

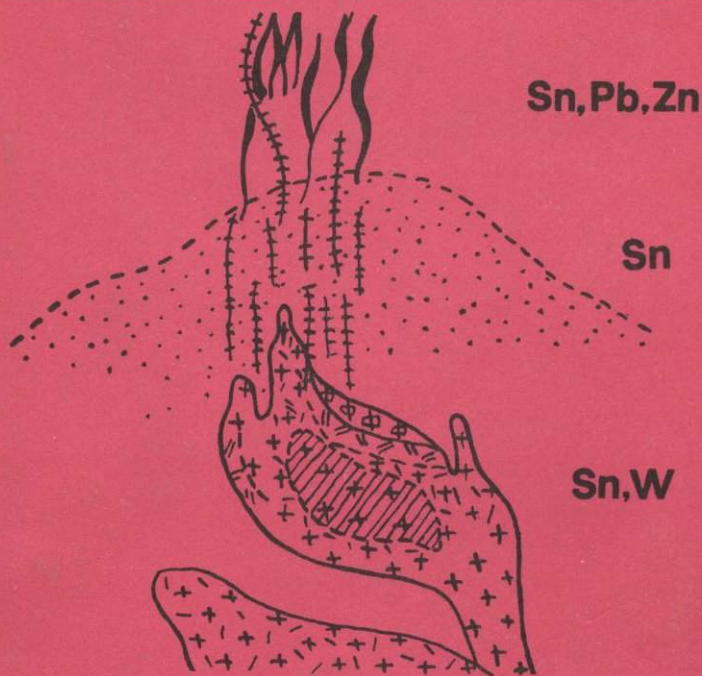
Литература



по геологии

«Наука»

Этапы образования рудных формаций





АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Этапы образования рудных формаций

Ответственные редакторы

доктора геолого-минералогических наук
Д.И. ГОРЖЕВСКИЙ, И.Н. ТОМСОН



МОСКВА
"НАУКА"
1989



5/50

Авторы:

И.Н. ТОМСОН, Г.А. ТАНАНАЕВА, О.П. ПОЛЯКОВА, В.П. ПОЛОХОВ,
А.А. СИДОРОВ, М.М. КОНСТАНТИНОВ, Х.Р. РАХМАТУЛЛАЕВ, Г.Н. КОМАРОВА,
Н.А. НОСЕНКО, Ю.К. ПУСТОВ, Л.А. КЛИМАЧЕВ, Н.Т. МИТЮШКИН,
С.В. СИРОТИНСКАЯ, Н.В. ГОРЕЛИКОВА, С.А. ЦЕКА, В.В. НАУМОВА

УДК 553.25/29

Этапы образования рудных формаций / И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева,
О.П. Полякова и др. М.: Наука, 1989. — 224 с. — ISBN 5-02-003230-1

В книге рассмотрены закономерные сочетания рудных формаций, приуроченные к определенным рудоносным площадям, а также проявления ярусности и зональности разновозрастного оруденения. Выделены два типа вертикальных рядов или колонок, рудных формаций, а также группа формаций рудоносных углеродистых метасоматитов (золотоносная, вольфрамносная и др.), являющихся производными восстановленных мантийных флюидов. Приведена их характеристика, рассмотрены взаимоотношения с магматизмом и гидротермальными процессами и их роль в концентрации металлов. Книга предназначена для геологов, изучающих рудные месторождения. Табл. 20. Ил. 37. Библиогр. 102 назв.

Рецензенты: Д.О. Онгоев, Б.В. Макеев

Редактор В.И. Бондаренко

The regularity of correlations of various ore formations situated in the same ore-bearing areas is considered in the book. Also the evidences of zoning and location at different levels of different aged types of mineralisation are studied. Two types of vertical lines (or columns) of ore formations are picked out. A number of ore-bearing formations of carboniferous metasomatites (auriferous, tungsten-bearing etc.) originated from reductive mantle fluids is characterized. Its relations with magmatic and hydrothermal processes and the role in metal concentration are described. The book is intended for geologists who study the ore deposits. Tab. 20. Ill. 37. Bibliogr.: 102 ref.

Научное издание

Томсон Ильмар Николаевич. Тананаева Галина Алексеевна
Полякова Ольга Павловна и др.

ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Художественный редактор В.В. Алексеев
Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39907

Подписано к печати 30.06.89. Т — 10334. Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл. печл. 14,0 + 0,6 вкл. Усл. кр.-отт. 14,9
Уч.-издл. 18, 0. Тираж 650 экз. Тип. зак. 1661. Цена 3 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Э 1804020000-322 382-89, кн. 2
055 (02) -89

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-003230-1

ВВЕДЕНИЕ

Представления о рудных формациях широко используются в настоящее время при металлогеническом анализе в качестве основы для прогноза и поисков новых типов месторождений, для типизации взаимосвязи геологических условий и соответствующих им типов руд. Круг возможностей рудно-формационного анализа неизменно расширяется, и задача настоящей работы — отразить новые аспекты этого направления исследований. Следует отметить, что само это направление является частью формационного анализа в геологии.

За рубежом термин "рудная формация" использовался еще штейгерами, которые понимали под формацией группу рудных жил со сходными рудными минералами. Практическое применение в нашей стране этот термин получил в работах С.С. Смирнова при классификации эндогенных рудных месторождений олова. В.Г. Бетехтин применял в своих работах термин "семейство руд", по своему содержанию близкий к современному понятию "рудная формация".

Рудно-формационный анализ опирается на прочные традиции исследований, заложенные в Советском Союзе и не имеющие аналогов за рубежом. Фундаментальный вклад советской школы геологов-рудников в учение о рудных формациях начинается с определения понятия о рудных формациях. Наибольшее признание получило определение Р.М. Константинова, разделяемое в настоящее время большинством геологов. Это группы рудных месторождений со сходными устойчивыми минеральными ассоциациями, возникшими в определенной последовательности в близких геологических условиях [26, 31, 89 и др.]. А.Д. Щеглов уточнил, что под геологической обстановкой следует понимать прежде всего сходство тектономагматических условий проявления оруденения, которые определяются единством тектонического режима, существовавшего при образовании месторождений. При этом важно учитывать фациальный тип магматических пород, с которыми ассоциирует рудная формация. Они могут также выступать в качестве динамического фактора при формировании рудо-вмещающих очаговых структур.

Особое значение в формационном анализе имеют метасоматиты. Они могут играть роль объединяющего фактора, сопровождая группы родственных рудных формаций.

Как справедливо отмечает А.Д. Щеглов, сами рудные формации могут служить хорошим индикатором тектонических режимов, существовавших

в момент рудообразования [89, 92]. А.Д. Щеглов категорически отвергает возможность конвергенции рудных формаций, справедливо отмечая, что проявление идентичных формаций в различных структурно-формационных зонах земной коры возможно только для формаций мантийных месторождений. Последние могут накладываться на различные типы формационных зон. В настоящей работе большое внимание уделено группе мантийных формаций, объединяемых тесной связью с углеродистым метасоматозом, а также рассмотрены в качестве важной проблемы соотношения мантийной минерализации с послегранитной гидротермальной.

Рудно-формационный анализ получает все более широкое распространение в настоящее время. При этом важно отметить несколько самостоятельных направлений в его развитии. В рамках теории рудообразования коллективом новосибирской школы осуществляется переход к модельным построениям [31]. На этой основе создается систематика месторождений.

В.А. Кузнецов и соавт., А.Д. Щеглов и другие исследователи подчеркивают прикладное значение понятия "рудная формация". Как отмечает А.Д. Щеглов, в понятие "рудная формация" должна вкладываться информация о промышленной характеристике месторождений [89].

В области металлогенического анализа углубляются представления о взаимоотношениях рудных и геологических формаций. При этом выделены рудоносные и рудообразующие геологические формации. В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский и др. широко использовали рудно-формационный анализ для металлогенических построений на территориях Монголии и Алтай-Саянского региона.

На основе рудных формаций был создан ряд классификаций месторождений: ртути — В.А. Кузнецовым, свинца и цинка — Д.И. Горжевским и др. В.А. Кузнецовым разработана также систематика рядов рудных формаций, связанных с различными типами магматических пород. Опыту создания классификаций рудных формаций для целей металлогенического анализа должен предшествовать анализ различных типов взаимоотношений между формациями. А.Д. Щеглов обратил внимание на важность изучения рудных месторождений при металлогеническом анализе [89, 90]. Один из аспектов этой задачи — выявление отличительных признаков формационной принадлежности месторождений.

Особый интерес при металлогеническом анализе представляет изучение различных взаимоотношений между рудными формациями. Как отмечал ранее П.А. Строна, эти связи могут проявляться в различной форме [65]. В одних случаях одна и та же формация является источником другой, в других — формации закономерно сменяют друг друга во времени. Эта область рудно-формационного анализа наименее изучена и в предлагаемой работе сделана попытка восполнить этот пробел.

Ранее проблема взаимоотношений между рудными формациями рассматривалась Р.М. Константиновым, И.Н. Томсоном, О.П. Поляковой и др. [67]. Ими были выдвинуты представления о рядах рудных формаций и выделены два типа таких рядов. Один из них — латеральный, или горизонтальный, объединяет месторождения родственных рудных формаций, расположенных в соответствии с направленным изменением минерального состава устойчивой минеральной ассоциации, определяющей формационную принадлежность месторождения. Второй тип — вертикальный,

объединяет родственные рудные формации, переход между которыми осуществляется путем постепенного изменения количественной роли той или иной минеральной ассоциации, образовавшейся в одну стадию минерализации. Параллельно изменению в минеральном составе обычно происходят и изменения в геологических особенностях формирования месторождений, что позволило Р.М. Константинову использовать представления о рядах и как метод анализа влияние геологических условий на минеральный состав.

Эти представления могут быть использованы при региональных металлогенических исследованиях: различные типы рядов рудных формаций могут определять характер металлогенической специализации рудоносных площадей. Построение рядов рудных формаций создает также возможность для прогноза новых, не известных в регионе типов оруденения.

В.А. Кузнецов, Р.М. Константинов и другие исследователи широко использовали также понятие о рудных комплексах, рудных сериях, рудных семействах. Рудный комплекс, согласно В.А. Кузнецову [31], — это группа месторождений определенных рудных формаций, ассоциирующих в пространстве и времени с определенными магматическими комплексами. В.А. Кузнецов выделяет также генетические серии рудных формаций — группы рудных формаций, связанные с особыми типами магматических пород, такими, как ультраосновные, мантийные, базальтоидные подкоровые, существенно полигенные. В зависимости от состава магматических комплексов им выделены четыре серии рудных формаций, а также одна серия, связанная с внемагматическим источником.

Существует и более узкое понятие рудной серии, применяемое многими геологами, как группы, последовательно и закономерно сменяющие друг друга во времени месторождений различных рудных формаций, связанных с определенным магматическим телом в конкретном регионе. Месторождения различных рудных формаций, входящие в рудную серию, обычно располагаются зонально по отношению к магматическому телу. В некоторых случаях рудная серия оказывается близкой к вертикальному ряду рудных формаций.

Разные типы группировок рудных формаций в значительной мере могут определять металлогеническую специализацию рудоносных территорий различного ранга и могут быть использованы при прогнозировании оруденения.

Рассмотренные принципы рудно-формационного анализа, обоснованные В.А. Кузнецовым, Р.М. Константиновым, И.Н. Томсоном, А.Д. Щегловым, Д.И. Горжевским и др., получили дальнейшее развитие в предлагаемой работе. При этом наряду с углубленным изучением латеральных рядов рудных формаций значительное внимание в работе уделялось такой актуальной теме, как возможности глубинного прогноза. С этой целью было проведено изучение закономерностей обособления различных рудных формаций на разных глубинных уровнях, определяющих разноглубинные ярусы оруденения.

Группы закономерно и направленно изменяющихся во времени рудных формаций каких-либо металлов и их ассоциаций (комплексов) образуют в таких случаях вертикальные эволюционные ряды, или колонки. Как показали наши исследования, характер взаимосвязей между рудными формациями в таких вертикальных колонках может быть различен. В одних случаях эта связь проявляется в присутствии на глубине большеобъем-

ных тел сложной, обычно штокверковой минерализации ("базовые формации"), сопровождающихся на более высоких гипсометрических уровнях и флангах жильным оруденением более простого состава, которое можно рассматривать как дифференциаты базовой формации. Эти более простые месторождения можно рассматривать как индикаторы базовой формации на глубине. В других случаях в вертикальной колонке происходит как изменение формационной принадлежности месторождений какого-либо металла, так и их ассоциаций с месторождениями и проявлениями других металлов, рудных формаций и минеральных типов (рудные комплексы и серии).

Особое внимание в работе уделено новому типу мантийных месторождений, изучение которых начато лишь в последнее время. Это углеродистые метасоматиты, несущие различную рудную минерализацию (золота, вольфрама, олова и др.). Нами они выделены в группу формаций рудоносных углеродистых метасоматитов. В работе охарактеризованы особенности минерального состава некоторых из них, на конкретных примерах показаны возрастные и пространственные соотношения их с гидротермальным оруденением различных типов, подчеркивается важная роль рудоносных метасоматитов при концентрации металлов в гидротермальных месторождениях путем перетложения гидротермальными флюидами. Выдвинуто предположение о возможной связи с металлоносными углеродистыми метасоматитами новых типов месторождений.

Специальный раздел работы посвящен методам выявления типов и масштабов оруденения с применением методов математической логики и математической статистики.

Глава 1

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ФОРМАЦИЙ УГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ С ПОСЛЕГРАНИТНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

В последнее время благодаря работам П.Ф. Иванкина и др. (1978, 1984 гг.) и И.Н. Томсона и др. [73] все большее внимание исследователей привлекают своеобразные углеродистые метасоматиты, наиболее детально изученные на примере Кызылкумов и Южного Приморья.

Осадочные породы, подвергшиеся углеродистому метасоматозу, помимо тонко рассеянных минералов углерода, содержат также заметные количества рассеянных минералов титана (ильменита, рутила, сфена), пирротина, пирита, скуттерудита, акцессорные самородные сидерофильные и халькофильные элементы, карбиды металлов, нередко также карбонаты магния, кальция и железа. Местами породы обогащены танталом, ниобием, редкими землями, ванадием, фосфором, вольфрамом, рением, медью, золотом. Породы характеризуются невысокими степенями метаморфизма — хлорит-гидрослюдистой, филлитовой.

В настоящее время накоплено достаточно данных, свидетельствующих об эндогенном происхождении рассматриваемых метасоматитов. В их числе — увеличение степени графитизации (так же как и количества минералов титана) с увеличением степени катаклаза пород, изотопные данные. Эндогенные проявления графита связаны с высокотемпературными процессами (скарнами, основными магматическими породами, пегматитами). В большинстве случаев они ассоциируют с основными породами.

Изложенные выше основные особенности углеродистых метасоматитов позволили П.Ф. Иванкину и Н.И. Назаровой [21] выделить особый тип восстановительного метасоматоза, обусловленного сухими восстановленными флюидами с их водород-углеводородной специализацией при значительном дефиците в них воды и углекислоты.

Проблема углеродистых метасоматитов новая и вызывает большой научный и практический интерес. Авторы, учитывая широкую распространенность этих образований и возможное выявление в них новых типов оруденения, выделяют их в качестве группы рудных формаций рудоносных углеродистых метасоматитов. На современном уровне их изученности наиболее отчетливо можно выделить золотоносные углеродистые метасоматиты, в которых обилен рутил, и олово-вольфрамоносные с иль-

менитом. Возможно также в дальнейшем выделение и других рудных формаций углеродистых метасоматитов.

В предлагаемой главе на примере некоторых конкретных районов приведена характеристика минерального состава углеродистых метасоматитов и их возрастных и пространственных взаимоотношений с гидротермальной минерализацией.

ГРАФИТ-ИЛЬМЕНитОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИМОРЬЯ

И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С НИМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

При изучении рудных районов Приморья в последние годы был получен новый материал, позволяющий выдвинуть представление об участии в процессах минералообразования не только гидротермальных растворов, но и мантийных восстановленных газообразных флюидов [73].

В Приморье были впервые обнаружены восстановленные графит-ильменитовые метасоматиты, состоящие из различных минеральных форм углерода, минералов титана, резко подчиненных сульфидов, карбонатов, слюдки и кварца, а также реликтов, замещавшихся терригенных пород, чаще всего алевритов или же алевропесчаников. В качестве аксессуариев эти минерализованные породы содержат самородные металлы и их смеси.

В комплекс самородных металлов графит-ильменитовых метасоматитов входят цинк и алюминий — индикаторы сухой восстановительной среды минералообразования. По данным термодинамических расчетов И.Д. Рябчикова, цинк устойчив при T 420°C и P_{O_2} 10^{-34} бар [57]. Близкими параметрами T и P_{O_2} характеризуется область устойчивой кристаллизации и самородного алюминия. В графит-ильменитовых метасоматитах нами были обнаружены 100-процентный беспримесный алюминий, цинко-содержащий алюминий и цинк.

О минералообразовании в газовой среде свидетельствует также широкое развитие в метасоматитах шаровидных форм выделений различных металлов и обилие в самородных металлах и некоторых других минералах округлых свободных полостей. Образование последних, вероятно, происходило в результате захвата газов конденсирующимися из них металлами.

Впервые углеродистые метасоматиты были обнаружены в Кавалеровском оловорудном районе, затем в олово-полиметаллическом Щербаковском рудном районе, в боросиликатно-полиметаллическом Дальнегорском районе.

Таким образом, к настоящему времени графит-ильменитовые метасоматиты обнаружены в рудных районах с разнообразной гидротермальной и скарновой минерализацией и всюду занимают сходную структурную позицию. Тяготая к региональным зонам смятия и будинажа, они, таким образом, возникают в условиях интенсивного сжатия. В противовес этому гидротермальные рудные тела обычно выполняют трещины приоткрывания, секущие ранние углеродистые метасоматиты. Важно также упомянуть, что углеродистые метасоматиты часто оказываются совмещены с гидротермальной минерализацией. Такая же тесная связь подобных углеродистых метасоматитов с зонами глубинных разломов и локализация их либо в

самых глубинных разломах, либо в структурах, оперяющих эти разломы, подчеркивалась ранее П.Ф. Иванкиным для районов Средней Азии и Сибири [21].

В ряде оловорудных и других районов Приморья графит-ильменитовая минерализация была обнаружена также в зонах развития взрывчатых брекчий, чаще в виде цемента брекчий и иногда одновременно и в виде обломков, и в виде цемента. Возможно, в последнем случае формирование брекчий было более сложным и длительным, чем в первом варианте, где углеродистая ассоциация развита только в цементе взрывчатых тел.

Графит-ильменитовые метасоматиты представляют собой тонкозернистые, плотные, темные породы, на первый взгляд почти ничем не отличающиеся от некоторых разновидностей терригенных пород, по которым они развивались и реликты которых обычно содержат. По этой причине они, по-видимому, и оставались долгое время нераспознанными. Лишь при внимательном исследовании углеродистые метасоматиты можно отличить от осадочно-метаморфических пород, нередко также окрашенных в темный цвет, иногда за счет свободного твердого углерода, но уже не эндогенного глубинного генезиса, а биогенного (обуглившиеся древесные остатки и другие в различной степени метаморфизованные биогенные вещества).

Содержание свободного углерода в рассматриваемых метасоматитах колеблется в широких пределах. Это обуславливается и степенью замещения терригенных пород в процессе метасоматоза и соотношением в метасоматитах основных минералов — различных форм самородного углерода и минералов титана.

