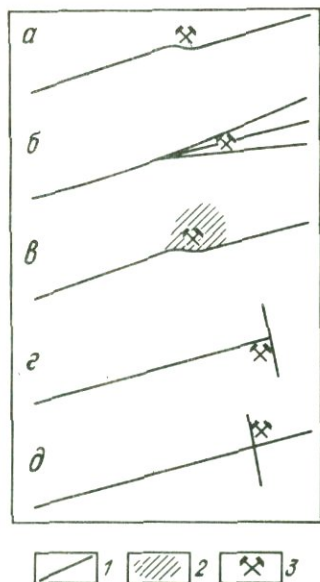
Ф.И. Вольфсон и П.Д. Яковлев отмечают также, что по отношению к крупным интрузивным массивам рудные поля размещаются преимущественно в зонах эндоконтактов и реже распространяются в пределы экзоконтактов. Это объясняется тем, что максимальные напряжения при внедрении магм возникают в приконтактовой зоне и особенно в эндоконтакте, где более четко проявлены элементы прототектоники (максимальное количество трещин). При интенсивных последующих тектонических деформациях разрывные нарушения проникают также внутрь интрузивных массивов, рассекая их полностью. В этих случаях рудные поля могут формироваться и в центральной части массивов.

Когда рудные поля связаны с жерловыми аппаратами и экструзив-



ными телами штокообразной формы, оруденение часто проявляется в пределах этих штоков. Последние по составу обычно отвечают фельзитам, гранит-порфирам и отличаются более хрупкими свойствами по сравнению с вмещающими эффузивами и осадочными породами. Благодаря этому, в них более интенсивно проявлена отдельность, в том числе столбчатая. Сами штоки формируются в результате многократных инъекций и образуют наряду с крутыми телами также лакколитоподобные тела и апофизы в форме силлов. Здесь развиваются также и пологие нарушения. Оруденение располагается в куполах лакколитов и используется как крутые, так и пологие разрывы. Особенно часто оруденение локализуется в лавобрекчиях на контакте штоков с вмещающими породами, а также в пологих нарушениях и в зоне трещиноватости в апикальных частях массивов. [18]. В "расслоенных" лакколитах оруденение локализуется на определенных горизонтах лакколитов и над магматическими каналами. Здесь особенно велика роль пологих разрывных нарушений, тяготеющих к контакту пород расслоенного лакколита. Оруденение также тяготеет к породам жерловой фации, обладающим наиболее благоприятными физико-механическими свойствами, и особенно к брекчиям, отличающимся оптимальной пористостью и низкой прочностью.

В толщах частого переслаивания эффузивных и осадочных пород оруденение локализуется в горизонтах с повышенной пористостью и пониженными прочностными свойствами.



В зонах региональных разрывных нарушений рудные поля приурочены, как правило, к участкам искривления разломов по простиранию, расщепления на боковые ветви, отщепления боковых оперяющих трещин, сопряжения или пересечения разрывных нарушений различных направлений (рис. 44). Различные аномальные участки в региональных разрывных

Рис. 44. Схемы расположения рудных полей на участках искривления (а), расщепления (б), отщепления боковых оперяющих трещин (в), сопряжения с боковыми разрывами (г), пересечения (д) разрывных нарушений. По Ф.И. Вольфсону и П.Д. Яковлеву:

1 — крупные разрывные нарушения; 2 — оперяющие трещины; 3 — рудные поля и месторождения

нарушениях обычно связаны с местами их пересечения зонами повышенной трещиноватости или линеаментами. В таких аномальных участках региональные разломы часто сопровождаются оперяющими трещинами, параллельными секущей зоне линеамента. Таким образом, разнообразные аномальные участки зон разломов, вероятно, соответствуют узлам их пересечения с линеаментами.

Рудные поля в крупных разрывных нарушениях и оперяющих трещинах распространены достаточно широко. Например, по данным Ву Суан До [6], касситерит-силикатно-сульфидное рудное поле Сонзюнг приурочено к клиновидному тектоническому блоку среди силур-нижнедевонских толщ. В центральной зоне, ограниченной субширотными сбросо-сдвигами, увеличивается степень дислоцированности пород, которые смяты в мелкие асимметричные складки. За пределами центральной зоны породы залегают полого с моноклиналим падением на север. Оловянное оруденение сосредоточено в пределах центральной зоны и приурочено к диагональным сколовым нарушениям, которые образуют совместно с широтными разломами диагонально-лестничную систему.

Характерны позиции рудных полей, связанных со складчатыми сооружениями: виргации складок, участки ундуляции их осей, флексуорообразные изгибы толщ по простирацию. Все эти аномальные дислокации обычно развиваются в зонах секущих линеаментов и прежде всего являются их индикаторами. Приуроченность к аномальным участкам рудных полей является, по-существу, отражением их расположения в зонах линеаментов.

Определенный тип рудных полей с эпитермальным оруденением контролируется надвигами, которые могли играть роль экранов и рудовмещающих нарушений. Любопытно, что на ряде подобных рудных полей надвиговая поверхность подвергнута куполообразованию и расчленена сбросами (рудные поля Карлин, Кадамжай). Не исключено, что явления куполообразования связаны с образованием очаговых структур. При этом оруденение развивается в интервалах надвигов в замке куполов (рис. 45). Наложенный характер куполов отчетливо устанавливается по деформации надвиговой поверхности.

Специфической позицией обладают рудные поля собственно магматических месторождений. Все они тяготеют к материнским интрузивным породам. Позиция рудных полей этого типа определяется геолого-структурными условиями внедрения самих массивов и благоприятными условиями для их дифференциации и фракционирования оруденения. Так, месторождения хромитов и платины на Урале тяготеют к дунитовым ядрам гипербазитовых массивов [5]. Титаномагнетитовые месторождения в пределах этого же пояса приурочены к массивам меланократового габбро и небольшим участкам пироксенитов.

В Кимперсайском массиве гипербазитов хромитовые месторож-

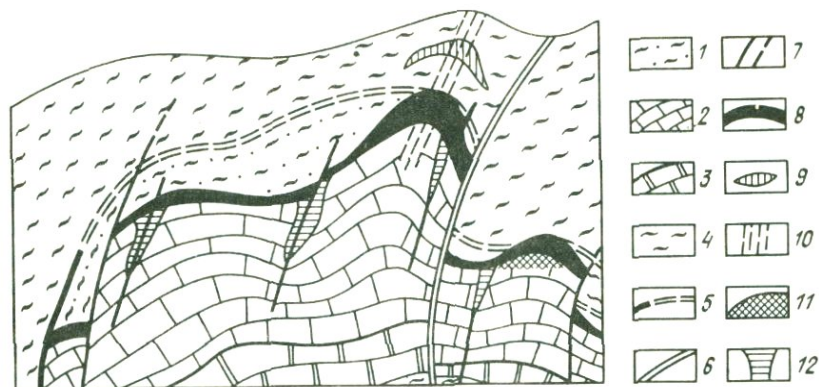


Рис. 45. Принципиальная схема геологического строения сурьмяного месторождения Кадамжай (схематичный поперечный профиль). По В.А. Невскому и А.А. Фролову [24]:

1 — среднекаменноугольные глинистые сланцы; 2 — раннесреднекаменноугольные известняки основного рудовмещающего горизонта; 3 — девонские доломиты; 4 — силур-девонские углисто-глинистые сланцы; 5 — взбросо-надвиг; 6 — основной рудоконцентрирующий разлом (Северо-Акташский сбросо-надвиг); 7 — рудораспределяющие дизъюнктивы более мелкого порядка; 8–11 — рудные тела различных структурно-морфологических типов: 8 — гнезда и линзы в основном рудовмещающем горизонте межформационных джаспероидных брекчий, 9 — седловидная залежь антимонитовых руд, связанная со структурой расчленения в надрудных сланцах Западного участка, 10 — секущая зона минерализации, 11 — межформационная залежь существенно флюоритовых с антимонитом руд в сводовой части Северо-Акташской антиклинали; 12 — подрудные карстовые полости с арагонитом

дения тяготеют к гарцбургитам в сводовых частях массива и над его корневыми аппаратами.

Медно-никелевые месторождения Норильского района расположены в стратифицированной интрузии габбро-долеритов. Эти интрузии имеют крутопадающие корни, а сами тела представляют собой пологие межформационные залежи сложной формы. Залежи приурочены к межформационным срывам в нижней части тунгусской серии.

Определенными особенностями характеризуются также условия размещения пегматитовых полей. По Ф.И. Вольфсону и П.Д. Яковлеву, распределение пегматитовых полей в пределах поясов определяется прежде всего морфологией и структурой кровли гранитного массива, а также наличием благоприятных в литологическом отношении горизонтов. Пегматиты тяготеют к провесам кровли интрузивных массивов, которые, возможно, в свое время представляли собой зоны раздвигов и грабенообразования [29]. Аномальные участки этих зон (изгибы и др.) благоприятны для локализации пегматитовых рудных полей.

Общее свойство всех рассмотренных типовых позиций рудных



полей — приуроченность к узлам пересечения линеаментов и разломов. Именно в таких условиях возникают и очаговые структуры, роль которых особенно велика для локализации рудных полей гидротермальных месторождений. Очаговые структуры нередко носят скрытый характер. Для их обнаружения необходимы целеустремленные усилия и привлечение комплекса методов. В настоящее время такие исследования проводятся далеко не всегда. Во многих конкретных случаях вопрос о наличии или отсутствии в рудном поле очаговой структуры может оказаться нерешенным.

## ГЛАВА VI ПЕРИОДИЧНОСТЬ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

### 1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Процессы рудообразования получают широкое развитие лишь в отдельные периоды развития земной коры, которые обычно отличаются повышенной тектоно-магматической активностью. Ранее общее понятие о периодичности в изменчивости тектонической активности часто подменялось частным вопросом о циклах геосинклинального развития и повторяемости процессов складчатости. Интервалы времени с повышенной тектонической активностью сопровождаются также усилением магматической деятельности, рудообразования — как процессов воздымания, так и прогибания и рифтогенеза. Периоды усиления активности сменяются периодами относительного покоя. По А.А. Пронину, эпохи повышенной тектонической мобильности, синхронные на площадях континентов, по длительности составляли 15—40 млн. лет и чередовались с эпохами уменьшения тектонической активности длительностью до 30 млн. лет.

Согласно В.Г. Козьмину, усиление процессов рифтогенеза повторяется через 40 млн. лет. Именно начало эпох активизации проявляется в дезинтегрирующих растягивающих усилиях. В развитии орогенных областей наблюдаются два этапа: грабенообразование, деструкция сводов в условиях растяжения; прекращение грабенообразования, начало слабых поднятий в условиях сжатия. Эти периоды не синхронны на разных континентах. По С.М. Максимова, наиболее сходны тектонические эпохи Азии и Северной Америки.

Неравномерность в развитии процессов рудообразования также проявляется в их периодичности. Отчетливую периодичность в развитии процессов минералообразования в истории развития Земли на основании геохронологических данных отмечал Г. Гастилл в 1960 г.; Гиллули в 1973 г. выделил в Кордильерах максимумы эндогенной активности с возрастом 150, 85, 20 млн. лет.

На периодичность гранитообразования в хребте Нань-Линь обратил внимание в 1963 г. Ли Пу. Он выделил периоды гранитообразования с возрастом 840, 690, 410–370, 260–230, 190–150, 110–90 млн. лет.

Д.В. Рундквист, рассматривая вопросы эволюции гранитоидного магматизма, отметил многократное образование гранитов на длительно развивающихся поднятиях [31]. По его данным, граниты обнаруживают постоянную связь с породами кристаллического фундамента. По частоте встречаемости грейзеновых месторождений выделяются максимумы 300–260, 180–140, 120–50 млн. лет.

Длительность формирования конкретных месторождений также анализировал Д.В. Рундквист. Время образования жил выполнения он соотносил со временем возникновения и приоткрывания трещин (судя по сейсмическим данным, крайне быстрым). Однако количество тектонических подвижек при формировании месторождений могло исчисляться сотнями и тысячами. Один из путей определения длительности формирования месторождений — анализ изменения геотермического градиента во времени (исходя из продолжительности остывания пород в разных диапазонах температур без притока тепла). При этом можно определить относительную длительность процессов образования высоко- и низкотемпературных метасоматитов, учитывая, что низкотемпературные процессы более длительные. Так определена длительность формирования грейзеновых месторождений — десятки тысяч — миллионы лет. Этот диапазон соответствует длительности одного этапа оруденения, который приводит к образованию месторождения. В свою очередь, месторождения образуются в несколько последовательных стадий минерализации.

Более прямой путь — анализ времени формирования пластовых эксгальационно-осадочных месторождений (колчеданных, включая тип “куруко”, полиметаллических и др.). В некоторых рудных телах сохраняются сезонные слои. Мощность стратиформных залежей пропорциональна времени их образования и редко превышает 50 м. При ежегодном накоплении 1 мм рудоносного осадка время образования такой залежи не превышает 50 тыс. лет, это значительно меньше периода, который подсчитан по косвенным данным.

В ряде регионов Тихоокеанского рудного пояса известны четвертичные месторождения, длительность формирования которых составляла много меньше 1 млн. лет. Таким образом, длительность образования месторождения вряд ли могла превышать 100 тыс. лет.

Последовательное образование нескольких типов месторождений охватывает более длительные периоды. Так, с одним интрузивным комплексом могут ассоциировать разные типы минерализации. Согласно Д.В. Рундквисту, геохронологические данные свидетельствуют о том, что формирование поздних фаз интрузий и ассоциирующих с ними грейзенов происходило в одном диапазоне времени [31]. Разные типы



оруденения, ассоциирующие с гранитоидами (например, пегматиты, грейзены и силикатно-сульфидно-касситеритовые месторождения), формируются в диапазоне 15–30 и даже 40 млн. лет. Например, в рудных районах Корнуолла средний возраст гранитов составляет  $282 \pm 11$  млн. лет. Такой же возраст имеют и кварц-мусковитовые грейзены. Возраст касситерит-силикатной минерализации турмалинового типа составляет 240 млн. лет. По этим данным можно судить о длительности перерывов между отдельными этапами оруденения.

При этом важно отметить, что возраст пегматитов совпадает с возрастом вмещающих гранитов и по геологическим соотношениям пегматиты – более ранние образования, чем грейзены и даже поздние граниты. Таким образом, возрастной разрыв между формированием двух ранних этапов оруденения может быть минимальным (несколько миллионов лет). Напротив, формирование касситерит-силикатной минерализации турмалинового типа происходит с большим отрывом от более ранних процессов (несколько десятков миллионов лет). Следовательно, возрастной разрыв между этапами оруденения может варьировать от миллионов до десятков миллионов лет. Формирование всех упомянутых выше типов минерализации можно относить к одному циклу рудообразования (по В.А. Жарикову и Р.М. Константинову).

Цикл рудообразования соответствует периоду образования группы рудных формаций (рудной серии), закономерно сменяющих друг друга во времени.

Другой пример относится к колчеданному оруденению, связанному с определенными типами вулканитов. По М.Б. Бородаевской, в вулканических колчеданосных областях выделяются моноформационные зоны со слабодифференцированными базальтовыми формациями и полиформационные зоны, где вулканические формации представлены контрастно дифференцированными и последовательно дифференцированными типами. Колчеданное оруденение располагается в зонах полиформационного типа. Конкретные рудные формации связаны с разными типами магматических формаций. Так, с контрастно дифференцированными вулканитами ассоциирует медно-цинковая, с последовательно дифференцированными – цинковая колчеданная минерализация и т. д. Цикл рудообразования и в этом случае соответствует длительности формирования формаций дифференцированных вулканитов и составляет десятки миллионов лет.

Таким образом, рудообразование подвержено периодичности разного порядка, связанной с общей периодичностью проявления тектонической активности.

При изучении рудных районов наиболее важны циклы рудообразования, этапы и стадии минерализации.

Р.М. Константинов под циклом рудообразования понимал отрезок времени, в котором появились группы рудных формаций, закономерно



сменяющие друг друга во времени, составляющие "рудную серию". Более высокотемпературные месторождения сменяются низкотемпературными, состав рудообразующих растворов изменяется от щелочных к кислым и затем снова к щелочным. Цикл рудообразования охватывает десятки миллионов лет, его длительность соизмерима с формированием потенциально рудоносного магматического комплекса. За время цикла рудообразования образуется вертикальный ряд рудных формаций. Сами циклы рудообразования в процессе развития рудоносных областей проявлены дискретно.

Под этапами минерализации многие понимают часть цикла рудообразования, характеризующуюся определенными ограниченными изменениями физико-химических параметров процессов. Длительность этапа минерализации может составлять десятки – сотни тысяч лет (по Д.В. Рундквисту). Этапы минерализации разделены интервалами времени от миллионов до 20 млн. лет. Н.В. Петровская указывает, что периоды между рудными этапами отмечаются признаками оживления магматической деятельности – внедрениями даек, секущих руды раннего этапа и несущих признаки более поздней рудной минерализации. Иногда этапы минерализации разделены периодами мощных тектонических движений, которые вызывают интенсивный метаморфизм более ранних руд и рассланцевание вмещающих пород. Обычно в результате одного этапа минерализации образуются месторождения одной рудной формации.

Стадии минерализации, по А.Г. Бетехтину, – процессы минерализации, разделенные относительно короткими интервалами, но протекающие в течение одного какого-либо этапа минерализации. В соответствии с предложением Н.В. Петровской, минеральная ассоциация, являющаяся вещественным выражением стадии минерализации, автором называется стадийной "минеральной ассоциацией".

## **2. ПРЕДУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ВОССТАНОВЛЕННОГО ХАРАКТЕРА**

Принципиально новым в изучении флюидных процессов в рудных районах за последние годы является выявление и изучение особого класса метасоматитов восстановленного характера. Они имеют глубинное происхождение, образованы сухими флюидами, которые могли быть носителями рудного вещества и энергии, и частично предшествовали интрузивному процессу. При окислении восстановленные флюиды за счет экзотермических реакций могли выделять дополнительную энергию и преобразовываться в гидротермальные растворы. Таким образом, с эволюцией восстановленных флюидов могли быть связаны многие важные эпизоды в развитии рудных районов.

Рассмотрим характерные особенности дорудных восстановленных

метасоматитов, которые начинают и предваряют цикл рудообразования. Во многих оловорудных районах Приморья и золоторудных районах Средней Азии установлено, что продуктивному этапу оруденения предшествовали процессы регионального метасоматоза (или метаморфизма). Это, прежде всего, высокотемпературные биотитовые и биотит-полевошпатовые метасоматиты, которые, судя по преобладанию в них закисного железа, формировались в восстановительной обстановке. Ранние метасоматиты характеризуются как колонны "прогрессивного метаморфизма", "термальные купола" и т. д.

Поскольку их образование происходило с привнесом вещества, то они рассматриваются в качестве метасоматитов.

К числу ранних метасоматитов можно отнести и углерод-титанистую минерализацию, которая наряду с биотититами формируется при догидротермальном процессе, начинающем цикл рудообразования. На различных глубинных уровнях колонн ранних метасоматитов локализируются различные типы наложенной рудной минерализации, и, следовательно, с предрудными колоннами метасоматитов связана позиция глубинных ярусов оруденения. При наложении гидротермального процесса ранние метасоматиты подвергаются разложению. Характерно, например, возникновение гидротермальных "воронков" серицитизации по биотитовым куполам в Приморье.

Несмотря на отсутствие систематических материалов по изучению ранних метасоматитов и общую новизну проблемы, есть основание считать, что присутствие этих образований в рудных районах закономерно, о чем свидетельствует их развитие в металлогенически "альтернативных" золоторудных и оловорудных районах.

В оловорудных районах Приморья широко проявлены предрудные ореолы метасоматитов, которые были обнаружены и изучены в 1974 г. Ю.Н. Размахниным. Этот автор, развивая взгляды Д.С. Коржинского, в соответствии с концепцией полиэтапности метасоматоза выделяет метасоматиты трех этапов: регионального, локального и околожильного. В качестве региональных метасоматитов рассматриваются догранитные биотититы, которые сменяются в верхнем метасоматическом ярусе пропилитами. Предполагается, что эти процессы отражают глубинный палингенез и связаны с трансмагматическими растворами. Некоторые исследователи (Ю.П. Размахнин, Э.П. Изох, В.К. Финашин и др.) подчеркивают гидротермальную метасоматическую природу биотититов и их догранитный возраст.

Более поздние гидротермальные метасоматиты, проявленные в масштабах рудных полей, связаны уже с постмагматическими растворами и возникли в условиях гидротермального процесса (актинолитизация, припилитизация, хлоритизация, кварц-серицитовые изменения и др.). На локальные метасоматиты наложены околорудные, которые непосредственно связаны с рудным процессом.



Таким образом, по мнению Ю.Н. Размахнина, очевидна направленность метасоматических явлений в рамках единой метасоматической эпохи.

Дополнительные данные о природе дорудных метасоматитов показали, что при образовании биотититов происходил привнос железа, магния, калия, а также бора, фтора и олова. Это дает основание считать, что биотититы образуются в процессе метасоматоза, а не метаморфизма. В.К. Финашин обратил внимание на чрезвычайно высокую восстановленность метасоматитов: коэффициент окисления железа в биотитах не превышает 6 % (в окологранитных биотитовых роговиках 12–15 %). Очевидно, образование биотитизированных пород в окислительной обстановке верхних структурных этажей происходит в результате воздействия потока глубинных восстановленных флюидов. Дальнейшие исследования позволили расширить представление о фациях восстановленных метасоматитов. Помимо биотититов к ним отнесены углеродтитанистые метасоматиты. Последние обычно не распространяются сплошным фронтом как биотититы, а приурочены к трещинным зонам и зонам смятия, а также установлены в минеральном выполнении брекчиевых трубок взрыва.

Биотититы распространяются в форме сплошного фронта, образуют куполовидные выступы и сменяются выше по разрезу углеродистыми метасоматитами в зонах смятия. В этих же структурах залегают и гидротермальные жилы верхнего яруса. Все это говорит о вероятной вертикальной разобщенности двух фаций метасоматитов (рис. 46).

Углеродистые метасоматиты, развитые по мелкозернистым осадочным породам, с трудом диагностируются в качестве наложенной минерализации. Они представлены тонкозернистыми породами черного цвета, обычно матовыми, реже блестящими с прожилковидными выделениями углеродистого вещества. Под микроскопом в таких породах видна тонкая сыпь пластинок титанистых минералов, выделений графита неправильной формы и слабокристаллизованного углеродистого вещества.

Акцессорные минералы представлены вуститом, комаситом, когенитом, а также тонкими выделениями самородных металлов и их смесей. Из самородных металлов чаще встречаются железо и смеси свинца и олова, значительно реже наблюдаются алюминий, самородный свинец, самородное олово, смеси железа и цинка, а также осмистый иридий.

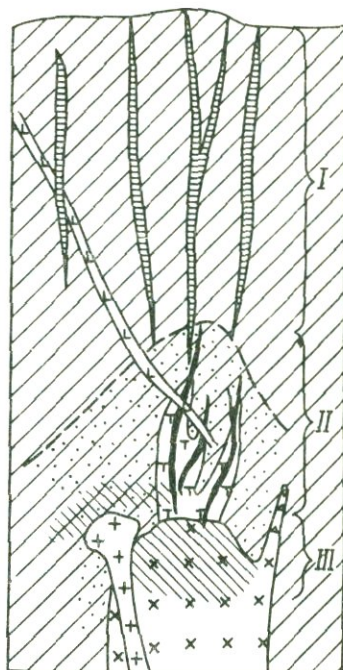
Графит в метасоматитах представлен тонкопластинчатыми выделениями размером в сотые и тысячные доли миллиметра. Отдельные чешуйки графита слегка деформированы. В графите отмечены включения зерен самородных металлов, сульфидов, кальцита. Весьма часто графит ассоциирует со слабокристаллизованным углеродистым веществом.





Рис. 46. Ярусное размещение различных типов оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе:

1 — терригенная толща; 2 — монзонитовиды и гранодиориты; 3 — граниты; 4 — дайки диоритовых порфиров; 5 — биотиты; 6 — турмалиновые метасоматиты; 7 — зоны грейзенизации; 8, 9 — рудные жилы: 8 — турмалин-сульфидные оловорудные, 9 — кварц-хлорит-касситеритовые; 10 — эксплозивные брекчии



Сульфиды в метасоматитах представлены пирротинном, пиритом, халькопиритом; пирротин преобладает. Как и остальные минералы метасоматитов, сульфиды в основном представлены тонкозернистыми вкраплениями, реже прожилковидными выделениями и небольшими гнездообразными скоплениями, в которых сульфиды ассоциируют обычно с минералами углерода, чаще с графитом.

Спектральным анализом в титанисто-углеродистых метасоматитах кроме железа, титана, углерода, свинца, олова, алюминия и других элементов, входящих в состав минералов метасоматитов, обнаружены также ванадий, хром, марганец, кобальт, медь, иттрий, цирконий. Спектральным анализом в углеродистом веществе, слагающем прожилковидные, сплошные обособления и гнезда в графитизированном алевролите, обнаружены все элементы, встречающиеся в метасоматитах в самородном виде, а также хром, марганец, медь и титан.

Таким образом, углеродистое вещество метасоматитов характеризуется низкой степенью раскристаллизованности, обладает достаточно высокой термической стойкостью, в качестве элементов-примесей содержит те же элементы, которые характерны для оловорудных месторождений Кавалеровского района.