По данным химического анализа¹ содержания углерода колеблются в метасоматитах от десятых долей процента до 7—8% и иногда до десятков процентов. Максимальные содержания свободного углерода в исследованных образцах этих пород составляют 40—45%.

Колебаниями содержаний минералов титана и минералов углерода обуславливается появление фаций метасоматитов существенно углеродистых и существенно ильменитовых. В первом случае графит, шунгит и другие минеральные формы проявления самородного углерода составляют до 50% и более объема породы. В разностях метасоматитов, обогащенных ильменитом, содержание углерода обычно не превышает 10—15% объема породы. Такие фациальные разности отличаются значительно повышенным удельным весом по сравнению с разностями, резко обогащенными углеродом.

Выше упоминались лишь общие особенности минерального состава графит-ильменитовых метасоматитов. Рассмотрим минеральный состав этих пород подробнее.

Преобладающими в метасоматитах являются минералы углерода — графит и слабокристаллизованное углеродистое вещество, а также минералы титана — ильменит и рутил. В значительно меньшей степени распространен брукит в форме включений в массе шунгитоподобного слабокристаллизованного углеродистого вещества. В качестве второстепенных минералов в графит-ильменитовых метасоматитах присутствуют сульфиды — пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, нередко преобладающий над

¹ Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик М.В. Черкасова.

остальными сульфидами, а также карбонаты (кальцит, сидерит и др.) и слюдка. Иногда в метасоматитах достаточно широко развиты тонкие прожилки позднего кварца. Редкими минералами метасоматитов являются скуттерудит $(Ca, Ni)As_3$, а также вюстит и когенит (?). К аксессуарным относятся самородные металлы, представленные оловом, свинцом, цинком, алюминием, железом и медью, и их смеси, среди которых наиболее распространены смеси олова со свинцом.

Охарактеризуем отдельные минералы метасоматитов.

Графит образует тонкопластинчатые выделения с размером индивидов в сотые и тысячные доли миллиметра. Отдельные лейсты графита слегка деформированы. В графите наблюдаются включения самородных металлов, сульфидов, кальцита, когенита (?) и брукита. Иногда в виде включений по спайности графита наблюдаются тонкие пластиночки слюд. Наряду с рассеянными в породе чешуйками графита, местами отмечаются прожилковидные выделения этого минерала и мелкие гнездообразные скопления, в которых он чаще ассоциирован с кальцитом и сульфидами.

В том случае, когда в метасоматитах сохранены реликты замещавшихся терригенных пород, графит и слабокристаллизованное углеродистое вещество в виде тончайшей сыпи насыщают зерна кварца и других минералов этих пород. При этом иногда заметно гущение выделений в краевой части зерен и вдоль мельчайших микродислокаций.

Слабокристаллизованное углеродистое вещество, как и графит, наблюдается в виде многочисленных разрозненных образований в замещенной метасоматитом терригенной породе и в виде мелких прожилковидных и гнездообразных скоплений. Часто выделения углеродистого слабокристаллизованного вещества содержат включения пирротина, когенита (?), брукита, точечные выделения самородных металлов меди, железа и др. В некоторых случаях выделения пирротина, минералов титана, зерна самородных металлов окружены венчиками из выделений слабокристаллизованного углеродистого вещества.

В гнездах, прожилковидных и других обособлениях углеродистое вещество представляет собой черные блестящие выделения, легкие, хрупкие, с ярко выраженными раковистыми формами изломов.

При рентгеноструктурном (В.П. Иванов) и электронно-микроскопическом (А.И. Горшков, А.В. Мохов) изучении вещества была установлена очень низкая степень его окристаллизованности и присутствие в массе углеродистого аморфного вещества чешуек графита. Исследуемое вещество содержит около 91% $(91,07 \pm 1\%)^1$ углерода, не растворяется в хлорформе и сгорает без пламени и жидких продуктов.

Термические пики на кривых дифференциального термического анализа углеродистого вещества метасоматитов появляются лишь при $500^\circ C^2$. Образец исследовался в условиях свободного доступа воздуха на дериватографе марки ОД-102 при скорости нагрева 10° в минуту и прокаливался до температуры $1040^\circ C$.

Спектральным анализом в углеродистом веществе, слагающем про-

¹ Анализ выполнен в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик А.М. Руднева.

² Анализы выполнены в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством Г.О. Пилояна.

жилковидные сплошные выделения в графитизированном алевролите, обнаружены все элементы, встречающиеся в метасоматитах в самородном виде, а также хром, марганец, титан.

Таким образом, углеродистое вещество метасоматитов характеризуется низкой степенью раскристаллизованности, обладает достаточно высокой термической стойкостью, в качестве элементов-примесей содержит те же металлы, которые присущи тяготеющим к полям метасоматитов оловорудным месторождениям Приморья и находятся в самих метасоматитах в самородном виде.

Ильменит и рутил образуют в породе более или менее равномерно распространенные включения. Встречаются совместно и раздельно.

На Арсеньевском месторождении Кавалеровского района были встречены графит-ильменитовые метасоматиты с очень высоким содержанием ильменита. При высоком содержании этого минерала, как уже отмечалось выше, порода обладает сильным блеском, черным цветом и по весу значительно тяжелее, чем метасоматиты с преимущественным развитием углеродистых минералов, графита и др. При наложении на графит-ильменитовые метасоматиты более поздних гидротермальных процессов метасоматиты несколько осветляются, главным образом, по-видимому, благодаря интенсивной сфенизации ильменита.

Состав ильменита исследовался на лазерном микроанализаторе LMA-1. Сделано более 10 анализов, показавших наличие в ильмените в качестве элементов-примесей ванадия, хрома, марганца, олова, ниобия. При этом олово содержалось в больших количествах, чем все остальные элементы. Еще выше содержание олова в рутиле. Эти данные имеют важное значение, так как открывают новые возможности выяснения источника олова в Приморье. Действительно, ранний процесс графитизации сопровождается привнесом олова, которое локализуется в минералах титана. В результате внедрения интрузивов и последующей переработки гидротермальными процессами могли происходить концентрация олова и его переотложение в гидротермальных рудных телах.

На одном из рудных участков Арсеньевского месторождения, где на графит-ильменитовые метасоматиты накладываются более поздние гидротермальные оловянные руды, отмечается широкое развитие минералов титана. Местами здесь встречаются также ранние по отношению к сульфидным ассоциациям кварц-ильменитовые прожилки. Ильменит в этих прожилках по сравнению с ильменитом метасоматитов заметно обогащен марганцем, что нашло отражение в более темной, с легким буроватым оттенком окраске минерала. При наложении сульфидных ассоциаций ильменит прожилков и метасоматитов замещается сфеном. Вообще руды Арсеньевского оловорудного месторождения отличаются обогащенностью сфеном, наличием в сульфидах деформированных и интенсивно сфенизированных пластинчатых кристаллов ильменита.

В гидротермальных рудах некоторых месторождений олова в Приморье иногда широко распространен другой минерал титана — брукит, который наиболее характерен для поздних гипогенных ассоциаций этих руд, в частности Высокогорского месторождения.

Брукит в высоких концентрациях отмечен также в рудных зонах боросиликатного скарнового Дальнегорского месторождения, где он

входит в состав углерод-титанистой минерализации, цементирующей обломки боросиликатных руд. В графит-углеродистых метасоматитах брукит обнаружен лишь в виде мельчайших включений в слабоокристаллизованном углеродистом веществе.

Сульфиды — пирит, пирротин, халькопирит и арсенопирит — развиты в углеродистых метасоматитах преимущественно в виде мелкозернистых обильных вкрапленников. Реже они наблюдаются в виде небольших гнездообразных и прожилковидных скоплений.

Из сульфидов наиболее распространен пирротин, который местами тесно сростается с углеродом. Графит наблюдается и в самом пирротине, и в виде окаймляющих пирротин венчиков.

В одном из оловорудных районов Приморья подобная тесная ассоциация пирротина с графитом обнаружена в ксенолитах розовато-дымчатого кварца, заключенных в дайки основных пород. Кварц интенсивно динамометаморфизован, обломки его достигают 8—10 см в сечении.

В розовато-дымчатом метаморфизованном кварце развиты включения пирротина и графита, а также единичные мельчайшие включения самородных металлов, как и пирротин, тяготеющие к графиту. Все включения независимо от их состава имеют преимущественно округлую форму — каплевидную, шаровидную, гантелевидную и др. Очень часто такие округлые образования располагаются в кварце в виде сложных ветвящихся цепочек, локализуясь вдоль систем сложносопряженных трещин. Графит развит совместно с пирротинном, слагая различные по форме и размерам биминеральные выделения. Иногда в кварце различаются мелкие округлые полости, на стенках которых располагаются мельчайшие друзы графита и тонкокристаллической белой слюдки (?) и едва различимые при разрешающих способностях рудных микроскопов мельчайшие выделения сульфидов или самородных металлов. Округлые и гантелевидные полости нередко соединены между собой перемычками в виде тончайших нитей или трубочек.

Другая минеральная ассоциация, обнаруженная в ксенолитах, представлена шаровидными сростаниями магнетита и ульвешпинели, образованных в результате распада титаномагнетита. В шаровидном сростании наблюдаются округлые полости. Некоторые из них содержат графит. В одном из срезов в шаровидном сростании магнетита и ульвешпинели обнаружено также каплевидное включение самородного железа. Состав этого железа исследован рентгеноспектральным методом на микрозонде MS-46 фирмы "Камека" И.П. Лапутиной. Оказалось, что в качестве примесей оно содержит 0,31% Co, 0,09% Cr и 0,06% Ti. Подавляющая масса свободных от включений полостей, по-видимому, заполнена газами.

Наличие охарактеризованных образований на глубинных уровнях площадей развития графит-ильменитовых метасоматитов говорит о значительном вертикальном размахе углеродисто-титанистой минерализации в оловорудных районах Приморья.

Особенности состава и проявления графит-сульфидной и другой минерализации в ксенолитах глубинного кварца свидетельствуют также о газообразном состоянии минералообразующего флюида и о постепенном снижении температуры поднимающегося флюидного потока. Только в условиях медленного снижения температуры могло произойти формиро-

вание и самих графит-ильменитовых метасоматитов, доступных к исследованию урвней. Только при этих условиях, как установлено А.П. Руденко и соавт. (1977 г.), при прохождении газового флюида через катализаторы, которыми в нашем случае, по-видимому, служили терригенные алюмосиликатные породы, мог выпасть твердый углерод. При резком падении температуры возникает водно-углекислый флюид.

Возвращаясь к характеристике минерального состава метасоматитов, отметим, что карбонаты и кварц в ассоциации с самородными металлами не встречены. Вообще содержание их обычно в метасоматитах в виде вкрапленников незначительное. Эти минералы в большинстве своем наблюдаются в виде прожилковидных выделений, т.е., возможно, образование их происходило в основном позднее углерода и ассоциированных с ним сульфидов, минералов титана, самородных металлов.

Скуттерудит (Co, Ni) As₃ встречается редко. Обнаружен он в виде хорошо образованных кристаллов размером до 2 мм в сечении и до 3—4 мм по длинной оси. Рентгеноспектральным анализом установлено, что постоянной примесью этого минерала в метасоматитах восстановленного типа является железо, содержание которого во всех проанализированных выделениях скуттерудита составляет 2,5%. Кроме железа, в низких концентрациях (0,2%) обнаружены сурьма и селен.

Когенит (?) обнаружен в виде мельчайших трудно диагностируемых включений в слабокристаллизованном углеродистом веществе. Определен минерал на основании результатов минераграфических исследований.

Вюстит встречается в виде единичных пластинок, шаровидных выделений и пустотелых сферических образований, по-видимому, заполненных газом. Диагностика минерала подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. В пластинчатых выделениях вюстита зафиксированы округлые выделения самородного железа.

Самородные металлы и их смеси. Как уже отмечалось, из самородных металлов в графит-ильменитовых метасоматитах обнаружены алюминий, цинк, свинец, олово, медь, железо. Самородные металлы представлены шаровидными и пластинчатыми выделениями. Максимальные сечения шаровидных выделений редко превышают 0,8—1,0 мм. Размер пластинок чаще 1—2 мм, реже 3—4 мм и чуть больше. Наиболее распространенным самородным металлом является железо.

Наряду с самородными металлами в метасоматитах обнаружены смеси металлов, обычно смеси олова со свинцом.

Самородное железо обнаружено почти во всех исследованных протоколках графит-ильменитовых метасоматитов. Чаще оно представлено пластинчатыми, веретенообразными и другими более сложными по форме выделениями, реже представлено шариками диаметром до 1 мм. Встречаются шарообразные выделения железа с гладкой и шероховатой поверхностью. Отдельные выделения самородного железа с поверхности покрыты пленками окислов железа, среди которых нами диагностирован вюстит — FeO. В отдельных пробах железо представлено очень тонкими блестящими пластинками, свободными от каких бы то ни было пленок, охр и т.д. и обладающими сильным металлическим блеском. Железо во всех случаях магнитно. Твердость его обычная — 4. Со всех морфологи-

ческих разновидностей этого металла получены дебаграммы, близкие эталонным. Характерные линии на снимках: (10) 2,039; (5) 1,440; (10) 1,173; (8) 1,014.

В полированных шлифах железо обнаружено в виде мельчайших выделений в графите и слабоокристаллизованном углеродистом веществе метасоматитов. В образцах самородного железа метасоматитов на микронзондовом анализаторе MS-46 фирмы "Камека" (аналитик И.П. Лапутина) обнаружены кобальт (0,42%), никель (0,1%) и олово (0,12%).

Самородный алюминий в графит-ильменитовых метасоматитах часто встречается в виде различных по конфигурации тонких пластинок, реже — шарообразных и других более сложных по форме выделений. Для нескольких образцов самородного алюминия получены дебаграммы. Все они совпадают с дебаграммами химически выделенного в чистом виде алюминия, приведенными в соответствующих определителях.

При исследовании рентгеноспектральным методом установлено, что в метасоматитах преобладает чистый (100%) самородный алюминий, содержащий лишь первые сотые доли процента Mn, Fe, Ni и до 0,4% Cr. В единичных образцах самородного алюминия отмечена примесь меди до 3,5%. В этих же образцах обнаружен хром с содержанием до 0,55%, углерод — 0,1%, кремний — 0,27%.

Самородный цинк, как и алюминий, представлен в основном различными по конфигурации пластинками. Цинк в подавляющем большинстве содержит значительную примесь алюминия — до 10%, иногда и более. Кроме алюминия, в виде незначительных примесей в цинке отмечаются Cu, Fe, Sn (сотые доли процента).

Самородная медь. При исследовании химического состава обнаруженной в метасоматитах меди оказалось, что она представлена цинкистой разновидностью самородной меди. Содержание цинка достаточно высокое. Анализы, выполненные И.П. Лапутиной на микронзонде MS-46 фирмы "Камека", показали, что содержание цинка в образцах меди колеблется от 35 до 44%.

Цинкистая медь метасоматитов содержит небольшие примеси Sn (0,1%), Co (0,1–0,14%), Fe (0,1%), Ni (0,06–0,13%) и в единичных случаях свинец (0,1%).

Самородное олово встречено в виде шаровидных и пластинчатых выделений, светлых и ковких; в качестве незначительных примесей содержит медь (0,1%) и свинец (до 1–1,5%).

Самородный свинец представлен светлыми, мягкими и ковкими пластинками. Иногда он покрыт тонкими пленками светлого цвета. В качестве примесей в самородном свинце в количестве сотых долей процента отмечены Zn, Ni, Co, Fe, в количестве около 1% — Cu и в количестве от первых процентов до 17% (в единичных случаях) — олово.

Смеси олова со свинцом, по-видимому, распространены шире самородного олова и свинца. Нами они были обнаружены в большем количестве протолок, чем олово и свинец.

Под микроскопом при больших увеличениях отчетливо устанавливается эвтектоидная структура этих смесей. Постоянную примесь в смесях олова со свинцом составляет медь. Содержание ее обычно низкое (доли процента),

но иногда заметно повышается в том случае, когда олово в смеси заметно преобладает над свинцом.

Характерная для графит-ильменитовых метасоматитов ассоциация самородных металлов с углеродом в виде графита и слабоокристаллизованного вещества позволяет нам, вслед за Р.М. Слободским [62], предположить, что перенос металлов газами осуществлялся в виде металлоорганических соединений.

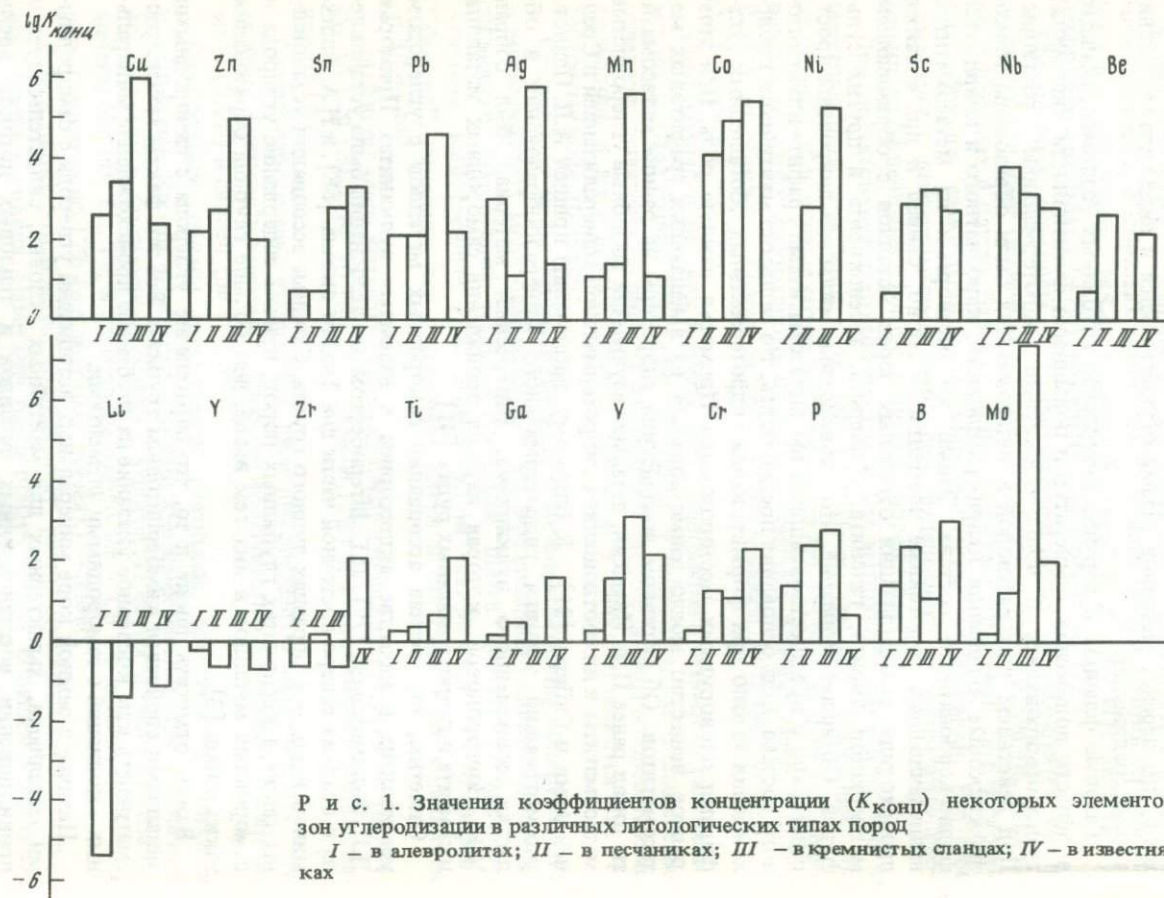
Газовые флюиды в верхних интервалах глубинных разломов, попадая в области понижения температур и повышения фугитивности кислорода, трансформировались в водно-углекислые гидротермальные растворы. Под действием этих растворов в метасоматитах были образованы тонко-прожилковые выделения кварц-сульфидного, карбонатного и кварц-сульфидно-карбонатного состава. Этими же растворами из метасоматитов выщелачивались рудогенные элементы — олово, свинец и др., а также происходила сульфидизация отдельных зерен металлов с образованием метакристов пирита, галенита, сфалерита, арсенипирита и других сульфидов. Обращает внимание, что оловорудные жилы ассоциированы пространственно с предшествовавшими им метасоматитами графит-ильменитового состава. Есть основания предполагать, что вещество мантийного происхождения играло при формировании гидротермальных обогащенных сульфидами оловорудных месторождений Приморья важную роль. При этом рудное вещество могло заимствоваться из вмещающих графитовых метасоматитов. Об активном воздействии гидротерм на ранние метасоматиты писал ранее П.Ф. Иванкин, детально изучивший подобные углеродистые метасоматиты и их соотношение с гидротермальной минерализацией в Средней Азии и Сибири [21]. К близкому заключению пришел А.Л. Павлов, рассмотревший условия гидротермального минералообразования в областях современного вулканизма. Интересный материал был собран М.И. Новгородовой, которая изучала проявления самородных металлов и графита в гидротермальных рудах [41].

Отметим, что тесная ассоциация самородных металлов с углеродом установлена в качестве аксессуаров в наземных вулканитах Приморья Л.Г. Филимоновой [79]. Л.Е. Штернбергом эта ассоциация была установлена в осадках северо-восточной части дна Тихого океана [88], а Н.А. Ашихминой и др. — в образцах лунного грунта. Сходные ассоциации установлены также в ксенолитах глубинных пород, причем содержание углерода и самородных металлов в них тем выше, чем больше глубина образования таких пород [3].

Важно отметить также и то, что парагенезис углерода с самородными металлами свойствен кимберлитовым трубкам. Все эти факты можно рассматривать как косвенное указание на глубинное происхождение минеральных ассоциаций с самородными элементами.

Наличие в земной коре минеральных ассоциаций углерода с самородными металлами, характерных для мантийных условий, свидетельствует о проникновении восстановленных флюидов и тепловых потоков вдоль зон глубинных долгоживущих разломов.

Возвращаясь к материалам по Приморью, следует заметить, что оловорудные гидротермальные месторождения тяготеют к полям развития графит-ильменитовых метасоматитов. Как показано выше, наложенные



рудные тела несут черты связи с метасоматитами и характеризуются повышенным содержанием титана, углерода, кобальта, никеля и других элементов, заимствованных из этих пород.

В ранних минеральных ассоциациях оловорудных месторождений, как и в метасоматитах, встречаются самородные металлы. Но здесь эту группу составляют иные металлы, устойчивые в новых физико-химических условиях: висмут, серебро, сурьма. Эти элементы устойчивы в самородной форме при более высокой фугитивности кислорода и при более низких температурах, чем те металлы, которые встречены в восстановленных метасоматитах (цинк, алюминий и др.).

0515
Нами было произведено специальное геохимическое исследование графит-ильменитовых метасоматитов, развитых в оловорудных и других районах Приморья и пространственно совмещенных с сформировавшимися позднее их гидротермальными оловорудными и другими месторождениями. В ряде рудных районов вкост простирания зон углеродизации из различных литологических разностей пород были отобраны геохимические профили, пробы которых были проанализированы полуквантитативным спектральным анализом. Отдельные элементы определялись калориметрическим и другими методами. В результате установлено, что подавляющее большинство элементов, на которые проводился анализ, и особенно тяжелые элементы содержатся в количествах, превышающих их кларковые значения для каждой литологической группы пород на 1–2 порядка из рудных полей оловянно-полиметаллических месторождений Ольгинского района и до 3–4 порядков из меторождений Дальнегорского и других районов (рис. 1).

Наряду со "сквозными" элементами, содержание которых остается практически неизменным (лантан, скандий и ниобий), отчетливо наблюдается привнос значительных количеств серебра, меди, кобальта, марганца, цинка, мышьяка, молибдена и других элементов. Интересно отметить повсеместное обеднение зон углеродизации литием, который либо отсутствует, либо содержится в количествах значительно ниже кларковых (коэффициент концентрации –220). По-видимому, обладая высокой подвижностью, он может выноситься из зон углеродистых метасоматитов. Что касается формы присутствия, то по материалам протоколов известно, что железо, цинк, медь, свинец и некоторые другие присутствуют в самородной форме. Кроме того, метасоматиты, вероятно, содержат тонкодисперсные металлоорганические соединения, в частности золота, которое отмечается в количествах от 0,5 до 2 г/т [21]. Размер этих выделений не позволяет диагностировать их под микроскопом.

Таким образом, при формировании зон углеродистых метасоматитов происходил привнос углерода и породообразующих элементов: железа, магния, марганца, титана и др.

Интересно отметить, что содержание металлов в метасоматитах выше на удалении от меторождения. Так, например, средние содержания таких элементов, как Zn, Cu, Mn, V и Mo, в 1,5–2 раза выше в тех пробах, которые собраны на удалении 2–2,5 км от месторождений.

Амплитуды колебаний содержаний элементов варьируют в широких пределах, достигая максимума вблизи контакта с рудными телами. Зависят они прежде всего от литологического состава вмещающих пород,

от интенсивности углеродизации, от степени динамометаморфизма и метасоматической проработки. Необходимо также учитывать положение точек отбора проб относительно рудных тел и состава последних.

На углеродистые метасоматиты накладывается более поздняя жильная минерализация со специфическим набором элементов и минералов, что влечет за собой повышение до 3—4 порядков средних содержаний над фоновыми. Появляются минералы свинца, цинка, меди, кобальта, мышьяка и некоторые другие. Особенно интенсивно эта минерализация проявилась на месторождениях Дальнегорской группы.

Остаются невыясненными вопросы вертикальной зональности в зонах углеродистых метасоматитов и баланса вещества при метасоматическом отложении углерода и рудного вещества.

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1) в углеродистых метасоматитах наблюдается превышение концентраций рудных элементов над кларковыми на 1—4 порядка;

2) амплитуды колебаний содержаний зависят от состава породы и степени ее проработки восстановленными флюидами, от состава руд и места отбора пробы;

3) в углеродистых метасоматитах присутствуют "сквозные" элементы, содержание которых практически не меняется для всех разностей пород, а также элементы, содержание которых меньше фоновых (литий);

4) на минерализацию, связанную с формированием углеродсодержащих метасоматитов, накладывается более поздняя рудная минерализация;

5) в результате ремобилизации ряда элементов гидротермами отмечается снижение содержаний некоторых элементов в метасоматитах по мере приближения к рудным телам (цинка, меди, марганца, молибдена и др.).

Основываясь на результатах изучения условий распределения и локализации, минерального состава и геохимических особенностей графит-ильменитовых метасоматитов, а также их соотношений с наложенными гидротермальными процессами, можно сделать следующие основные выводы:

1) графит-ильменитовые метасоматиты связаны с зонами смятия глубокого заложения, вмещающими местами также базитовые тела;

2) образование метасоматитов происходило в условиях поступления из глубин сухих восстановленных флюидов, которые приносили в форме металлоорганических соединений ряд рудных элементов;

3) по мере понижения температуры и повышения фугитивности кислорода во флюидной колонне могла происходить трансформация флюида в гидротермальные растворы, производившие карбонатизацию;

4) массовое развитие графитизации предшествовало во времени главной фазе внедрения гранитоидов и извержения кислых лав. Гидротермальное оруденение развивалось в основном в послегранитный период;

5) при наложении гидротерм на графит-ильменитовые метасоматиты из них под действием гидротермальных растворов ремобилизовались олово, свинец и другие элементы и переотлагались в гидротермальных оловорудных жилах;

6) графит-ильменитовые метасоматиты можно рассматривать как первую степень выноса глубинного вещества, в том числе металлов: олова, свинца и др., которые позднее могли переотлагаться в гидротермальных жилах;

7) при существенно повышенных концентрациях в графит-ильменитовых метасоматитах тонкодиспергированных металлов (благородных металлов, ряда редких и рассеянных элементов — вольфрама, селена, рения и др.) они могут выступать в качестве новых типов месторождений;

8) приуроченность восстановленных метасоматитов к зонам глубинных разломов, их четкая выраженность в электрических полях позволяют также успешно использовать их в качестве одного из признаков при выявлении и трассировке структур подобного типа.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФЛЮИДНОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССОВ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛАХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южный Тянь-Шань ранее рассматривался в качестве складчатой системы миогеосинклинального и эвгеосинклинального типов. М.А. Ахмеджановым и О.М. Борисовым (1977 г.) в истории формирования Южного Тянь-Шаня выделялись два самостоятельных этапа — каледонский и герцинский, но из них последний характеризуется проявлением как геосинклинальных, так и орогенных формаций. Ограничивающие его разломы, по Р.Н. Абдуллаеву (1982 г.), являются осью зоны рифтов, заложенных в раннем палеозое (Бесапано-Ферганский) и раннем карбоне (Южно-Тянь-Шаньский).

В пределах Западной оконечности Южного Тянь-Шаня — в Кызылкумах — выделены срединные массивы или квазиплатформа (D_1-C_1 — серпуховский ярус) с последующими этапами активизации: рифтовым, сопровождающимся базит-гипербазитовым магматизмом (C_1-C_2), и орогенным, сводовым с гранитным магматизмом (C_3-P_1) [57].

В настоящей статье рассматривается последовательный ряд метасоматических и рудных формаций, парагенетически связанных с плутоническим порфир-порфиритовым рядом магматических формаций позднеорогенного рудно-магматического этапа герцинского тектоно-магматического цикла Южного Тянь-Шаня. (табл. 1). Позднеорогенный рудно-магматический этап во времени укладывается в пределах конца Кунгурского яруса P_1 и T_2 (260–230 млн лет). Этап характеризуется развитием в передовых прогибах континентальных моласс и синхронных с ними пучков, полос даек порфир-порфиритового ряда формаций. С последними ассоциирует семейство ртуть-сурьма-мышьяк-серебро-золото-вольфрам-оловорудных формаций. Дайки и рудные формации семейства локализуются главным образом в узлах пересечения продольных и поперечных (северо-восточных — по М.А. Ахмеджанову, О.М. Борисову, 1977 г.; Р.А. Павлову, 1983 г.) линейментов, осложняющих мегасводовые структуры (Актур-Алайский, Кичик-Алайский, Западно-Алайский, Зеравшано-Алайский, Зеравшано-Гиссарский, Нуратинско-Зирабулакский и Кызылкумский) Южного Тянь-Шаня.

Семейство рудных формаций объединяет четыре ряда рудных формаций: оловорудный (турмалиново-сульфидный), вольфрамово-золоторудный, серебряно-золоторудный и сурьмяно-ртутнорудный. Рудные формации и субформации их ассоциируют с предрудными формациями и субформациями метасоматитов (табл. 2).

Ряды магматических и рудных формаций ранне- и позднеорогенных этапов развития герцинид Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий.
Составлены с использованием данных *Х.М. Абдуллаева, Х.Н. Баймухамедова, К.Л. Бабаева, И.Х. Хамрабаева, Э.П. Изоха, З.А. Юдалевича* и др.

Тектоно-магматический этап	Магматический ряд формации	Магматическая формация (группа двек)	Семейство рудных формаций	Ряд рудных формаций
Позднеорогенный (конец Кунгурского века $P-T_1$)	Порфир-порфириновый	Дайки диабазовых, долерит-диабазовых порфиритов и лампрофиров Дайки лампрофиров, диоритовых, сиенито-диоритовых порфиритов, трондземит- и тонолит-порфиров Дайки лампрофиров, диоритовых порфиритов и турмалинсодержащих мелкозернистых гранитов (?)	Ртуть-сурьмя-мышьяк-серебро-золото-вольфрам-оловорудное	Сурьяно-ртутно-рудный Серебряно-золоторудный Вольфрамово-золоторудный Оловорудный (турмалиново-сульфидный)
Раннеорогенный (Гжельский век S_3 - Кунгурский век P_1)	Диорит-гранодиорит-гранитовый	Аляскит-лейкогранитовая Гранитовая Гранодиоритовая Диоритовая	Медь-мышьяк-золото-вольфрам-олово-ниобий-танталовое	Редкометалльный Вольфрамово-золоторудный
	Тоналит-трондземитовый	Трондземитовая Тоналитовая	Свинец-цинк-медь-молибден-золоторудное	Железо-медно-золоторудный Молибденово-медно-золоторудный

Как известно, для последовательно образующихся месторождений различных рудных формаций, проявившихся на одной и той же территории, С.С. Смирнов В.А. Кузнецов, Р.М. Константинов и др. предложили термин "рудная серия". Под "рудной серией" В.А. Кузнецов понимает группы рудных формаций, связанных с определенным типом магм. Изучение последовательного формирования месторождений различных рудных формаций и выявление генетически родственных отношений между ними представляют большой научный и практический интерес. Под "семейством рудных формаций" понимается совокупность родственных разнометалльных рудных формаций, последовательно и направленно меняющихся по составу и связанных генетически или парагенетически с одним рядом магматических формаций [26, 31, 35 и др.]. Под "рудной формацией" понимается совокупность нескольких парагенетических нерудных и рудных минеральных ассоциаций, образующихся в определенной последовательности (стадии минерализации) в исходных физико-химических и геологических условиях.

Нами принимается следующая соподчиненность терминов: семейство рудных формаций = цикл рудообразования; ряды рудных формаций = этап рудообразования; рудная формация = группа стадий минералообразования; минеральный тип = стадия минералообразования.

Формирование метасоматитов, согласно Д.С. Коржинскому [28, 29] и В.А. Жарикову [18], зависит от подвижности компонентов (щелочных, щелочно-металльных и др.) и их концентраций в растворах. Выделенные нами метасоматические формации (субформации) и их фациальные разновидности согласуются с таковыми у В.А. Жарикова и Е.И. Омеляненко (см. табл. 2).

Перейдем к краткой характеристике метасоматических и рудных формаций, их соотношениям и геологической позиции.

1. **Графитовая (ранняя) метасоматическая формация.** Следует оговориться, что к данной формации не имеет отношения предорогенная графитизация осадочно-метаморфических пород, выделяемая в связи с деятельностью базит-гипербазитового мантийного магматизма (C_1-C_2) по П.Ф. Иванкину или траппового магматизма по И.Н. Томсону. Последняя может быть сопоставлена с новым типом углерод-ильменит-сульфидной минерализации негидротермального происхождения [73].

Выделяемые нами графитовые метасоматиты имеют парагенетическую связь с дайками порфир-порфиритового ряда формаций ($P-T_1$). По данным И.Х. Хамрабаева [81], они являются поздними образованиями по отношению к ранним постмагматическим формациям (C_3-P_1) и накладываются на скарны, пегматиты, грейзены, мусковитизированные граниты и биотитизированные габброиды. Графит данной формации ясокристаллический. В ассоциации с ним отмечаются титаномагнетит, рутил, анатаз и другие минералы. Из примесей характерны железо, ванадий, хром, никель, магний и др. Графитовые метасоматиты образуют вкрапленно-прожилковые зоны северо-восточного и субширотного простирания, приурочиваясь к узлам пересечения продольных и поперечных глубинных разломов. Данная графитовая формация является дорудной по отношению к ранней кварц-серицит-турмалин-доломит-касситеритовой формации.

Заметим, что, согласно данным Ю.Н. Колесник (1965), по мере

Соотношение метасоматических и рудных формаций
позднеорогенного рудно-магматического этапа
герцинского тектоно-магматического цикла Южного Тянь-Шаня

Формация (субформация)		Состав метасоматитов (а) и руд (б)
метасоматическая	рудная	
1	2	3
1. Графитовая (ранняя)		Графит, графитит, рутил, анатаз и др.
2. Кварц-серицит-турмалин-доломитовая	Кварц-турмалин-касситеритовая	а) Кварц, серицит, турмалин, хлорит б) Касситерит, арсенопирит, пирит, сфалерит, станнын
1) (Кварц-серицитовая) 2) (Турмалиновая) 3) (Доломитовая)	(Сульфидно-касситеритовая)	Халькопирит, галенит а) Карбонаты Са, Mg, Fe, серицит, хлорит, брусит, барит, кварц и др. б) Касситерит, пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, станнын и др.
3. Калишпат-биотитовая	Кварц-арсенопирит-вольфрамит-шеелит-золоторудная	а) Калиевый полевой шпат, биотит, актинолит, кварц, кальцит б) Вольфрамит, молибденит, шеелит, арсенопирит, пирит, золото и др.
4. Пропилитовая	Кварц-арсенопирит-пирит-шеелит-золоторудная	
1) (Хлоритовая)		а) Хлорит (делессит, диабантин), кварц б) Шеелит, арсенопирит, пирит, золото, висмутин и др.
2) (Актинолитовая)		а) Актинолит, кварц б) Шеелит, арсенопирит, пирит, золото и др.
3) (Альбитовая)	(Кварц-альбит-пирит-золоторудная)	а) Альбит, олигоклаз, кварц б) Шеелит, арсенопирит, пирит, золото и др.
5. Углеродистая (средняя)		а) Графит, углеводороды, антраксолит, серицит, карбонаты, рутил, анатаз, пирит и др.

Морфология	Возраст относительно магматических образований	Главные, в скобках — второстепенные элементы
4	5	6
Вкрапленно-прожилковая, жильная, зоны милонитизации	До даек порфир-порфирового ряда формации	С (Ti, V, Ni, Cr)
Линейные зоны серицитизации, стержневые кварцевые жилы	Постлампорфировый, но додемитовый	Sn(Cu, Ag, As, Au)
Линейные жильные зоны, контролирующиеся дайками лампорфиров	Постлампрофировый	Sn(As, Zn, Ag, Pb, Au)
Штокверки, жильные зоны	Интрадайковый в порфир-порфировом ряде формаций	W(Au, As, Mo, Bi)
Линейные зоны, штокверки	То же	Au, As (Bi, Se, Te, Cs)
То же	”	То же
”	”	”
Брекчиевые зоны	То же, после даек сиенито-диоритовых порфиров	С (Ti, V, Cr, Fe, Ni)

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

1	2	3
6. Турмалиновая (поздняя)		Турмалин, калыцит, пирит, арсенопирит
7. Березит-лиственитовая	(Золоторудная)	а) Серицит, фуксит, хлорит, кварц, карбонаты Mg, Fe, Ca б) Пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, золото и др.
	Кварц-пирит-золоторудная	а) Серицит, хлорит, карбонаты, кварц б) Пирит, золото, редко касситерит
	Кварц-карбонат-серебряно-золоторудная	а) Серицит, хлорит, альбит, карбонаты, кварц б) Шеелит, миаргирит, золото, теллуриды, аргентит, галенит Углеводороды
8. Графитовая (поздняя)		
9. Аргиллизитовая	Кварц-антимонит-серебряно-золоторудная	а) Доломит, кварц, калыцит, серицит б) Антимонит, буланжерит, миаргирит, аргентит, пирит, киноварь, золото
1) (Серицитовая—аргиллизитовая)	(Кварц-серицит-миаргиритовая)	
2) (Доломитовая)	Доломит-киноварная с золотом	а) Доломит, серицит, калыцит, кварц, редко флюорит б) Киноварь, реже антимонит, пирит, золото, арсенопирит, шеелит
3) (Джаспероидная)	Кварц-флюорит-киноварь-антимонитовая	а) Серицит, графит, хлорит, адуляр, калыцит, доломит, анкерит, барит, флюорит б) Антимонит, киноварь, миаргирит, метациннабарит, пирит, редко шеелит
4) (Листвени-товая)	(Листвени-киноварная)	а) Серицит, фуксит, графит, калыцит б) Киноварь, пирит и др.
	Калыцит-кварц-флюорит-аурипигмент-киноварная	а) Калыцит, кварц, гидрослюда, флюорит б) Аурипигмент, реальгар, киноварь

4	5	6
То же	То же, но до даек сиенит-порфиров	B, Fe (Au, As)
То же	После даек порфир-порфиритового ряда формаций до даек щелочных базальтоидов	Au, Ag (Pb, Se, Te, Zn, Cu, Sb)
Жилы, жильные зоны	То же	Au (Ag, Se, Te)
Брекчиевые зоны, штокверки	”	Au, Ag (W, Te, Se, Sb, Bi)
Брекчиевые зоны		
Минерализованные зоны дробления	То же	Sb, Ag, Au (Se, Te, TI)
Штокверки, жильные зоны	”	Hg (Se, Au, Ag, W)
То же	”	Sb, Hg (Au, Ag, F, Se, Te, TI, W)
То же	То же	Hg
”	”	As, Hg

Т а б л и ц а 2 (окончание)

1	2	3
5) (Кальцитовая)	Кальцит-барит-киноварная с золотом (кальцит-киноварная с золотом)	а) Кальцит, барит б) Киноварь, пирит, галенит, сфалерит, золото а) Кальцит б) Киноварь, пирит, золото
6) (Диккитовая)	Диккит-киноварная	а) Диккит, гидрослюда, кварц, кальцит б) Киноварь, пирит, антимонит

удаления от зоны интенсивной графитизации графит в жилках сменяется магнезиальным карбонатом в серпентинитах.