Изотопные геохимические исследования показали, что углерод из минерализации разных вертикальных уровней различается по изотопному составу (по значению  $\sigma^{13}\text{C}$ ). В углероде более глубинных образований  $\sigma^{13}\text{C} = -16\text{‰}$ . Эти данные ( $-16\text{‰}$ ) не исключают возможности образования углерода при участии мантийного вещества, хотя для самого мантийного углерода  $\sigma^{13}\text{C}$  изменяется от  $-7$  до  $-9\text{‰}$ . Флюиды, несущие мантийный углерод, могли при циркуляции обогащаться углеродом карбонатных и терригенных пород, что могло приводить к изменению изотопного состава углерода ( $\sigma^{13}\text{C} = -16\text{‰}$ ).

Наличие в метасоматитах ассоциации самородных металлов с нулевыми валентностями углерода позволяет предполагать, что привнос осуществлялся восстановленными существенно углеводородными глубинными флюидами. Очевидно, перенос вещества такими флюидами осуществлялся в виде металлоорганических соединений. Именно восстановительная обстановка обусловила высокую подвижность титана.

В верхней части колонны (в условиях повышенного потенциала кислорода) восстановленный газовый флюид мог преобразовываться в углекисло-водный гидротермальный раствор.

Важно отметить, что парагенезис углерода и самородных металлов, как показали В.В. Ковалевский и О.Б. Олейников, характерен и для кимберлитовых трубок, а также для ксенолитов мантийных пород в вулканитах.

Эти данные можно расценивать как косвенное указание на глубинное происхождение минеральных ассоциаций с самородными элементами. Образование геохимических аномалий, связанных с углеродистыми метасоматитами, можно рассматривать как первую ступень выноса глубинного вещества.

Наложение в последующем гидротермальных метасоматитов приводило к преобразованию углерод-титанистой и биотитовой минерализации с заимствованием из них рудных элементов. Гидротермальные метасоматиты были резко неравновесны с метасоматитами раннего этапа, их наложение сопровождалось образованием так называемых "гидротермальных воронок", где ассоциации ранних метасоматитов оказывались разложенными и замещенными.

Аналогичные по составу дорудные метасоматиты известны также в пределах Тагобиккуль-Кумархского оловорудного поля в Таджикистане. Здесь, по данным Р.А. Белова, в верхней периферической части купола биотитовых метасоматитов отмечается обогащенная графитом зона. Кроме того, графитовые метасоматиты развиваются вдоль субширотных разломов и распространяются по ним далеко по восстанию от фронта биотитизации [10].

Таким образом, в оловорудных районах закономерно проявляются специфические метасоматиты восстановленного характера двух основных фаций — биотититы и графит-ильменитовые метасоматиты. Они

располагаются зонально, причем со строением дорудной метасоматической колонны коррелируется позиция глубинных ярусов наложенного оловянного оруденения.

Для сравнения рассмотрим характер проявления и особенности состава дорудных метасоматитов в золоторудном Мурунтаусском районе. Метасоматиты здесь специально изучались Б.Я. Хоревой, которая выделяет два этапа наложенных процессов: этап прогрессивного метаморфизма и регрессивный гидротермальный этап. Ранний этап метаморфизма привел к образованию термальных "антиклиналей", во внешних частях которых располагается зона мусковит-хлоритовой субфации. В этой зоне отмечаются графитовые новообразования, которые, по мнению Б.Я. Хоревой, образуются за счет углерода вмещающих пород. Далее внутрь куполов располагается биотит-мусковитовая субфация, затем роговообманково-плагиоклазовая фация, ниже которой предполагается зона гранитизации. Б.Я. Хорева отмечает, что на прогрессивном этапе наблюдается миграция вещества от периферии к центру метаморфогенных куполов и проявляется в обогащении высокотемпературных зон железом, магнием, кальцием, глиноземом, калием, натрием и титаном при общем выносе кремнезема. Учитывая, что процессы происходили с привносом вещества, по-видимому, правильнее было бы рассматривать их в качестве метасоматических. Привнос вещества напоминает процесс, установленный в ранних догидротермальных метасоматитах оловорудных районов Приморья.

По данным П.Ф. Иванкина и Н.И. Назаровой, в Мурунтаусском районе широко проявлен углеродистый метасоматоз. Метасоматиты локализуются в зонах глубинных разломов, где содержание углерода возрастает до 2 %. В связи с этим процессом происходил также привнос золота, серебра, мышьяка, сурьмы и других элементов.

Вероятно, по аналогии с оловорудными районами, углеродистые метасоматиты образуют внешнюю зону догидротермальных восстановленных метасоматитов и отличаются от других фаций тем, что распространяются преимущественно вдоль разломов.

По данным Х.Р. Рахматуллаева, в рудных районах Западного Узбекистана и в пределах всего Южного Тянь-Шаня процессы графитизации проявлялись неоднократно, каждый раз начиная циклы рудообразования, а также предворяя этапы оруденения. При этом в пределах ряда последовательных этапов оруденения выделяется дорудная стадия графитизации, а затем стадия предрудных метасоматитов (кварц-серицитовых, пропилитовых, полевошпатовых). Затем уже следователи собственно рудные стадии минерализации.

Сходство догидротермальных метасоматитов в столь разных в металлогеническом отношении районах (оловорудных и золоторудных) дает основание полагать, что их образование закономерно для рудных районов различного типа.



О высоких температурах, при которых происходил углерод-титанистый метасоматоз, косвенно свидетельствуют слабораскристаллизованный характер углеродистого вещества, его высокая термостойкость, присутствие акцессорных включений самородных металлов и интерметаллидов.

По данным Ю.Н. Размахнина, а также Б.Я. Хоревой, образование биотититов предшествует становлению интрузивных тел. Эти соотношения также могут быть расценены как свидетельство высокой энергонасыщенности глубинного флюида, который вызывал биотитизацию. Он мог быть причиной образования очагов порфировой магмы в земной коре, тем более что процессы окисления должны носить отчетливо экзотермический характер. Дальнейшее окисление флюидов могло привести к образованию гидротермального раствора щелочного характера, тогда как пересыщающая его летучая фаза могла отделяться в форме опережающего фронта кислого газа.

**О возможном происхождении графит-ильменит-сульфидной минерализации.** В составе акцессориев, выделенных из графитосодержащих метасоматитов, установлены самородные металлы и карбиды: цинк, свинец, алюминий, когениит и др. Это позволило сделать вывод о глубинном происхождении флюидов и резко восстановительных условиях их образования [10]. Об этом же свидетельствует присутствие подобного парагенезиса минералов — графит, ильменит, карбиды и самородные металлы — также в кимберлитах и ультрабазитах, где графит может быть породообразующим минералом. Этот парагенезис характерен и для углистых хондритов.

Важным дополнением являются данные об условиях локализации углеродистых метасоматитов в Центрально-Кызылкумском регионе, особенность которого — значительное распространение ультраосновных и основных интрузивов (наряду с более поздними гранитоидными). Базитовый комплекс включает также покровы толеитовых базальтов и субщелочных оливиновых базальтов, которые вместе с расслоенными плутонами образуют ассоциацию магматических пород, близкую к трапповой. Эта ассоциация магматических пород тяготеет в пределах района к рифтогенным структурам и сопровождается графитовыми метасоматитами. Тесная структурная ассоциация процессов графитизации с базитовыми телами позволяет предположить между ними также и генетическую связь.

В Центрально-Кызылкумском регионе графитизация развивается вдоль зон смятия, проявляется в форме пластового метасоматоза и известна на медно-никелевом месторождении Тасказган совместно с сульфидной минерализацией. Месторождение является по существу комплексным медно-никелево-графитовым. Постоянная связь процессов графитизации с базитовым и ультрабазитовым магматизмом — общая закономерность.

Эта проблема послужила основой для монографии Д.С. Штейнберга и М.В. Лагутиной "Углерод в ультрабазитах и базитах" и рассмотрена в статье А.А. Маракушева. Гипербазиты содержат два генетических типа углерода: первичный тонкодисперсный графит (0,03–0,8 %); вторичный углерод, содержание которого прямо зависит от степени серпентинизации. В процессе серпентинизации образуется также тонкодисперсный когенит ( $Fe_3C$ ), содержание которого может достигать 2 %. Таким образом, серпентинизация представляет собой процесс преобразования гипербазитов с привнесом в них углерода при сильно восстановленных формах его фиксации (графит, когенит, углеводороды). Очевидно, серпентинизация связана с флюидами восстановленного характера (они содержат водород и метан) и подкорового происхождения. Углеводороды и битумы также входят в эту ассоциацию. Следует отметить, что присутствие углеводородов в гипербазитах известно давно. А.А. Маракушев обратил внимание на сходное распределение углерода и в метеоритах.

Таким образом, флюидные процессы, связанные со становлением и преобразованием базит-гипербазитовых интрузивов, являются одним из источников графитизации. Ранее был отмечен обычный парагенезис графита с ильменитом, а также с сульфидами. Перенос титана, по видимому, возможен только в восстановительных условиях. Выделенные из проб-протолок углеродистых метасоматитов акцессорные минералы представлены карбидами и самородными элементами, что подтверждает эти условия образования графита.

Вероятна связь графитизации с процессами серпентинизации гипербазитов в глубоких уровнях коры. В процессах серпентинизации (по А.А. Маракушеву) различаются ранняя (лизардитовая) и поздняя (антигоритовая) стадии. Более восстановленной является ранняя стадия, когда возникает вторичный когенит, тогда как минерализация последующей стадии сопровождается магнетитом. По Д.С. Штейнбергу и М.В. Лагутиной, карбидная форма железа сосуществует с оксисерпентином, бруситом, оливином, хромшпинелидом. Оксидная форма железа может сосуществовать с графитом, закисным серпентином, бруситом и оливином при отсутствии когенита. Его разложение и замещение магнетитом происходит при антигоритизации.

При полной серпентинизации происходит привнос углерода (когенитизация). В антигоритовых серпентинитах углерод представлен свободной и карбонатной формами. Как отмечают Д.С. Штейнберг и М.В. Лагутина, количество свободного углерода в продуктах антигоритизации выше за счет разложения когенита. Содержание битумного углерода в серпентинизированных ультрабазитах Урала достигает, по их данным, 0,01 %.

Несмотря на высокую степень окисления железа в раннем серпентине условия раннего процесса рассматриваются как ярко выраженные



восстановительные. В антигоритовую стадию происходил распад когени-та на смесь магнетита и графита в условиях повышения температуры.

Восстановительные процессы, представляющие собой продолжение флюидного развития гипербазитового магматизма, помимо серпентинизации могли приводить к развитию метасоматитов графит-ильменитового и графит-сульфидного состава. По восстанию флюидная колонна могла окисляться, в результате чего графитовый метасоматоз мог сменяться карбонатизацией.

Помимо процессов графитизации, связанных с ультрабазитами, вероятно также происхождение этой ассоциации в связи с потоками мантийных трансмагматических флюидов резко восстановительного характера. Об этом может косвенно свидетельствовать широкое распространение метасоматитов вдоль зон смятия, протягивающихся на многие десятки километров. Источником этих потоков, возможно, являются глубинные части графитсодержащей мантии. По геофизическим данным этот тип мантии отличается повышенной электропроводимостью.

### 3. ЦИКЛЫ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Широкое распространение, особенно в рудных районах, биотитовых и графитовых метасоматитов выдвигает проблему их возрастного и генетического соотношения с продуктами гидротермальной деятельности.

Главная ранняя фаза восстановительных процессов определенно предшествует фазе гидротерм. Более того, она проявляется в доинтрузивное время. Подобные соотношения проявляются также и в районах развития высокотемпературного оруденения. Например, в скарново-полиметаллическом Дальнегорском районе многие скарновые тела замещают брекчиевые трубы, в которых обломки карбонатных пород цементируются черным графитсодержащим цементом. Эти ранние эксплозивные тела, образованные, вероятно, при резком расширении объема флюидов на определенном глубинном уровне, замещаются возникшими позднее скарновыми минералами. Последние включают раннюю высокотемпературную ассоциацию с волластонитом.

Углеродистая минерализация проявлена в районе и в форме метасоматитов вдоль зон смятия и будинажа. Участки таких метасоматитов, отличающиеся повышенным содержанием молибдена и редких элементов, могут рассматриваться как рудные тела особого типа. Возможно, что углеродистый метасоматоз связан со скрытыми на глубине ультраосновными телами, представленными на современном срезе единичными дайками. Таким образом, скарнированию предшествует фаза восстановленной минерализации, которая также сопровождается продуктивным оруденением.



Возраст основной углеродистой минерализации, очевидно, значительно больше, чем возраст гидротермального оруденения. В Приморье углеродистый метасоматоз, широко проявленный в осадочных толщах основания вулканического пояса, затрагивает лишь части разреза вулканитов (петрозуевскую и синанчинскую свиты). Кислые вулканиты приморской серии массовый углеродистый метасоматоз, а также биотитизация уже не затрагивают, тогда как гидротермальная минерализация формируется позднее этой вулканической серии сеноман-сенонского возраста. Дальнейшая гидротермальная деятельность протекала в несколько этапов, причем отмечены повторные проявления углеродистой минерализации, но в ограниченных масштабах. Продукты поздней графитизации приурочены к открытым пустотам (например, к продушинам в рудных телах).

Начиная с конца мела и в палеогене в районе развивалось полиметаллическое и боросиликатное оруденение, тесно ассоциирующее со скарнами и образующее наложенные на них самостоятельные тела в карбонатных и алюмосиликатных породах основания вулканического пояса. В более поздний этап были образованы серебросодержащие жилы, которые локализуются преимущественно в вулканитах и образуют самостоятельный верхний ярус оруденения.

Сходные соотношения между графитовой минерализацией и гидротермальным оруденением установлены в Кызылкумском регионе Узбекистана. По данным П.Ф. Иванкина, Х.Р. Рахматуллаева и других исследователей, графитовый метасоматоз в тектонических зонах и биотитизация в термальных куполах предшествуют внедрению гранитоидных тел и последующему гидротермальному оруденению. В пределах зоны смятия графитовые метасоматиты ассоциируют с телами ультрабазитов и сопровождаются тонковкрапленным оруденением благородных металлов.

Формирование гидротермальных прожилковых кварц-карбонатных рудных тел часто происходит на фоне развития предшествующих графититов и, вероятно, связано с заимствованием из них рудного вещества.

В рассмотренных примерах отмечается общая направленность в изменении процессов минерализации от преобладания восстановленных к более поздним гидротермальным. На ранней фазе развития углеродистые метасоматиты ассоциируют с гипербазитами, а на поздней – гидротермальные образования проявляются после гранитоидного магматизма.

Подобные соотношения позволяют предположить существование общего более крупного цикла минерализации, который охватывал фазу формирования восстановленных метасоматитов и сопровождающих их руд (вольфрама и других металлов) и последующую фазу гидротермального рудообразования. Последняя обычно характеризуется как "цикл рудообразования" и формируется в ряд последовательных этапов. Этапы, в свою очередь, могут включать в начале процесса про-

явления восстановленной минерализации, а затем гидротермальную деятельность.

Таким образом, в смене восстановленной и гидротермальной минерализации наблюдаются пульсации разного порядка. В раннюю восстановленную фазу цикла минерализации происходило массовое проявление восстановленной минерализации, которая сопровождала ультрабазитовый магматизм. Последний во многих орогенах является глубинным и на уровне современного среза проявлен лишь в форме единичных даек. Синхронное ультрабазитовому магматизму массовое проявление графитизации и биотитизации догранитное. В эту фазу происходит привнос ряда металлов и восстановленные метасоматиты создают повышенный фон металлоносности. Последующая переработка и мобилизация гидротермальными процессами может создавать промышленные концентрации металлов. В течение восстановленной фазы цикла минерализации возможно образование самостоятельных типов промышленного оруденения (нередко крупных масштабов). Примером промышленного типа оруденения восстановленной фазы может служить тонковкрапленное золото-сульфидное оруденение в графитизированных толщах. Известно также и золото-серебряное оруденение в аналогичной обстановке. Золото в этом типе минерализации заключено в тонкодисперсной форме в мелких кристаллах арсенопирита или мышьяковистого пирита. Минерализация подобного типа нередко приурочена к зонам смятия и будинажа в отличие от гидротермального оруденения, которое тяготеет к открытым трещинам или зонам брекчирования. Вероятно, в восстановленную фазу образуются стратиформные месторождения за счет избирательного метасоматоза литологически благоприятных толщ.

Тонковкрапленное золото-сульфидное оруденение сопровождается повышенными содержаниями вольфрама (например, на месторождении Карлин, США). Фации графитовых метасоматитов содержат повышенные количества шеелита, возможно, служили источником шеелита в аллювии, происхождение которого в ряде регионов ранее не находило объяснения. Есть основание предполагать, что может быть обнаружен самостоятельный тип месторождений вольфрама (иттрия, лантана и других редких элементов) в графитовых метасоматитах. Круг возможных новых типов оруденения, связанных графитовыми метасоматитами, может быть расширен за счет органофильных металлов и металлов платиновой группы. Перспективы обнаружения новых типов оруденения в связи с графитовыми метасоматитами достаточно велики. В этом заключается необходимость выделений и специального изучения минерализации восстановленной фазы. Изучение аксессуарных самородных металлов и карбидов из этих продуктов минерализации указывает на возможность их образования из сухих флюидов. Кроме того, ряд геохимических



особенностей восстановленных метасоматитов позволяет уверенно связать их с продуктами дегазации мантии.

В последующую фазу цикла минерализации, после внедрения гранитоидных интрузивов, преобладают уже гидротермальные процессы рудообразования, которые при тепловом воздействии внедряющихся гранитоидных масс могли мобилизовать рудное вещество углеродистых метасоматитов.

Так, по мнению А.А. Сидорова, золото-серебряные жилы в вулканиках располагаются над зонами смятия в осадочном фундаменте с тонковкрапленным золото-сульфидным оруденением в углеродистых метасоматитах.

Продолжительность всего цикла минерализации, включая его восстановленную и гидротермальную фазы, соизмерима с общей длительностью орогенного периода (несколько десятков миллионов лет).

Ранней фазе орогенного периода соответствовало образование "протосводов", расчлененных рифтогенными впадинами. Именно к ним в первую очередь тяготели зоны графитизации и скрытого ультраосновного магматизма. Последующая фаза массового гранитоидного магматизма (а также континентального вулканизма) соответствует условиям максимального сводообразования и развития гидротермального процесса.

Признание самостоятельного характера восстановленной фазы минерализации и детальное изучение ее состава продуктов могут иметь большое практическое значение, так как открывают возможность обнаружения специфической группы рудных месторождений.

**Взаимоотношения между рудными и нефтегазовыми месторождениями и углеводородная "дегазация" Земли.** Изложенные выше представления об углеродистых метасоматитах и постоянное присутствие в них битумов дают основание обратиться к вопросу о взаимоотношениях между рудными и нефтегазовыми месторождениями. К этой проблеме ранее привлекали внимание А.Д. Щеглов и другие исследователи.

Массовое развитие графитового метасоматоза в пределах некоторых рудных районов, присутствие метана в газовых эманациях вдоль рудоконтролирующих разломов и в газовой-жидких включениях минералов руд, наряду с  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ , можно расценивать как возможное свидетельство существования повышенного углеводородного фона при рудообразовании. С другой стороны наличие углеводородов в отдельных метеоритах, а также на других планетах и в космосе, притоки углеводородов из глубоких скважин, пробуренных в толщах кристаллического основания, являются прямым свидетельством существования абиогенного притока углеводородов, которые, видимо, являются продуктами "дегазации" Земли. Присутствующий в значительных количествах в вулканических газах углекислый газ рассматривается как продукт выгорания



метана. Другим продуктом такого процесса должна быть вода. Составы включений в минералах свидетельствуют о неизменном присутствии в гидротермах углекислоты.

Имеются данные о конформности нефте-газовых поясов металлогеническим зонам.

Примером таких взаимоотношений может служить изученный нами ранее Ферганский мегасвод, осложненный в своем ядре крупной Ферганской впадиной [23]. Внутри последней известен подковообразный нефтегазоносный пояс, который грубо параллелен обрамлению впадины. Следующим за этим поясом в зоне низких предгорий прослеживается тоже подковообразный ртутный пояс, который в сторону крыльев свода сменяется сурьмяно-ртутно-флюоритовым. Все эти пояса контролируются концентрическими дислокациями единого мегасвода.

Потенциальная возможность существования общих особенностей структурного контроля оруденения, с одной стороны, и нефтегазоносности — с другой, может быть обоснована фактами существования месторождений переходного состава. В их числе охарактеризованные Н.А. Озеровой газово-ртутные; А.Д. Щегловым — ураново-нефтяные, ртутно-нефтяные и другие месторождения. Известны также месторождения битумов с ванадием. Н.А. Озеровой обосновано существование ртутно-газонефтяного пояса в Западной Европе, который контролируется линеаментом Карпинского. В его пределах расположены ртутьсодержащие рудные и газо-нефтяные месторождения. По мнению Н.А. Озеровой, содержание ртути увеличивается в зонах глубинных линеаментов и ее происхождение связано с общепланетарным процессом дегазации ртути из мантии.

В литературе описаны многочисленные факты присутствия в углях и нефтях концентрации металлических и неметаллических полезных ископаемых. Геохимическое изучение рассеянных битумов в осадочных породах показывает связь с ними концентраций металлов. Так, полиметаллическая минерализация известна в пиритизированных осадочных породах Мангышлака. В Силезско-Краковском бассейне отмечается близость полиметаллических месторождений с нефтегазоносным прогибом. При этом отмечается, что для локализации месторождений важную роль играют грабены.

Присутствие битумов в рудах особенно часто отмечается для т. н. "эпитермальных" месторождений. В месторождениях самых различных типов были установлены выделения графита. Пример комплексного медно-никелево-графитового месторождения Тасказган показывает, что даже оруденение глубинного мантийного происхождения и магматического генезиса может содержать обильные выделения графита. Последний мог возникнуть из термостойких притоков глубинного метана. Постоянная ассоциация с графитом ильменита и аксессуарных самородных элементов свидетельствует об их образовании из восстановленных флюидов,

возможно безводных, так как присутствующие здесь самородные цинк и алюминий электрохимически неравновесны с водой.

Связь углеводородных соединений с магматическими образованиями также известна по разнообразным примерам.

Упомянувшиеся выше графитовые метасоматиты Кызылкумского региона тесно ассоциируют с базитовыми телами и формировались с ними в один и тот же период. В самих магматических породах ультраосновного и основного состава также отмечается широкое развитие графита. Таким образом, имеются основания считать, что процессы графитизации имеют глубинный источник, вероятно, в форме метановых потоков.

Имеются косвенные указания на существование в мантии участков, обогащенных графитом. Это т. н. зоны высокой электропроводности, устанавливаемые при магнитотеллурическом зондировании. Источником углерода здесь могли быть углистые хондриты, которые выпадали на последних стадиях аккреции Земли.

Уместно также упомянуть, что довольно обычным является присутствие углеводородов во включениях среди щелочных интрузивов, как, например, это имеет место в Хибинских массивах.

Для никеленосных базит-гипербазитовых интрузий Воронежского массива отмечается присутствие ряда восстановленных флюидов ( $H_2$ ,  $CH_4$ ).

Краткий обзор проблемы взаимоотношений рудоносных и нефтегазовых областей позволяет заключить, что эти взаимосвязи могли иметь как вещественный, так и структурный характер.

Области стыка нефтегазоносных и рудоносных областей нуждаются в самостоятельной оценке. Речь при этом может идти о выявлении "пропущенных" металлогенических зон.

#### **4. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ РУДНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ**

Вопрос о формационной принадлежности месторождений в рудных районах дискусионен. По Б.В. Макееву, в конкретном рудном районе месторождения принадлежат к одной рудной формации, которая связана с определенной магматической формацией. Считается, что для рудных районов характерен единый рудно-магматический комплекс, сформировавшийся в определенной тектонической обстановке. Многообразие минеральных типов в этом случае объясняется фаціальными переходами в единой колонне рудной зональности.

Мы считаем, что в рудных районах присутствуют группы взаимосвязанных рудных формаций: 1) генетически родственные; 2) пространственно ассоциирующие; 3) совмещенные; 4) чуждые [22].

Соотношения рудных формаций в рудных районах достаточно слож-



ные. Известно, что в рудных районах нередко проявляется полихронное оруденение, причем его возрастной диапазон обычно охватывает время "гидротермального цикла" (десятки миллионов лет). Более редки примеры совмещения оруденения различных металлогенических эпох.

По мнению А.А. Сидорова, базовые рудные формации представляют собой большеобъемные залежи штокверковых руд, которые отличаются недифференцированным сложным составом. Эти формации неизменно сопровождаются определенными типами жильных месторождений, которые принадлежат к "сопутствующим" формациям (как бы производным от базовых). Этот тип взаимосвязи интересен тем, что открывает путь к прогнозу большеобъемных руд по сопутствующим жильным формациям.

В мировой практике глубокой разведки месторождений известны примеры неожиданных открытий в жильных рудных полях "слепых" большеобъемных штокверковых рудных залежей иного, чем разведываемые жилы, состава. Примеры открытий медно-порфирового оруденения известны на полиметаллических месторождениях Речк в ВНР, Доброво-Злетово в Югославии, на золото-серебряных месторождениях Бассейнов и Хребтов в США.

В то же время при изучении месторождений медно-порфировой формации давно установлено, что обычно они сопровождаются сульфидно-кварцевыми жилами и телами с золото-серебряной и полиметаллической минерализацией. Жилы лишь частично наложены на собственно порфировые рудные тела, а в большей степени развиты по восстанию и на периферии рудных тел базовой формации. Минеральные и геохимические ассоциации медно-порфиновых руд обнаруживают отчетливые элементы родства с минеральными ассоциациями сопутствующих жильных месторождений. Они, в сущности, определяют состав сопутствующих рудно-формационных рядов. Более того, в формацию медно-порфиновых руд уже давно включают, например, золото-серебряные и полиметаллические жильные и прожилково-метасоматические рудные тела ("непорфировые руды").

Так, в идеализированной схеме строения типового медно-порфирового месторождения (рис. 47) показаны взаимоотношения базовых (в нашем понимании) медно-порфиновых месторождений (IV) с сопутствующими жильными свинцово-цинковыми и золото-серебряными (II). В карбонатной среде к числу сопутствующих формаций добавляются скарново-полиметаллические и медные месторождения, а в вулканических жерлах — месторождения самородной серы (I). Различные типы оруденения располагаются в разных зонах общей метасоматической колонны.

Для группы оловорудных формаций в качестве базовой мы рассматриваем сульфидоносные оловорудные цвиттеры, которые сопровожда-



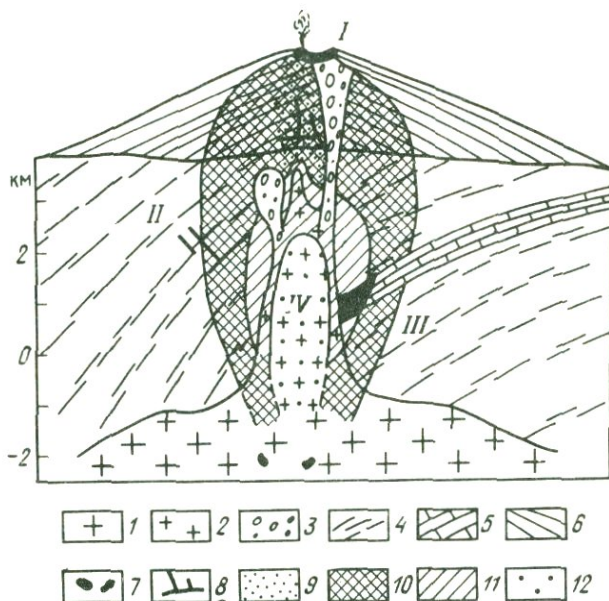


Рис. 47. Идеализированный разрез типичного медно-порфирового месторождения.  
По Р. Силпиту:

1 — шток гранодиорит-порфиров с медно-порфировыми рудами; 2 — полнокристаллические гранодиориты; 3 — взрывные брекчи; 4 — породы довулканического основания; 5 — известняки; 6 — лавы и пирокласты; 7 — пегматитовые тела; 8 — дайки; 9 — окремнение; 10 — пропитизация; 11 — серицитизация; 12 — калишпатизация. Зоны оруденения: I — месторождения самородной серы с пиритом и марказитом, II — жилы со свинцово-цинковым и золото-серебряным оруденением, III — контактово-метасоматические медные месторождения в измененных известняках, IV — молибден-медные порфировые месторождения

ются штокверковой кварц-касситеритовой и жильной касситерит-сульфидной минерализацией.

Если сопутствующее жильное оруденение выходит за пределы рудных полей порфировых формаций, то они рассматриваются как самостоятельные золото-серебряные и полиметаллические месторождения.

Важнейший критерий разделения конвергентных жильных образований — их принадлежность к той или иной базовой формации. К формациям, определяющим (возглавляющим) генетически единые рудно-формационные ряды, можно отнести такие группы месторождений, руды которых отличаются сложным составом и включают минеральные ассоциации всех сопутствующих месторождений данного ряда.

В различных провинциях базовыми являются следующие рудные формации: медно-порфировая; олово-порфировая и оловоносных цвиттертов; золото-сульфидная тонковкрапленных руд; колчеданные; магматические сульфидные в базит-ультрабазитовых комплексах. Если порфировые, колчеданные и медно-никелевые месторождения с начала их освоения воспринимались как большеобъемные геологические образования, то зоны вкрапленного золото-сульфидного оруденения относились нередко к так называемым околожилным (околорудным) ореолам, к зонам рассеянной минерализации, сопровождающим рудные тела жильного типа, и в течение длительного времени не воспринимались как образования, предшествующие жильным месторождениям и являющиеся источником рудного вещества этих месторождений.

Медно-порфировая формация (одна из наиболее изученных) возглавляет рудно-формационные ряды месторождений вулканогенных поясов, эвгеосинклинальных и мезогеосинклинальных складчатых систем и областей тектоно-магматической активизации тихоокеанских и средиземноморских провинций. Месторождения связаны с гранодиорит-и адамелит-порфирами. Известные модели образования медно-порфировых месторождений могут быть в значительной мере использованы при построении моделей образования месторождений других рудных формаций характеризуемого ряда. По степени возрастания дифференциации рудообразующего флюида и уменьшения глубины рудоотложения после медно-порфировых месторождений следуют полиметаллические, затем золото-теллуридные и золото-серебряные; завершается ряд сурьмяно-ртутными месторождениями.

Месторождения базовой золото-сульфидной формации развиты в основании вулканогенных поясов, в перивулканических зонах и областях тектоно-магматической активизации геологических провинций различного возраста. Оруденение представлено крутопадающими и субпластовыми зонами равномерно рассеянной сульфидизации в углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных толщах. Основная часть тонкорассеянных сульфидов (пирита и арсенопирита) отчетливо предшествует образованию рудоносных кварцевых жил и прожилков, а также окварцеванию пород.

В рудоотложении отсутствуют стадийность и зональность до изученных глубин (2000 м). Особенности этого оруденения, а также данные по минерализации в районах развития олово-порфирового ряда месторождений позволили предположить, что руды возникли из флюидов с высокими восстановительными свойствами и не являются гидротермальными образованиями. Вкрапленные руды отлагались в пределах длительно развивающихся купольных поднятий и зон смятия, являвшихся тем не менее флюидопроводниками. Фильтрующие рудоносный флюид колонны терригенных углисто-глинистых или карбонатно-глинистых отложений, насыщаясь тонкорассеянным сорбирован-

ным рудным веществом, становились потенциальным промежуточным источником жильных месторождений. При этом наиболее обогащенные интервалы таких колонн по концентрации золота в породах достигают уровня промышленных рудных тел. В зонах растяжения и открытой трещиноватости, сочлененных с флюидопроводящими колоннами, развивались рудоносные жилы.

Главная продуктивная минеральная ассоциация вкрапленных руд проста — это мелкий и тонкий равномерно рассеянный арсенопирит и (или) мышьяковистый пирит, содержащий субмикроскопическое золото. Жильные минеральные ассоциации, напротив, разнообразны. Если проанализировать рудные ассоциации в целом, то на месторождении мы обнаруживаем “зарождения” минеральных ассоциаций всех последующих жильных образований рудного района.

Жильные месторождения каждого региона сравнительно легко увязываются с базовыми рудными формациями массивных или большеобъемных вкрапленных сульфидных недифференцированных образований.

## 5. ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Прикладное значение данных о коровом или мантийном происхождении рудного вещества рассмотрено А.Д. Щегловым и И.Н. Говоровым [43]. Развиваемое авторами новое научное направление “нелинейной металлогении” посвящено выявлению закономерностей размещения и формирования рудных месторождений, имеющих мантийные источники.

Сложность проблемы заключается в том, что во многих рудных районах одновременно проявляются как коровые, так и мантийные группы элементов в результате параллельной активности разноглубинных очаговых зон. Кроме того, еще не решен вопрос о разделении месторождений корового и мантийного происхождения. Генетические связи руд с магматическими породами можно непосредственно установить, когда руды остаются в материнских породах. Это относится в первую очередь к месторождениям хромитов, платины, меди и никеля. Как отмечают А.Д. Щеглов и И.Н. Говоров, наиболее отчетливо установлена связь с мантийными оболочками Земли для хромитовых, медно-никелевых, колчеданных, ртутных, сурьмяных и флюоритовых месторождений, ряда месторождений олова, вольфрама и бора. Кроме того, предполагаются мантийные источники медно-молибденовых, золото-серебряных, ртутно-сурьмяно-вольфрамовых, золотых и серебряно-флюоритовых месторождений Тихоокеанского рудного пояса [43].

Вопрос о мантийной или коровой природе месторождений может решаться на рудно-формационной основе, но, как правило, не применительно к отдельным химическим элементам. Действительно, месторождения олова ранее рассматривались как производные коровых гранитоидных магм, позднее были разделены (по С.С. Смирнову,



О.Д. Левицкому и Е.А. Радкевич) на две группы формаций: 1) касситерит-кварцевую, грейзеновую и оловоносных пегматитов; 2) касситерит-силикатную, касситерит-сульфидную и касситерит-скарновую.

Эти группы формаций имеют различное происхождение, что находит свое отражение в типоморфных особенностях касситерита. Последние отчетливо проявлены в различиях геохимического состава касситеритов двух групп рудных формаций: преобладание ниобия, тантала, скандия, титана и циркония в касситеритах первой группы формаций; преобладание индия, вольфрама, сурьмы, висмута, серебра в касситеритах второй группы формаций. Из-за заметных колебаний в содержаниях элементов-примесей в касситеритах из различных регионов в качестве типоморфного признака формационной принадлежности месторождений могут служить, по данным Л.З. Быховского, В.П. Новикова и В.И. Свешниковой, количественные соотношения элементов-примесей, и особенно Nb:In, которое направленно уменьшается от пегматитовых месторождений к касситерит-сульфидным.

Обнаружение минералов олова на "мантийных" медно-никелевых месторождениях, а касситерита в качестве акцессория в кимберлитах и ультрабазитах дает возможность предположить мантийное происхождение части олова. По данным Г.А. Осиповой, в касситеритах касситерит-силикатных месторождений Приморья присутствуют мельчайшие минералы-узники, представленные хромитом, ильменитом, рутилом и анатазом, а хромиты близки к хромитам дунитов Халиловского массива (Урал). В.Л. Барсуков и Л.В. Дмитриев предложили модель образования оловоносных диорит-дацитовых и дацит-риолитовых комплексов из пород мантии, которые могли возникнуть за счет гранатовых пироксенитов, обогащенных рудными элементами. Вместе с тем В.Л. Барсуков подчеркивает полигенный характер процессов рудоотложения, когда агенты переноса рудного вещества имеют одно происхождение, а рудные компоненты — другое. Л.В. Таусон на основе изучения геохимической природы латитовых серий, с которыми ассоциирует множество месторождений в Тихоокеанском рудном поясе, показал их связь с мантийными источниками [39].

Очевидно, две группы оловорудных формаций являются продуктами разноглубинных источников — корового и мантийного.

Обнаружение в пределах ряда эндогенных рудных районов широкого распространения особых метасоматитов, формировавшихся в восстановительных условиях, можно расценивать как свидетельство участия мантийных флюидов в формировании минерализации [10]. Эти образования представлены фацией биотититов и графит-ильменитовых метасоматитов. Восстановительные условия, сопровождавшие образование этих типов минерализации, не характерны для земной коры, их можно связать с потоками, возможно, сухих флюидов — продуктов дегазации мантии.

Принято считать, что свинец имеет коровое происхождение. Данные по изотопам свинца из месторождений Приморья свидетельствуют о корово-мантийном источнике свинца. Близки к метеоритным также и значения изотопов серы (по И.Н. Томсону, О.П. Поляковой, В.П. Полохову и др.).

Присутствие акцессорных самородных металлов в графитовых метасоматитах свидетельствует также о привносе мантийными флюидами металлов. Создававшиеся таким образом обширные геохимические аномалии могли в дальнейшем перерабатываться гидротермальными процессами с мобилизацией и концентрацией металлов. Действительно, в рудных полях Приморья Ю.Н. Брилев установил в первичных геохимических ореолах зоны выноса свинца — отрицательные ореолы.

При геохимическом картировании в рудных районах наряду с ореолами "профилирующих" рудных элементов значительную роль играют также ореолы элементов группы железа (никель, кобальт, хром, ванадий). Следовательно, в этих полиметаллических рудных районах широко проявлены процессы, которые привели к образованию аномальных содержаний мантийных элементов. Возможно, коровые источники начинают функционировать только в условиях воздействия мантийных флюидов [25].

Особые типы метасоматитов и аномальные концентрации мантийных элементов в геохимических ореолах рудных районов, для которых ранее предполагалось коровое происхождение рудного вещества, позволяют по иному оценить их происхождение. Благодаря линейной морфологии ряда геохимических аномалий и полей восстановленных метасоматитов, маркируются линеаменты и зоны смятия — каналы движения мантийных флюидных потоков. Таким образом, можно непосредственно выделять структурные элементы мантийного заложения.

Рудоконтролирующая роль этих глубинных структур особенно возрастает в эпохи развития процессов тектоно-магматической активизации. Это неоднократно подчеркивал А.Д. Щеглов [44].

Другие структурно-геологические обстановки, благоприятные для образования мантийных месторождений, — зоны раздвигов (рифты) континентальной и океанической коры; окраинно-континентальные вулканические пояса [43]. Эти типы областей отличаются пониженной мощностью гранитного слоя, валлообразными поднятиями мантии и базальтового слоя.

Индикация эндогенных месторождений корового происхождения также требует специального обоснования. К месторождениям коровой группы относятся, в частности, те, которые обнаруживают генетические связи с гранитными интрузивами. Но поскольку руды далеко не всегда залегают в гранитных массивах, выявление этих связей затруднено. Как подчеркнул А.А. Маракушев, рудоносные флюиды отщепляются от гранитоидных магм в глубинных очагах и развиваются в две стадии:

высокотемпературную надкритического состояния флюида (выше 350 °С); низкотемпературную (позднюю щелочную). А.А. Маракушев рассматривает ритмично расслоенные эффузивы и граниты как образования кислых магм, насыщенных фтором. С этими ритмично расслоенными магматическими телами связаны высокотемпературные месторождения литофильных элементов.

Другие группы коровых месторождений связаны с метаморфогенными процессами, инфильтрационными источниками.

Сравнительное изучение закономерностей размещения и особенностей структурного контроля месторождений корового и мантийного происхождения еще ждет своих исследователей.

Другая практическая проблема, которая связана с характером источника рудного вещества, — условия образования крупных и уникальных месторождений. Очевидно, месторождения такого масштаба связаны с особым источником рудного вещества, более глубинным, чем источник средних и мелких месторождений того же типа. Это открывает пути для разработки критериев оценки месторождений и выявления среди них крупных и уникальных.

Сказанное выше свидетельствует о важном значении проблемы индикации источников рудного вещества, которая нуждается в целеустремленном изучении с привлечением современных методов геохимии изотопов, геохимии редкоземельных элементов, особенно соотношения изотопов стронция.

## ГЛАВА VII

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ

Теоретической основой для глубинного прогноза оруденения могут служить закономерности вертикальной изменчивости его состава и структурно-морфологических особенностей. Вертикальная изменчивость оруденения обычно проявлена в форме различных типов минералого-геохимической зональности (фациальной, пульсационной и др.). По масштабу проявления выделяют зональность рудных районов, узлов, полей и рудных тел.

Сравнительно недавно сложились представления о ярусности оруденения [8]. В нашем понимании, ярусность — вид взаимоотношений систем рудных тел (часто разновозрастных), обособленных в пределах различных вертикальных интервалов в зависимости от изменений окружающей геологической среды.



Давно замечено, что разнотипное оруденение часто приурочено к различным гипсометрическим уровням, а продуктивное оруденение нередко распространено в определенном "горизонте" или "слое". Например, для Корнуолла (по Д.В. Рундквисту) мощность "продуктивного слоя" меняется от сотен метров до километра.

Зональность же оруденения проявляется во взаимоотношениях рудных тел в пределах одного конкретного яруса оруденения.

Таким образом, понятия "ярусность" и "зональность" различают по существу. Поэтому мы не считаем оправданным применение термина "ярусная зональность".

## 1. ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КОЛОНН

В качестве одной из основных причин зональности метасоматических колонн рассматривают явления газовой-жидкостной дифференциации флюида, при которой более подвижные газы опережают жидкость. Еще в 1958 г. Д.С. Коржинский выдвинул гипотезу кислотно-щелочной дифференциации. Согласно этой гипотезе, летучие компоненты постмагматических растворов ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ), обладающие кислотными свойствами, опережают в движении основания и их растворитель — воду. При прохождении опережающей волны кислотных компонентов через породу происходит выщелачивание из нее оснований. При этом на кислотной стадии флюид легко просачивается сквозь толщу горных пород, производя их объемное выщелачивание. В результате, как отмечал Д.С. Коржинский, происходит увеличение пор в породах и их проницаемости. На стадии отложения поры закрываются, давление в растворе увеличивается, раствор проникает вдоль трещин, где и происходит отложение вещества.

По данным П.Ф. Иванкина, флюиды предрудного этапа, ощелачиваясь, формировали мощные зоны серицит-кварцевых, хлорит-кварцевых метасоматитов, массы кварцитов и кварц-карбонатных пород. В восстановительных условиях развивались процессы биотитизации и образования углеродистых метасоматитов.

В рудно-метасоматической колонне меняется степень прерывистости процесса рудообразования. При этом количество стадий минерализации в верхней части колонны больше, чем в нижней. Возможной причиной этого могла быть фазовая дифференциация флюида (расщепление на жидкостные и газовые фазы), которая может восприниматься как обособленные стадии минерализации. В этом смысле стадийность не всегда отражает пульсации глубинного очага рудоносных растворов.

Общий результат газовой-жидкостной дифференциации флюида — увеличение объема той части колонны, где скапливается газовая фаза.

Этим объясняется большая мощность окolorудных изменений пород.

Одна из причин образования метасоматической зональности — фильтрационный эффект: концентрационная дифференциация, возникающая при фильтрации компонентов исходного раствора с различными скоростями. Концепция фильтрационного эффекта выдвинута В.А. Жариковым и Ю.В. Алехиным в качестве механизма кислотно-основной дифференциации гидротерм.

Важным критерием при оценке оруденения на глубину являются как зональность оруденения, так и вертикальная метасоматическая зональность. В.Л. Русинов отмечает близость тепловых режимов околорудного метасоматоза и рудоотложения [34]. Это дает дополнительные основания для оценки изменчивости оруденения с глубиной по характеру вертикальной метасоматической зональности. Метасоматическая зональность особенно отчетливо проявлена в месторождениях с высоким градиентом температур (50–100 °С на 1 км и более).

В качестве примера вертикальной зональности метасоматитов рассмотрим типичные жильные золото-серебряные месторождения в риолитах и дацитах, которые формировались в приповерхностных условиях [34]. В надрудной зоне здесь развиты кварциты с каолинитом и алунином. Они сменяются зоной кварц-гидрослюдистого изменения, которая вмещает главный интервал оруденения. В нижней части зоны отмечается адуляризация вмещающих пород. На глубине появляются альбит-кальцит-хлоритовые пропилиты и далее эпидот-хлоритовые пропилиты. В этой зоне оруденение в кварцевых жилах затухает. Признаком выклинивания оруденения служит появление эпидот-хлоритовых метасоматитов. Параллельно меняются текстуры кварцевых жил: от ритмично-полосатых кварц-адуляровых агрегатов до массивного кварца. На глубоких горизонтах золото-теллуридных месторождений (на уровнях выклинивания оруденения) широко распространены фации биотититов. Биотититы проникают и на верхние уровни в форме узких зон вдоль рудовмещающих разломов.

Для месторождений порфировой формации вулканоплутогенной группы отмечена еще более тесная связь между зональностью руд и метасоматитов. Для этой группы месторождений характерна ассоциация с телами пестрого состава, сложенными монцонитами, сиенитами, диоритами, гранодибритами, гранитами и габбро, которые имеют мантийно-коровое происхождение и отличаются повышенной щелочностью с преобладанием калия. Месторождения связаны с апикальными частями порфирировых штоков поздней фазы и располагаются в их экзо- и эндо-контактных зонах. Метасоматиты и рудоносные штокверки конформны порфирировым телам и образуют зональные колонны, которые могут быть также использованы для выявления скрытых штоков.

В завершение становления штоков формируется трубообразная трещинная система, которая служит каналом для миграции рудоносных



флюидов из очага в апикальные части интрузива и вмещающие породы. Как отмечает В.Л. Русинов, наиболее глубинная молибденовая зона минерализации тесно ассоциирует с кварц-полевошпатовой фацией метасоматитов. Верхушечная зона в месторождениях этого типа представлена кварцитами с каолинитом и алунитом. В средней части ореола развиты процессы окварцевания и серицитизации. В корневых частях порфириновых и других гидротермальных месторождений меди и полиметаллов появляются гипс и ангидрит — индикаторы выклинивания оруденения [8, 34].

На месторождениях колчеданного семейства различают несколько видов вертикальной метасоматической зональности. Например, на месторождениях уральского типа надрудный уровень характеризуется присутствием барита и алунита; с сульфидными залежами сопряжены серицитолиты, кварц-серицит-хлоритовые породы; в подрудной зоне развиты гипс и ангидрит.

Эти закономерности в развитии зональности метасоматитов, характерные, однако, лишь для определенного яруса оруденения, могут быть использованы при оценке скрытого оруденения, а также при установлении нижнего предела развития рудной минерализации.

Д.В. Рундквист рассмотрел различные аспекты зональности грейзенов и провел типизацию их вертикальной зональности. Для большинства проявлений грейзенов характерна закономерная смена (снизу вверх) кислотных фаций (полевошпатовых — полевошпат-кварцевых — мусковит-кварцевых — кварц-топазовых) более основными (мусковитовыми, мусковит-флюоритовыми).

Гранитоиды, с которыми связана грейзенизация, представляют собой лакколиты мощностью 4–6 км с пологой верхней поверхностью, осложненной куполами. От пологой нижней поверхности по данным гравиметрии отходит вниз "корень". Такие интрузивы рассматривают как промежуточные магматические камеры. Они могли служить динамическим фактором образования очаговых купольных структур.

Грейзены приурочены к экзо- и эндоконтактовым частям куполовидных выступов в "слое" мощностью 400–600 м и тяготеют к поздним мелкозернистым гранитам.

Согласно Д.В. Рундквисту, для грейзеновых образований, в зависимости от их рудной специализации, характерны следующие виды вертикальной зональности (снизу вверх): для молибден-вольфрамовых месторождений —  $Mo \rightarrow Mo, W, Bi \rightarrow W$ , сульфиды; для олово-вольфрамовых —  $Sn \rightarrow Sn, W, Bi \rightarrow W$ , сульфиды; для редкометальных —  $(Li), Be \rightarrow Sn \rightarrow W$ .

Как отмечает Д.О. Онтоев, горизонтальные ряды зональности в большинстве случаев не повторяются по вертикали. Латеральные зоны по мере удаления от интрузива последовательно выклиниваются на различных глубинах. Вертикальная зональность проявлена более устой-



чиво. Наиболее существенным для глубинного прогноза является выделение корневых и фронтальных частей рядов зональности [8].

## 2. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ДИАПАЗОН ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Вертикальный диапазон промышленного оруденения — один из определяющих факторов при оценке масштабов месторождений. Вертикальная протяженность эндогенных рудообразующих систем меняется в широких пределах и зависит прежде всего от типа и положения источников рудного вещества. Необходимо отметить, что вертикальный размах оруденения рассматривается применительно к образованиям одного этапа оруденения. При совмещении разноэтапных образований этот диапазон может оказаться составным, а разноэтапные образования могут быть разделены в пределах различных глубинных ярусов.

Величина вертикального диапазона промышленного оруденения зависит от геологических условий и генетического типа оруденения [8]. По расстоянию от современной дневной поверхности выделено пять групп вертикального диапазона промышленного оруденения: I — малый (до 0,2 км); II — средний (0,2–0,5 км); III — большой (0,5–1,0 км); IV — очень большой (1,0–2,0 км); V — уникальный (2,0–4,5 км). Для каждого генетического типа оруденения характерно преобладание определенных групп вертикального диапазона.

Большую помощь при оценке оруденения оказывают данные реконструкции положения палеоповерхности при рудообразовании. Обычно надрудная толща уничтожена эрозией. И все-таки на основании изучения отдельных рудных районов И.П. Кушнареву удалось установить, что верхние части месторождений свинца и цинка, а также флюорита образовались на глубине 400–600 м от положения палеоповерхности. По данным Ф.И. Вольфсона и Л.И. Лукина, высокотемпературные месторождения скарновой формации, а также вольфрамовые, молибденовые и оловянные месторождения формировались на больших глубинах (до 2000 м).

На основании этих исследований В.И. Казанский сделал вывод о зависимости между глубиной рудообразования и вертикальным диапазоном промышленного оруденения [8]. В частности, вулканогенные месторождения формируются на меньших глубинах, чем плутоногенные, и в целом характеризуются небольшим вертикальным диапазоном. Однако если сравнивать плутоногенные грейзены и вулканогенные золото-серебряные жилы, то последние, в общем, имеют больший вертикальный диапазон.

Обобщенные данные о термических и барических изменениях условий образования различных гидротермальных месторождений мира — 500 °С

и 250 МПа (реально измеренные термические градиенты изменяются от 5 до 200 град/км) — при пересчете на литостатическую нагрузку свидетельствуют о том, что общий диапазон формирования рудных месторождений не выходит за пределы глубины в 7 км [8]. При этом высокие значения температур и давлений могут быть встречены на существенно меньших глубинах. Значительные колебания давления на одних и тех же гипсометрических уровнях — весьма характерная особенность условий рудообразования.