2. Кварц-серицит-турмалин-доломитовая метасоматическая формация. Данная формация подразделяется по фациальной изменчивости на три субформации: кварц-серицитовую, турмалиновую (раннюю) и доломитовую (раннюю).

Кварц-серицитовая метасоматическая субформация. Метасоматиты этой субформации образуют симметричные зоны вдоль стержневых кварцевых жил и прожилков с оловянным оруденением. Она сильно расланцована или милонитизирована. Зона минерализации обладает субширотным простиранием и развивается главным образом в пределах гранитных массивов (C_3-P_1) Карнаб, Лапас и др. Характерно, что эти зоны минерализации чередуются во времени с дайками лампрофиров порфир-порфиритового ряда формации и чаще на них накладываются. Состав метасоматита: сильно дробленный кварц (55–60% объема), мелкочешуйчатый серицит (20–30%), тонкоигольчатый зеленый турмалин (до 3–4%), реликты альбита, калиевого полевого шпата, а также сфен и рутил, иногда флюорит и жильбертит. Размеры чешуек серицита в среднем 0,1 и 1 мм. Мусковит (0,5–3,5 мм) образует псевдоморфозы по биотиту [91].

Химический состав кварц-серицитовых метасоматитов характеризуется в основном резким преобладанием кремнезема, глинозема и окиси калия. Образование кварц-серицитовых пород приводит к частичному выносу калия и кремнезема; относительно менее подвижны в данных условиях глинозем и окись титана. Поведение извести, окисей железа и магния, согласно И.Х. Хамрабаеву, фиксируется присутствием более поздних образований пирита и карбонатов кальция и магния. Содержание последних иногда достигает 10–15% объема породы. Метасоматиты ассоциируют с касситеритом-II. Как известно, И.Х. Хамрабаев отмечал многоэтапность оловянного оруденения в регионе. Ранний этап последнего представлен касситеритом-I, тонко- и мелкозернистым (0,1–3 мм), прозрачным, короткопризматическим, реже дипирамидальным, связан с кварц-касситеритовой (грейзеновой) формацией (C_3-P_1). В отличие от касситеритов поздних этапов – ($P-T_1$) он постоянно содержит ниобий (в сотых и тысячных долях процента), до 1% и более титана и иногда циркония. Вольфрам, свинец, цинк и сурьма отсутствуют.

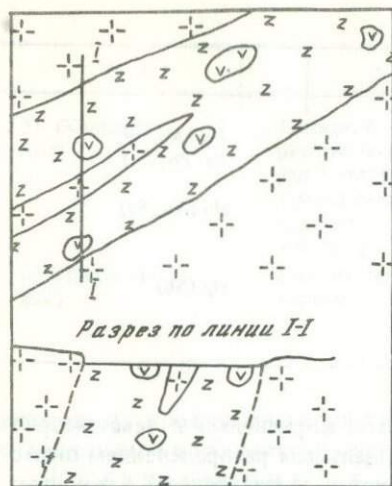
4	5	6
”	”	Hg (Au, Se, Ag, Pb, Zn)
”	”	Hg (Au, Se)
”	”	Hg (Sb)

Касситерит-II мелкозернистый (1–5 мм), коричневый и темно-коричневый с равномерным пятнистым, реже зональным распределением окраски, удлиненно-призматический. Он приурочен к зальбандам кварцевых жил в грейзенах и проявляется в кварц-серицитовых породах; иногда образует мономинеральные участки. От раннего касситерита отличается отсутствием ниобия и присутствием вольфрама, а от более позднего – отсутствием сурьмы, висмута, мышьяка, серебра, свинца и цинка. Более ранний по сравнению с турмалином возраст касситерита-II подчеркивается пересечением последнего тонкоигольчатым турмалином – дравитом (Карнаб, Лапас, Зирабулакские горы) (рис. 2).

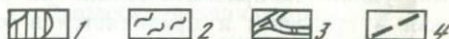
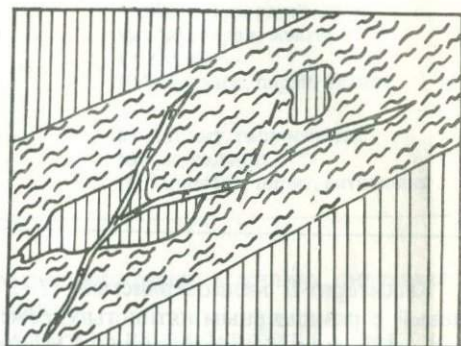
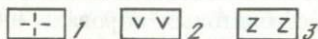
Турмалиновая (ранняя) метасоматическая субформация. Турмалиновый метасоматит данной субформации является самостоятельным и проявляется после кварц-серицитового метасоматита, но до отложения касситерита-III. Он образует вместе с кварцем и мусковитом протяженные жильные зоны, а также густую сеть лестничных мелких метасоматических субмеридиональных прожилков, слагая в целом мощную полосу 300–500 м шириной, 2,5 км длиной субширотного простирания.

Характеризуемые турмалиновые образования отмечаются в ряде объектов в виде продуктов метасоматического замещения осадочно-метаморфических (Сары-Джаз, Алтын-Казган, Мурунтау) и гранитоидных (Карнаб, Чангалли, Лапас, Кара-Тюбе и др.) пород. Они представлены микрозернистым, массивным по морфологии жильным турмалином темно-коричневого и зеленого цвета. В центре таких жил нередко появляются касситериты, вольфрамиты, шеелиты, сульфиды (арсенопирит, пирит, с которыми ассоциируется золото) – Алтын-Казган. Турмалин в турмалиновых породах составляет от 15–20 до 75%, кварц – от 25–30 до 50%. Присутствуют реликты альбита (5–7%), апатит, серицит, арсенопирит, касситерит-I или II и др. Турмалин представлен мелкопризматическими кристаллами размером до 3–3,5 мм длиной и до 1 мм в поперечнике. По составу (MgO – от 5,22 до 7,5) он отвечает дравиту.

Итак, кварц-серицитовая и турмалиновая метасоматические субформации одновременно являются предрудными по отношению к кварц-турмалин-касситеритовой субформации. Рудные тела последней образуются синхронно с зонами изменения пород. Они сложены кварцем, серицитом (мусковитом), турмалином (дравитом), касситеритом-III, арсенопиритом,



Разрез по линии I-I



Р и с. 2. Ксенолиты кварц-касситеритовой жилы (2) в одините (3). Месторождение Карнаб (Зарибулак-Зиятдинские горы). По Х.Н. Баймухамедову (1960 г.)

1 — биотитовые граниты

Р и с. 3. Обломки калишпатизированных, пропилитизированных, ороговикованных и милонитизированных пород (1) в зоне графитизации (2) с наложенными турмалиновым (поздним) метасоматитом (3) и галенит-сфалеритовыми прожилками (4) березит-лиственит-золоторудной субформации. Мурунтауское рудное поле (Центральные Кызылкумы)

пиритом, висмутином, реже встречаются флюорит, хлорит, сфалерит, халькопирит, галенит, бейгерит, буланжерит, самородное золото и др.

Касситерит-III мелкозернистый с матовым блеском, желтый, желто-серый; иногда слабоокрашенный, с ним ассоциирует небольшое количество станнина. Поздний касситерит характеризуется наличием свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и отсутствием ниобия.

Доломитовая (ранняя) метасоматическая субформация синхронна турмалиновой (ранней) метасоматической субформации и проявлена в виде анкеритизации и доломитизации карбонатных пород силура и девона. В дайках лампрофиров раннего возраста, а также порфир-порфиритового ряда формации, размещенных в тех же карбонатах, она проявляется в форме серицитизации и карбонатизации [54].

При доломитизации светло-серые массивные известняки превращены в среднезернистые темно-коричневые и буроватые породы с рассеянным мелкокристаллическим пиритом. Содержание окиси магния в интенсивно доломитизированных известняках достигает 21,02%. В таких участках появляется слабо заметное окварцевание в ассоциации с касситеритом-III (Кочкарлы, Лапас и др.), а из элементов примесей — сурьма. Эти карбонатные метасоматиты чаще развиваются по известнякам вдоль даек лампрофиров (m — от 1–1,5 до 2 см), а последние, в свою очередь, полностью подвергаются метасоматическим замещениям, выраженным в карбонатизации, серицитизации, хлоритизации и слабом окварцевании пород с касси-

теритом-III и слабой вкрапленностью сульфидов, пирита, арсенопирита, реже халькопирита, станнина, сфалерита, галенита. Следовательно, рассматриваемой метасоматической субформации соответствует карбонат-касситеритовая рудная формация.

Зоны минерализации характеризуемых метасоматических субформаций имеют мощность до десятков метров, протяженность до 1 км. Простираются в северо-западном близмеридиональном до северо-восточного направлении. Изометрические тела метасоматитов в целом (как и турмалиновые метасоматиты) образуют субширотную зону (Кочкарлинскую, «Лапасскую и др.).

Эти формации являются послекерсантитовыми, но доодинитовыми (рис. 3).

3. Калишпат-биотитовая метасоматическая формация проявляется в осадочно-метасоматических породах, преобразованных в биотитовые роговики в результате прогрессивного контактового метаморфизма (зона биотита или биотита-амфибола) C_3-P_1 и в граносиенитах допермского возраста. Это своеобразный высокотемпературный калиевый метасоматоз, который формируется в восстановительных условиях. Калиевый состав и в целом условия образования позволяют считать ее продуктом (как и ранней графитовой, кварц-серицит-турмалин-доломитовой метасоматических формаций) газовой-гидротермальной системы позднеорогенного рудно-магматического этапа. Она сопровождается деграфитизацией пород.

Метасоматиты характеризуемой формации представляют собой породы, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом (ортоклазом, микроклином), биотитом и кварцем. Из акцессорных минералов отмечаются рутил и циркон. Они развиваются по зальбандам метаморфогенных или древних (каледонских?) и метасоматических согласных и нередко будинированных кварц-полевошпатовых и кварцевых прожилков и стержневых жил (C_3-P_1). Их образование сопровождается привнесением калия и выносом натрия.

Данной метасоматической формации соответствует кварц-калиево-полевошпат-арсенопирит-шеелит-золоторудная формация. Калишпатизация по отношению к рудной минерализации служит предрудным метасоматитом. Рудная минерализация представлена последовательно формирующимся кварц-актинолит-вольфрамитовой с молибденитом, кварц-шеелитовой кальцит-шеелитовой минеральными ассоциациями.

Все эти минеральные образования формируются вдоль зон субширотных и широтных разломов, представляя собой штокверки. По отношению к дайкам порфир-порфиритового ряда формаций они интрадайковые.

4. Пропилитовая метасоматическая формация представлена шире, чем охарактеризованные выше метасоматиты, и развивается взаимосвязанно с калиево-полевошпат-биотитовой метасоматической формацией. Это определяется тем, что при формировании последней вносимый натрий участвует в образовании жильных кварц-альбитовых и других типов пропилитовых метасоматитов.

Кварцево-альбитовые жилы приурочены к ороговикованным осадочно-метаморфическим породам (зоны биотита-амфибола и незначительно хлорита прогрессивного метаморфизма), граносиенитам, но и бывают на-

ложены на калиево-полевошпатовые метасоматиты. По внешнему виду они из-за мелкозернистости (0,01–0,03 мм) не всегда отчетливо отличаются от последних. Поэтому их можно выявить только при микроскопических исследованиях. Они характеризуются светло-серой окраской, пойкилитобластовой и гранобластовой структурой. Текстура их массивная. По составу варьируют от мономинерального кварца до альбито-кварцевого (40–50% альбита). Зерна полевого шпата по составу от альбита (№ 5) до олигоклаза (№ 15). Рассматриваемые метасоматиты слагают крутопадающие секущие зоны и линзообразные тела мощностью от долей сантиметров до первых десятков метров. Простираение их главным образом северо-восточное. При пропилютообразовании поступавшие из глубин гидротермальные флюиды были обогащены калием, магнием и другими компонентами.

Пропилиты по составу и характеру формирования подразделяются на три фации: хлоритовую, альбитовую и актинолитовую.

Хлоритовые метасоматиты развиваются по биотитам метаморфических, магматических и более ранних метасоматических пород. Они проявляются в виде отдельных пятен, полос, которые тесно ассоциируют с сульфидными прожилками и широко распространены. Толщина прожилков с сульфидами не превышает 0,5–1 см, мощность зоны хлоритизированных кварц-калишпатовых пород – 15–20 см и более. Хлориты по своей оптической характеристике ($N_g = 1,592–1,629$, $N_p = 1,578–1,617$) соответствует делесситдиабантитовому ряду. Размеры их чешуек до 0,15 мм.

Метасоматические хлориты и хлоритизированные биотиты содержат 2 г/т золота, до 0,03 г/т палладия, что близко к кларкам. Аналогичное содержание палладия отмечается в арсенопирите и пирите характеризующей ассоциации.

Химический анализ кварц-калиево-полевошпатовых метасоматитов и их хлоритизированных разностей показывает, что при их формировании привносились магний, железо, кремний, кальций и выносились калий, натрий, алюминий и углерод. Эти данные указывают на то, что описываемые метасоматиты формировались из щелочных растворов. Сульфиды и хлорит образуют субширотные многочисленные параллельные прожилки, а также вкрапленность, как локализованную в измененных предшествующими процессами породах, так и выходящую за их пределы.

Альбитовые метасоматиты проявляются в алюмосиликатной среде. Они слагают маломощные зоны, пересекающие дайки сиенито-диорит-порфириров, плагиопорфириров и гранит-порфириров. Мощности таких зон колеблются от долей миллиметра до первых десятков сантиметров. Суммарная мощность таких зон достигает первых десятков метров. Азимуты простираения их – в северо-восточных румбах и широтные. В этих зонах характеризующий метасоматит нередко ассоциируется с поздним кварцем и сульфидами, главным образом арсенопиритом.

Последовательность формирования минеральных образований следующая: сначала образуются зоны альбитизации вмещающих пород, затем – кварцевые прожилки (перпендикулярно или согласно этим зонам) и далее – прожилки арсенопирита. Характерно, что последние, как правило, локализируются по центру зоны альбитизации пород. Замечена такая законо-

мерность: чем мощнее кварцевые или сульфидные прожилки, тем меньше размах альбитизации, и наоборот.

Актинолитовые метасоматиты развиваются исключительно по ороговикованным кварц-актинолитовым, биотит-актинолит-кварцевым породам. Они сопровождаются параллельными нитевидными кварц-сульфидными прожилками (арсенопирит и пирит). При этом как сульфиды, так и актинолит образуют четкие кристаллические выделения. Размеры кристаллов от долей миллиметров до нескольких миллиметров, редко до первых сантиметров. Они, как и в предыдущих фациях, золотоносны и палладиеносны.

Продукты рассматриваемой пропилитовой формации и ассоциирующей с ними рудной минерализации ведущих (арсенопирита и пирита) и более редких (шеелита, самородных золота, висмута, висмутина, халькопирита и др.) минералов объединяются в кварц-полевошпат-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудную формацию и кварц-альбит-пирит-арсенопирит-золоторудную (электрумную) субформацию. Они в целом характеризуются повышенным содержанием золота, серебра, мышьяка, вольфрама, цинка, свинца, меди, теллура, селена висмута, сурьмы и др. Фации метасоматитов пропилитовой формации являются прерудными. Вместе с рудными образованиями они формируют линейные штокверки по субширотным зонам смятия и микротрещиноватостям ороговикованных пород и ранних метасоматитов. По отношению к дайкам порфир-порфиритового ряда формации — интродайковые.

5. Графитовая (2-я) метасоматическая формация. Время ее образования определяется на основании обнаружения обильно пигментированных углисто-графитистым веществом перекристаллизованных агрегатов альбита и кварца в краевых частях кварц-альбитовых пород, на которые накладываются зоны графитизации. В этом агрегате развиваются мелкие (0,1–0,2 мм) ксенобластовые лучисто-таблитчатые новообразования пренита ($N_g = 1,644$, $N_p = 1,619$ и $N_m = 1,621$), также пигментированного углисто-графитистым веществом. В описываемых породах в качестве другого новообразования встречается серицит (до 15%), либо образованный за счет биотита, либо сформировавшийся одновременно с процессом графитизации. По данным Х.Р. Рахматуллаева, М.И. Новгородовой, Г.М. Чеботарева, Х.К. Каримова, в зонах графитизации присутствуют сфен, рутил, анатаз, когенит, самородное железо, редкие зерна турмалина, акцессории уранинита, настурана и др.

Метасоматическая графитизация в золоторудных и редкометалльно-золоторудных месторождениях отмечается в тектонических зонах трещиноватости, полостях кливажа и зонах брекчирования осадочно-метаморфических пород (мощностью до 150 м и более), впоследствии подвергшихся сильной и неоднократной милонитизации.

Наличие самородных металлов, карбида железа (когенита), минералов титана в рассматриваемом графитовом метасоматите, повышенное в нем содержание ванадия, хрома, никеля, а также изогенный состав углерода, близкий к метеоритному (по К.В. Захаревичу, П.А. Мухину, Г.Н. Мамчуру и др.), как и приуроченность пород к зоне глубинного разлома (Беспанно-Южно-Ферганского), дают основание графитовую (2-ю) формацию считать

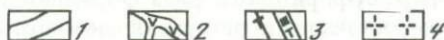
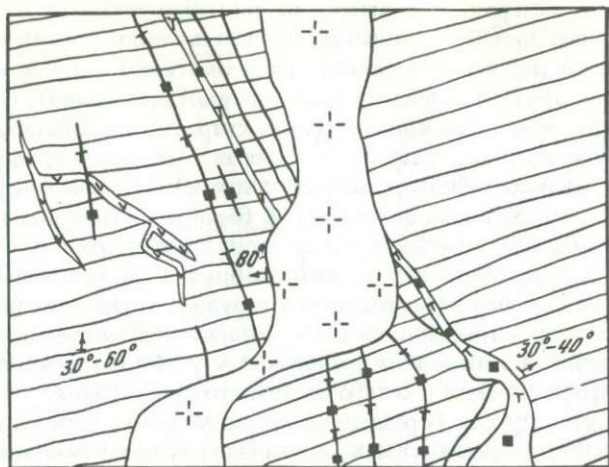
сформированной за счет глубинных газово-эманационных флюидов в восстановительных условиях. Она формируется после сиенито-диоритовых порфиров.