Вертикальный размах промышленного оруденения целесообразно рассматривать применительно к конкретным типам оруденения. Так, вертикальный диапазон оруденения касситерит-силикатной формации составляет от 80 до 700 м, а касситерит-сульфидной — от 100 до 800 м. Различия диапазонов могут быть связаны с геологической обстановкой, например с положением фронта биотитов — нижнего предела распространения касситерит-сульфидного оруденения. Напротив, касситерит-силикатное оруденение Дальнего Востока локализуется в биотититах и выклинивается по восстанию при переходе в пропилиты.

Интенсивность оруденения заметно меняется в пределах вертикального интервала. Характер изменчивости различен. В наиболее распространенных случаях оруденение получает максимальное развитие на средних интервалах. В то же время на ряде месторождений установлена ритмичная смена богатых интервалов обедненными. Таким образом, не всегда появление непродуктивных интервалов на глубине может служить индикатором выклинивания оруденения. Более обоснованно подобный вывод можно сделать лишь при появлении подрудных фаций метасоматитов.

П.Ф. Иванкин рассмотрел закономерности изменения интенсивности оруденения по вертикали и составил графики поведения средних содержаний металлов, мощностей рудных тел, запасов металлов для гидротермальных месторождений различных типов. Характер кривых, построенных по разным показателям, достаточно близок, что свидетельствует о зависимости между особенностями морфологии рудных тел и их минералого-геохимическим составом.

Особенно важным для выяснения вертикальной протяженности оруденения явилось установление двух типов кривых изменения интенсивности оруденения с глубиной (рис. 48). Первый тип кривых характеризуется одним максимумом интенсивности оруденения в прифронтальной (среднерудной) зоне. Фронтальная (верхнерудная) и прикорневая (нижнерудная) зоны характеризуются резким спадом интенсивности оруденения (два раза и более).

Другой тип кривых характеризуется присутствием нескольких максимумов. Для месторождений с таким характером изменчивости параметров максимумы содержаний могут не совпадать с максимумами мощностей рудных тел.

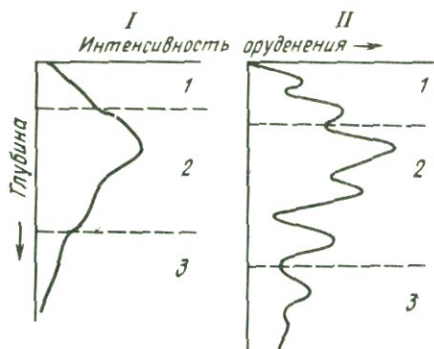


Рис. 48. Типы кривых изменения интенсивности оруденения с глубиной.  
По П.Ф. Иванкину.

Типы кривых: 1 — моноциклическая, II — полициклическая. Зоны: 1 — фронтальная, 2 — прифронтальная, 3 — прикорневая

Для месторождений с несколькими максимумами кривой интенсивности оруденения характерна также и "общая" волна более высокого порядка, охватывающая всю систему частных максимумов и минимумов (см. рис. 48). Следовательно, и здесь тоже можно выделить верхнерудную, среднерудную и нижнерудную зоны. По существу, вертикальный диапазон промышленного оруденения соответствует среднерудному уровню. Поэтому при оценке новых месторождений весьма важно установить, на каком уровне среза находится оруденение.

Вертикальный диапазон оруденения одного и того же типа может сильно варьировать (в 8–9 раз). Причина возникновения месторождений с максимальными интервалами уже не может быть объяснена только особенностями геологической обстановки. Так, для крупных и уникальных месторождений характерен повышенный вертикальный интервал оруденения. При этом вертикальная зональность оруденения часто практически не проявлена. Изотопные и геохимические особенности уникальных месторождений свидетельствуют о том, что они имеют специфический глубинный источник вещества.

### 3. ГЛУБИННЫЕ ЯРУСЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Установление разноглубинных ярусов оруденения открывает новые возможности для глубинного прогноза.

Д.О. Онтоев выделяет несколько типов (систем) ярусности оруденения: 1) "интрузив — надинтрузивная зона"; 2) "многофазный интрузивный купол"; 3) с рудоконтролирующей ролью разных структурных этажей. По нашему мнению, необходимо выделить еще три важных типа (системы) ярусности оруденения, которые связаны: с фронтом прерудных метасоматитов; со "слоями" вмещающих пород, благоприятных для оруденения; с "ритмами" рудоотложения.



**Система "интрузив – надынтрузивная зона".** По данным Г.Н. Щербы, Т.М. Лаумулина и Д.В. Рундквиста, в таких системах установлены двух- и трехъярусные уровни локализации оруденения.

Нижний ярус оруденения локализуется в апикальной части гранитов, где проявлена штокверковая и жильная грейзеновая минерализация с молибденитом, вольфрамитом и касситеритом. Следующий ярус приурочен к вулканогенным и осадочным толщам экзоконтакта. В его пределах развита штокверковая молибден-вольфрамовая минерализация. В каждом ярусе проявлена самостоятельная вертикальная зональность (рис. 49).

Так, на Иультинском месторождении установлено три яруса оруденения [8]. В верхнем ярусе среди слабоизмененных терригенных пород локализуются рудные жилы. При переходе в биотитизированные породы жилы ветвятся и выклиниваются, сменяются линейным штокверком среднего яруса. На глубине 350–400 м вскрыт купол гранитоидов, в котором распространены грейзены и грейзенизированные граниты с вкрапленным оруденением.

Нами была предложена трехъярусная модель строения надынтрузивных оловорудных узлов Приморья (рис. 50). В нижнем ярусе рудно-магматической колонны располагаются интрузивы лейкократовых гранитов, которые по ряду особенностей сходны с рудогорскими гранитами, несущими оловоносные "цветтеры". Для интрузивных тел характерно наличие фельзитовой "корки" в эндоконтакте, которая "подстигается" пегматоидной фацией "штокшайдеров". Далее на глубину следуют минерализованные граниты, превращенные в рудоносные "цветтеры" с флюоритом, топазом, касситеритом и обильными сульфидами (сфалеритом, арсенопиритом, станнином, халькопиритом, пирротинном). Встречаются обособления родохрозита в ассоциации с сульфидами. Рудоносные цветтеры представлены разнородной недифференцированной минерализацией сульфидов и грейзенов – нижний ярус на месторождении. Средний ярус оруденения образует линейная зона параллельных прожилков северо-западного простирания, которая прослеживается в роговиках экзоконтакта (см. рис. 50). Частично эти прожилки проникают и в грейзенизированные граниты. По составу прожилки в основном кварцевые с призальбандовой слюдкой, полевым шпатом и касситеритом, а также со сфалеритом и арсенопиритом. Более ранними образованиями являются сульфидоносные "цветтеры" замещения в куполе лейкократовых гранитов. Таким образом, "цветтеры" и грейзеновые прожилки обособлены на различных ярусах: первые – внутри массива, а вторые – в экзоконтактовых роговиках.

Выше роговиков в верхнем ярусе рудно-магматической колонны может присутствовать еще один тип оловорудной минерализации – касситерит-сульфидные жилы. Так, на Щербаковском месторождении касситерит-сульфидные жилы тесно ассоциируют с грейзеновыми жила-

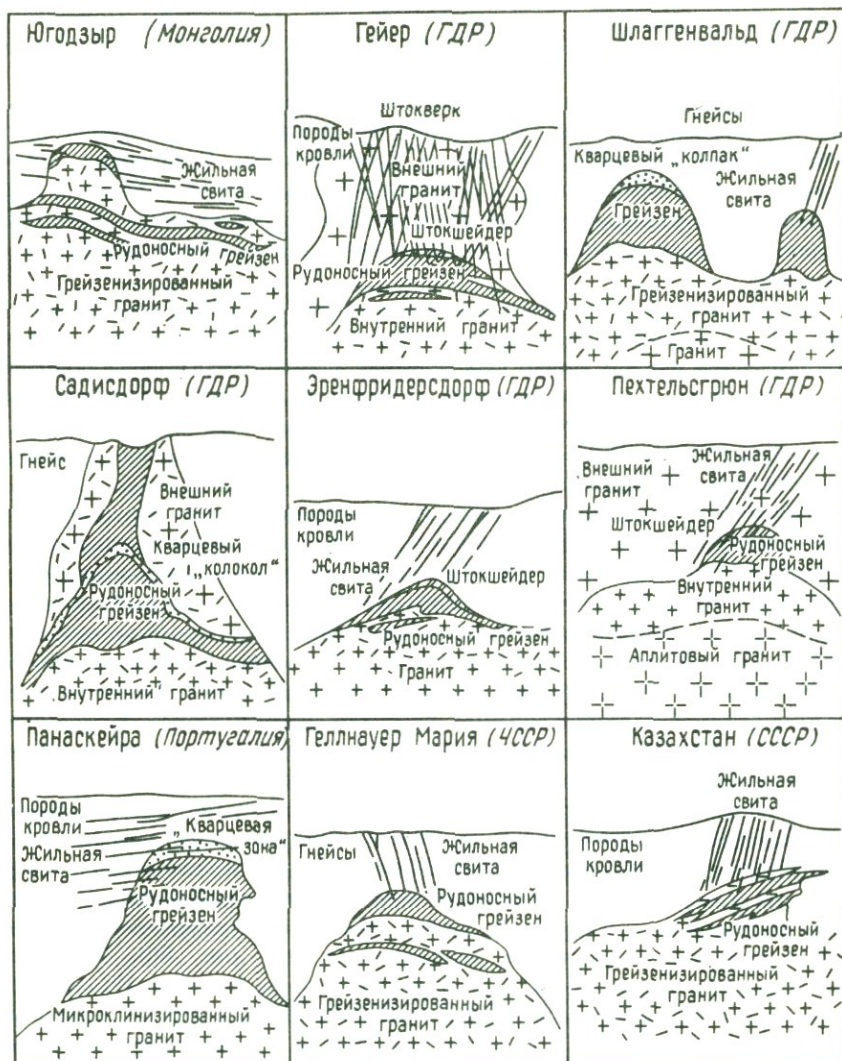
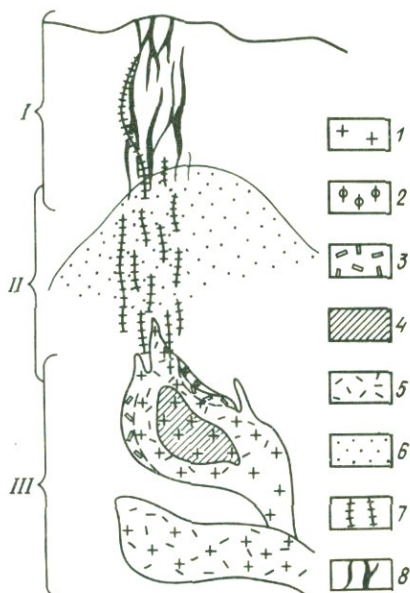


Рис. 49. Сравнительная схема строения двухъярусных грейзеновых месторождений.  
По Д.В. Рундквисту [31]

ми слюдисто-флюоритового состава с касситеритом. Эта минерализация сечет касситерит-сульфидные жилы. На нижних горизонтах Смирновского месторождения касситерит-сульфидные жилы секутся прожилками кварц-полевошпат-слюдистого состава с касситеритом. Их появление

**Рис. 50. Схема глубинных ярусов оруденения в надинтрузивных оловорудных узлах Приморья:**

1 — граниты; 2 — фельзиты; 3 — "штокшайдеры"; 4 — "цвиттеры"; 5 — грейзенизированные породы; 6 — биотититы; 7 — кварц-касситеритовая штокверковая зона; 8 — касситерит-сульфидные жилы. Ярусы оруденения: I — касситерит-сульфидные тела, II — кварц-касситеритовый штокверк, III — слюдисто-топазовые грейзены с касситеритом



можно объяснить принадлежностью к среднему ярусу оруденения, который частично перекрывается минерализацией верхнего яруса. Результатом такого же перекрытия является и появление слюдисто-флюоритовых жил с касситеритом и на Щербаковском месторождении.

Грейзеновые штокверки максимально развиты на урвче биотитизированных толщ, а касситерит-сульфидные жилы — в слабоизмененных песчанико-сланцевых толщах, где они сопровождаются дайками диоритовых порфиров.

Глубинная модель оловорудных месторождений представлена разобщенными (в пределах различных глубинных ярусов) разными типами оловянного оруденения (см. рис. 50): в нижнем интрузивном ярусе — рудоносные "цвиттеры"; в роговиках экзоконтакта — более поздние прожилковые зоны кварц-слюдисто-касситеритового состава; в верхнем ярусе неметаморфизованных терригенных толщ — касситерит-сульфидные жилы. Рудные тела различных ярусов могут совмещаться в переходных зонах между ярусами.

Присутствие столь разнородной минерализации (касситерит-сульфидная и грейзеновая) неожиданно. Рудоносные "цвиттеры" представляют собой недифференцированный агрегат разнородных минеральных ассоциаций — как типичных грейзеновых, так и сульфидных. Кроме того, здесь развиты прожилки с родохрозитом, галенитом, сфалеритом, арсенипитом и другими минералами. Вероятно, "цвиттеры" являются тем сложным рудным "котлом", дифференциация которого может дать начало как собственно грейзеновому, так и касситерит-сульфидному оруденению.



Л.Н. Россовский описал ярусное расположение полей редкометалльных пегматитов различного структурно-морфологического типа в районе Гиндукуша [29]. Пегматитовые поля здесь приурочены к грабен-синклиналям, сложенным сланцевыми толщами пермотриасового и более молодого возраста. Межформационные гранитоиды залегают на границе с метаморфизованными толщами фундамента.

В верхнем ярусе среди сланцевых толщ грабенов располагаются пегматиты парунского типа — крутопадающие плитообразные тела согласного с грабенами простирания. В этом ярусе прослеживается вертикальная зональность. В нижней части яруса отмечаются тела куламского типа, преимущественно в пределах габброидных интрузий. Это пологие тела, залегающие в эндоконтакте, сложенные альбитизированными микроклиновыми пегматитами. Алингарский тип пегматитов локализуется в нижнем ярусе на том уровне, где среди выступов гранитных массивов сохранились сланцевые останцы кровли. Это линзовидные согласные тела, залегающие в сланцах в обрамлении куполовидных выступов гранитов. Здесь располагаются редкометалльные пегматиты всех типов. В пределах нижнего яруса проявлена зональность: по мере удаления от материнских гранитов олигоклаз-микроклиновые пегматиты сменяются последовательно микроклиновыми, альбитизированными и альбитовыми.

**Система "многофазный интрузивный купол".** Как отмечает Д.О. Онтеев, этот тип ярусности возникает в результате многократного внедрения небольших интрузивных тел, причем каждая интрузивная фаза сопровождается штокверковой минерализацией в форме опрокинутой чаши над интрузивным куполом.

Подобный тип ярусности оруденения отчетливо проявлен на месторождениях типа Клаймакс, где известны три полусферические залежи, разделенные безрудными интервалами мощностью в десятки и сотни метров. В каждом из ярусов проявлена также и зональность: вольфрамовая минерализация преобладает в верхних и фланговых частях рудных тел, сменяясь к центру и вниз существенно молибденовой минерализацией.

Подобный же тип ярусности оруденения отмечается в Рудных Горах, где грейзеновая минерализация связана с двумя фазами внедрения гранитов. На месторождениях преобладает, вероятно, комбинированный тип ярусности, когда с каждой интрузивной фазой ассоциируют как "внутриинтрузивные" грейзены, так и надинтрузивная штокверковая минерализация.

**Система с рудоконтролирующей ролью разных структурных этажей.** По данным Х.Р. Рахматуллаева, в Южно-Тяньшаньском рудном поясе роль границы ярусов оруденения принадлежит додевонской поверхности несогласия, которая нередко осложнена надвиговыми дислокациями. В карбонатной толще девона-карбона локализованы проявления сурь-

мяной и ртутной минерализации. Ниже поверхности несогласия в ордовик-силурийских и более древних толщах известна рудная минерализация различных типов (рис. 51).

Ярусное распределение оруденения по отношению к различным структурным этапам отчетливо проявляется при резко контрастном литологическом составе толщ различных структурных этажей, хорошо выраженных поверхностях несогласия.

**Система, связанная с фронтом предрудных метасоматитов.** Данный тип ярусности весьма распространен. Из предрудных метасоматитов в первую очередь следует обратить внимание на биотититы, которые отличаются восстановительным характером.

На оловянных месторождениях Кавалеровского рудного района в Приморье известны две генерации оловорудных жил, отличающихся по типу минерализации. Жилы одной генерации приурочены к выступам фронта биотитовых метасоматитов. Биотититы обнажаются лишь в отдельных глубокоэродированных участках района, а также вскрыты многочисленными скважинами на различной глубине. Минерализация нижнего яруса наиболее ярко проявлена на Темногорском месторождении, которое локализовано в осадочных толщах раннемелового – юрского возраста вблизи интрузии грейзенизированных гранодиоритов. Вмещающие породы биотитизированы, на биотититы наложены турмалиновые метасоматиты и ассоциирующие с ними рудные жилы, контролируемые тектоническими зонами северо-западного и субширотного направлений.

Характерной особенностью Темногорского месторождения является то, что его рудные тела кварц-турмалин-сульфидного состава с касситеритом прослеживаются в пределах ореола биотитовых метасоматитов. При значительном вертикальном размахе рудных тел не наблюдается каких-либо существенных изменений в их составе. В то же время по латерали, по мере удаления от интрузива, количество сульфидов и кварц-карбонатной минерализации увеличивается.

Аналогом темногорских жил являются генерации многосульфидных оловоносных жил Арсеньевского и других месторождений, которые также располагаются в биотитизированных толщах.

На Арсеньевском месторождении присутствуют и более молодые оловорудные жилы кварц-хлорит-сульфидно-касситеритового состава. Возраст минерализации верхнего и нижнего ярусов в Кавалеровском рудном районе различен. На Арсеньевском месторождении дайки диоритовых порфиринов пересекают полисульфидные жилы ранней генерации и секутся кварц-хлорит-сульфидными жилами поздней генерации. На Арсеньевском месторождении эти жилы расположены в "гидротермальной воронке" березитов, заместивших биотититы. Другая более молодая генерация жил Арсеньевского, Силинского, Хрустального месторождений локализована в слабоизмененных осадочных толщах



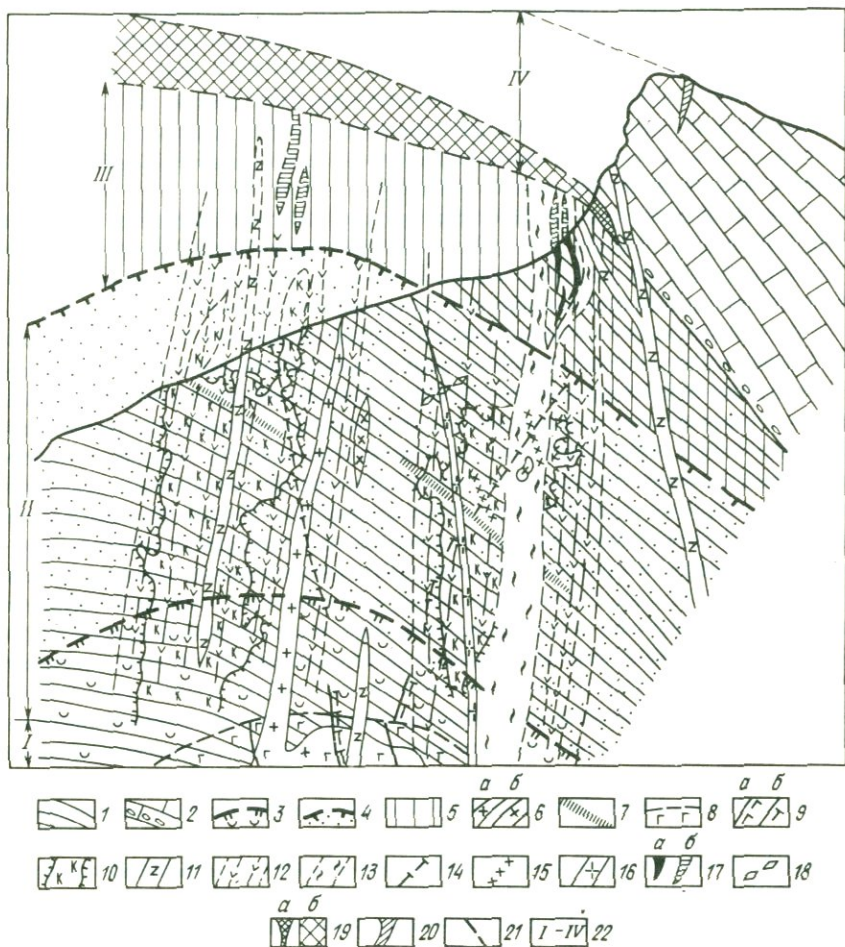


Рис. 51. Глубинные ярусы оруденения в одном из районов Средней Азии. По Х.Р. Рахматуллаеву:

1 — переслаивающиеся метапесчанники, метаалевролиты с пропластками карбонатов; 2 — известняки и доломиты с базальтовыми конгломератами; 3 — граница распространения зоны кордиеритизации (кордиеритовые сланцы); 4 — граница распространения зоны пятнистой биотитизации (биотитовые сланцы); 5 — внешняя зона узловатой хлоритизации (пятнистые сланцы); 6 — дайки (а — микрогранодиориты, б — микродиориты); 7 — метасоматический жильный кварц с арсенипирит-золотой минерализацией; 8 — граница распространения грейзеновой метасоматической формации; 9 — оловорудная минерализация (а — грейзеново-кварцевая с касситеритом, б — кварц-турмалиновые метасоматиты с касситеритом); 10 — кварц-калиево-полевошпат-метасоматический штокверк с шеелиново-



рудной минерализацией; 11 — интравудные сиенит-диоритовые порфиры порфир-порфиритового ряда формаций; 12 — зоны пропилитовых (альбитовых, хлоритовых, актинолитовых) метасоматитов с пирит-арсенопирит-шеелитоворудной минерализацией; 13 — зона графитовых метасоматитов; 14 — зоны взрывных и прожилковых турмалиновых метасоматитов; 15 — галенит-сфалеритовая и кварц-миаргиритовая минеральные ассоциации; 16 — посттурмалиновые сиенит-порфиры; 17 — кварц-карбонаторудная минерализация; 18 — диккит-кальцит-антимонитовая и диккит-кварц-кальцит-киноварная минеральные ассоциации; 19 — кварц-антимонитовые жилы и гнезда (а — установленные, б — реконструированные); 20 — карбонат (барит)-киноварная минерализация; 21 — зона надвига; 22 — рудные ярусы: I — касситеритоворудный, II — шеелитоворудный, III — рудный, IV — антимонит-киноварнорудный

---

над “куполами” биотититов. Таким образом, в районе четко определены два глубинных яруса оруденения: нижний — многосульфидные тела, сопровождающиеся турмалинизацией; верхний — кварц-хлорит-сульфидно-касситеритовые жилы, сопровождающиеся березитизацией (см. рис. 44).

В районе известны случаи сближения по вертикали рудных тел верхнего и нижнего ярусов при образовании гидротермальных “воронков” — березитовых метасоматитов по биотититам.

В Мурунтаусском рудном районе фронт биотитизации также играет роль раздела между ярусами оруденения. По Х.Р. Рахматуллаеву, внутри биотитовых метасоматитов, развивающихся по терригенной беспанской толще, проявлена кварц-арсенопирит-шеелитовая минерализация. Выше биотититов беспанская толща хлоритизирована. В этом ярусе локализуется уже рудная минерализация. В целом для Мурунтаусского рудного района характерны комбинированные типы ярусности оруденения, когда помимо метасоматических фронтов ярусы оруденения разделяются и структурным этажом. Так, подошва несогласно залегающей девонской карбонатной толщи является верхним пределом для проникновения многих типов рудной минерализации.

На модели глубинных ярусов оловянного оруденения в нижнем ярусе рудно-магматической колонны располагаются штоки гранодиоритов и монцонитоидов, вмещающих грейзеновую минерализацию (см. рис. 44). В этом отношении ярусность в Приморье напоминает ярусность в системе “интрузив — надынтрузивная зона”. Однако биотитизация в глубинной модели Приморья не связана с ороговикованием, а является ранним доинтрузивным процессом. Кроме того, ни оловянная сульфидно-турмалиновая минерализация надынтрузивного яруса, ни кварц-хлорит-касситеритовая минерализация верхнего яруса не обнаруживает связи с интрузивами. Следовательно, главным фактором разделения ярусов оруденения в модели Приморья служат метасоматические фронты — границы биотититов и пропилитов.

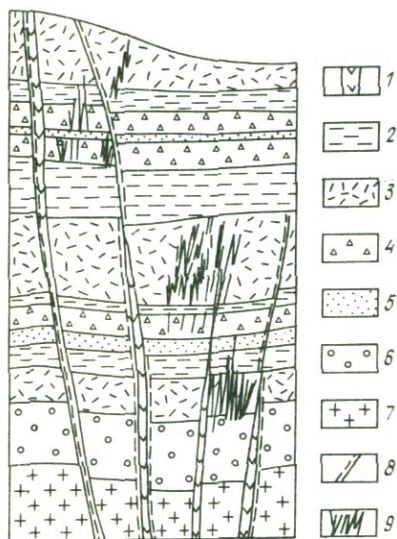


Рис. 52. Ярусное размещение жильных зон в вулканической толще. По Н.П. Лаверову [18]:

1 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 2 — покровы фельзитов, флюидальные кварцевые порфиры и игнимбриты; 3 — туфы риолитов, кварцевых порфиров и клас-толavy кварцевых порфиров; 4 — лавобрекции фельзитов и кварцевых порфиров; 5 — туфогенные песчаники и агломераты; 6 — лавоагломераты с дацитовым лавовым цементом, конгломераты; 7 — граниты основания; 8 — синвулканические разломы и зоны трещиноватости; 9 — рудные жилы

Система со "слоями" вмещающих пород, благоприятных для оруденения. Как отмечает Н.П. Лаверов, подобная избирательная приуроченность рудных тел к горизонтам и пачкам пород с благоприятными физико-механическими свойствами нередко проявляется среди вулканогенных толщ пестрого состава, в которых развиты пологие силлы.