6. Турмалиновая (поздняя) метасоматическая субформация формируется после графитовых метасоматитов. Об этом говорит факт рассеяния графитового метасоматита с глыбами метасоматических измененных ороговикованных пород прожилками позднего турмалинового метасоматита (см. рис. 3). Последний замещает также кварц, мусковит-серицит, касситерит (Карнаб и др.), калиевый полевой шпат, альбит, арсенопирит и т.д. Турмалин отмечается и в цементе брекчии (Чангалли, Лапас, Карнаб, Мурунтау и др.). Обломки брекчии, напоминающие взрывные, в Мурунтау представлены ороговикованными калишпатизированными осадочно-метаморфическими породами, жильным кварцем и зернистым арсенопиритом. Этот тип брекчии распространен главным образом на нижних горизонтах месторождения. Брекчии с турмалиновым цементом слагают зоны субширотного и субмеридионального простираения. Отмечаются прожилковые разности метасоматита, по составу турмалиновые, пирит-турмалиновые, кварц-кальцит-пирит-турмалиновые. Характерно, что структурные планы размещения продуктов пропилютовой формации и кальцит-пирит-турмалиновой минерализации весьма близки. Они приурочены главным образом к широтным и субширотным зонам сколовых трещин и образуют, как правило, маломощные (до первых сантиметров), но сближенные прожилки, которые создают единые системы с арсенопиритовыми, пирит-арсенопиритовыми и пиритовыми прожилками.

Наряду с этим турмалин ассоциирует с кристаллическими выделениями пирита кубического и пентагон-додекаэдрического габитуса (размером до 1 см), крупнозернистым кальцитом и реже хлоритом. На глубине 500 м от дневной поверхности турмалин проявляется в виде отчетливых жилкообразных метасоматических образований, развивающихся по ороговикованным породам. По центру этих образований размещается крупнокристаллический кальцитовый прожилок ($m = 10-12$ см) со сноповидными кристаллами турмалина и единичными вкрашенниками кубического пирита. Длина турмалиновых снопов 0,7-0,9 см. Цвет турмалина от светло-коричневого до дымчато-зеленого. Он отличается повышенным содержанием мышьяка, вольфрама, сурьмы, палладия и золота. Турмалин (дравит) из прожилков и цемента отличается от турмалина ранней турмалиновой метасоматической минерализации повышенной ванадиеносностью (до 1%). В нем содержание золота 0,24 г/т, палладия 0,01 г/т, платина отсутствует.

Отношение характеризуемой поздней турмалиновой субформации к дайкам порфир-порфиритового ряда формации таково: микропрожилки ее рассекают дайки плагиопорфиров, сиенито-диоритовых порфиров, гранит-порфиров и некоторых других. Взаимоотношения ее с дайками сиенит-порфира и сферолит-порфира показывают, что параллельные трещины отрывов, заполненные турмалином (дравитом) в ассоциации с калиевым полевым шпатом, кварцем и пиритом, в ороговикованных породах имеют отчетливо секущее положение по отношению к дайке (рис. 4).

Магнезиальность, ванадиеносность, палладиеносность турмалина, приуроченность к брекчиям взрывного характера, изотопный состав



Р и с. 4. Пересечение кальцит-пирит-турмалинового метасоматита дайкой сиенит-порфира. Мурунтауское рудное поле, Мютенбай (Центральные Кызылкумы)

1 — ороговикованный металевролит; 2 — кварцевые прожилки; 3 — кальцит-пирит-турмалиновый метасоматит; 4 — сиенит-порфир

углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{РДВ}} = -10,1\%$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -10,8\%$) по кальциту, ассоциирующему с данным турмалином (Мурунтау), дают основание считать турмалиновую субформацию производной мантии.

7. Березитовая метасоматическая формация наиболее распространены. Развивается по продуктам всех предыдущих метасоматитов. С ней ассоциируют полисульфидно-золоторудная, кварц-пирит-золоторудная и кварц-карбонат-серебро-золоторудная формации серебро-золоторудного ряда.

Метасоматиты данной формации имеют кварц-карбонат-серицитовый состав и характеризуются образованием мелкозернистых агрегатов пирита, кварца, серицита (или фуксита) и карбоната (доломит-анкеритового ряда). Минералогический состав метасоматитов, согласно С.Д. Шеру [84], В.А. Хорвату (1970 г.), В.Н. Сазонову (1981 г.) и др., полностью согласуется с изменениями химического состава пород, вызванными за счет поступления углекислых растворов с привносом серы и калия и выносом натрия и кремнекислоты. Ассоциирующая с ними рудная минерализация сложена галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами (тетраэдритом, фрейбергитом, теннантитом), арсенопиритом, пиритом и золотом. Она чаще всего приурочена к зонам милонитизации и графитизации пород в виде жильных и прожилково-вкрапленных образований, реже массивных тел.

В некоторых случаях рассматриваемые метасоматиты отвечают серицит-карбонатному составу с синхронной рудной минерализацией. Это серицит, карбонаты (сидероплезит, пистомезит, анкерит), мелко-среднезернистый идиоморфный кварц, золотоносный мышьяковистый зональный пирит, арсенопирит, пирротин, анатаз, субмикроскопическое золото (в пирите,

арсенопирите), углеродистые минералы (антраксолит). Они наблюдаются в виде вкрапленностей, в меньшей степени в маломощных прожилках.

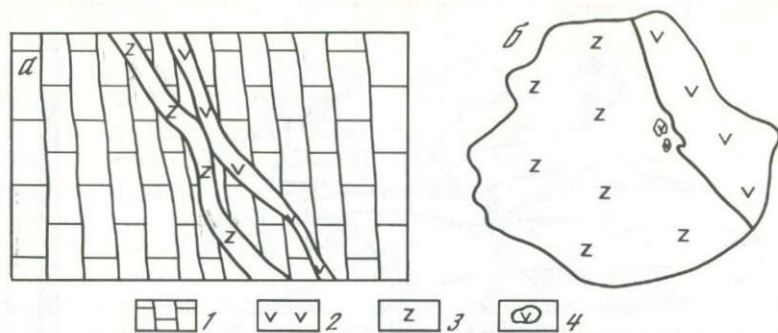
Другой ассоциирующей с данным метасоматитом рудной минерализацией является сфалерит-блеклорудная (полиметаллическая). Она характеризуется среднезернистым идиоморфным кварцем, карбонатами (анкерит, доломит), сфалеритом, блеклыми рудами (тетраздрит, фрейбергит), бурнонитом, халькостибнитом, халькопиритом, селеносодержащим галени- том, пиритом, пиррогином, полибазитом, борнитом, относительно высоко- пробным (проба 800) крупным (до 50 мкм) самородным золотом, цинке- итом. Они концентрируются главным образом в карбонат-кварцевых прожилках. Данное березит-серебро-золоторудное оруденение распределено более локально, чем предыдущий альбит-хлоритовый метасоматит пропили- товой формации, и в основном приурочено к узлам пересечения разломов восток—северо-восточного и северо-восточного простирания.

В некоторых случаях березитовые метасоматиты кварц-карбонат-сери- цитового состава развиваются как в осадочно-метаморфических породах, так и в дайках порфир-порфиритового ряда формаций. Они размещаются в зоне разлома северо-восточного простирания сложного строения, в кото- ром сочетаются зоны дробления с тектоническими чешуями боковых осадочно-метаморфических и дайковых пород, подвергнутых каолиниза- ции, и линзовидными, нередко кулисообразно расположенными жилами кварца. В пределах последних локализована серебряно-золоторудная мине- рализация, которая представлена самородным серебром, аргентитом, пираргиритом, акантитом, сульфосолями серебра, галенином, сфалеритом, пиритом, халькопиритом и незначительно золотом.

8. Графитовая (поздняя) метасоматическая фор- мация также предвещает формирование наиболее поздней сурьмяно- ртутной формации ряда. Слагающий ее графит представляет собой нерас- кристаллизованный углерод, который был, по-видимому, образован из газово-эманационных флюидов в восстановительных условиях подобно тому, как это имело место для графитовых метасоматитов раннего и сред- него этапов.

Углеродистое вещество, рассеянное в породе, обогащает отдельные полосы и является дорудным по отношению к ртутно-сурьмяным рудам, ассоциирующим с аргиллизацией. Что касается графитовых метасоматитов, отмеченных в пределах известных месторождений ртути и сурьмы — Хай- даркана, Джижикрута, Кадамджая и др., то они являются скорее продук- том более ранней графитизации.

9. Аргиллизитовая метасоматическая формация состоит из шести метасоматических субформаций, являющихся предруд- ными преобразованиями пород: 1) *серицитовая* (переходный тип мета- соматитов от березитовой к аргиллизитовой — *аргиллизито-березиты*) в ассоциации с кварцем, карбонатами, миаргиритом, сульфосолями сере- бра, шеелитом, пиритом, электрумом. Ей соответствует кварц-серицит-се- ребро-миаргириторудная субформация; 2) *доломитовая* в ассоциации с кварцем, кальцитом, серицитом, антимонитом, буланжеритом, аргентитом, пиритом, незначительно с золотом, отвечающая кварц-антимонит-серебро- золоторудной и доломит-киноварнорудной с золотом субформациям; 3) *джаспероидная* в ассоциации с серицитом, пиритом, карбонатами, флюо-



Р и с. 5. Взаимоотношение кварц-антимонитовой жилы кварц-антимонит-серебряно-золоторудной субформации с дайкой камптонита. Кокпатаасское рудное поле (Центральные Кызылжумы)

а — обнажение; *б* — штуф с отображением ксенолитов жильного кварца с антимонитом в дайке камптонита. 1 — известняки верхнего и нижнего карбона; 2 — кварц-антимонитовая жила; 3 — камптониты; 4 — ксенолиты кварц-антимонитовой жилы в камптоните

ритом, антимонитом, киноварью, метациннабаритом, и др., соответствующая кварц-флюорит-киноварь-антимонитоворудной формации; 4) *лиственитовая* и 5) *кальцитовая* и *диккитовая*. Они представляют собой фациальные разновидности аргиллизитов в зависимости от состава вмещающей среды в ассоциации с гидрослюдами, кварцем, карбонатами, киноварью, антимонитом, пиритом и др. Им соответствуют лиственит-киноварнорудная, кальцит-кварц-флюорит-аурипигмент-киноварнорудная, кальцит-барит-киноварнорудная с золотом, кальцит-киноварнорудная с золотом и диккит-киноварнорудная субформация (см. табл. 2).

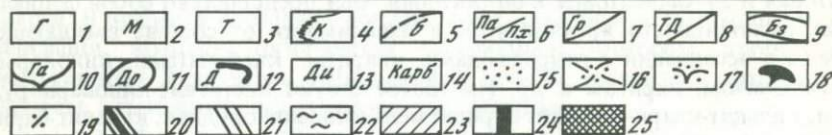
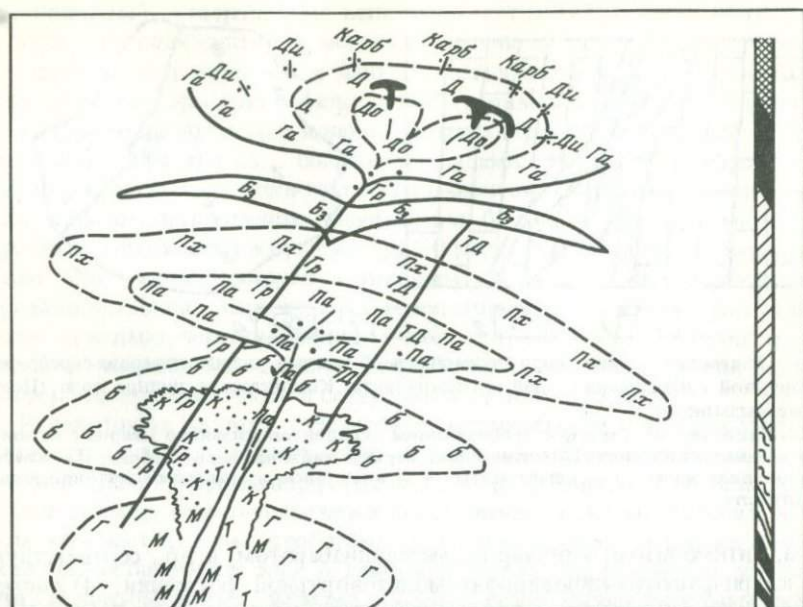
Аргиллизитовая метасоматическая формация и генетически связанные с ней рудные формации образовались после даек порфир-порфиритового ряда формации, но до даек щелочных базальтоидов (рис. 5).

Вкратце рассмотрим доломитовую (позднюю) метасоматическую субформацию, так как аналогичная субформация — ранняя, ассоциируясь с касситеритовой минерализацией, является составной частью кварц-серицит-турмалин-доломит-касситеритовой рудной формации.

Доломитовая (поздняя) субформация выделяется главным образом по материалам изучения рудного поля Кокпатас [54].

Если ранние доломитовые метасоматиты обладают кофейно-бурым и буровато-серым цветом, то поздние, развивающиеся по известнякам и предшествующим доломитизированным разностям, имеют белый и серовато-белый цвет. Они также резко отличаются друг от друга как по форме и размерам зерен, так и по текстуре и структуре пород и иным особенностям. Необходимо отметить, что как ранние, так и поздние доломиты согласно химическому их составу (MgO от 17,24 до 21,35%) приближаются к доломиту теоретическому (Кокпатас, Кочкарлы, Лапас и др.).

Ранние доломитовые метасоматиты — предрудные по отношению к оловорудной минерализации, поздние предшествуют сурьмянорудным. Ранние доломитовые метасоматиты в пределах развития поздних проявлены слабо и встречаются изредка в периферии, в местах наложения поздних "сахаровидных" крупнозернистых доломитовых метасоматитов. Такое пространст-



Р и с. 6. Принципиальная модель зонального размещения метасоматических и рудных формаций (субформаций) ртути-сурьма-мышьяк-серебро-золото-вольфрам-оловорудного семейства позднерогенного этапа развития герцинид Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

Метасоматические формации: 1 – графитовая (ранняя); 2 – кварц-серицитовая; 3 – турмалин-дравитовая и доломитовая (ранние); 4 – калиево-полевошпатовая; 5 – биотитовая; 6 – пропилитовая (альбит-хлорит-актинолитовые фации); 7 – графитовая (средняя); 8 – турмалин-дравитовая (поздняя); 9 – березитовая-лиственитовая; 10 – графитовая (поздняя). Аргиллизитовая: 11 – доломитовая (поздняя); 12 – джаспероидная; 13 – диккитовая; 14 – карбонатная. Структурно-текстурные особенности руд: 15 – вкрапленно-прожилковые; 16 – вкрапленно-прожилково- жильные и штокверковые; 17 – вкрапленно-прожилково- жильные; 18 – жильные, вкрапленно-прожилково- залежные; 19 – вкрапленные, вкрапленно-прожилковые. Рудные формации: 20 – кварц-серицит-турмалин-доломит-касситеритоворудная, кварц-турмалин-касситеритоворудная, карбонат-касситеритоворудная; 21 – кварц-калиевошпат-арсенопирит-шеелит-золоторудная; 22 – кварц-полевошпат-арсенопирит-шеелит-золоторудная (кварц-альбит-арсенопирит-электроумовая); 23 – кварц-пирит-золоторудная и кварц-карбонат-серебряно-золоторудная; 24 – кварц-флюорит-киноварь-антимонитовая; кварц-антимонит-серебряно-золоторудная; 25 – карбонат-флюорит-аурипигмент-киноварнорудная (карбонат-киноварнорудная с золотом), диккит-киноварнорудная с золотом, доломит-киноварнорудная с золотом и др.

венное совмещение ранних и поздних доломитовых метасоматитов, проявляющихся в пределах единого Алтынтауского золоторудного узла, может быть одним из указателей на единство их источника. Следовательно, генетически связанные с доломитовыми метасоматитами рудные формации — доломит-касситеритовая (Кочкарлы и др.), кварц-доломит-антимонит-серебряно-золоторудная (Кокпатас и др.) и доломит-киноварная с золотом (Карасу) являются производными единого источника. В общем, можно заключить, что аргиллизитовая метасоматическая формация с шестью субформациями (см. табл. 2) сформирована в окислительных условиях.

Подводя итог рассмотрению последовательно развивавшихся метасоматических и рудных формаций Южного Тянь-Шаня, необходимо отметить, что по характеру повторяемости они образуют четыре последовательно проявляющихся ритма. Общей особенностью каждого ритма является образование в начале восстановленных метасоматитов сформированных в среде газовых флюидов, а в конце окисленной минерализации за счет гидротерм. Эта последовательность выступает в следующей форме: 1-й ритм начинается графитовой (ранней) формацией, вслед за которой проявляется кварц-серицит-турмалин-доломитовая формация; 2-й ритм — с процесса деграфитизации, синхронной с проявлениями кварц-калиево-полевошпат-биотитовой формации и завершается пропилитовой; 3-й ритм начинается графитовой (2-й) формацией и завершается турмалиновой (поздней) и березитовой формациями; 4-й ритм также состоит из графитовой (поздней) формации и завершается аргиллизитовой, с которой ассоциирует доломитовая (поздняя) субформация (рис. 6).

Рассмотренный возрастной ряд метасоматических и рудных формаций семейства определяет своеобразный металлогенический профиль региона на позднем этапе развития складчатых поясов или этапе поздней тектономагматической активизации срединных массивов. Одной из причин ритмичности формирования семейства формаций является, по-видимому, глубинный источник вещества. Предположением в пользу глубинного источника газовой-эманационных и гидротермальных флюидов, формирующих рассмотренные нами метасоматические и рудные формации, могут служить также следующие факты: а) платиноидноносность метасоматических и рудных образований семейства и их тесная сопряженность с этапами прерудной графитизации. Последняя ассоциация сопровождается магнезиальным метасоматозом (доломитизацией), содержит акцессорные самородное железо, карбиды железа (когенит), сульфиды с ртутью; б) изотопные составы серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +0,3 до +0,1‰) сульфидов, их однородность, близость по изотопным соотношениям к сере метеоритов, изотопные соотношения кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ в OH_2O (SMOW) до +10,8‰) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$ в $\text{C}_{\text{PДВ}}$ от -7,2 до -10,1‰) для кальцита из золоторудных и киноварнорудных жил почти соответствуют аналогичному мантийному углероду, который принимается в $\delta^{13}\text{C} = -7 \div -9$ ‰ [73]; в) в метеоритах содержание золота существенно выше, чем в любых не затронутых рудообразованием породах земной коры: оно колеблется от 50 до 1440 мг/т (Phan, 1965 г.); г) развитие эксплозивных брекчий в рудных зонах и присутствие в их цементе турмалина и графита.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРАФИТ-ИЛЬМЕНИТ-СУЛЬФИДНОЙ И СКАРНОВО-БОРОСИЛИКАТНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДАЛЬНЕГОРСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

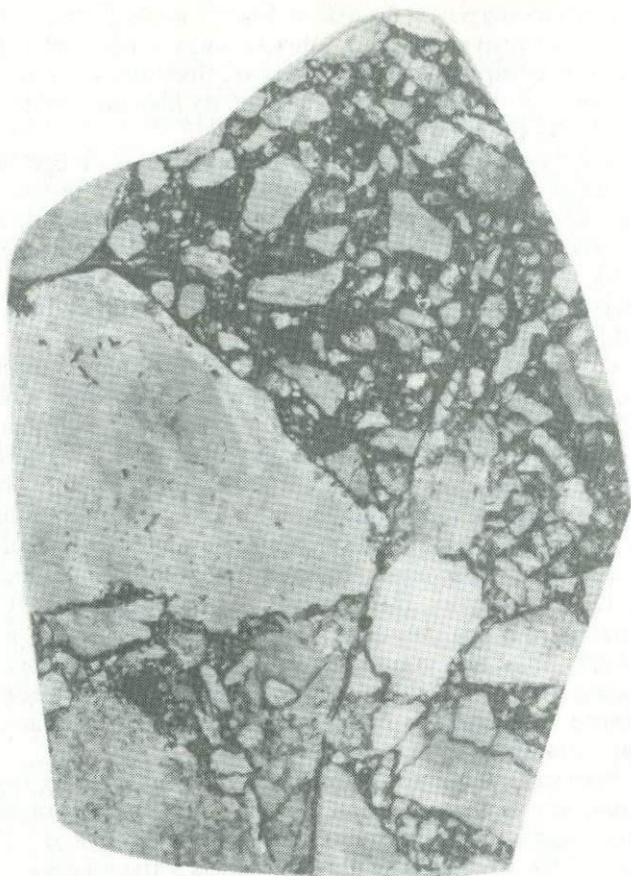
В последние годы было установлено присутствие на ряде рудных полей углерод-титанистой минерализации, которая большей частью приурочена к широким и протяженным зонам смятия и будинажа. В ассоциации с углеродом и минералами титана присутствуют самородные элементы Fe, Zn, Al и др. [21, 73]. Были обнаружены также обломки углеродистого вещества в дайках основного состава и скопления графита и шунгита в рудных телах и в околорудных зонах. Ранее эти соотношения наблюдались на жильных и штокверковых месторождениях. Нами было обнаружено широкое развитие углерод-титанистой минерализации на Дальнегорском боросиликатном месторождении. Соотношения графит-ильменит-сульфидной минерализации со скарнами рассмотрены нами на примере этого месторождения. Геологическая позиция месторождения, особенности его структуры и вещественный состав скарнов охарактеризованы ниже в разделе, составленном Н.А. Носенко [42].

Изучение соотношений углерод-титанистой минерализации со скарнами позволяет выделить по крайней мере два этапа ее проявления: доскарновый и послескарновый. Доскарновая минерализация обнаружена в цементе известняковых и кремнисто-известняковых брекчий верхней подсвиты тетюхинской свиты, а также в зонах смятия в терригенных породах нижней подсвиты тетюхинской и горушинской свит. Как правило, скарновая минерализация развивается по зонам брекчирования. При этом в первую очередь скарнированию подвергается цемент брекчий, в котором присутствует углеродистое вещество.

Послескарновая углерод-титанистая минерализация проявлена в цементе брекчий, в которых обломочный материал представлен скарнами. Иногда углеродистые образования встречаются в продуктах основной скарновой залежи боросиликатного месторождения.

Доскарновая углерод-титанистая минерализация представлена чешуйками графита и шунгита размером 0,01—0,05 мм и вкрапленностью ильменита и сульфидов — пирита, пирротина и др. По данным химического анализа на свободный углерод его содержание составляет от первых десятых долей процента до 7% и более¹. Как отмечалось ранее, минерализация развита в цементе известняковых брекчий. Различные по форме тела известняковых брекчий, содержащих примеси кремнистого и глинистого материала, часто встречаются среди массивных известняков тетюхинской свиты. В брекчиях обломки белого и светло-серого плотного известняка сцементированы мелкообломочным материалом того же известняка и темно-серой пелитовидной массой. Обломки брекчий не окатаны или очень слабо окатаны и плохо сортированы по размеру, который составляет в среднем 1—3 см, иногда достигая нескольких десятков сантиметров. Обломки известняков в брекчиях полностью или частично (по краям) мраморизованы (рис. 7), причем важно отметить, что эта перекристаллизация всегда широко развита лишь среди известняковых брекчий, тогда как массивные

¹ Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик М.В. Черкасова.



Р и с. 7. Брекчии с перекристаллизованными в различной степени обломками известняка. Обломки остроугольные, не сортированы. Основная масса — пелитовидная Полир. штудф, наутр. вел.

известняки ей подвержены слабо. Мелкообломочный известковый материал, слагающий цемент брекчий, также повсеместно перекристаллизован. В зонах смятия и будинажа были обнаружены известняковые брекчии с пластически деформированными обломками мраморизованных известняков и со следами пластического течения в кремнисто-карбонатной пелитовидной цементирующей массе. Такие брекчии, очевидно, были подвержены воздействию динамо метаморфизма в условиях высоких температур.

Форма брекчиевых тел весьма разнообразна: встречаются субогласные тела и линзы мощностью до 10 м, а также тела с изометричным поперечным сечением от первых метров до двух десятков метров. Скарновое тело на месторождении прослеживается непрерывно в северо-восточном направлении на 3,5 км и имеет мощность до 500 м. Реликты незамещенных брекчий, а также скарны с характерной брекчиевидной текстурой, развитые по брекчиям, встречаются как по периферии, так и внутри скарновой зоны, причем,

судя по материалам бурения, брекчии и брекчиевидные скарны распространяются на значительную глубину. Можно видеть постепенные переходы от скарнов до брекчированных известняков. Брекчиевые тела с изометричным поперечным сечением при значительной их протяженности на глубину чаще имеют грубообразную форму.

По данным силикатного анализа темно-серый цемент брекчий в значительной степени обогащен кремнеземом и содержит щелочи и железо. Содержание K_2O в нем достигает 0,57 мас.%, в то время как в обломках и в массивных известняках железа и калия вообще не обнаружено, а содержание Na_2O составляет 0,17 мас.% (химические анализы выполнены в лаборатории отдела геохимии и минералогии ДВГИ ДВНЦ АН СССР, аналитик М.М. Дербаремдыкер).

Проведено изучение изменчивости изотопного состава углерода из различных пород и минерализованных зон. Изучались образцы как дорудных зон углеродизации, так и послерудный углерод из продушин в рудных телах. Для анализов был взят углерод из цемента известняковых брекчий (3 пробы), и мраморизованных известняков (7 проб), из углеродизированных зон смятия (3 пробы), а также из жильного кальцита, образовавшегося на завершающих стадиях скарно-гидротермального процесса (7 проб) (анализы выполнены в лаборатории изотопных исследований ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.П. Носик). По содержанию $\delta^{13}C$ отчетливо установлены три группы значений: для мраморизованных известняков $\delta^{13}C$ от -5 до -7 ‰, для углеродистого вещества брекчиевого цемента и зон смятия от -20 до -27 ‰, а для жильного кальцита значения занимают промежуточное положение и равны от -10 до -13 ‰. Эти данные трудно интерпретировать однозначно.

Для глубинного мантийного углерода из кимберлитовых трубок значения $\delta^{13}C$ широко варьируют от -4 до -34 ‰. Содержание тяжелого изотопа для углерода, взятого из нефтяных залежей, изменяется от -23 до -33 ‰ (Б.Н. Валяев, 1986 г.). Значения $\delta^{13}C$ из метана в атмосфере составляют от -39 до -45 ‰. Для биогенных углеводородов наиболее типично содержание $\delta^{13}C$ от -66 до -100 ‰ (Г.И. Войтов, 1986 г.).

Имеются основания допустить, что углеродистое вещество в цементе брекчий и в зонах смятия было образовано глубинными восстановительными флюидами. Об этом свидетельствует наличие графит-ильменит-сульфидного парагенезиса в метасоматитах Кавалеровского и Ольгинского рудных районов, которые сопровождаются включениями самородных металлов. Последние установлены также и в продушинах скарных тел совместно с графитом. Как отмечалось ранее, среди металлов установлены электрохимически неравновесные с водой Al и Zn, что является косвенным свидетельством с резко восстановленным характере образовавших их флюидов. Углерод в их составе мог находиться в форме первичного метана или заимствоваться из вмещающих пород. На изотопный состав углерода могли влиять реакции изотопного обмена между приносимым и карбонатным углеродом в сторону обогащения тяжелыми изотопами $\delta^{13}C$ карбонатного углерода и легкими $\delta^{13}C$ углерода в углеводородах. По данным Э.М. Галимова (1986 г.), анализировавшего изотопный состав углерода в CO_2 и метане из газовых включений в интрузивах, такой изотопный обмен наиболее

вероятен при температуре 300–500°С, которая вполне могла сопровождать процесс флюидизации.

В настоящее время гипотеза об эксплозивном происхождении известняковых брекчий может опираться на ряд фактов. В их числе метаморфизм обломков, наличие в мраморизованных каймах известняков глубинного углерода, присутствие в цементе брекчий графит-сульфидной ассоциации, которая может являться продуктом восстановленных флюидов. Противоречат осадочной точке зрения на происхождение брекчий также неокатанность и плохая сортировка обломочного материала. Интенсивная перекристаллизация известняка как в обломках, так и в цементе брекчий и ее локальный характер свидетельствуют о том, что образование брекчий сопровождалось, по-видимому, высокотемпературным процессом, не связанным с общим региональным метаморфизмом пород. О том же свидетельствует трубообразная форма брекчиевых тел.

Особый интерес представляет природа летучих компонентов, вызывающих взрывные процессы. Здесь необходимо учитывать влияние не только термодинамических факторов (давления и температуры), но и химических реакций, происходивших при движении к земной поверхности углеводородсодержащих флюидов. Р.М. Слободской [62] отмечает, что значительная роль в составе флюидов принадлежит углеводородным соединениям с двойной и тройной связью, способных в нагретом состоянии реагировать с кислородом со взрывом. Становится понятным преобладание углекислого газа над углеводородами в приповерхностных зонах земной коры, так как основные продукты реакции непредельных углеводородов с кислородом — углекислый газ и вода. Экзотермические реакции при окислении глубинных флюидов могли сопровождаться выделением больших количеств энергии, определивших образование трубок взрыва, выполненных брекчиями.

Источником углерода при формировании эксплозивных тел могли быть, с одной стороны, углеводороды из состава флюидов, с другой — от мог быть образован за счет воздействия резко восстановленных флюидных струй на карбонатные породы.

Брекчи, сложенные в обломках мраморизованными известняками, а в цементе мелкозернистым и пелитовидным кремнисто-карбонатным материалом с углерод-сульфидной минерализацией, по-видимому, подвергались избирательному замещению скарновыми минералами. По сравнению с массивными известняками брекчи являлись более благоприятной средой для фильтрации минерализующих растворов. А трубо- и пластообразная формы брекчиевых тел и их крутое падение определяли благоприятную структурную обстановку для проникновения растворов и скарнообразования. Процесс замещения известняковых брекчий скарнами происходил многостадийно, с образованием характерных текстур и структур скарнов.

Среди структур преобладают радиально-лучистые и зернистые. Радиально-лучистое строение характерно для агрегатов геденбергита и волластонита, обладающих длиннопризматическим или волокнистым обликом кристаллов. Зернистая структура обычна для датолитовых гранатовых и аксинитовых скарнов.

По текстурным рисункам скарны, развивающиеся по брекчиям, в основном разделяются на два типа: брекчиевидные и полосчатые.

Скарны с брекчиевидной текстурой характерны для участков в периферических частях скарнового тела, где слабо проявлена боросиликатная минерализация, а темно-серый кремнисто-карбонатный цемент брекчий минерализован, иногда лишь частично, геденбергитом и гранатом. Такое избирательное замещение цемента брекчий скарновыми минералами очень характерно и связано, скорее всего, с мелким (десятые, сотые доли миллиметра) размером кварцевых и карбонатных зерен, слагающих цемент брекчий. Мелкозернистая структура определяла среду, благоприятную для циркуляции минерализующих растворов и метасоматического замещения.

Из вновь образованных скарновых минералов геденбергит в основном образует радиально-лучистые агрегаты — сферолиты. Последние представляют собой округлые, реже эллипсоидные образования, в которых рост волокнистых минералов (в частности, геденбергита) происходил из центра к периферии. В центре сферолитов находятся скопления многочисленных мелких зародышей минералов, из которых преимущественно развиты путем геометрического отбора лишь призматически-волокнистые кристаллы, расположенные строго перпендикулярно к поверхности роста. Размеры сферолитов определяются структурой замещаемой породы, ее пористостью, а также степенью насыщения и концентрацией минерализующих растворов. Структура минеральных агрегатов в цементе брекчий иная. Ей свойственна мелкозернистость. Создается впечатление кристаллизации в условиях пересыщения, когда образуется много центров кристаллизации. В результате формируются мелкие (0,1–0,5 мм) сферолиты и радиально-лучистые агрегаты кристаллов геденбергита. По краям крупных карбонатных обломков, часто вращая в них, образуются более крупные (0,5–3,0 мм) кристаллы геденбергита. Агрегаты этих кристаллов также чаще всего имеют радиально-лучистую и сферическую формы.

Гранат избирательно развивается либо по кремнисто-карбонатному цементу брекчий, либо по геденбергиту, образовавшемуся ранее. При развитии граната по геденбергиту он практически не образует мономинеральных скоплений. Происходит неполное замещение с сохранением реликтов геденбергита, захваченных кристаллами граната при росте, а также незамещенного геденбергита в промежутках между зернами. Их размер обычно составляет 0,3–1 мм. Причем замещению подвергаются в первую очередь мелкие агрегаты кристаллов геденбергита, а более крупные, образованные по краям карбонатных обломков, часто остаются незамещенными (рис. 8). Таким образом образуются геденбергитовые каемки вокруг обломков перекристаллизованного известняка в брекчиях.

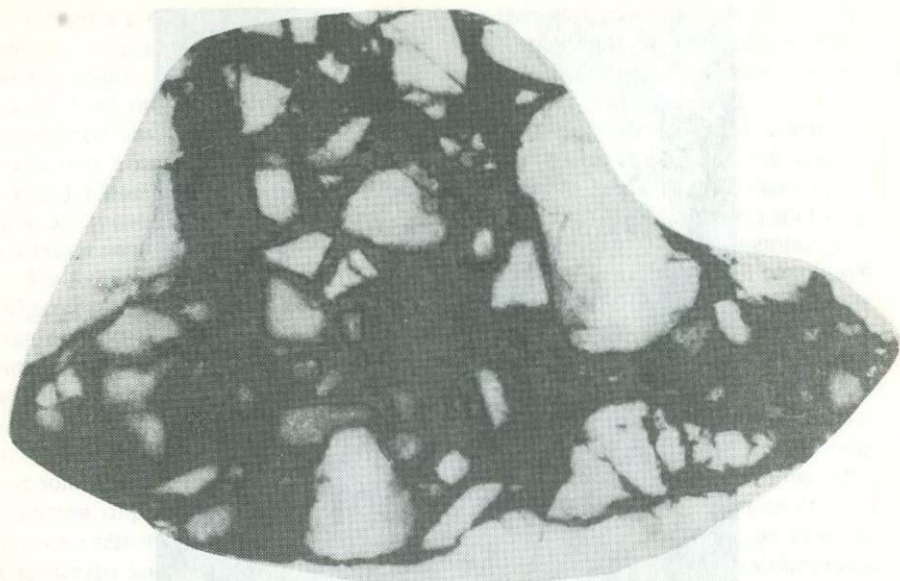
Мономинеральные метасоматические агрегаты идиоморфных кристаллов граната образуются по кремнисто-карбонатному цементу известняковых брекчий, полностью или в значительной степени замещая его. Размер кристаллов зависит от структуры замещаемой породы. Преобладают мелкие (0,1–0,3 мм) кристаллы граната, развитые по мелкозернистому цементу брекчий. Высокая степень насыщения минерализующими растворами приводит также и к практически полному замещению брекчиевого цемента гранатом. Обломки при этом могут оставаться незамещенными, и порода сохраняет брекчиевидный облик (рис. 9).

Наиболее часто в пределах скарновой залежи встречаются брекчиевидные датолит-геденбергитовые скарны, образованные при избирательном



Р и с. 8. Крупные незамещенные кристаллы геденбергита, расположенные по периферии карбонатного обломка, замещенного датолитом, корродируются гранатом
Прозрачный шлиф, увел. 27

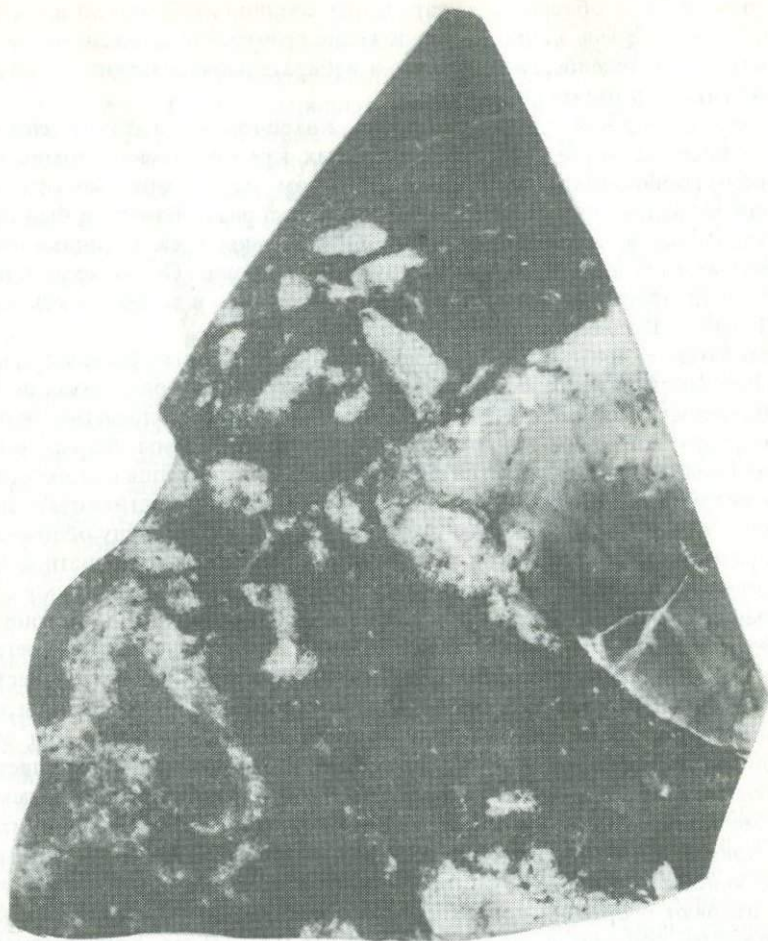
замещении известняковых брекчий. Реликты карбонатных обломков замещаются в основном датолитом с небольшим количеством геденбергита, а цементирующая кварц-карбонатная масса — датолит-геденбергитовым, датолит-гранатовым или датолит-геденбергит-гранатовым скарном. Отложение геденбергита и граната здесь произошло в скарновую стадию минерализации [32], а позднее — в боросиликатную стадию — на геденбергит-гранатовый скарн наложился датолит, заместил преимущественно незамещенные ранее мелкие карбонатные зерна в брекчиевом цементе, а также карбонатный материал обломков. В шлифах хорошо заметно преимущественное развитие датолита по карбонату. Наблюдается также коррозия и цементация зернами датолита неправильной формы идиоморфных кристаллов граната и геденбергита, реже — образование датолита по геденбергиту. Преимущественному замещению подвергаются агрегаты мелкозлачистого геденбергита. Крупные вроски кристаллов геденбергита в карбонатные обломки брекчий интенсивно корродируются датолитом, заместившим эти обломки (рис. 10). Размер датолитовых зерен, образовавшихся по мелкозернистому карбонатному материалу брекчиевого цемента,



Р и с. 9. Избирательное замещение гранатом цемента известняковой брекчии. Обломки сохраняются незамещенными
Полир. штуф, натур. вел.