Так, в одной из рудоносных кальдерных построек Забайкалья неоднократно чередуются горизонты туфов и фельзитов, лавовые покровы и туфы дацитов и риолитов. Последние благодаря избирательному развитию в них трещиноватости вмещают системы рудных жил и прожилков. В разделяющих горизонтах туфов и фельзитов установлены лишь рудные проводники (рис. 52).

Выше рассмотрены характерные условия проявления разноглубинных ярусов оруденения, связанные с изменением геологической обстановки. Известны и другие примеры, когда таких отчетливых изменений геологической среды установить не удастся. В этом случае можно говорить о существовании нескольких "ритмов" рудоотложения в вертикальной колонне, которая приводит к образованию рудных тел на разных глубинных уровнях.

Так, на золото-серебряных месторождениях вулканических поясов известны примеры распределения продуктивных интервалов в рудных телах в виде горизонтальных полос, разделенных "пустыми" интервалами. Известны также месторождения, где рудные тела расположены кулисообразно в вертикальной плоскости, зональность в них проявлена на различных гипсометрических уровнях. Наконец, близкие по составу



рудные тела могут быть локализованы на различных вертикальных интервалах.

**Система "ритмов" рудоотложения.** На свинцово-цинковом жильном месторождении Садон, по данным В.А. Круглова, на глубоких горизонтах выявлен второй ярус оруденения — свинцово-цинковые жилы, в верхних частях которых галенит преобладает над сфалеритом. В жилах верхнего яруса проявлена зональность отложения, когда существенно галенитовые их части (верхние) по падению становятся существенно сфалеритовыми. Таким образом, на месторождении проявлено два "ритма" рудоотложения с повторением зональности отложения в рудных телах различных ярусов. Причина такого повторного рудоотложения на различных глубинных уровнях не вполне ясна. Может быть, она является следствием приоткрывания систем трещин и возникновения благоприятных структурных условий для проникновения рудоносных растворов на различных уровнях.

Приведенные примеры вертикальной разобщенности интервалов оруденения подтверждают выделение шести характерных систем глубинных ярусов оруденения: 1) "интрузив — надынтрузивная зона", где максимально возможны три яруса оруденения; 2) "многофазный интрузивный купол", где известно до трех интрузивных фаз с "висячими" чашеобразными штокверками; 3) с рудоконтролирующей ролью разных структурных этажей; 4) со "слоями" вмещающих пород, благоприятных для оруденения; 5) с фронтом предрудных метасоматитов; 6) с "ритмами" рудоотложения.

Возможны сочетания типовых условий, что приводит к усложнению характера проявления глубинных ярусов оруденения. В разноглубинных ярусах отчетливо меняется характер рудных тел. Так, касситерит-силикатные тела верхнего яруса в Приморье представляют собой симметрично-полосчатые жилы с гребенчатыми текстурами и крустификационным обрастанием обломков вмещающих пород (типичные тела выполнения). Оловоносные жилы нижнего яруса турмалин-колчеданного состава обладают иными текстурами и могут рассматриваться как метасоматические жилы.

В общем случае рудные тела верхних ярусов образуются за счет выполнения открытых полостей и представляют собой жилы выполнения или рудоносные брекчиевые трубы. Для рудных тел нижних ярусов характерны как жилы замещения, так и штокверковые тела, и метасоматические залежи.

При прогнозе оруденения следует учитывать, что в конкретных рудных районах могут сочетаться различные типы ярусности.

Действительно, при прослеживании рудных тел до выклинивания ранее делалось заключение об исчерпании перспектив месторождения. Однако в настоящее время необходим анализ возможностей повторения оруденения на более глубоком гипсометрическом уровне. Появление



на нижних уровнях месторождения специфической минерализации может быть расценено как индикатор глубинных ярусов оруденения, когда наблюдаются интервалы перекрытия. Например, на глубоких горизонтах Смирновского касситерит-сульфидного месторождения установлены секущие прожилки кварц-полевошпат-слюдисто-хлоритового состава с касситеритом, которые, вероятно, являются индикатором следующего яруса оруденения типа грейзенового штокверка.

Известные на некоторых месторождениях случаи обратной зональности и появления минеральных ассоциаций, характерных для верхних интервалов рудных тел, также могут быть проанализированы подобным образом. Точно также появление на глубоких горизонтах метасоматитов и геохимических ореолов, характерных для верхних частей рудных тел, может иметь индикаторное значение.

Важным элементом при прогнозе глубоких ярусов оруденения является анализ геологических факторов их проявления (структурные этажи, метасоматические фронты и др.), а также морфологической изменчивости рудных тел.

**Дискретное размещение ярусов оруденения.** Рассмотренные примеры касались случаев, когда разноглубинные системы рудных тел частично перекрываются по вертикали. Возможны также случаи, когда такого перекрытия не происходит, и продуктивные рудные интервалы располагаются по вертикали дискретно. Известны месторождения, в которых промышленное оруденение концентрируется в горизонтальных или пологих рудных столбах, разделенных непродуктивными интервалами (например, система крутопадающих рудных жил месторождения Индустриальное).

Кроме того, при определенных условиях возможно раздельное положение систем рудных тел в вертикальной колонне. Подобная их позиция может определяться горизонтальными или пологими зонами нарушений. Так, В.М. Яновский и В.Г. Ветлужских выделили в пределах Алданского щита "латеральные рудоконтролирующие зоны дислокаций", которые представляют собой горизонтальные и пологие зоны дробления, расщепления, пластического течения мощностью от десятков до сотен метров. Эти зоны тяготеют к региональным несогласиям, контактам пород с контрастными свойствами, пачкам легко деформируемых пород, пологим границам зон метаморфизма. Они возникали на крыльях сводовых поднятий платформы, а также в бортах наложенных впадин. В зонах пологих дислокаций Алданского щита локализируются мезозойские силлы, лакколлиты и рудные тела. Все они приурочены к местам пересечения пологих зон дислокаций крутопадающими системами разломов. Уровни размещения продуктивной минерализации занимают вертикальные интервалы, соответствующие мощности пологих зон дислокаций, таким образом, располагаются дискретно в вертикальном разрезе.

В гравитационных полях пологие дислокации, называемые нередко "волноводами", выступают как зоны разуплотнения и пониженных скоростей.

Не вполне понятен механизм образования пологих зон дислокаций. Возможно, что они могли возникать на крыльях растущих сводовых поднятий или в прибортовых частях впадин за счет гравитационного оползания. Градиенты давлений в подобных зонах, а также их флюидонасыщенность могли способствовать отложению рудного вещества в секущих зоны интервалах крутопадающих каналов миграции растворов. Кроме того, вдоль самих пологих зон могли развиваться пластообразные тела замещения. При таком механизме рудообразования рудоносные вертикальные интервалы (ярусы оруденения) могли располагаться дискретно на различных вертикальных уровнях.

#### **4. СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СИСТЕМ РУДНЫХ ТЕЛ**

Ф.И. Вольфсон и Л.И. Лукин, рассматривая геологические позиции и структурные особенности рудных полей, локализующихся в различных структурных этажах, отметили, что определенные типы оруденения нередко обособлены в пределах конкретных структурных этажей и отсутствуют в смежных. В интрагеоантиклиналях, внутренних прогибах, внутренних массивах, на щитах и платформах в одних условиях развиты три структурные этажа, в других — только два (нижний и верхний или нижний и средний). Ф.И. Вольфсон и Л.И. Лукин выделили преимущественную позицию месторождений разного типа, а также некоторые характерные структурные особенности позиций рудных полей в различных структурных этажах.

Затронутая проблема может быть рассмотрена и с других позиций. В пределах одного структурного этажа также наблюдается направленная изменчивость морфологических особенностей рудных тел. На ряде глубокоовскрытых месторождений установлены изменения в условиях залегания и морфологии рудных тел. Параллельно получены данные об особенностях вещественного состава корневых частей месторождений, а также морфологии первичных геохимических ореолов, которая меняется от их корневых к верхушечным частям. Эти данные представляют большой интерес для оценки глубинных перспектив месторождений.

На ряде эндогенных рудных месторождений с глубиной наблюдаются направленные структурно-морфологические изменения. Коллективом исследователей под руководством П.Ф. Иванкина подобные изменения рассматриваются как признаки рудно-магматических систем, отличающихся не только вещественной зональностью, но и направленной струк-



турной изменчивостью. По их данным, магматогенные рудные поля обладают значительной вертикальной протяженностью и конической симметрией. Закономерное ветвление рудных струй снизу вверх определяется спонтанным расширением потока флюидов по мере продвижения в область меньших давлений и повышенной пористости вмещающих пород. При общей конической морфологии рудных полей корневыми частями считается глубинная суженная часть "конуса", от которого расходятся, разветвляясь вверх, рудные тела.

П.Ф. Иванкин выделяет несколько типов корневых рудных полей, и в первую очередь однокорневые и многокорневые. При этом многокорневые поля отличаются большой площадью (50 км<sup>2</sup> и более), создаются обособленными колоннами эндогенных растворов и, по существу, образуют уже рудные узлы.

Новые данные о глубинном строении рудных узлов в вулканических толщах, а также ассоциирующих с малыми интрузивами, показывают, что подобные узлы также могут иметь общий корневой аппарат. Характерная особенность строения глубинного яруса ряда подобных рудных узлов — присутствие "корневых аппаратов", структурно и морфологически отличающихся от систем жильных рудных тел в верхнем ярусе. "Корневые аппараты" представляют собой трубообразные или линзовидные штокверковые тела. В сторону "корневого аппарата" склоняются системы жильных тел соседних месторождений рудного узла. При этом крутопадающие жилы, кулисообразно сменяя друг друга, полого смещаются в направлении общего центра на глубине. В этом же направлении склоняются пологие рудные столбы в жилах. Как отмечает Л.В. Хорошилов, непосредственно ниже вершины "воронки", к которым склоняются рудные тела соседних месторождений, обнаруживаются "корневые аппараты" в форме крутых штокверковых труб или линз.

Наиболее простым примером таких соотношений может служить Учалинское месторождение. М.Б. Бородаевская, подробно изучавшая это месторождение, предполагает эксгальационно-осадочный генезис. Послойная залежь колчеданных руд, субгоризонтальная в первичном залегании, локализована в девонских вулканитах. На площади месторождения известны экструзивные тела и горизонт риодацитов, которые приурочены к вулканической постройке палеокальдерного типа. Рудная залежь приурочена к висячему боку риодацитов (рис. 53). Рудовмещающая пачка перекрыта горизонтом послерудных базальтоидов. Форма залежи колчеданных руд отражает рельеф палеоповерхности риодацитов, которая контролировала также размещение горизонтов кластических руд, возникающих в результате размыва рудного тела. Рудоподводящий канал, по данным реконструкции, ориентирован перпендикулярно к залежи и представлен зоной серицитолитов и кварцитов с обильными прожилками сульфидов. В зоне канала локализованы прожилково-вкрапленные руды. Позднее рудовмещающая толща была подвергнута дислокациям и залегает с наклоном в 55–85°.



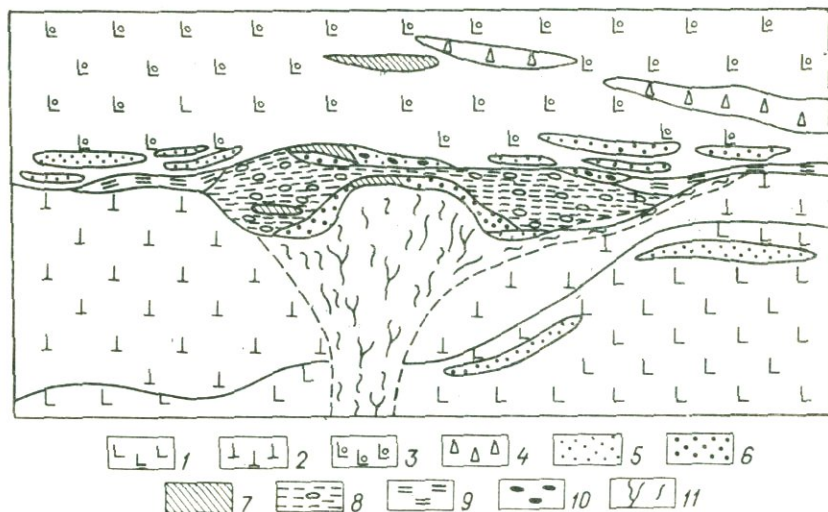


Рис. 53. Продольный разрез колчеданного месторождения. По М.Б. Бородзевской [26]:

1 — базальты подрудной толщи; 2 — риодациты; 3 — базальты надрудной толщи; 4 — туфы базальтов; 5 — туфогенно-осадочные породы; 6–10 — руды: 6 — массивные серноколчеданные, 7 — массивные медно-цинковые, 8 — брекчиевидные груборитмичные с обломками халькопирит-пиритового состава и пирит-сфалеритовым цементом, 9 — ритмично-слоистые; 10 — рудокласты; 11 — зоны прожилковой минерализации и кварц-серицитовых изменений

Известные примеры соотношений систем рудных тел и их корневых зон могут быть истолкованы как результат миграции растворов в область пониженного давления, где происходит изменение ориентировки гидротермальных струй от субвертикального в корневой зоне к относительно пологой и веерообразной в верхней части колонны.

Любопытные результаты получены М.А. Абатуровой, которая изучала первичные геохимические ореолы на одном из золото-серебряных месторождений Узбекистана и установила зональное строение ореола. Изолинии распределения содержания рудных элементов на вертикальной продольной проекции рудоконтролирующей структуры показывают, что растворы в нижней части колонны поступали по крутой траектории, а затем с определенного уровня двигались в виде пологих струй (рис. 54). Ветви ореолов наклонены в сторону источника растворов (корневой зоны). При этом вдоль ветвей наблюдается зональность с преобладанием свинца и серебра в верхних частях колонны и висмута в нижних.

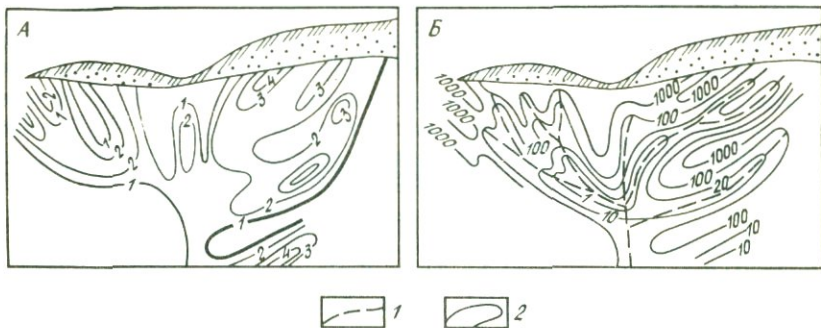


Рис. 54. Вертикальная проекция крутопадающей рудной зоны и геохимические данные, характеризующие распределение первичных ореолов (А) и коэффициента зональности (Б). По М.А. Абатуровой:

1 — осевые линии рудоносных потоков; 2 — изолинии содержаний элементов, усл. ед.

Д.О. Онтоев обобщил сведения о вещественных признаках перехода к корневым частям месторождений различного типа [8]. Например, для грейзеновых месторождений признаком приближения к корневой зоне считается смена грейзенизации альбитизацией. В корневых частях месторождений могут также локализовываться безрудные пористые грейзены, переходящие с глубиной в кварц-мусковитовые.

На нижних горизонтах некоторых сульфидно-вольфрамовых месторождений (Забайкалье, Боливия), а также касситерит-силикатно-сульфидных (Северо-Восток СССР, Боливия) резко возрастает доля пирротина, ассоциирующего с самородным висмутом, теллуридами висмута, сфалеритом и халькопиритом, а также станнина и сульфостанатов. Д.О. Онтоев рассматривает эти изменения как свидетельство возрастания восстановительных условий в корневых частях месторождений [8].

На глубоких горизонтах ряда медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических и скарново-полиметаллических месторождений также существенно возрастает количество пирротина в рудах. На колчеданных, медно-порфировых и скарновых месторождениях в корневых частях появляется заметное количество гипогенного сульфата (ангидрита), который сменяет сульфиды.

Д.О. Онтоев, а также А.А. Сидоров отмечают направленное тектурно-структурное изменение руд по направлению к корневым зонам. При этом роль брекчиевых и параллельно-полосчатых текстур уменьшается, сокращается число генераций минералов, менее отчетливыми становятся стадийные взаимоотношения. Взаимнопересекающиеся минеральные ассоциации в верхней части колонны на нижних уровнях могут обнаруживать взаимопереходы.

Данные по структурно-морфологической изменчивости месторождений, которая сопровождается также и изменениями в составе руд, относятся скорее к рудной колонне в пределах одного глубинного яруса.

Реальность существования глубинных корневых аппаратов, общих для группы сближенных месторождений, объясняет природу рудных полей и узлов. Средние и верхние уровни месторождений, по-видимому, образуются в условиях пологоориентированных потоков рудоносных растворов. При этом направления склонения рудных "струй" могут указывать положение корневой зоны группы соседних месторождений.

Структурно-морфологические данные уместно сопоставить с материалами по соотношению рудных формаций в рудных районах (связь ряда жильных рудных формаций с "исходными" базовыми формациями большеобъемных штокверковых тел). В свете структурно-морфологической зональности базовые рудные формации могут занимать положение корневых аппаратов по отношению к сопутствующим системам жил. Поэтому изучение глубинного строения рудообразующих систем может привести к обнаружению корневых штокверковых тел, что открывает новые возможности для глубинного прогнозирования.

## 5. РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Применительно к прогнозно-металлогеническим исследованиям проводятся разработки геолого-генетических моделей месторождений и рудных полей [7.21]. Построение моделей не менее актуально и для рудных узлов и районов. Смысл моделирования, как подчеркнул Д.В. Рундквист, заключается в том, что при этом внимание акцентируется на взаимосвязи рудоконтролирующих факторов при процессах рудообразования, отражаются закономерности развития оруденения во времени и пространстве [7]. Модели призваны отразить те основные закономерности временных, пространственных и генетических соотношений между магматическими комплексами и различными типами оруденения, условиями их локализации и структурными элементами и изменениями особенностей вмещающей среды, которые являются типовыми для определенных групп рудных формаций. Иными словами, при моделировании рассматриваются общие закономерности процессов магматизма и рудообразования. Весьма важный элемент моделирования — рассмотрение особенностей глубинного строения изучаемых объектов на основе системы аналогий. Модели отражают наиболее существенные соотношения изучаемой системы и, следовательно, должны быть упрощенным вариантом реальных объектов, а не тождественны им [7]. Главное внимание в моделях может быть уделено тем особенностям, которые наиболее актуальны для решения поставленных проблем.



Характерной особенностью магматогенно-рудных систем является зональность, которая определяется закономерным расположением как рудных формаций, так и метасоматитов. Г.М. Власов отмечает, что для рудно-магматических систем характерна повторяемость и, следовательно, имеется возможность выделения типов систем [21]. Существуют системы нескольких порядков при закономерной подчиненности систем низкого порядка системам более высокого порядка.

Г.М. Власов с соавторами выделяют пять типов систем, характерных для различных этапов геосинклинально-орогенного развития [21]: 1) сопряженных поднятий и опусканий; 2) порфириновая (интрузивных куполов); 3) сводово-блоковая; 4) рифтов; 5) концентрических структур.

Система сопряженных поднятий и опусканий проявляется на завершении раннегеосинклинального этапа. Колчеданные месторождения тяготеют к склонам палеоподнятий, а связанные с ними фациальными взаимоотношениями железо-марганцеворудные месторождения — к соседним прогибам. Такие типы месторождений рассматривают как различные фации единого вулканогенно-осадочного процесса (типично перекрытие колчеданно-полиметаллических руд “куроко” гематитовым слоем с марганцем). Ореолы марганца установлены близ полиметаллических и золото-серебряных руд. Отмечаются фациальные взаимоотношения различных стратиформных руд и туфов, а туфовый флиш рассматривается как поисковый признак.

Порфириновая система объединяет медно-порфириновую, молибден-порфириновую, олово-порфириновую, грейзеновую и альбититовую редкометальную минерализации, развитые в апикальных частях интрузивов [21].

В качестве одной из разновидностей этой системы рассматривается олово-порфириновая (болливийский тип оловянных месторождений). Главная масса вкрапленных оловянно-серебряных руд приурочена в месторождениях подобного типа к порфириновым субинтрузиям и сопровождается широким проявлением процессов пропилитизации, калишпатизации, серицитизации, окварцевания.

На периферии проявлены сопутствующие жильная оловянная и полиметаллическая минерализации. Последняя рассматривается как индикатор крупнообъемных вкрапленно-прожилковых руд базовой формации. Г.М. Власов отмечает многоэтапное развитие оруденения, связанного с порфириновой системой, и ярусное размещение разновозрастных типов оруденения.

Сводово-блоковая система развивается в орогенных условиях при формировании вулканоплутонических поясов. Секториальные и другие блоки сводов вмещают рудно-магматические системы.

Система рифтов достаточно разнообразна. Г.М. Власов различает проторифты (зеленокаменные пояса), океанические рифты, орогенные

рифты, континентальные рифты. Для каждого типа характерны определенные магматические и вулканогенно-осадочные формации.

В рифтогенных вулканических поясах Урала, например, структурно-магматические узлы (рудные районы) представляют собой вулканотектонические структуры центрального типа, в которых широко развиты кислые магматические дифференциаты.

Система концентрических структур изучена недостаточно. Для условий активизации и орогенеза важную роль играют очаговые структуры, которые представляют собой тектоно-магматические образования и возникали в результате взрывных явлений, кальдерных обрушений и куполовидных поднятий.

Предложенная систематика не опирается на определенный классификационный признак, она учитывает и структурные, и магматогенные, и морфологические особенности, эволюционный аспект направленного развития оруденения. Однако, рассматривая рудно-магматические системы, естественно отождествлять их с разными типами очаговых структур. Системы второго, четвертого и пятого типов характерны для орогенных условий, первого типа — для геосинклинальных. В то же время рудные районы и узлы контролируются морфологическими сходными тектоно-магматическими структурами очагового характера.

По нашему мнению, типизация рудно-магматических систем требует усовершенствования.

Выделение и анализ особенностей рудно-магматических систем позволяет на уровне моделей рассмотреть взаимоотношения различных типов оруденения, развивающихся в рамках единой очаговой структуры. Точно также может быть исследована эволюция магматических колонн, развитие метасоматических процессов.

При построении геолого-генетических моделей и моделей рудно-магматических систем в качестве основных могут быть рассмотрены два вопроса: взаимоотношения между базовыми (недифференцированными) рудными и сопутствующими формациями; ярусное размещение оруденения. Модели могут отражать соотношения, предполагаемые на основе конкретных признаков и в зависимости от типовых обстановок. Эти два аспекта геолого-генетических моделей имеют большое прогнозное значение и могут быть ведущими при глубинном прогнозе, так как представляют собой рабочие гипотезы для решения актуальной проблемы.

Важный аспект геолого-генетических моделей — взаимоотношения между уровнем корневых штокверков и расположенными выше и на флангах жильными и другими телами основного уровня оруденения. Подобные соотношения между различными морфологическими типами рудных тел на разных глубинных уровнях одновременно могут отражать взаимоотношения между базовыми и сопутствующими рудными форма-

циями. Рабочие гипотезы (например, о соотношениях глубинных ярусов оруденения) — важный элемент моделирования, они служат научной основой для глубинного прогноза.

В настоящее время создан ряд моделей месторождений и рудных полей [7]. Не менее актуальна проблема типизации на этой основе рудных узлов и районов. Для этих объектов (также как и для рудных полей), по нашему мнению, актуален анализ рудно-магматических систем на основе изучения очаговых структур. Действительно, рудные районы представляют собой крупные тектоно-магматические структуры, которые соответствуют первичным очаговым. К ним приурочены зональные магматические ареалы. В то же время широко распространены такие соотношения, когда рудные узлы и поля в пределах районов контролируются вторичными (дочерними) очаговыми структурами. По существу, последние развиваются над более продуктивными остаточными магматическими очагами. Приуроченные к ним магматические ареалы имеют более простой состав и строение. Магматические тела в пределах очаговых структур расположены закономерно: конические или радиальные системы даек; центральные интрузивные штоки, с которыми связаны явления магматического диапиризма. В этой системе занимают определенное положение “пучки” рудных тел, которые имеют структурно-предопределенные корневые зоны.

Все это дает основание выдвинуть в качестве самостоятельной задачи исследований комплексное изучение и типизацию рудных районов, узлов и полей как очаговых рудно-магматических систем. Такой подход определяет более четкую структурную основу для геолого-генетических моделей и предусматривает разработку рабочих гипотез о глубинном строении рудных объектов, что может служить научной основой для глубинного прогноза.

## ГЛАВА VIII

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИЗНАКИ КРУПНЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Значение крупных и уникальных рудных месторождений в балансе минерального сырья настолько велико, что их изучение вполне правомерно выделить в качестве самостоятельной проблемы. Вероятно, образование крупных и уникальных объектов происходило в специфических условиях [40].

Основная задача подобных исследований — выявление критериев оценки и распознавания потенциально крупных рудных объектов. В первую очередь представляют интерес те эмпирические признаки и факторы, которые сопутствуют уникальным рудным объектам.



## 1. СТРУКТУРНЫЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Основной региональный фактор концентрации оруденения — определенные системы глобальных линейных дислокаций (широтные в пределах Южной и Северной Америк и меридиональные — на значительной части Евразии и в Африке).

Рудоконцентрирующие сквозные дислокации представляют собой широкие (порядка 50 км) линейные ослабленные зоны (линеаменты), пересекающие различные рудные пояса и контролирующие расположение в их пределах крупных рудных районов в узлах пересечения со сквозными нарушениями иных направлений. Установлен ряд признаков, которые отличают рудоконцентрирующие системы от других систем сквозных разрывных нарушений.

Рудоконцентрирующие системы относятся к ортогональной системе дислокаций, дешифрируются на космических снимках как широкие зоны линейных дислокаций с нечеткими границами и обычно более светлым фототонном. Рудоконцентрирующие зоны сопровождаются региональными поясами бор- и фторсодержащих метасоматитов, однако для них не характерны непрерывно прослеживающиеся цепи месторождений и рудопроявлений. Те месторождения, которые приурочены к рудоконцентрирующим структурам, обладают специфическими отличиями — большее число этапов и стадий минерализации, появление сквозных элементов-примесей (Se, Te, Bi), постоянно присутствующих в рудах различного состава. Сквозные нарушения других направлений, напротив, могут сопровождаться непрерывными поясами рудопроявлений и месторождений близкого состава. Так, вдоль северо-восточных зон разломов металлогенической провинции Кордильер в США прослеживаются пояса сульфидных месторождений протяженностью до 120 км и более. Рудоконцентрирующие же широтные нарушения, которые выступают в форме зон повышенной трещиноватости, поясами месторождений не сопровождаются. Они контролируют положение подавляющего большинства крупных месторождений и крупных рудных узлов, которые располагаются в их пределах на пересечении с северо-восточными системами разломов (см. рис. 16). На этом примере видна важная роль в распределении оруденения как северо-восточных, так и широтных сквозных зон разрывных нарушений. Подобные закономерности известны во многих других регионах.

Таким образом, крупные рудные районы и узлы, отдельные уникальные и крупные месторождения располагаются в участках пересечения нарушений рудоконцентрирующего типа с рудными поясами. Кроме того, известны и другие особенности структурной позиции крупных рудных объектов. Например, крупные рудные районы в складчатых областях приурочены к выступающим блокам срединных массивов. Ряд крупных рудных объектов контролируется кольцевыми струк-

турами, причем наиболее благоприятны случаи совмещения двух или нескольких кольцевых структур. Кольцевые структуры относятся к типу очаговых, нередко проявлены в скрытой форме и выделяются лишь путем комплексного подхода с привлечением геофизических методов, данных дешифрирования высотных снимков, морфоструктурного и других методов исследований.

Для крупных рудных объектов характерны определенные типы рудных тел. Так, трубообразную форму имеют рудные тела многих крупных месторождений. При этом трубообразной формой могут обладать тела штокверкового типа, оруденелые эксплозивно-брекчиевые тела, а также сложенные массивными рудами, включая и некоторые рудоносные скарны.

Нередко трубообразные тела отличаются значительно более высокими концентрациями полезных ископаемых, чем рудные тела другой формы на тех же месторождениях. Так, на скарново-полиметаллических месторождениях Мексики (рудный район Санта-Евлалия и др.) трубообразные тела богаче вдвое по сравнению с линзовидными телами. Подобные же соотношения наблюдаются и на редкометалльных месторождениях ряда других рудных регионов.

Преобладание рудных тел трубообразной формы в крупных месторождениях можно видеть на примере ряда медно-порфировых и медно-молибденовых месторождений Мексики, Чили, США и других стран. Установлено первостепенное рудоконтролирующее значение трубообразных тел взрывных брекчий (месторождения Кананеа, Ля-Колорадо, Кананеа-Дулут и другие в Мексике; Браден, Эль-Сальвадор и другие в Чили). Исключительно благоприятны для концентрации оруденения взрывные трубообразные тела брекчий в районах развития золото-серебряного оруденения вулканогенного типа (например, знаменитая трубка Крессон рудного поля Крипл-Крик в США), а также в областях проявления вулканогенных месторождений урана. Месторождения урана, приуроченные к трубкам взрыва, широко развиты в США в штатах Аризона, Нью-Мексико и Юта.

Среди геофизических факторов также можно выделить характерные для крупных рудных объектов. Например, для крупных месторождений золота отмечается приуроченность к периферии отрицательных аномалий силы тяжести и к локальным положительным магнитным аномалиям.

При прогнозе крупных колчеданных месторождений на Урале, по данным Н.И. Халевина и А.М. Виноградова, исключительно благоприятным фактором считается наличие скрытых куполовидных поднятий, выявляемых по морфологии сейсмоотражающей поверхности на глубине.

Магматическая группа факторов также весьма существенно влияет на масштабы оруденения. Известны примеры влияния на концентрацию оруденения формы рудогенирующих плутонов. В частности, установлено, что крупные жильные и штокверковые молибденовые



и молибден-вольфрамовые месторождения обычно ассоциируют с однокупольными гранитоидными плутонами. Вертикальный размах оруденения в таких месторождениях обычно составляет от 1000 до 1500 м. По данным В.А. Баскиной и М.А. Фаворской, для магматических и рудных узлов Востока СССР, Канады, Аляски и других регионов характерны контрастные магматические ассоциации, в составе которых имеются кислые и богатые щелочами тела. Как правило, щелочные породы отсутствуют в окружающих разновозрастных ареалах кислого магматизма. Для кислых пород характерно также наличие элементов-примесей фемической и сиалической групп. В пределах рудных узлов встречены и тела ультраосновного состава, ассоциирующие с кислыми и базальтоидными продуктами. Характерно также многократное внедрение основных магм и эмплозивных брекчий в различные этапы развития региона. В магматических породах, сопутствующих уникальным рудным объектам, выявлены, например, резкие калиевые аномалии ( $K : Na = 10$ ; сумма щелочей 7–8 %) и аномалия закисного железа ( $Fe^{2+} : Fe^{3+} = 10 \div 40$ ). При этом между степенью восстановленности вулканитов и содержанием в них калия установлена прямая зависимость. Крупные медно-порфировые месторождения (запасы более 100 млн. т) связаны с крупными интрузивными телами. При этом месторождения могут быть непосредственно связаны с небольшими (1–2 км в диаметре) штоками дополнительных фаз. С мелкими плутонами (менее 1 км в диаметре) связаны небольшие месторождения. Морфология кровли плутона также имеет значение для концентрации оруденения. Как отмечает В.Т. Покалов, крупные месторождения связаны с большими плутонами с простой куполообразной верхней поверхностью кровли. Крупные плутоны с уплощенной кровлей, осложненные мелкими куполами, не сопровождаются крупными месторождениями.

Среди медно-колчеданных месторождений в эвгеосинклинальных областях, по данным М.Б. Бородаевской и А.И. Кривцова, крупные объекты контролируются вулканотектоническими структурами центрального типа, которые содержат большие объемы риодацитов [26]. Для них характерно присутствие нескольких уровней рудоотложения, причем основной уровень приурочен к прикровельной части риодацитового купола.

Масштаб месторождений отчетливо коррелируется с длительностью и многоэтапностью формирования сопутствующих магматических тел и собственно оруденения. Именно в таких условиях обычно проявляются несколько продуктивных стадий минерализации. Подобными особенностями отличаются уникальные и многие крупные рудные объекты (например, Хомстейк, Корнуолл, Сулливан, Маунт-Плезант).

Типичный долгоживущий вулканогенно-рудный центр – уникальный рудный район Сан-Хуан в Колорадо (США). Основные месторождения района Сан-Хуан образованы в две металлогенические эпохи; одна из



них связана с позднемеловым — раннетретичным магматизмом, проявившимся в виде лакколлитов; другая — с позднетретичными вулканическими центрами.

С долгоживущими третичными миоцен-плиоценовыми тектономагматическими или вулканотектоническими сооружениями связан ряд крупных близповерхностных месторождений золота в Западной Неваде, США [44].

В пределах крупнейшего золоторудного месторождения Хомстейк (США) совмещены магматические образования и многостадийная рудная минерализация докембрийского и третичного возраста.

Интересным примером совмещения двухэтапных многостадийных рудных образований является уникальное месторождение молибденовых руд Гендерсон (штат Колорадо, США), расположенное на пересечении широтного ( $40^\circ$ ) рудоконцентрирующего линейамента с северо-восточным рудным поясом Колорадо. Запасы месторождения исчисляются в 275 млн. т руды (808 тыс. т металла).

Многостадийными, а в ряде случаев и многоэтапными, образованными в результате совмещения рудной минерализации двух и более этапов являются крупные различные по составу месторождения СССР: молибденовые, оловорудные, свинцово-цинковые и др.

Таким образом, для крупных и уникальных месторождений определена группа характерных рудно-формационных признаков. Прежде всего, это длительность формирования месторождений и наличие в них нескольких продуктивных ассоциаций.

Длительное многоэтапное формирование крупных и уникальных месторождений нередко обуславливает исключительно сложный многоминеральный состав руд. Известны крупные месторождения вольфрамо-оловянных, оловянно-серебряных, золото-серебряных, полиметаллических свинцово-цинково-серебряных, золотых и других руд, в которых установлено 100 и более гипогенных минералов.

Месторождения эти в то же время являются многокомпонентными и содержат различные промышленно важные полезные ископаемые. Так, месторождения уникального рудного района Садбери (Канада) характеризуются высокими содержаниями никеля и кобальта и повышенными концентрациями золота, серебра и элементов платиновой группы. Все эти металлы извлекаются. Из руд месторождений крупного редкометального района Минас-Жерайс (Бразилия) добываются ниобий, тантал, олово, литий, бериллий, редкие земли. Крупнейшее месторождение Бингем (США) содержит руды, из которых извлекают молибден, медь, свинец, цинк, золото и серебро и (попутно) некоторые рассеянные элементы. Из руд месторождения Маунт-Айза (Австралия) извлекают три главных компонента — свинец, цинк и медь, попутно — серебро, кадмий, кобальт. Полиметаллическое месторождение Серро-де-Паско (Чили) представлено рудами, из которых добывают свинец,

цинк, серебро и медь. Таким образом, комплексность руд уникальных и крупных месторождений очевидна.

В то же время ряд крупных месторождений эпitherмального типа характеризуется относительно простым составом руд. К их числу принадлежат месторождения плавикового шпата, ртути, сурьмы. Простым составом обладают также крупные месторождения некоторых базовых формаций, например тонковкрапленные золото-сульфидные.

Уникальные и крупные месторождения в силу их сложного, порой весьма длительного формирования нередко являются полиформационными, совмещают разнотипные руды.

Известны месторождения, в которых совмещена минерализация скарнового и грейзенового типов (например, Лост-Ривер на Аляске). Наиболее распространены месторождения с совмещением разнообразных гидротермальных формаций: полиметаллической свинцово-цинковой и касситерит-сульфидной (месторождение Сулливан, Канада); золото-кварцевой или золото-сульфидной среднетемпературных гидротермальных и эпitherмальной золото-серебряной формации (ряд месторождений золота в шт. Невада, США); полиметаллической и т. д.

Известны крупные районы и месторождения, в которых совмещены различные рудные образования и разнотипные формации, принадлежащие весьма разобщенным во времени эпохам оруденения – докембрийской и третичной, мезозойской и третичной и т. д.

Кроме того, возникновение крупных рудных объектов для различных рудных формаций может определяться весьма различными факторами. Некоторые отдельные рудные формации образуют только крупные месторождения (например, золото-сульфидное тонковкрапленное оруденение в графитизированных толщах).

По мнению Э.Г. Дистанова, крупные рудные объекты характерны и для формации свинцово-цинковых, гидротермально-осадочных руд стратиформного типа. Эти руды образуются в условиях затухания вулканической деятельности уже при преобладающем образовании осадочных толщ. Они контролируются сквозными долгоживущими разломами, а не вулкано-тектоническими структурами, что характерно для колчеданного оруденения предшествующего этапа эвгеосинклинального развития.

При образовании месторождений медно-никелевой формации, связанных с расслоенными массивами гипербазит-базитовых никеленосных интрузивов, определяющее значение в образовании крупных рудных объектов может играть баланс серы. При весьма значительных резервах металлов в магматических источниках присутствие серы определяет возможность обособления металлов в сульфидной форме. Предполагается, что источник серы при этом может быть коровым. Возможно, обилие коровой серы может способствовать формированию крупных медно-никелевых рудных объектов.



Интересная особенность крупных рудных месторождений – присутствие горизонтов “рудокласт” среди туфогенных толщ рудных полей. Это слои с обломками руд, причем последние могут отличаться по составу от тех, которые характерны для коренных рудных тел. Горизонты “рудокласт” встречаются в крупных рудных полях, расположенных среди вулканических толщ или вблизи них. Появление “рудокласт”, вероятно, связано с многоэтапностью образования оруденения.

Как отмечает Е.М. Некрасов, для крупных зарубежных золоторудных месторождений характерен значительный (1 км и более) вертикальный размах оруденения, который обычно больше на месторождениях с жилами выполнения, чем с метасоматическими рудами. Характерны также отсутствие вертикальной зональности (структурной и минералогической) и устойчивость морфологии рудовмещающих разрывов. Рудовмещающие разрывы отличаются значительной амплитудой смещения (десятки – сотни метров).

## 2. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

По данным А.П. Пронина, на Южном Урале и Северном Казахстане, где установлены потоки ювенильных газов в сквозных рудоконцентрирующих структурах, с крупными рудными объектами связаны наиболее контрастные и обширные гелиевые и газогидрохимические аномалии.

С масштабом оруденения в ряде случаев коррелируется масштаб первичных ореолов рассеяния рудогенных элементов. Так, на некоторых крупных медно-молибденовых месторождениях порфирирового типа и медных месторождениях жильного типа в США установлены значительные по площади и концентрации ореолы рассеяния меди. На медно-порфирировых месторождениях Сьерритта и Эсперанца, по данным Т. Ловеринга, отмечаются аномальновысокие (на 3–4 порядка превышающие фоновые) содержания меди в биотитах пород, вмещающих эти месторождения в зоне радиусом около 4 км. При этом медью обогащены не только биотиты из интрузива биотитовых порфирировидных гранитов, с которыми генетически связаны месторождения, но и слюды из окружающих этот интрузив более ранних гранодиоритов. Значительные ореолы меди установлены вокруг известного гидротермального жильного месторождения Бьютт (шт. Монтана) и на других жильных месторождениях меди в США.

Минералого-геохимические особенности рудных узлов также включают те признаки, которые характерны для крупных рудных объектов. При этом геохимические аномалии, с которыми коррелирует масштаб оруденения, могут быть самыми неожиданными. Так, согласно Б. Доу и Дж. Стейси многим крупным месторождениям цветных и благородных



металлов мира присущ специфический изотопный состав свинца, который указывает на его эволюцию в условиях, приближающихся к одностадийной системе. В этом случае с момента образования Земли в источнике руд не должно было происходить никаких изменений отношений  $U/Pb$  и  $Th/Pb$  за исключением изменений, обусловленных радиоактивным распадом урана и тория. Иными словами, для крупных месторождений характерен обычный свинец, тогда как для мелких проявлений — свинец, эволюция которого протекала в более сложных условиях. Б. Доу и Дж. Стейси считают, что для общей оценки масштабов полиметаллических месторождений следует иметь в виду, что в крупных месторождениях отношение  $^{206}Pb/^{204}Pb$  не превышает 20. Точно так же в крупных месторождениях цветных и благородных металлов отношение  $^{208}Pb/^{204}Pb$  не превышает 40.

Признаками масштаба оруденения в ряде случаев служат данные о содержании тех или иных элементов-примесей. Например, для крупных медно-порфировых месторождений, по В.С. Попову, установлена прямая корреляция между содержаниями меди и рения. Для крупных медно-порфировых месторождений содержание рения в молибденитах составляет 2000 г/т и более. Низкое содержание рения в молибденитах может считаться указанием на отсутствие крупных запасов меди.

Для крупных скарново-магнетитовых месторождений, согласно М.З. Кантору [13], степень железистости гранатов прямо коррелируется с масштабом магнетитового оруденения. Кроме того, чем крупнее месторождения этого типа, тем сложнее комплекс титановых минералов в их пределах. При этом шорломит характерен для крупных месторождений, меланит — для средних. В мелких месторождениях минералы титана не обнаружены.

При оценке месторождений используют также данные об увеличенном вертикальном размахе уникальных месторождений, а также закономерности изменения концентраций полезных ископаемых в пределах рудных тел, особенно на глубину. Установлено, что повышенные концентрации в рудных телах промышленных месторождений могут обособливаться в виде субгоризонтальных полос, разделенных интервалами с пониженными содержаниями полезных компонентов. На золото-серебряном месторождении Титосе (Япония) обогащенные рудными компонентами горизонтальные полосы сочетаются с крутопадающими рудными столбами, которые прослеживаются сквозь уровни концентрированного и обедненного оруденения. Подобная ритмичная зональность в распределении концентраций сопровождается в сопутствующих первичных геохимических ореолах повторными проявлениями элементов-индикаторов верхних частей рудных тел в связи с новыми уровнями повышенных рудных концентраций на глубине. Поиски зональности ритмичного типа в распределении концентраций — один из путей оценки месторождений и выяснения их масштаба.

Процессам образования крупных месторождений, вероятно, присущи более восстановительные условия. Сравнительно недавно в пределах ряда рудных полей обнаружены необычные по составу углерод-ильменит-сульфидные метасоматиты, которые развиваются часто по терригенным вмещающим породам и предшествуют гидротермальным жилам. В составе этих метасоматитов постоянно присутствуют акцессории самородных металлов и их смесей (Pb, Sn, Al, Cu, As, Au, Ag и др.), а также карбиды металлов. Подобный парагенезис свидетельствует о восстановительном характере исходного флюида.

Есть и другие косвенные свидетельства того, что в рудах крупных месторождений рудоотложение происходило в более восстановительных условиях, чем в мелких и средних. Так, по данным М.З. Кантора, в крупных месторождениях присутствует повышенное число самородных элементов (до 7), включая графит. На месторождении Брокен Хилл, например, присутствуют самородные золото, серебро, сурьма, элементы платиновой группы и графит. В Гуанохуато известны серебро, золото, электрум, висмут, графит.

А.Е. Лисицын и С.В. Малинко установили, что в составе газов из газовой-жидких включений на крупных боросиликатных месторождениях присутствуют  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ , а также  $\text{N}_2$  и  $\text{CO}$  при низких концентрациях  $\text{CO}_2$ . Это, по мнению авторов, свидетельствует о существенно восстановительном характере минерализующих растворов. Выявлена пониженная величина  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-5,3$  до  $1,6\%$ ) в боросиликатах из крупных месторождений по сравнению с рудопроявлениями (от  $+9,0$  до  $+9,7\%$ ).

В составе примесей редкоземельных элементов в боросиликатах установлены двухвалентный европий (в датолите) и иттербий (в данбурите). В мелких месторождениях европий и иттербий отсутствуют. Присутствие двухвалентных редких земель в боросиликатах крупных месторождений свидетельствует о фракционировании редких земель. Отделение европия происходит только в восстановительных условиях.

Для крупных месторождений различного состава характерны элементы-примеси глубинного происхождения. По данным Б.А. Остащенко, Д.Н. Литовко и А.В. Калиновского в крупных месторождениях присутствует ассоциация "Co — Ni — Bi". По другим данным, присутствие в рудах полиметаллических месторождений минералов марганца, в том числе силикатов и карбонатов, может коррелироваться с масштабами оруденения. М.З. Кантор обратил внимание и на другие особенности состава руд, которые также могут рассматриваться как критерии при оценке масштаба месторождений независимо от их состава. Это прежде всего число пар полиморфных модификаций экономически ценных минералов: чем больше число пар полиморфных модификаций, тем крупнее масштаб месторождения и больше число промышленно ценных металлов. Например, в крупных месторождениях нерадиоактивного



сырья нередко встречаются радиоактивные минералы (Бу-Аззер в Марокко; Бьютт в шт. Монтана, США).

Особую группу составляют признаки, которые присущи конкретным типам месторождений. Так, некоторые крупные месторождения железа формировались в два этапа: вулканогенно-осадочный и скарново-рудный. Один из признаков крупных месторождений – повышенная железистость сорудного граната. Этот гранат в крупных месторождениях имеет черную окраску (красно-бурую в шлифах) при высоком содержании  $TiO_2$  (2 %) и  $Fe_3O_4$  (Соколовское, Сарбайское, Коршуновское, Нерюндинское, Тагарское и другие месторождения).

Распространенность и особенности состава скаполита также могут зависеть от масштаба магнетитового оруденения. Как отмечает М.З. Кантор, большие скопления скаполита хлорит-мариалитового состава с содержанием майонитовой молекулы не более 25 % характерны для крупных месторождений складчатых областей. В крупных месторождениях платформ скаполит распространен слабо.

Благоприятным признаком является присутствие апатита, причем на крупных месторождениях (Соколовском, Коршуновском, Качарском) он представлен гидроксилapatитом. Кроме того, присутствие в рудах клиноцоизита и цоизита скорее указывает на малые масштабы магнетитового оруденения. Напротив, эпидот распространен на более крупных месторождениях. Важным фактором является также повышенное число титановых минералов (титаномагнетит, ильменит, сфен) в крупных месторождениях, а также увеличение содержания титана в ряде минералов (магнетите, гранате, эпидоте и др.). Максимальное содержание  $TiO_2$  и  $V_2O_5$  в магнетите отмечается для крупных месторождений. Во многих мелких месторождениях  $TiO_2$  и  $V_2O_5$  не обнаружены. Очевидно, титан более подвижен при образовании крупных рудных месторождений.

Трудно ожидать однозначного решения в попытках выделить потенциально крупные месторождения по минералогическим признакам. Вероятно, сами признаки надежны только в определенных условиях.

Наиболее реальным путем, очевидно, станет составление шкал признаков для месторождений различных типов. Вместе с тем нельзя отрицать существование общих критериев, присущих разным типам эндогенных месторождений. Так, вероятно, более восстановительные условия характерны для процессов, образующих крупные месторождения. Эта особенность может находить различное минералогическое и геохимическое выражение: от увеличения числа самородных элементов до появления титана как в примесях, так и в форме собственных минералов, а также в разделении группы редких земель в процессе миграции. Более восстановительный характер рудоносных флюидов, образующих крупные месторождения, – косвенное свидетельство их более глубинного происхождения.



## ЗАДАЧИ ЦЕЛЕВОГО ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ

Цель металлогенических исследований любого масштаба — научный прогноз оруденения. В настоящее время различают три основных вида прогноза: региональный (металлогенических провинций, поясов, зон); локальный (рудных районов, узлов, полей); детальный (месторождений). Каждый из видов прогноза опирается на свою группу критериев. При этом два последних вида прогноза должны иметь количественный характер.

Как и при региональных металлогенических исследованиях, локальный прогноз является первым звеном системы "прогнозирование — поиски — разведка месторождений". Если при региональных металлогенических исследованиях основным является рациональный выбор площадей для съемочных и поисковых работ, то в металлогении рудных районов важное значение приобретает переоценка известных рудных объектов. В этих условиях поиски нередко заменяются поисково-разведочными работами.

Возможности формационного анализа ограничены региональным прогнозом. В конкретных условиях направление проведения поисковых и разведочных работ определяет ряд закономерностей: связь многих локальных рудоносных площадей с очаговыми структурами и их определенными зонами; разобщение рудных формаций в различных глубинных ярусах; структурно-морфологическая зональность систем рудных тел и связь их со штокверками корневых зон; связь "недифференцированных" базовых формаций с сопутствующими и др.

При научном планировании прогнозно-поисковых исследований целесообразно выделять конкретные задачи прогноза, для решения которых необходимо опираться на самостоятельный комплекс критериев. Именно поэтому прогноз в рудных районах должен носить целевой характер. В зависимости от поставленной цели, будь то прогноз новых типов оруденения или прогноз глубинных ярусов оруденения, анализируются различные группы критериев.

При организации прогнозных исследований целесообразно также учитывать обширный опыт региональных прогнозно-металлогенических работ. Принципы и методы научного прогноза теоретически обоснованы в работах [16, 18, 26, 30].

Д.В. Рундквист, В.И. Бергер и К.А. Марков предлагают при региональных металлогенических исследованиях для составления карты прогноза последовательно решать ряд задач, которым соответствуют 4 основные этапа исследований:

- 1) типизация месторождений на формационной основе и установление их связей с геологическими формациями (рудоносными и рудовмещающими);

2) установление критериев прогнозирования путем анализа эталонных металлогенических зон и выяснение закономерностей размещения месторождений конкретной рудной формации (Проводится изучение рудоконтролирующих факторов, определяющих распределение оруденения во времени и пространстве. При этом рассматриваются магматические, структурные, металлогенические и другие факторы в зависимости от типа месторождений. Критерии прогнозирования разделяются на ведущие и вспомогательные, универсальные и частные. Рекомендуется учитывать также и отрицательные критерии);

3) районирование перспективных территорий, количественная прогнозная оценка. Проводится последовательная детализация перспективных площадей путем вовлечения в анализ все более детальных карт. По мере перехода к детальным масштабам меняется характер критериев;

4) разработка рекомендаций по направлению работ и их видам и по рациональному комплексу поисковых методов.