Р и с. 10. Крупные вроски кристаллов геденбергита в карбонатные обломки брекчий корродируются датолитом, заместившим эти обломки
Прозрачный шлиф, увел. 100



Р и с. 11. Скарнированная известняковая брекчия. Крупные обломки мраморизованного известняка по краям замещены датолитом. Цемент полностью замещен гранатом, геденбергитом и датолитом

Полир. штуф, натур. вел.

составляет 0,05–0,1 мм, а при замещении крупных карбонатных обломков достигает 2–3 мм. Развитие датолита по крупным обломкам брекчий начинается по краям обломков, причем они не замещаются полностью, а образуются каймы датолита вокруг карбонатных обломков, тогда как цемент полностью замещен геденбергитом, гранатом и датолитом (рис. 11). Нередко можно обнаружить замещение датолитом крупных карбонатных зерен вдоль спайности в кальците. Л.Д. Куршакова [32] отмечает, что наблюдаются случаи, когда минерализованные брекчи геденбергито-кальцитового состава сменяются на расстоянии нескольких сантиметров гранат-датолитовым скарном с брекчиевидным строением. При этом геденбергит замещался тонкозернистым травяно-зеленым гранатом, а каль-

цит в цементе и в обломках — датолитом бледно-голубоватого и бледно-зеленого цвета. Здесь видно как наложение гранатовой и датолитовой минерализации на геденбергитовую, так и избирательное развитие граната по геденбергиту, а датолита по карбонату.

На месторождении отмечены также кварц-геденбергитовые скарны, образованные на месте брекчий, сложенных кремнистыми обломками и кремнисто-карбонатным цементом. При этом на кремнистые обломки нарастал радиально-лучистый геденбергит, а материал обломков был перекристаллизован в зернистый кварцит. Обнаружены брекчиевидные скарны, где вместо геденбергита присутствует волластонит. Он также развивался преимущественно по цементирующему материалу, в то время как кальцит обломков позднее замещался датолитом.

Полосчатые скарны, образовавшиеся по известняковым брекчиям, имеют много текстурных разновидностей: концентрически-полосчатые, волнообразно-полосчатые, фестончато-полосчатые, ритмично-полосчатые скарны типа бурундучной руды и параллельно-полосчатые скарны. Форма полосчатости в основном определяется формой поверхности, вдоль которой отлагались скарновые минералы. В скарнах, заместивших известняковые брекчии, роль этой поверхности чаще всего играли контакты между обломками мраморизованных известняков и цементирующей кварц-карбонатной массой. Скарны с полосчатыми текстурами сложены, как правило, двумя главными минералами — одним ранним длиннопризматическим (волластонитом или геденбергитом) и другим, более поздним, представленным изометричными зернами (гранатом, датолитом) [32]. Вокруг обломков известняковых брекчий в результате прерывистого нарастания геденбергита и волластонита часто возникают концентрически-зональные скарны. При этом по обломкам развиваются зоны, сложенные в основном крупно-лучистым геденбергитом и волластонитом и крупными зернами датолита, а по цементу — мелколучистыми и мелкосферическими агрегатами геденбергита и волластонита и мелкозернистым датолитом. Многочисленные концентрические полосы радиально-лучистого геденбергита и волластонита в точности повторяют очертания поверхности обломков. Ширина отдельных концентрических полосок в среднем составляет 0,5—2,0 см. Концентрические зоны могут также окружать несколько обломков или сферолитов, иногда довольно крупных, что приводит к образованию фестончато- и волнообразно-полосчатых типов скарнов.

Основная масса граната в полосчатых скарнах развивалась на месте геденбергита раньше отложения датолита. При этом идиоморфные кристаллы граната нарастают на радиально-лучистые агрегаты длиннопризматических кристаллов геденбергита, располагаясь как вдоль отдельных его лучей, так и преимущественно вдоль поверхностей соприкосновения радиально-лучистых агрегатов, росших навстречу друг другу. Очевидно, эти поверхности являлись наиболее проницаемыми участками для минерализующих растворов, отлагавших гранат. В таких случаях реликты длиннопризматических зерен геденбергита, захваченные гранатом при росте, нередко полностью или частично замещены более поздним кальцитом. Таким образом возникают длиннопризматические зерна кальцита внутри кристаллов граната.

Брекчиевидные и полосчатые концентрически-зональные текстуры мож-

но рассматривать в качестве следов замещенных брекчиевых тел. Присутствие брекчиевых тел указанного состава позволяет предположить наличие на глубине избирательно замещивших их скарнов.

Послескарновый этап углеродизации проявился в образовании зон брекчирования скарнов. Некоторые зоны имеют северо-восточное направление, т.е. согласны с общей вытянутостью скарновой залежи, другие коленообразную форму. Поздние графититы образуют также трубы и гнезда. Для всех тел характерны извилистые, нечеткие контакты. Обломки скарнов имеют угловатые очертания. В цементе плотная черная масса, насыщенная обломками скарнов или известняков. В приповерхностных условиях цемент разрушается, образуя рыхлую сажистую массу, которая заполняет множественные каверны и продушины, образует пленки на друзьях кристаллов кварца, кальцита, даолита и др. Совместно со скоплениями графита или углеродистого вещества установлены выделения брукита, сфена, рутила и других минералов титана.

В поздней углеродистой ассоциации отмечаются также и сульфиды, главным образом пирротин и халькопирит. Изредка в ней встречается скуттерудит в виде единичных зерен и сростков. В качестве аксессуаров в углеродистых образованиях, цементирующих скарны с боросиликатной минерализацией, установлены самородные металлы. Среди них — железо, цинк и алюминий, минералы платиновой группы и другие металлы. Преобладает среди минералов этой группы самородное железо. Поскольку поздняя углеродистая ассоциация в целом необычно тонкозерниста, выделения самородных металлов также составляют лишь сотые и тысячные доли миллиметра. В виде более значительных включений, в первые десятые доли миллиметра до 1 мм, нами отмечались только выделения железа и цинка.

Наличие в углеродистой ассоциации самородного алюминия и самородного цинка свидетельствует о том, что минералообразование протекало в резко восстановительных условиях и, вероятно, на первых этапах из сухих восстановленных флюидов. Позднее восстановленный флюид трансформировался в неравновесный с углеродом существенно водно-углекислый гидротермальный раствор. Именно из такого вторичного гидротермального раствора, по-видимому, были образованы тонкие карбонатные, кварц-карбонатные и другие прожилки, встречающиеся местами в сложных, рассмотренных выше, послескарновых брекчиях с углеродистым цементом.

Таким образом, скарнообразование предварялось и завершалось флюидными процессами восстановленного характера. Образовавшиеся при этом углеродистые ассоциации можно рассматривать как метасоматические продукты, имеющие отдаленную связь с нескрытыми ультрабазитовыми телами. В этом аспекте обращает внимание спорадическое появление в ассоциации с графититами сульфидов никеля и кобальта. Что касается возможной связи графитизации с ультрабазитами и щелочными интрузивами, уместно отметить, что последние в своем составе нередко содержат породообразующий графит и ассоциируют с зонами графитизации, локализованными в тех же нарушениях. В настоящее время неясны генетические соотношения между скарнами и графититами. Вместе с тем инфильтрационные скарны, скорее всего, имеют внегранитное происхождение. Такая оценка приложена в первую очередь к скарнам Верхнего и Николаевского месторождений. Тесная ассоциация с графититами — также довод в пользу глубинного их

происхождения. Еще предстоит выяснить, насколько закономерна приуроченность тех инфильтрационных скарнов к местам прорыва восстановленных флюидов и к эксплозивным телам. В пользу этого говорят также следы брекчиевидных текстур, которые наблюдаются на многих скарновых месторождениях.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ, МАГМАТИЗМА И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КЫЗЫЛКУМА

Углеродистые породы Центрального Кызылкума как основные рудовмещающие издавна привлекли внимание исследователей (А.Т. Бидин, Ф.И. Березовский, И.В. Волков, Х.К. Каримов, Э.О. Отакузиев, В.Ф. Проценко и др.). В последние годы П.Ф. Иванкин и Н.И. Назарова пришли к выводу о том, что эти породы содержат какое-то количество биогенного углерода, в основном они представляют собой своеобразные углеродистые метасоматиты, образовавшиеся под воздействием мантийных восстановленных флюидов. Упомянутые авторы описали химический и минеральный состав этих пород, акцессорные минералы и элементы, рассмотрели их связь с элементами тектоники и т.д.

Мы остановимся более подробно на металлогенической специализации углеродистых пород, особенностях пространственного положения в общей структуре региона и взаимоотношениях с проявлениями основного и гранитоидного магматизма и гидротермальной минерализации.

Центральный Кызылкум расположен в западной части Южного Тянь-Шаня и характеризуется высокой рудонасыщенностью. Минерализация этого региона имеет преимущественно позднепалеозойский возраст.

Тектоническая принадлежность этого региона во многом дискуссионна. И.Н. Томсон, анализируя имеющиеся геологические материалы, пришел к выводу, что Южно-Тянь-Шаньская геосинклиналь заложилась в вендокембрии на архейско-протерозойском консолидированном основании. К началу девона геосинклинальное развитие территории завершилось, после чего здесь установился стабильный квазиplatformный режим, продолжавшийся до девона.

На основании палеорекострукций и анализа формационных рядов герцинского цикла И.Н. Томсон выделяет в геологической истории региона в герцинское время два этапа: 1-й — этап активизации квазиplatformы, или рифтовой, сопровождавшийся базитовым магматизмом и образованием формаций, характерных для траптовых областей (C_1S-C_2bm); 2-й — собственно орогенный, проявившийся в формировании молассовых толщ и гранитоидного магматизма (C_2m-P).

Характерная черта первого этапа не только наличие типично "траптовых" эндогенных проявлений графита, хрома, никеля, кобальта, титана, меди, редких земель, ванадия, но и широкое развитие углеродистого метасоматоза, привлекающего в последние годы все большее внимание геологов.

С орогенным этапом связано образование мегасвода и осложняющих его локальных сводов. Некоторые из последних включают крупные кольцевые центральные впадины, что является специфичной чертой рассматриваемого

региона. Эндогенная минерализация представлена в основном шеелит-арсенопирит-пирит-кварцевой (малосульфидной) и арсенопирит-пиритовой (сульфидной) рудными формациями. Менее распространены проявления сульфосольно-антимонит-карбонатной, шеелит-молибденит-калишпат-кварцевой формаций. Более редки киноварно-карбонатные и оловорудные грейзеновые проявления.

Как уже упоминалось, широкое развитие углеродистых метасоматитов и эндогенных проявлений графита различного возраста — характернейшая черта металлогении этапа активизации квазиplatformы Центрально-Кызылкумского региона. Основные породы этого этапа часто содержат вкрапленность графита как аксессуарного минерала, а с некоторыми из них связаны постмагматические проявления графита. С этим же этапом связан и интенсивный восстановительный метасоматоз, характеризующийся привнесом углеродистых веществ, калия, кремнезема, закисного железа, титана, хрома, вольфрама, золота, молибдена, ваядия, иногда также редких щелочей.

Среди региональных метасоматитов в Центральных Кызылкумах отчетливо выделяются два этапа: 1) углеродистые метасоматиты, изученные П.Ф. Иванкиным и др. (1977, 1982, 1984 гг.); 2) биотит-калишпатовые метасоматиты, названные Б.Я. Хоревой и Б.А. Блюман (1974 г.) полиформационными комплексами. Оба эти процесса важны для понимания генезиса и металлогении оруденения Центрального Кызылкума и будут ниже рассмотрены подробнее.

Прежде чем перейти к характеристике региональных метасоматитов Центрально-Кызылкумского региона, кратко остановимся на особенностях вмещающих оруденение осадочных пород. Эти породы изучались многими геологами (К.К. Пятков, Ф.Т. Кренделев, В.Ф. Проценко, С.В. Сараев, Б.Я. Хорева и др.). О возрасте и границах этих свит до сих пор нет единого мнения. В настоящее время большинство геологов выделяют в составе осадочных пород территории три свиты: ауминзинскую (ϵ), тасказганскую ($\epsilon-O$) и бесапанскую ($Cm-S$).

К ауминзинской свите относятся кристаллические сланцы, амфиболиты, углеродистые яшмокварциты, мраморизованные карбонатные породы. А.К. Бухарин и др. (1984 г.) включают эту свиту в состав нижнетасказганской подсвиты тасказганской свиты. Аналогом ауминзинской свиты эти авторы считают кокпатаскую свиту Южного Букантау. Мощность свиты 1600 м. В ее составе выделяются три пакки: 1) переслаивающиеся зеленые сланцы, кремни, доломиты; 2) известняково-доломито-кремнистые сланцы; 3) зеленые кристаллические углеродистые кремнистые сланцы.

Наиболее характерная черта ауминзинской свиты — наличие в ее составе метавулканитов, превращенных в хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы. В нижней части свиты они преобладают над осадочными породами.

Тасказганской свите свойственно широкое развитие углеродистых яшмокварцитов с прослоями доломитов и псаммитовых сланцев. Яшмокварциты наиболее обогащены углистым веществом. Намечается связь этих пород с вулканитами. Прочие породы тасказганской свиты — углистые слюдястые и кремнистые сланцы, углисто-альбит-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки и доломиты.

Ауминзинская и тасказганская свиты образуют единую седиментацион-

ную серию, принадлежащую к одной метаморфизованной углеродистой диабазо-терригенно-кремнистой формации. Наиболее характерная черта этих свит — наличие горизонтов углеродистых яшмокварцитов, отсутствующих в вышележащей бесапанской свите.

Согласно Б.Я. Хоревой и Б.А. Блюман (1974 г.) породы этих свит регионально метаморфизованы с образованием ауминза-тасказганского монофациального филлитового комплекса фации хлорит-соссюрит-серицитовых микросланцев.

Басапанская свита как основная рудовмещающая для большинства эндогенных рудопроявлений региона привлекает наибольшее внимание исследователей. Породы этой свиты широко распространены в горах Бельтау, Джегымтау, Ауминзатау и в южной части Тамдытау. Они залегают согласно на породах тасказганской свиты.

Состав свиты — терригенный (гравелито-песчано-сланцевый), мощность до 5000 м. В пределах свиты выделяются три подсвиты (согласно А.К. Бухарину и др. — четыре, так как они относят к низам бесапанской свиты тасказганскую): 1) алевритовая флишоидная, сложенная черными углистыми слюдисто-альбит-кварцевыми и углисто-слюдистыми сланцами; 2) ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы ("пестрый бесапан"); 3) переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, гравелиты ("зеленый бесапан"). Согласно Б.Я. Хоревой и Б.А. Блюман, эти породы претерпели динамогеотермический региональный метаморфизм фации хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев.

Углеродистое вещество, слагающее до 4–5% этих пород, изучалось многими исследователями (А.Т. Бендик, Ф.И. Березовский, И.Б. Волкова, Х.К. Каримов, Э.О. Отакузиев, В.Ф. Проценко, Г.М. Чеботарев и др.). В результате этих работ выявилось, что среднее содержание $C_{орг}$ в породах тасказганской свиты равно 0,88%, в том числе 0,83% графита и 0,05% кахингена.

Максимальное содержание $C_{орг}$ (1,243%) и графита (0,745%) установлено в кремнистых сланцах этой свиты (Х.К. Керимов и др., 1979 г.). Осадочные породы бесапанской свиты — песчаники и алевролиты, по данным тех же авторов, содержат в районе Даугыза 0,12–0,23% $C_{орг}$ и 0,10–0,21% графита, а в районе Аристантау — 0,051% $C_{орг}$ и 0,033% графита.

К.В. Захаревич и др. (1983 г.) считает, что содержание $C_{орг}$ возрастает от метапесчаников к метаалевролитам и еще более к метапелитам (до 0,46%).

Рассеянное органическое вещество обычно представлено битумами и керогеном. И.Е. Волкова (1983 г.) считает, что углеродистое вещество ауминза-бесапанского комплекса представлено в основном не графитом и битумом, а углистым материалом, в основном витринитом, и относится к гумусовому и сапропелево-гумусовому типу. В катаклазитах и жилах содержание $C_{орг}$ достигает 4,46%. По данным Г.М. Чеботарева и др. (1979 г.) в этом случае преобладают графит и антраксолиты (шунгит). Э.О. Отакузиев и М.П. Баскаков (1978 г.) выделили в составе $C_{орг}$ кероген (до 3,5%), битумы А и Б.

Углеродистое вещество из осадочных пород рассматриваемого региона содержит различные металлы: медь, молибден, ванадий, золото. Максимальные количества золота установлены в углеродистом веществе из пород

бесапанской свиты в районе Бельтау ($0,347 \cdot 10^{-4} \%$). По данным Э.О. Отакузиева и М.П. Баскакова, увеличение содержания $C_{орг}$ в породе не приводит к увеличению содержания в ней золота.

Все приведенные данные позволяют высказать предположение, что породы бесапанской свиты являются углеродистыми метасоматитами — верхним ярусом колонны метасоматических и термальных процессов, на которые снизу надвигаются более высокотемпературные кремнещелочные метасоматиты.

П.Ф. Иванкин и др. считают, что углеродистые метасоматиты в регионе образовались за счет привноса углерода ювенильными мантийными флюидами. Привнос углерода в слабо углеродистые породы, содержащие первичный биогенный углерод, сопровождается окислением закисного железа, а также привнесом магния, кальция, CO_2 , фосфора, сульфидной серы и выносом кремнезема, глинозема, щелочей. Образовавшиеся метасоматиты содержат рассеянные сульфиды (пирит, пирротин, скуттерудит, виоларит), карбиды железа, молибденит, самородный хром, минералы титана.

Помимо изменения химического состава, доказательством гипогенного происхождения углерода, по нашему мнению, являются зависимость количества углеродистого вещества в породе от степени ее рассланцеванности и катаклаза, нередко также его парагенезис с альбитом и слюдами, сфеном, рутилом, карбонатами, переотложения кварца в породах с высоким содержанием $C_{орг}$.

По данным К.В. Захаревича и др. (1983 г.), с возрастанием количества $C_{орг}$ в породе доля $\delta^{13}C$ увеличивается, особенно в катаклазитах и жилах, до значений, свойственных абиогенному углероду. Легким изотопом иногда аномально обогащены зоны серицитизации.