Еще более тесная увязка между прогнозом и стадийностью геолого-поисковых работ существует в рамках прогнозно-поисковых комплексов. Понятие "поисково-прогнозные комплексы" введено А.И. Кривцовым и В.А. Нарсеевым применительно к конкретным рудным формациям и конкретным прогнозным задачам (например, для прогноза и поисков скрытых медно-колчедановых месторождений). Для решения этих задач разработаны типовые модели условий нахождения месторождений, категории прогнозных площадей и определяющие их признаки. Поисково-прогнозные комплексы соответствуют по содержанию стадийности геологоразведочного процесса, который опирается на принцип последовательного приближения – сокращение площадей от стадии к стадии при повышении детальности работ. Исследователи подчеркивают необходимость соблюдения принципа соответствия между стадиями работ и объектами прогноза или поисков, между объектами и определяющими их признаками, между признаками и методами работ по их выявлению.

Выявление потенциальных рудных районов и узлов проводится на основе прогнозно-металлогенических карт масштабов 1:500 000 – 1:200 000; выявление потенциальных рудных полей – на основе крупномасштабных (1:50 000) специализированных поисков; выявление потенциальных месторождений и рудных тел осуществляется при детальных (1:10 000) поисках; оконтуривание и оценка рудных тел, выявление рудных столбов проводятся в процессе поисково-оценочных работ.

Принимая подобное ранжирование задач и их увязку со стадийностью геологических работ, мы хотим подчеркнуть важность целевых задач прогноза для металлогении рудных районов. Целесообразно различать следующие типы целевого прогноза: 1) новых типов месторождений; 2) крупных и уникальных месторождений путем переоценки известных рудных объектов; 3) глубинных ярусов оруденения; 4) скрытого



оруденения базовых рудных формаций; 5) месторождений, не выходящих на поверхность; 6) количественный прогноз минеральных ресурсов рудного района.

Необходимость целевого прогноза в рудных районах определяется высокой степенью их оплодотворенности, когда для систематического повторения этапов по типу региональных исследований уже не остается реальных условий. Это не означает, что опыт, накопленный при региональных металлогенических исследованиях, не может быть использован при прогнозе в рудных районах. Установленные критерии, а также предложенные пути их выявления необходимо применять при решении конкретных проблем. Что касается этапов исследования, то они могут определяться в соответствии с принципами специального прогнозно-металлогенического анализа или в стиле прогнозно-поисковых комплексов, но в рамках решения целевых задач.

Научное обоснование того или иного вида целевого прогноза в рудном районе может опираться на анализ эталонных рудных районов в сходных геологических условиях, где задачи целевого прогноза были уже реализованы.

## 1. НОВЫЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ

В основе прогноза новых типов оруденения, не известных в настоящее время в рудном районе, лежат методы геологических аналогий и анализа рядов рудных формаций. Привлекая эти методы, можно в первую очередь достичь эффективных результатов в обнаружении нетрадиционных для региона типов оруденения. Хорошо известны примеры "запоздалого" обнаружения некоторых типов золото-серебряного, штокверкового серебряно-полиметаллического, медно-порфирирового и другого оруденения в рудоносных вулканических поясах.

Среди новых типов оруденения следует обратить внимание на "труднооткрываемые" объекты, часто не диагностируемые непосредственно. К таким рудам в вулканогенных поясах относятся, например, сереброносные стратиформные месторождения вулканогенных озер.

Принципиальное значение имеет возможность обнаружения нового класса месторождений, связанных с восстановительными процессами. Например, отдельные разновидности графит-ильменитовых метасоматитов могут рассматриваться в качестве промышленных руд. Эти руды имеют нетрадиционный облик. Они диагностируются как углито-глинистые сланцы и другие литологические разновидности пород. Вероятно, органотфильные элементы (благородные металлы, отдельные редкие металлы, вольфрам и др.) могут образовывать концентрации в условиях восстановительных процессов. Для всех этих типов орудене-



ния характерно тонкодисперсное распределение рудного вещества, специфические минеральные формы и другие особенности, которые затрудняют аналитическое определение элементов, что обуславливает необходимость применения специальных приемов подготовки проб к анализам.

Образование этой группы месторождений, вероятно, происходило в раннюю фазу процессов минерализации, до массового развития гранитоидного магматизма. Для них характерны стратиформные тела и минерализованные зоны смятия.

В качестве примера нового типа оруденения, ассоциирующего с континентальными вулканическими поясами, можно привести месторождения тонкодисперсного золота типа "Карлин" (США). Оруденение представлено стратиформными метасоматическими залежами. Вмещающие углисто-доломитовые известняки основания вулканического пояса подвергнуты вторичному окварцеванию, сопровождаются аргиллизитовыми прожилками и характеризуются повышенными содержаниями золота, мышьяка, сурьмы, ртути, вольфрама. Оруденение приурочено к горизонту углистых доломитовых известняков и, возможно, связано с золото-сульфидным тонковкрапленным оруденением в графитизированных терригенных толщах. Образования золото-углеродистой и золото-сульфидной вкрапленной формаций с трудом диагностируются как руды, так как тонкодисперсная сульфидная вкрапленность относительно равномерно распределена в породе. Золото приурочено к мелким вкрапленникам арсенипирита. Такие типы минерализации практически не дают россыпей и обнаружить их проявления можно по характерной ассоциации элементов в геохимических аномалиях (Au — As — W — Hg), а также по сопутствующим более поздним проявлениям минерализации. К числу последних могут относиться антимонит-кварцевая и золото-кварцевая, которые уже образуют жилы и прожилки и связаны единством формационного ряда с золото-сульфидной вкрапленной минерализацией.

Другим типом стратиформной скрытой минерализации является рассеянная вольфрамовая минерализация в филлитизированных сланцах (месторождение Митерсилл, Австрия).

Значительные перспективы связаны с возможностью открытия новой группы внегранитных редкометальных месторождений W, Sn, Mo, Be, Li, Rb, Cs, Nd, Ta. Начиная с 70-х годов стали открывать редкометальные месторождения, не связанные с гранитоидным магматизмом (стратиформные редкометальные, по В.К. Денисенко). Важная особенность внегранитных редкометальных месторождений — связь с зонами графитизации, которые располагаются как в субсогласных, так и в секущих слоистые толщи зонах смятия и являются эпигенетическими. Хотя в этой группе распространены пластообразные тела замещения, однако относить их к группе стратиформных преждевременно [37].

Тем более неприемлемо распространенное мнение о сингенетично-

эпигенетическом характере образования всех месторождений, связанных с процессами графитизации. Во многих случаях графит рассматривается как биогенное образование, поэтому подразумевается литологический контроль минерализации, а сама она относится к черносланцевой формации. Связанные с углеродистым метасоматозом месторождения близки по условиям образования к оруденению типа "Карлин", а также к эндогенной золото-углеродистой минерализации в терригенной толще.

В.К. Денисенко прежде всего обратил внимание на внегранитную вольфрамовую минерализацию, которая не всегда обоснованно рассматривается в качестве стратиформной (среди внегранитного оруденения есть шеелит-сульфидно-скарновая и графит-шеелитовая минерализации). Стратиформная вольфрамовая минерализация обнаружена в древних гнейсово-амфиболитовых толщах, например, Западной Гренландии, Бразилии. Перспективен тип вольфрамовых месторождений, приуроченных к пластовым телам скарноидов. Для некоторых из них установлен доинтрузивный возраст. Согласно В.К. Денисенко, периодами максимального вольфрамового оруденения являются архей — ранний протерозой, поздний протерозой, ранний палеозой, средний палеозой, четвертичное время. При процессах последующей гранитизации эти типы вольфрамового оруденения могли ремобилизоваться.

Внегранитные редкометальные месторождения новых типов весьма существенно отличаются от известных магматогенных месторождений как по особенностям вещественного состава, так и по геолого-структурным условиям локализации и представляют собой крупный резерв для прогноза во многих регионах.

Что касается собственно стратиформных месторождений, к которым, вслед за В.И. Смирновым, следует относить месторождения, которые по условиям образования и положению подчинены напластованию вулканогенно-осадочных и осадочных слоистых толщ, то перспективы их обнаружения особенно велики в пределах рифтогенных грабен-синклинальных впадин в орогенных областях.

В.К. Денисенко отмечает присутствие вольфрамоносных марганцевых залежей в горизонтах кремнистых известняков и кварцитов среди толщ эвгеосинклинального типа. Эти месторождения носят стратиформный характер. Перспективным также считается стратиформное молибден-ванадиевое оруденение углеродисто-кремнисто-сланцевой формации [37].

Особое внимание следует обратить на обнаружение стратиформных месторождений в орогенных областях, где они избирательно локализируются в пределах рифтогенных, грабен-синклинальных и кальдерных впадин. Благоприятны для поисков также впадины с контрастным вулканизмом трахибазальт-трахириолитового ряда с повышенной калиевой щелочностью и магнезиальностью основного вулканизма и присутствием углеродистых осадочных пород (часто рудовмещаю-



щих). Эти впадины возникают на разных стадиях орогенеза и отличаются по составу осадочного выполнения и вулканитов. В пределах впадин локализуются стратиформные месторождения серебра, лития, бора, цеолитов и других ценных компонентов.

В этих же условиях локализуются месторождения формации металлоносных углей с высокими концентрациями Be, La, Ge и U. Это также труднодиагностируемые малоизвестные месторождения. Поэтому наложенные впадины в орогенных областях целесообразно специально изучать для оценки на стратиформное оруденение. Первым шагом в этом направлении должно быть изучение геохимических особенностей разреза всех толщ, выполняющих наложенные впадины, включая горизонты углей. Высокая потенциальная рудоносность грабенообразных впадин обычно не достаточно учитывается при поисках и составляет крупный резерв для обнаружения новых типов стратиформного и крупнообъемного штокверкового оруденения. Эти типы оруденения имеют догранитный возраст и предшествуют широко распространенному послегранитному гидротермальному оруденению. Подобные соотношения известны, например, в ряде впадин Северо-Востока СССР, где в ранних высококальциевых риолитах залегает штокверковая минерализация раннемелового возраста. В толще перекрывающих озерных отложений известен горизонт рудокласт. Гранитоидные тела, прорывающие озерную толщу, сопровождаются группой касситерит-силикатно-сульфидных месторождений позднемелового возраста.

Рифтогенные впадины, связанные с разными циклами орогенного развития, отличаются по характеру приуроченных к ним формаций и рудоносности. Во впадинах каждого цикла следует различать две возрастные группы оруденения: раннее догранитное (включая стратиформное) и позднее — послегранитное. В разновозрастных впадинах можно ожидать свои типы стратиформного оруденения.

Особенность месторождений нового типа (как стратиформных, так и связанных с углеродистыми метасоматитами) — труднодиагностируемый характер, когда руды не отличаются макроскопически от вмещающих пород. Поэтому для повышения эффективности поисков целесообразно широко использовать геофизические приборы (бериллометр, люминоскоп и др.).

Помимо выявления скрытого оруденения возможно обнаружение новых, не известных в районе типов оруденения. Анализ латеральных рядов рудных формаций дает возможность предсказывать наличие новых для района типов оруденения — “пропусков” в рядах рудных формаций. Латеральный ряд соответствует одновозрастной группе рудных формаций, которые сопровождаются сходными типами метасоматитов.

Так, в ряду кварц-редкометалльных и грейзеновых формаций можно наблюдать все переходы от молибденовых к вольфрамовым, оловянно-



вольфрамовым, оловянно-редкометалльным, собственно редкометалльным месторождениям. Среди последних в вулканогенных областях западных районов США имеется флюорит-берtrandитовый тип минерализации, который может прогнозироваться в аналогичных по типу вулканических поясах СССР. Места конкретной локализации прогнозируемых типов оруденения определяются благоприятными сочетаниями геохимических ореолов, геологическими условиями и структурными особенностями, определяющими локализацию оруденения.

## 2. МАСШТАБЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Крупные и особенно уникальные рудные объекты отличаются от мелких и средних месторождений специфическими особенностями, в частности структурной позицией. Значительную роль при этом играют рудоконцентрирующие сквозные линеаменты, устойчиво ориентированные в пределах целых континентов. При пересечении этими линеаменами различных металлогенических зон могут возникать крупные рудные объекты, соответствующие металлогенической специализации пересекаемой зоны.

Другой фактор концентрации оруденения – наличие очаговых структур определенных типов, в пределах которых резко интенсифицируются гидротермальные процессы. Благоприятные типы очаговых структур различны в различных металлогенических зонах. Так, максимальная концентрация серебро-полиметаллического оруденения характерна для тех участков соответствующих металлогенических зон, где локализируются длительно развивающиеся кальдерные постройки неинверсионного характера. Здесь максимальная концентрация оруденения отмечена в локальных “вложенных” кальдерах. В инверсионных кальдерах минерализация этого типа проявлена слабее.

В то же время для концентрации оруденения касситерит-сульфидных и силикатных типов наиболее благоприятны очаговые структуры, имеющие форму вытянутых купольных поднятий или изометричных куполов, осложняющих валлообразные поднятия. Совмещение и частичное перекрытие очаговых структур особенно благоприятны для локализации крупных рудных объектов.

Возможно, в будущем удастся выявить формы очаговых структур, наиболее благоприятные для основных типов эндогенного оруденения. Для крупных рудных объектов характерны определенные морфологические типы рудных тел. Так, тела трубообразной формы (тела штокверкового типа, оруденелые взрыво-брекчиевые тела, рудоносные скарны) известны на многих крупных месторождениях. Вместе с тем трубообразные тела являются более трудным объектом при поисках. Трубообразные тела отличаются обычно более высокой концентрацией полез-

ных компонентов по сравнению с линзо- и лентообразными телами на тех же месторождениях.

Одна из особенностей крупных месторождений – длительность и многоэтапность формирования сопутствующих магматических тел и самого оруденения. Именно в таких условиях обычно проявляются несколько продуктивных стадий минерализации. Подобными особенностями отличаются уникальные и многие крупные рудные объекты: Хомстейк, Корнуолл, Сулливан, Маунт-Плезант и др.

В качестве одной из особенностей крупных и уникальных месторождений рассматривается сложный многоминеральный состав руд. Известны крупные месторождения вольфрам-оловянных, оловянно-серебряных, золото-серебряных, полиметаллических свинцово-цинково-серебряных, золотых и других руд, в которых установлено 100 и более гипогенных минералов. В то же время эти месторождения одновременно содержат несколько (четыре и более) промышленно важных компонентов.

Уникальные и крупные месторождения в силу их сложного, порой весьма длительного формирования нередко являются полиформационными, могут совмещать разнотипные руды.

С масштабом оруденения в ряде случаев коррелируется масштаб первичных ореолов рассеяния рудогенных элементов. Так, крупные месторождения цветных и благородных металлов отличаются специфическим изотопным составом свинца, который указывает на его эволюцию в условиях, приближающихся к одностадийной системе.

Признаком масштаба оруденения в ряде случаев являются данные по содержанию тех или иных элементов-примесей. Например, для крупных медно-порфириковых месторождений содержание рения в молибденитах составляет 2000 г/т и более. С другой стороны, низкое содержание рения в молибденитах может считаться указанием на отсутствие крупных запасов меди.

При оценке месторождений используют также данные о вертикальном размахе оруденения.

Таким образом, критерии для оценки масштабов оруденения весьма различны. В практике целесообразно привлекать комплексы признаков, которые можно анализировать с помощью математических методов.

### **3. ГЛУБИННЫЕ ЯРУСЫ ОРУДЕНЕНИЯ**

При анализе ярусности оруденения в конкретных условиях большое значение имеют прямые критерии наличия минерализации, которая может служить индикатором глубинности. Поскольку типы минерализации, обособленные в пределах различных вертикальных интервалов, могут иметь различный возраст, то пересечение основных рудных тел



прожилками с продуктивной ассоциацией другого состава на глубоких горизонтах месторождений может служить индикатором нового глубинного яруса оруденения.

Как отмечает Д.О. Онтоев, обратная зональность оруденения в ряде случаев может рассматриваться в качестве предвестника развития глубинного яруса оруденения [8]. Об этом же могут свидетельствовать рудные обломки, состоящие из минеральной ассоциации, отличной от основных рудных тел, и выносимые из глубин дайковыми телами.

В качестве указания на возможное появление на глубине новой группы рудных тел могут служить изменение характера первичных геохимических ореолов и появление в них соотношения элементов, характерных для надрудного уровня.

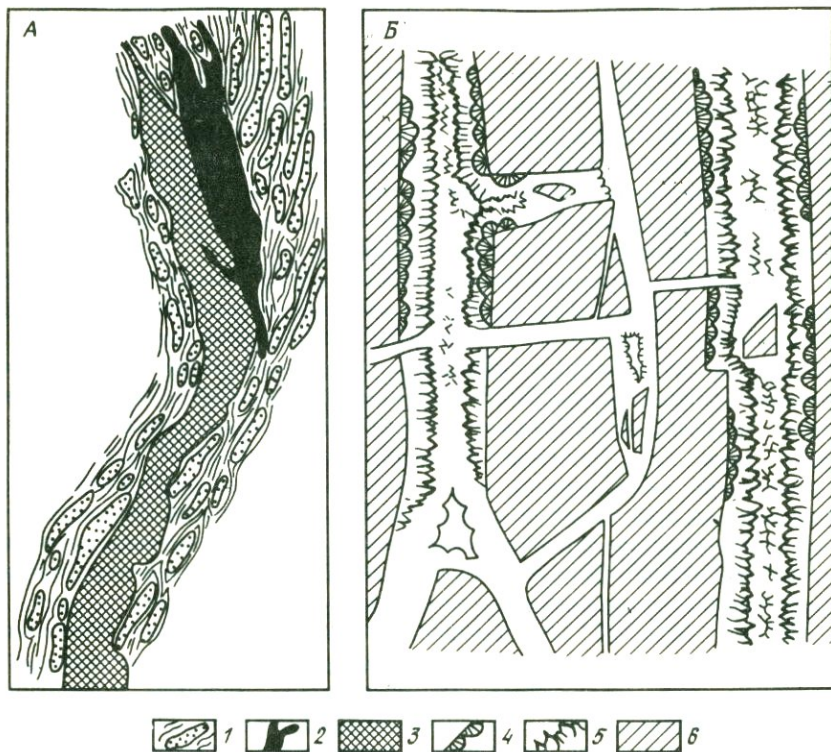
Вероятно, существуют повторяющиеся сочетания рудных формаций, принадлежащих к различным ярусам оруденения. В глубинной модели строения оловорудных узлов Приморья установлено повторяющееся сочетание жил касситерит-сульфидной формации (верхний ярус) с экзогрейзеновым штокверком (средний ярус) и далее с массивным эндогрейзеном (нижний ярус) в пределах одной модели (см. рис. 50). В другой модели (см. рис. 46) сочетаются оловорудные хлорит-кварцевые тела (верхний ярус) с турмалин-сульфидно-сульфосольными телами (средний ярус) и молибден- и вольфрамсодержащими грейзенами (нижний ярус). Закономерные сочетания рудных формаций иногда резко различного состава являются важной эмпирической закономерностью, которую следует иметь в виду при прогнозе глубинных ярусов оруденения.

Различным глубинным ярусам оруденения присущи определенные типы рудных тел: тела выполнения характерны для средних и верхних ярусов, тела замещения — для нижних. Наличие в конкретных участках рудных тел тех типов, которые характерны для верхних ярусов оруденения (жил выполнения, брекчиевых трубок), дает основание предполагать существование на более глубоких уровнях системы рудных тел других типов, присущих нижним ярусам. Действительно, брекчиевые тела выклиниваются по падению, примыкая на глубине к выступам интрузивов (см. рис. 33). На этом уровне брекчиевая труба уступает место прожилково-вкрапленной минерализации.

В качестве примера можно привести сравнительные особенности разноярусных оловорудных тел в Приморье. Кварц-хлорит-касситеритовые жилы здесь представляют собой типичные многократные тела выполнения с грубополосчатым сложением и гребенчатыми текстурами кварца (рис. 55, Б). Более глубинные касситерит-сульфидные жилы приурочены к зоне смятия и будинажа, образованы в несколько последовательных стадий, причем в формировании жильных тел значительная роль принадлежала метасоматозу (см. рис. 55, А).

Помимо прямых критериев существуют благоприятные геологические





**Рис. 55. Фрагменты оловорудных тел нижнего (А) и верхнего (Б) ярусов в Приморье. По В.П. Полохову и И.Н. Томсону:**

1 — будинированная песчанико-сланцевая толща; 2 — сульфидное жильное тело; 3 — кварц-сульфидно-касситеритовое жильное тело; 4 — хлорит-касситеритовая ассоциация; 5 — кварц; 6 — алевролиты

условия для развития дополнительных глубинных ярусов оруденения. Подобную роль могут играть региональные поверхности несогласия, разделяющие структурные этажи, а также раздели метасоматических фронтов, особенно между биотититами и пропилитами.

Выявление и обоснование всей совокупности критериев — основные задачи при прогнозе глубинных ярусов оруденения. Проверка прогнозных рекомендаций может проводиться путем глубокого поискового бурения.

#### 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ, НЕ ВЫХОДЯЩИЕ НА ПОВЕРХНОСТЬ

Прогнозирование месторождений, не выходящих на поверхность, — один из важных путей восполнения ресурсов в горнорудных районах. Важный элемент такого прогноза — реконструкция глубинной модели строения рудных узлов. Задача прогноза скрытого оруденения, по существу, складывается из двух частных задач: 1) прогноза скрытого оруденения без индикаторных признаков на поверхности; 2) прогноза с помощью отчетливых признаков на поверхности.

В первом случае основными критериями могут служить структурные и литологические признаки. Например, все продуктивные месторождения Алмалыкского рудного района залегают в вулканитах нижнего девона, прорванных рудоносными массивами сиенит-диоритов и поздними штоками гранодиоритпорфиров алмалыкского типа [11]. Рудоносные штоки обычно не проникают в залегающую выше известняковую толщу (рис. 56). Прожилково-вкрапленное оруденение развивается в апикальной части штоков и во вмещающих девонских кварцевых порфирах, но отсутствует в карбонатной толще, которая служит экраном. Таким образом, четкий литологический контроль, наличие скрытых интрузивов и благоприятная структурная обстановка определили здесь локализацию месторождения, не выходящего на поверхность.

Обычно скрытые месторождения сопровождают разнообразные признаки на поверхности: метасоматиты; геохимические ореолы; ксенолиты руд, выносимые на поверхность дайками и брекчиевыми трубками. Так, крупные стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд, залегающие в основании наложенных впадин, выполненных красноцветными отложениями, обнаружены в КНР. Важным признаком скрытого месторождения оказалось наличие паров ртути в газовых эманациях.

Интересным объектом является скарново-полиметаллическое месторождение, которое обнаружено на глубине почти 700 м под покровом кислых вулканитов. Плащеобразные залежи скарнов залегают здесь в карбонатных породах на контакте с перекрывающими вулканитами и подстилающими полимиктовыми брекчиями (рис. 57).

Рудное поле приурочено к палеовулкану, представленному в современном срезе корневыми частями. Как отмечает С.П. Гарбузов [25], вулканиты перекрывают триасовую толщу, нижняя часть разреза которой сложена песчаниками, алевролитами и кремнисто-пепловыми туфами мощностью до 1300 м. Выше залегают песчаники, алевролиты и известняки с линзами кремнистых пород и диабазов (средний — верхний триас, мощность 300–350 м), перекрытые известняками карнийского яруса верхнего триаса. Именно к последним приурочены месторождения. В районе известны также юрские отложения. Несогласно перекрывающие осадочную толщу вулканиты в районе месторождения



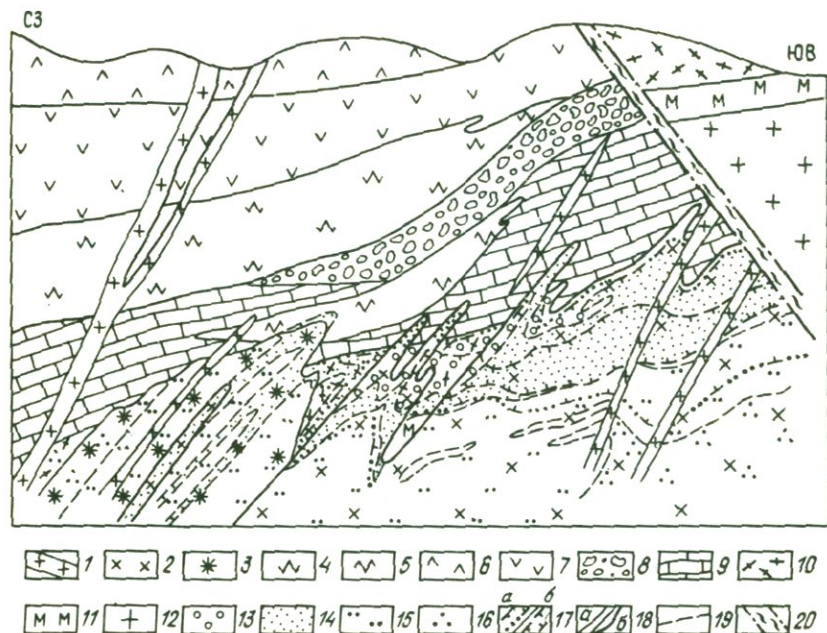


Рис. 56. Геологический разрез месторождения Кызыта. По В.С. Звездову и И.Ф. Мигачеву [11]:

1–3 – герцинский интрузивный комплекс: 1 – пострудные дайки различного состава, 2 – гранодиорит-порфиры алмалыкского типа, 3 – сиенит-диориты; 4–8 – среднекаменноугольные образования: 4 – андезит-дациты, 5 – андезиты, 6 – лавы и туфы андезит-дацитов, 7 – лавы, лавобрекчии, кластолавы андезитов и андезитобазальтов, 8 – конгломераты, песчаники; 9 – франско-фаменские мраморизованные доломиты и известняки; 10 – раннедевонские кварцевые порфиры; 11 – раннедевонские андезиты; 12 – аляскиты каледонского интрузивного комплекса; 13–16 – зоны окolorудных гидротермально-метасоматических изменений: 13 – кварц-серицитовая, 14 – кварц-хлорит-серицитовая, 15 – хлорит-серицитовая, 16 – пропилитовая; 17 – контуры медно-порфирового оруденения (а – бедного, б – сравнительно богатого); 18 – геологические границы (а – вмещающих пород, б – порфирового интрузива); 19 – границы метасоматических зон и подзон; 20 – зона Мисканского разлома

представлены преимущественно кислой толщей приморской серии (сенон-дат), мощность которой достигает 1900 м. В пределах рудного поля расположено штокообразное тело габбродиоритов, которое внедрилось в вулканический канал. Вулканический покров залегает на резкорасчлененном верхнемеловом рельефе и представлен в основном игнимбритами и туфами риодацитов.

В пределах рассматриваемого района известно еще одно рудное



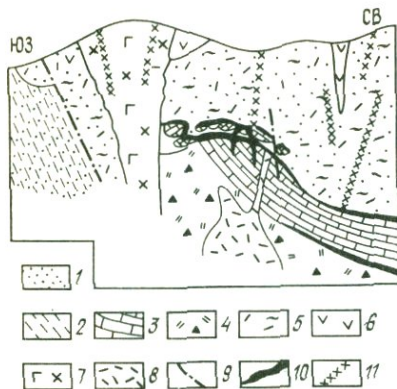


Рис. 57. Геологический разрез скарново-полиметаллического месторождения. По С.П. Гарбузову:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — известняки; 4 — полимиктовые брекчии; 5 — кислые вулканиты; 6 — андезиты; 7 — габбро-диориты; 8 — риолиты; 9 — разломы; 10, 11 — рудные тела: 10 — скарново-сульфидные, 11 — кварц-карбонат-сульфидные

поле со скрытым оруденением, которое приурочено к скарнированным глыбам известняков в нижней части покрова вулканитов.

К поверхности структурного несогласия между известняками и перекрывающими вулканитами, играющего роль структурного и физико-химического барьера, часто приурочено оруденение. Для локализации скарнов благоприятным литологическим фактором являются известняки и известняковые брекчии на контактах с алюмосиликатными породами.

В качестве минералогических критериев скрытого оруденения Р.В. Король рассматривает гидротермальноизмененные вулканиты над скарново-сульфидными залежами. Здесь широко распространены пропилитизированные породы со спорадическим проявлением грейзеноподобных метасоматитов. В участках интенсивного развития метасоматоза породы превращены в кварц-серицитовые образования с хлоритом, кальцитом, сульфидами и турмалином. Метасоматическая колонна имеет большой вертикальный размах (более 1 км) и прослеживается от скарново-сульфидной залежи до поверхности. Характерная особенность надрудных метасоматитов — широкое распространение карбонатов, что, видимо, обусловлено их выносом при скарнировании. Отмечается также сосуществование неравновесных минеральных ассоциаций — пропилитовых, скарновых, скарноидных, грейзеноподобных и кварц-серицитовых. В надрудной области развито вкрапленное оруденение, а также системы поздних жил (оруденение верхнего яруса).

По Ю.Н. Брилеву, скрытым месторождениям сопутствуют литохимические аномалии свинца, цинка и элементов-спутников (серебра, мышьяка, висмута, сурьмы), которые сопровождаются кольцевыми зонами выноса свинца. При этом контуры аномалий смещены по отношению к проекциям рудных тел на горизонтальную плоскость из-за склонения рудоконтролирующих разломов [25]. Как отмечает Р.В. Король, по мере приближения к скрытой залежи в составе рудных

минеральных ассоциаций, а также первичных ореолов проявляется следующая зональность. Полиметаллическая ассоциация с оловом, развитая на глубине 200–700 м, сменяется существенно полиметаллической (в скарнах) и далее оловорудной (в скарнированных терригенных породах). По данным Ю.Н. Брилева, непосредственно над рудными телами в первичных ореолах коррелируют цинк и медь. В надрудных частях (в отличие от нижних горизонтов) олово тесно коррелирует со свинцом и серебром. Элементы группы железа (никель, кобальт, хром, ванадий) образуют первичные ореолы на участках скарнирования.

Для промышленных рудных объектов характерны геохимические поля с повышенными значениями коэффициента вариации содержания свинца, повышенные концентрации халькофильных и сидерофильных элементов, присутствие сопряженных зон привноса и выноса химических элементов. Последнее рассматривается как следствие перераспределения вещества при рудоотложении. Особенно значительно перераспределение свинца в надрудном пространстве. Зоны его выноса установлены в 1000 м по вертикали от рудных тел и непосредственно над ними.

Рассмотренный пример представляет собой сравнительно редкий случай успешного глубинного поиска оруденения. Выявленные при этом критерии скрытого оруденения заслуживают внимания и использования при прогнозе в сходных геологических условиях.

Скрытые месторождения встречаются также в толщах грубослоистых вулканитов с контрастными физико-механическими свойствами. Благодаря приуроченности к отдельным покровам вулканитов, системы рудных тел могут иметь скрытый характер. На поверхности индикаторами скрытой минерализации могут служить отдельные рудные проводники.

Поиск индикаторов скрытого оруденения должен быть комплексным, включать геофизические, геохимические методы, изучение метасоматитов, учитывать данные реконструкции глубинных моделей изучаемых объектов.

Выявление структурных узлов, и особенно очаговых структур, — необходимый шаг на пути к глубинному прогнозу.

Весьма актуальный аспект прогноза в рудных районах — разработка путей количественной оценки прогнозных ресурсов с привлечением математических методов. Этой проблеме посвящены специальные исследования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рудные районы, приуроченные к фанерозойским областям различного тектонического типа, обычно представляют собой тектоно-магматические структуры. В областях активизации и орогенах эти структуры наложены на дислокации предшествующих этапов развития. Однако и в этих случаях блоки и крупные очаговые структуры рудных районов могут рассматриваться в качестве унаследованно развивающихся геологических аномалий. Так, М.А. Фаворская отмечает, что Комсомольский рудный район, приуроченный к наложенному куполовидному поднятию, отличается обилием конгломератов в разновозрастных толщах от средней юры до мела. Подобные слои практически отсутствуют за пределами района. Нередко в рудных районах устанавливаются также аномальные мощности отложений доорогенных формаций.

Важная геологическая особенность многих рудных районов — приуроченность к ним магматических ареалов, по которым, в частности, могут определяться и границы самих районов. Магматические ареалы рудных районов на региональном фоне аномальны. В колчеданных областях (по А.И. Кривцову) для рудных районов характерен контрастный и непрерывно дифференцированный тип магматических формаций. По этому признаку выделяются также и потенциальные рудные районы. Особенностью магматизма рудных полей в этих условиях является развитие кислых дифференциатов.

В рудных районах орогенов и активизированных областей магматическим ареалам также присущи аномальные черты: повышенная щелочность (развитие латитов, шошонитов, калиевых риолитов); повышенное по сравнению с региональным фоном число интрузивных фаз, контрастный состав магматических продуктов.

Все это указывает на то, что изучение металлогении рудных районов следует проводить не на формационной основе, как принято при региональном металлогеническом анализе. М.А. Фаворская подчеркивает, что при локальном прогнозе решающее значение приобретает внутрiformационный анализ. При этом в фокусе оказываются разнообразные формационные аномалии, среди которых необходимо выделять присущие рудным районам, узлам и полям. Сама длительность магматических процессов в рудных районах аномально велика.

Одно из отличий металлогении рудных районов от региональной металлогении — ведущее значение структурных факторов. Если региональная металлогения опирается на изучение коровых структурно-формационных зон, то проблемы металлогении рудных районов в большей мере связаны с глубинными мантийными структурами. Поэтому главное внимание следует уделять специфическим рудоконтролирующим



структурам линейного и концентрического типов. При этом следует отметить, что сквозные линейные элементы прослеживаются в системе геолого-структурных аномалий и имеют глубинную природу. Специфический характер рудоконтролирующих структур в рудных районах требует специального методического подхода для их изучения. Такой метод должен быть комплексным и опираться как на геологические, так и на морфоструктурные, геофизические и другие данные.

Среди рудоконтролирующих элементов важную роль играют очаговые структуры различных типов, имеющие общие черты строения на разных глубинных уровнях, на платформах и орогенах. Для глубинного уровня характерны магматические колонны, которые сопровождаются воронкообразными структурами. По мере падения давления по воцтаанию достигается тот критический уровень, где происходит расширение флюидно-магматической системы, и интрузивные тела приобретают лакколитовидную форму, создают над собой куполовидные поднятия и сопровождаются взрывными брекчиями, образующимися в результате взрывного отделения флюидной фазы.

Основной объект прогноза и изучения в рудных регионах – рудные поля. Многие из них приурочены к очаговым структурам среднего масштаба диаметром от 8 до 30 км. Сравнительное изучение положения рудных полей в таких структурах показало, что они занимают вполне определенные типовые позиции. Эти закономерности повторяются в двух гомологических рядах очаговых структур: в кальдерных депрессиях и купольных поднятиях. В тех и других рудные поля приурочены к тем сегментным, секториальным блокам и дочерним концентрическим структурам, которые вмещают ареалы магматических пород поздней фазы и взрывные аппараты. При общей направленности развития подобных структур в сторону сокращения площади очаговой зоны, остаточные магматические очаги обычно оказываются обособленными именно в этих сегментных, секториальных блоках или дочерних концентрических структурах. Над этими остаточными очагами и локализуются рудные поля. Им соответствуют зональные геохимические ореолы, обычно резко прерывающиеся у тектонических границ районов. Геологические границы локальных рудоносных площадей возможно оконтурить с помощью как геологических, так и геохимических признаков.

Рассмотренные примеры строения и закономерностей размещения локальных рудоносных площадей свидетельствуют о приуроченности их к локальным тектоно-магматическим структурам, наложенным на структурно-формационные зоны. В рамках этих структур осуществляется концентрация оруденения. Последние являются важными объектами изучения металлогении рудных районов. Позиция локальных рудоносных площадей контролируется кольцевыми и линейными дислокациями, имеющими "скрытый" характер. Особый комплекс методов необходим

и для реконструкции "скрытых" структурных форм, контролирующих положение локальных рудоносных площадей. Этим определяется специфика объектов исследования и отличия в методах между металлогениями рудных районов и региональной металлогений. Таким образом, металлогения рудных районов обладает признаками самостоятельного начного направления, которое призвано, в частности, выяснить факторы концентрации оруденения. Другие задачи металлогении рудных районов касаются определения позиции локальных рудоносных площадей, выяснения их геологических границ, оценки их перспектив, в том числе на глубину.

Большое значение при глубинном прогнозе в рудных районах имеет ярусность оруденения, которая зависит от изменчивости геологической среды.

Все эти особенности являются основой для реконструкции строения рудно-магматических систем в рудных районах, узлах и полях.

В настоящее время остается еще немало нерешенных проблем: конкретное содержание и этапы прогнозных исследований; типизация очаговых структур; выделение специфических особенностей структур, вмещающих оруденение; уточнение положения локальных рудоносных площадей. Важная теоретическая проблема — разработка типовых моделей строения рудных районов, узлов и полей.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баскина В.А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М., Наука, 1982.
2. *Белов Р.А., Кочнева Н.Т.* Строение и металлогенические особенности Зеравшано-Гиссарского сводового поднятия. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1985, № 12, с. 88—98.
3. *Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В.* Связь магматизма и оруденения на примере Нявленгинской депрессии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1980, с. 74—87 (вып. 25).
4. *Брянский Л.И., Домбровский В.Г.* Глубинная структура рудных районов юго-восточной части Ханкайского массива. — Докл. АН СССР, 1985, с. 280, № 4, с. 951—954.
5. *Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975.
6. *Ву Суан До.* Геолого-структурные условия локализации оловорудных месторождений Северного Вьетнама. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1986, № 5, с. 122—134.
7. *Генетические модели* эндогенных рудных формаций / В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский и др. Новосибирск, Наука, 1983.
8. *Глубинное строение* и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений / В.И. Казанский, И.Н. Томсон, Д.О. Онтоев и др. М., Наука, 1983.
9. *Глубинные условия* эндогенного рудообразования / В.И. Казанский, Ю.Г. Сафонов, В.Л. Русинов и др. М., Наука, 1986.
10. *Графит-ильменит-сульфидная минерализация* в рудных районах Востока СССР / И.Н. Томсон, О.П. Полякова, В.П. Полохов и др. — Геология рудных месторождений, 1984, № 6, с. 19—31.
11. *Звездов В.С., Мигачев И.Ф.* Строение и условия формирования невыходящего на поверхность медно-порфирового месторождения Кызата. — Геология рудных месторождений, № 1, 1986, с. 73—80.
12. *Казанский В.И.* Эволюция региональных и локальных рудоносных структур. — В кн.: Эндогенное рудообразование. М., Наука, 1985, с. 134—142.
13. *Кантор М.З.* К оценке скарново-магнетитовых месторождений по минералогическим критериям. — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., Недра, 1981, с. 127—139.
14. *Константинов М.М., Калинин А.И., Щитова В.И.* О механизме формирования рудоносных купольных структур. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 2, с. 60—67.
15. *Кравцов В.С., Томсон И.Н.* Секущие золотоносные и медно-порфировые пояса в Тихоокеанском регионе. — В кн.: Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М., Наука, 1983, с. 25—31.
16. *Кривцов А.И., Нарсеев В.А.* Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы. — Советская геология. 1983, № 1, с. 17—27.
17. *Кузубный В.С., Макаров В.А.* Условия образования медных месторождений Темирского рудного поля (Кузнецкий Алатау). — Геология рудных месторождений, 1985, № 3, с. 56—65.
18. *Лавров Н.П., Толкунов А.Е.* Рудовмещающие структуры месторождений палеовулканических областей. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 41—66.
19. *Лавров Н.П., Толкунов А.Е.* Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в эпигеосинклинальном орогенном структурном этапе. —



В кн.: Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1982, с. 205—213.

20. *Лишневецкий Э.Н.* Глубинное строение Комсомольского оловорудного района по геофизическим данным. — Геология рудных месторождений, 1980, № 6, с. 37—46.

21. *Магматическо-рудные системы* / Г.М. Власов, В.Н. Компаниченко, Ю.Ф. Малышев и др. М., Наука, 1986.

22. *Макеев Б.В.* Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований. — В кн.: Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР, М., 1984, с. 7—22.

23. *Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур* / И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева и др. М., Недра, 1984.

24. *Невский В.А., Фролов А.А.* Структуры рудных месторождений кольцевого типа. М., Недра, 1985.

25. *Новое в геологии Дальнегорского рудного района* / Ю.Н. Брилев, Р.В. Король, С.П. Гарбузов и др. Владивосток, изд. ДВГИ, 1984.

26. *Палеовулканические структуры колчеданосных полей Урала* / М.Б. Бородаевская, В.С. Требухин, Е.П. Ширай и др. — Геология рудных месторождений, 1984, № 4, с. 44—53.

27. *Попов П.Н., Владимиров В.Д., Бакырджиев С.Д.* Структурная модель полиформационного Челопечского меднорудного поля (НРБ). — Геология рудных месторождений, 1983, № 5, с. 3—16.

28. *Радкевич Е.А.* Металлогенические индикаторы особенностей развития Тихоокеанского подвижного пояса. — Тихоокеанская геология, 1984, № 6, с. 14—23.

29. *Россовский Л.Н.* Зональность полей редкометалльных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 38—51.

30. *Рудоносность и геологические формации структур земной коры* / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1981.

31. *Рундквист Д.В.* Зональность грейзенов. — В кн.: Новые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., Наука, 1982, с. 126—146.

32. *Рундквист Д.В.* Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла. — Геология рудных месторождений, 1980, № 6, с. 3—17.

33. *Рундквист Д.В., Бергер В.И., Марков К.А.* Принципы и методы специального-металлогенического анализа. — Советская геология, 1980, № 5, с. 8—19.

34. *Русинов В.Л., Омеляненко Б.И., Зотов А.В.* Новые аспекты проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., Наука, 1982.

35. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.

36. *Смирнов В.И.* Пути развития металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1981, с. 8—18.

37. *Стратиформные редкометалльные месторождения* / В.К. Денисенко, В.П. Лобаков, И.Г. Гапошин, М.Ф. Кутырева. Л., Недра, 1986.

38. *Тананазева Г.А., Кочнева Н.Т.* Строение и металлогения Адрасманской кальдеры (Западный Тянь-Шань). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1983, № 11, с. 86—95.

39. *Таусон Л.В.* Геохимия и металлогения латитовых серий. — Геология рудных месторождений, 1982, № 3, с. 3—14.

40. *Томсон И.Н., Полякова О.П.* Минералого-геохимические индикаторы крупных рудных месторождений. — Советская геология, 1985, № 3, с. 38—42.

41. *Туговик Г.И.* Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М., Наука, 1984.

42. *Фаворская М.А.* Прогноз при поисках эндогенных рудных месторождений. — Советская геология, 1981, № 10, с. 20—27.

43. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. М., Наука, 1985.
44. *Щеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1981.
45. *Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата, Наука, 1984.
46. *Яковлев Г.Ф.* Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1984.
47. *Complex analysis* of structure and origin of magmatic column in the East Rodop and their role in ore formation / V. Gergelchev, N. Markov, B. Mitrova etc. — *Geologica Balcanica*, 13, 1983, N 3, p. 35—54.
48. *Kutina J.* Regularities in the distribution of ore deposits along the "Mendocino latitude", western United States — *Bull. Global Tectonics and Metallogeny: Vol 1.* 1980, N 2, p. 134—185.
49. *Laznicka P.* Giant ore deposits. — A quantitative approach. *Bull. Global Tectonics and Metallogeny: Vol 2.* 1983, N 1 and 2, p. 41—64.
50. *Panajotov A., Iosifov D.* Linear and block structures of Rodop massive and Srednegoria and their geochemic specialization. — *Geologica Balcanica*, 1985, N 15, p. 11—28.

УКАЗАТЕЛЬ РУДНЫХ РАЙОНОВ, УЗЛОВ, ПОЛЕЙ  
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Адрасманский 47, 56, 88  
Алмалыкский 51, 202  
Арсеньевское 87, 169
- Баджалский 65, 89, 90  
Баймакский 66  
Балейский 84 — 86  
Банка 38  
Бельтаусский 96  
Биллитон 38  
Бингхэм 36, 186  
Браден 184  
Бу-Аззер 191  
Букука-Белухинский 85, 86  
Бьютт 188
- Верхнеуральский 66  
Воздол 106, 108  
Вознесенский 57  
Восточно-Родопский 67
- Газимуро-Заводский 86  
Гайский 109
- Дальнегорский 48, 49, 62, 67, 77, 79, 87, 95  
Дарасунское 123  
Доброво-Злетово 152  
Дубровское 87, 90
- Иультинское 165
- Кавалеровский 41, 49, 77, 78, 87, 90, 95, 165, 169
- Кадаинско-Покровский 85, 86  
Кадамжай 134  
Каридад 36  
Карлиево 106, 108  
Карлин 196  
Качарское 191  
Клаймакс 119, 121  
Комсомольский 50, 59, 61, 89, 95, 206  
Корнуолл 51, 60, 159, 185, 199  
Коршуновское 126, 191  
Краснореченский 77, 78  
Криплл Крик 36, 116, 118  
Куэста 119  
Кызыта 203
- Лашкерекский 47  
Левицкое 87, 90  
Пост-Ривер 187  
Пя-Колорадо 184
- Майданпек 27, 36  
Малоботуобинское 64  
Маунт-Айза 36, 186  
Маунт-Плезант 185, 186, 199  
Маунт-Эммонс 119  
Минас-Жераис 186  
Митерсилл 195  
Моренси 36  
Морококкала 36  
Мурунтаусский 143, 171  
Мячанский 43, 44
- Нгансон 122  
Нерчинско-Заводский 85  
Новогорское 87, 90  
Норильский 134  
Нявленгинский 46, 62, 88, 94
- Октябрьское 78  
Омсукчанское 43
- Панагюрский 106  
Перевальное 90  
Пиасак 121, 122  
Подольское 109, 110  
Пыркакайское 51
- Редуэлл Бейсин 120, 125  
Речк 152
- Садбери 186  
Садон 173  
Сан-Хуан 185  
Сарбайское 191  
Сент Оустелл 51  
Серро-де-Паско 186  
Серро-Колорадо 36  
Сибайское 66, 109  
Силинское 87, 90, 169  
Сильвертон 116  
Соколовское 191  
Сонзьюнг 133  
Сулливан 185, 187, 199  
Сьеррита 188



Тагобикуль-Кумархское 142  
Тасказган 144  
Темирское 118, 119  
Темногорское 87, 169  
Титосе 189  
Уайт Пейн 36  
Уланское 91  
Учалинское 176  
Хендерсон 119  
Хингано-Олонойский 43, 90  
Хомстейк 185, 199  
Хрустальненское 90, 169

Центрально-Родопский 67  
Челопечский 106, 107, 108  
Чиквикамата 36  
Шахтаминский 49, 85, 86  
Щербаковское 165, 167  
Эрдагоусское 87  
Эль-Теньенте 36  
Этыкинский 85, 86  
Юред 119

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Рудоконтролирующие структуры нетрадиционных типов . . . . .</b>	<b>12</b>
1. Сквозные линейменты и концентрические структуры . . . . .	12
2. Наложённые металлогенические пояса и зоны . . . . .	20
3. Магматогенные грабенообразные впадины . . . . .	25
<b>Глава II. Таксономические ранги рудоносных объектов . . . . .</b>	<b>28</b>
1. Региональные металлогенические объекты . . . . .	28
2. Локальные металлогенические объекты. . . . .	31
3. Масштабы рудных объектов. . . . .	35
<b>Глава III. Геологическая природа рудных районов. . . . .</b>	<b>38</b>
1. Границы магматических арвалов . . . . .	39
2. Особенности палеотектонического режима . . . . .	42
3. Типы арвалов магматизма в рудных районах орогенных областей. . . . .	46
4. Тектоно-магматические типы рудных районов. . . . .	55
5. Морфоструктурные особенности . . . . .	56
6. Глубинное строение . . . . .	57
7. Геофизические поля . . . . .	65
8. Геохимические поля. . . . .	67
9. Об определении понятия "рудный район". . . . .	69
<b>Глава IV. Региональная структурная позиция рудных районов . . . . .</b>	<b>71</b>
1. Структурные условия концентрации оруденения . . . . .	71
2. Сводовые поднятия орогенных и активизированных областей. . . . .	75
3. Эвгеосинклинальные области . . . . .	82
<b>Глава V. Строение рудных районов . . . . .</b>	<b>84</b>
1. Зональность оруденения . . . . .	84
2. Секущие линейменты . . . . .	89
3. Узлы пересечения секущих линейментов и разломов . . . . .	91
4. Внутренние дислокации тектоно-магматических структур . . . . .	94
5. Рудные узлы. . . . .	95
6. Очаговые структуры. . . . .	96
7. Рудоносные очаговые структуры в областях различного тектонического типа. . . . .	106
8. Рудные поля, не связанные с очаговыми структурами . . . . .	130
<b>Глава VI. Периодичность процессов рудообразования. . . . .</b>	<b>135</b>
1. Общие положения . . . . .	135
2. Предрудные метасоматиты восстановленного характера . . . . .	138
3. Циклы эндогенной минерализации . . . . .	146
4. Соотношения между рудными формациями . . . . .	151
5. Источники рудного вещества . . . . .	155
<b>Глава VII. Строение локальных рудоносных объектов . . . . .</b>	<b>158</b>
1. Зональность рудно-метасоматических колонн . . . . .	159
2. Вертикальный диапазон эндогенного оруденения . . . . .	162
3. Глубинные ярусы оруденения. . . . .	164
4. Структурно-морфологическая изменчивость систем рудных тел. . . . .	175
5. Рудно-метасоматические системы. . . . .	179

<b>Глава VIII. Условия образования и характерные признаки крупных рудных объектов . . . . .</b>	<b>182</b>
1. Структурные и формационные особенности . . . . .	183
2. Минералого-геохимические признаки . . . . .	188
<b>Глава IX. Задачи целевого прогноза оруденения . . . . .</b>	<b>192</b>
1. Новые типы оруденения . . . . .	194
2. Масштабы оруденения. . . . .	198
3. Глубинные ярусы оруденения. . . . .	199
4. Месторождения, не выходящие на поверхность . . . . .	202
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>206</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>209</b>
<b>Указатель рудных районов, узлов, полей и месторождений . . . . .</b>	<b>212</b>



НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Томсон Ильмар Николаевич

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ**

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский*  
Редактор издательства *Ю.А. Рожнов*  
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*  
Технический редактор *Н.С. Анашкина*  
Корректор *К.И. Савенкова*  
Оператор *Е.Р. Левочкина*  
ИБ № 7059

---

Подписано в печать 09.02.88. Т — 07939. Формат 60 × 84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,55. Усл.кр.-отт. 12,78. Уч.-изд.л. 15,10. Тираж 1780 экз. Заказ 1660 /1240—2. Цена 3 руб.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",  
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Госкомиздата СССР,  
109033, Москва, Волочаевская ул., 40.

3 руб.

4980

У-СК-2

Итого.

НЕДРА