Изучение металлогенической и геохимической специализации основных пород C_{1-2} и углеродистых толщ тасказганской и бесапанской свит, вмещающих оруденение, показывает удивительное сходство тех и других (табл. 3). Основные породы рифтогенных впадин и терригенные углеродистые толщи содержат в повышенных количествах ванадий, хром, титан, никель, кобальт, медь, цинк, иногда марганец и серебро. Многие исследователи, изучавшие тасказганские и бесапанские осадочные породы, называют перечисленные элементы "типичным осадочным сочетанием", хотя весь этот комплекс характерен именно для углеродистых толщ и типичен для основных магм. Содержание большинства перечисленных элементов увеличивается в углефицированных зонах смятия: в горах Ауминзатау в таких зонах содержится до 2,5% ванадия и 0,5% молибдена. В Бельтау содержание никеля в зонах смятия местами возрастает до 300 г/т. Возрастает также содержание Cu , Ag , Cd , Bi , As , Sb , Zn (Ю.Ф. Баскаков, 1983 г.), по данным П.Ф. Иванкина, и W , Mo , Sb (в 5–20 раз). Относительная специализация пород тасказганской свиты на Mn , Cu , V , Ag , а бесапанской — на Au , W , возможно, связана с различной степенью воздействия на эти породы высокотемпературного метасоматоза, способствовавшего миграции и переотложению некоторых металлов.

Важная особенность пространственного размещения углеродистых метасоматитов — приуроченность ареалов их развития к тем же структурам, что и проявления основного магматизма, — рифтогенным впадинам, выявленным на основании проведенных палеорекоkonструкций. К этим же струк-

Средние содержания элементов в вулканогенных и осадочных породах
Центрально-Кызылкумского региона (в г/т)

Породы		Cu	Mn	Na	Co	V
Вулканиды	Трахибазальт	40	800	70	30	200
	Щелочно-оливиновый базальт	60	1100	150	60	200
Интрузивные габброиды и гипербазит	Гипербазит	100		950	85	
	Габбро-норит	100		1350	65	
	Авгитовое габбро	100		350	30	
	Роговообманковое габбро	150		450	25	
Осадочные породы свит	Зеленый бесапан	4,7	31,9	5,08	1,31	16,4
	Пестрый "	5,76	37,36	4,1	1,07	37,4
	Нижнебесапанская свита	3,9	5,9	4,4	1,5	15,9
	Верхнетасказганская	8,6	25	6,7	1,86	21,9

Примечание. * $\cdot 10^{-7}\%$.

турам тяготеет бо́льшая часть ранне-среднекаменноугольной минерализации — проявления никеля, меди, хрома, шлиховые и литогеохимические ореолы хрома, ванадия, меди, никеля, титана, графита, молибдена. Тесная ассоциация углеродистых метасоматитов и проявлений графита с основными породами, наличие в последних вкрапленности графита, так же как и отмеченные выше особенности размещения углеродистых метасоматитов, свидетельствуют о наличии генетической связи основных пород и углеродсодержащих эманаций, что уже отмечалось П.Ф. Иванкиным.

Высокотемпературные метаморфические и метасоматические комплексы, названные Б.Я. Хоревой и Б.А. Блюман (1974 г.) полифациальными полиметаморфическими комплексами, слагают антиклиналеподобные структуры с зональным расположением различных фаций, наложенных на филлитовый и хлорит-гидрослюдистый метаморфические комплексы тасказганской и бесапанской свит.

На рассматриваемой территории выделены три таких "антиклинали" — Мурунтауская, Джетымтауская и Ауминзатауская, причем наиболее детально изучена первая — Мурунтауская. Ее размер 10X50 км. От периферии к центру в ней выделяются: 1) зона хлорита-мусковита, 2) зона биотита (самая широкая). Биотит развивается по хлориту. В вулканогенных породах развивается также актинолит. 3) зона роговой обманки — плагиоклаза, обнажающаяся в ядре "антиклинали". Роговая обманка развивается по актинолиту, появляются также гранат, эпидот.

Приведенные в работе Б.Я. Хоревой и Б.А. Блюман результаты химических анализов биотитов и амфиболов из этих пород показывают, что переход от зоны хлорита-мусковита к зоне биотита сопровождается приносом железа, особенно закисного, а также магния, кальция и выносом кремнезема и глинозема. Привноса щелочей при этом не происходит.

Cr	Mo	Pb	Zn	Ag	Sn	Ti	Au *	Авторы
50	1	3	60	0,3	0,5		5,6	Шпотова, Ушаков (1981 г.)
100	2	5	100	0,6	0,7		1,2	
							0,4	Айсанов, Егоров (1978 г.)
							0,2	
						1000	0,03	
7,35	Не опр.	1,77	9	0,08	Не опр.	593	0,39	Сараев (1981 г.)
8,9	"	0,86	12	0,15	"	403	1,0	
7,7	"	1,34	14	0,06	"	426	0,37	
8,0	"	1,0	11,5	0,40	"	606	0,63	

К аналогичным выводам пришли С.Д. Шер и И.М. Юдин (1971 г.), изучавшие переход от слабо измененных алевролитов к биотитизированным на месторождения Мурунтау.

Все изложенное свидетельствует о щелочном восстановительном характере флюидов, под воздействием которых формировались указанные "термические антиклинали". Их образование вызвано потоком глубинных флюидов и парагенетически связано с процессами магмообразования. Источником поступления тепла и флюидов при этом являются астенолиты базальтовой магмы.

Глаукофан-эклогитовые фациальные серии метаморфизма, наблюдающиеся в пределах Северо-Нуратинского глубинного разлома, аналогичны описанным образованиям, но более фемического профиля.

Т.А. Аргутина и Б.Я. Хорева, изучавшие распределение гравитационного и магнитного полей на территории исследуемого региона, пришли к выводу о том, что магнитоактивный горизонт здесь соответствует метабазитам ауминзинской свиты, нижней кромкой которой является область гранитизации, т.е. архейского фундамента. Массивы гранитов секут "термические антиклинали".

Возраст метаморфических пород "термальных антиклиналей", определенный Б.Я. Хоровой и Б.А. Блюман по геологическим данным, — силурийский. Однако приведенные Е.М. Головиным (1978 г.), Ф.И. Аскарковым и др. (1974 г.), С.Р. Шером и Т.М. Юдиным (1971 г.) данные показывают, что возраст амфиболитов и биотитовых роговиков Мурунтау составляет от 273–280 до 306 ± 6 млн лет, что свидетельствует о ниже-среднекаменноугольном возрасте этих образований.

К рассматриваемому этапу следует отнести также метасоматические преобразования в трапповых интрузивах Кульджуктау — образование

метасоматических натриевых сиенитов и карбонатитов. Подобные образования детально описаны С.А. Гулиным (1966 г.) на примере траппов Таймыра. Этот процесс сопровождается интенсивным привнесом углекислоты, калия, натрия, SiO_2 и выносом MgO , CaO , FeO , Fe_2O_3 . С этими метасоматитами связаны повышенные содержания редких земель, ниобия, тантала, титана, циркония, гафния.

Таким образом, этап развития базитового магматизма сопровождался последовательным развитием углеродистого метасоматоза с привнесом металлов, в том числе золота и сульфидной серы, а затем щелочным (биотит-полевошпатовым) высокотемпературным метасоматозом и углекислым щелочным метасоматозом, вызывающим образование редкоземельных карбонатитов.

Если эндогенная деятельность предшествующего орогену этапа активизации квазиплатформы отличалась базитовым характером магматизма, углеродистым метасоматозом и типичным для трапповых провинций оруденением, то процессы орогенного этапа были резко отличны. На фоне гранитоидного магматизма здесь проявились типичные разнообразные и многочисленные гидротермальные рудные проявления. Главное значение из них имеют сульфидные и сульфидно-кварцевые проявления (арсенопирит-пиритовой и шеелит-арсенопирит-пирит-кварцевой рудных формаций). Отмечаются также проявления вольфрама, сурьмы, меди, реже ртути, молибдена, олова, редких металлов.

Арсенопирит-пиритовые проявления отличаются тонковкрашенным и прожилковым оруденением. Рудные тела представляют собой крутопадающие линзы, в целом занимающие секущее по отношению к слоистости вмещающих пород положение и приуроченные к зонам разломов. Размещение вкрапленности сульфидов подчинено слоистости пород.

В отличие от вкрашенных сульфидных руд, связанных с углеродистыми метасоматитами, вмещающие оруденение породы описываемых проявлений — терригенные углеродистые толщи нижнего палеозоя с низкой степенью регионального метаморфизма, в пределах рудных тел серицитизированные, иногда вдоль трещин и разломов превращенные в альбит-кварцевую породу.

Характерная особенность проявлений описываемого типа заключается в почти полной их амагматичности: на многих из них отсутствуют даже дайки (Бельтау, Амантайтау). Увеличение степени метаморфизма до зеленосланцевой фации в рудном поле сопровождается увеличением количества даек (Кокпатас), что свидетельствует об увеличении глубинности образования рудопроявлений и близости магматического очага. Одновременно в рудных телах возрастает количество арсенопирита, появляется небольшое количество шеелита.

Еще более глубинными являются проявления шеелит-арсенопирит-пирит-кварцевой формации. Участок месторождения Мурунтау сложен, по данным А.Т. Бендик, А.К. Воронкова, В.Ф. Проценко, Х.Р. Рахматуллаева, С.Д. Шера и М. Юдина и др., углеродистыми сланцами, алевролитами, содержащими 1,5%, местами до 4,5% графитизированного углеродистого вещества, а также 0,67%, местами до 0,85% титана (в основном рутила). В пределах месторождения эти породы превращены в биотитовые роговики. Здесь развивается большое количество даек кислого, среднего и основного состава. По

периферии рудного поля они образуют довольно правильную петлю диаметром 2–2,5 км.

Месторождение представляет собой крупный штокверк кварцевых жил и прожилков и ряд мощных кварцевых жил. Количество сульфидов (пирита, арсенопирита, редко — других) — 5–10%, обычны шеелит и турмалин. Формирование месторождения, несмотря на простой состав, было длительным и многостадийным, когда происходило чередование во времени рудных жил и даек (С.Д. Шер, И.М. Юдин, 1971г.). Вмещающие оруденение породы превращены в калишпат-кварцевые метасоматиты, как наблюдающиеся вне связи с рудными жилами, так и образующие строчки около последних.

Аналогичный состав сульфидов, которые во всех случаях представлены пиритом и арсенопиритом, свидетельствуют о родстве основных месторождений региона. Уменьшение количества сульфидов и возрастание роли кварца сопровождаются изменением характера регионального метаморфизма и околорудного метасоматоза: в рудных полях существенно сульфидных проявлений вмещающие терригенные толщи изменены слабо и соответствуют хлорит-гидрослюдистой фации, а околорудные изменения выразились в серицитизации, реже альбитизации. Сульфидно-кварцевые проявления размещены в породах, метаморфизованных в биотит-мусковитовой фации, и сопровождаются калишпатизацией пород. Одновременно в этом же направлении возрастает количество даек, сперва основного—щелочного состава, затем — среднего—кислого.

Эти взаимосвязи вещественного состава и геологических особенностей, возможно, связаны с различной степенью удаленности рудопроявлений от магматического очага, который формировался под воздействием глубинного флюидного потока. К такому же выводу пришли П.Ф. Иванкин и др. (1978, 1984 гг. и др.). Но, по-видимому, отмеченные особенности могут быть связаны и с различной глубиной образования этих рудопроявлений. В пользу этого заключения свидетельствуют особенности размещения в тех же полях проявлений других металлов: вольфрама, сурьмы, ртути. Сурьмяные и в меньшей степени ртутные проявления распространены в рудных полях арсенопирит-пиритовой формации, шеелитовые и полиметаллические в поздних полях арсенопирит-пирит-кварцевой формации.

Перечисленные месторождения не обнаруживают явной связи с гранитными интрузивами. С последними тесно связаны проявления олова и вольфрама (скарновой и грейзеновой формаций), редких металлов, иногда и редких земель.

Размещение гидротермальной минерализации, так же как гранитоидов и позднепалеозойских даек, отчетливо контролируется орогенными структурами — сводовыми поднятиями. Их реконструкции было уделено большое внимание Н.Т. Кочевой и И.Н. Томсоном.

Привлечение комплекса взаимно дополняющих друг друга методов, таких, как морфоструктурный анализ, дешифрирование космических снимков, данные интерпретации геофизических полей, палеотектоническое районирование, позволило установить, что основным структурным элементом региона оставался Центральное-Кызылкумский мегасвод, возникший на предыдущем этапе развития. Однако в орогенный период мегасвод был осложнен системой локальных сводовых поднятий, к которым приурочены ореолы гранитоидного магматизма.

Гидротермальная минерализация различных типов группируется в дугообразные зоны, приуроченные к концентрическим дислокациям этих сводовых поднятий. Выделяются два типа последних, отличающихся внутренним строением и металлогенией: своды, осложненные крупными центральными кольцевыми впадинами, несут преимущественно сульфидную минерализацию; своды, не осложненные такими впадинами, значительно богаче редкометалльными проявлениями.

В пределах локальных сводов упомянутая минерализация размещается зонально. Интрузивы гранитоидов обычно образуют внешний концентрический пояс сводов, с чем связана и приуроченность к внешним поясам оловорудных, вольфрамовых, редкоземельных проявлений. Сульфидная минерализация тяготеет к внутренним частям сводов, причем к наиболее центральным их участкам тяготеет рассмотренная выше арсенопирит-пиритовая (амагматичная) минерализация, которая ближе к внешней стороне сменяется арсенопирит-пирит-кварцевой с шеллитом.

При наложении гранитоидов и гидротермальных жил на углеродистые породы происходит осветление последних (или "выгорание углерода") с выносом из них ряда металлов.

Несмотря на дугообразную и кольцевую форму металлогенических зон, в локализации оруденения орогенного этапа, так же как и этапа активизации квазиplatformы, большую роль играют секущие рудоконтролирующие линеаменты меридионального, северо-восточного, реже широтного направлений: в узлах их пересечений сосредоточены узлы повышенной интенсивности минерализации. При пересечении орогенными структурами рифтогенных впадин предыдущего этапа в узлах длительной глубинной проницаемости происходит переотложение вещества углеродистых метасоматитов в более поздних жильных. По-видимому, этот факт определяет значительную металлогеническую роль углеродистых метасоматитов этапа активизации квазиplatformы (рифтогенного).

По данным Х.Р. Рахматуллаева (см. статью в данной книге), углеродистые метасоматиты возникали неоднократно и в течение орогенного этапа оруденения, чередуясь при этом с гидротермальными проявлениями различных типов.

БАЗОВЫЕ ФОРМАЦИИ МАССИВНЫХ И ВКРАПЛЕННЫХ РУД И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С СОПУТСТВУЮЩИМИ ФОРМАЦИЯМИ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Необходимость выделения понятия "базовая формация" возникла при анализе рядов рудных формаций в различных регионах. Все крупнейшие (большеобъемные) месторождения оказывались полиформационными, но представлялось нелепым выделять несколько рудных формаций в пределах одного месторождения. Вместе с тем неравенство и разноранговость членов рудно-формационного ряда давно представлялись очевидными, особенно в тех случаях, когда в одном ряду находились, с одной стороны, колчеданные, порфировые, с другой — простые жильные рудные формации. И еще одно обстоятельство, вносящее путаницу и противоречия в рудно-формационный анализ, послужило причиной выделения базовых формаций. Многие формации жильных месторождений развивались неоднократно от начально-геосинклинального этапа до посторогенного включительно. В сущности, несмотря на сходный минеральный состав руд, эти месторождения развивались в различных геологических условиях, что уже противоречило самому определению рудной формации. Едва ли можно, например, относить к одной рудной формации золото-серебрянные месторождения провинции геосинклинального вулканизма "зеленых туфов" Японии и провинции субсеквентного вулканизма Провинции Бассейнов и Хребтов США.

Представления о базовых формациях как полихронных, а нередко и полигенных образованиях, возглавляющих и определяющих рудно-формационный ряд гидротермальных жильных месторождений, будут активно способствовать развитию различных направлений в исследованиях по генезису рудных месторождений. Вместе с тем проблему источников рудного вещества жильных месторождений из разряда сугубо теоретических гипотез окажется возможным перевести в проблему конкретного взаимоотношения объектов базовых и сопутствующих рудных формаций [39, 43].

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О БАЗОВЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Большинство исследователей принимают в настоящее время близкое определение рудной формации. Однако классификации месторождений обычно оказываются построенными на разной основе. Так, например, в двухтомной работе "Рудные формации эндогенных месторождений" [56] золоторудные месторождения объединены в три формации: малоуглубинную, средних глубин, глубинную [47, 56, 84]; среди свинцово-цинковых месторождений выделены девять формаций, поименованных по определяющим рудным минералам (Т.Н. Шадлун, М.Г. Добровольская); ртутные месторождения объединены в одну сурьмяно-ртутно-мышьяковую формацию, разделенную на четыре субформации (Н.Г. Демидова). Приведенный пример типичен для современного состояния рудно-формационного анализа. Главная причина создавшегося положения — разноранговость выделяемых рудных формаций. Попытки ранжирования рудных объектов как на

генетической, так и на формалистической основе не исправили, а еще более усугубили трудности рудно-формационного анализа.

Так, при сравнении большеобъемных месторождений вкрапленных руд или колчеданных залежей с жильными месторождениями нередко выясняется, что последние представляют всего лишь часть того или иного большеобъемного месторождения. Однако за его пределами подобные же жильные месторождения приобретают формационную самостоятельность. И все это связано вовсе не с условностью понятий "месторождение" или "рудная формация", а с особенностями развития рудных формаций — от сложных недифференцированных месторождений, несущих зарождение руд всего данного конкретного ряда рудных формаций, к простейшим предельно дифференцированным жильным месторождениям ряда. Совершенно очевидно, что важнейшим условием упорядочения рудно-формационного анализа является необходимость выделения формаций, возглавляющих и определяющих генетически единые или полигенные рудно-формационные ряды, в месторождениях этих формаций минеральные (минералого-геохимические) ассоциации рудных образований района представлены наиболее полно. Такие формации мы предложили называть базовыми.

В мировой практике глубокой разведки месторождений известны примеры неожиданных открытий в жильных рудных полях "слепых" большеобъемных рудных залежей иного, чем разведываемые жилы, состава. Примеры подобных открытий хорошо известны на полиметаллических месторождениях Речк в Венгрии, Добрево-Злетово в Югославии, на золото-серебряных месторождениях Провинции Бассейнов и Хребтов в США.

Вместе с тем при изучении месторождений медно-порфировых и колчеданных формаций уже давно установлено, что обычно они сопровождаются сульфидно-кварцевыми жилами с золотой, серебряной и полиметаллической минерализацией [36, 37, 39, 59, 63, 64]. Эти жилы наложены на собственно порфировые или колчеданные рудные тела и особенно развиты по периферии рудоносных зон. Минеральные и геохимические ассоциации порфировых и массивных сульфидных руд обнаруживают отчетливые элементы родства с минеральными ассоциациями жильных месторождений. Порфировые, колчеданные и другие сульфидные рудные формации, в сущности, определяют содержание рудно-формационных рядов. Более того, в формацию меднопорфировых руд уже давно включаются, например, золото-серебрянные и полиметаллические жильные и прожилково-метасоматические рудные тела ("непорфировые" руды). Подобные рудные тела распространены также в качестве составной части месторождений колчеданно-полиметаллической (жильные тела Куроко, например) и золото-сульфидной формаций. Развиты они и среди месторождений олово-порфировой формации [99]. Если эти рудные тела выходят за пределы рудных полей порфировых и колчеданных формаций, то они относятся уже к золото-серебрянным и полиметаллическим формациям. Представляется неправильным относить эти генетически разнородные образования к единым золото-серебрянным или полиметаллическим рудным формациям. Необходимо разделять названные и другие совокупности конвергентных жильных образований. Важнейшим критерием разделения является их связь с той или иной базовой формацией.

Олово-порфировая формация выделена в самостоятельную в отечествен-

ных и зарубежных работах сравнительно недавно [16]. Целесообразность выделения этой формации будет оправдана, если ее содержание и значимость определить по методу и подобию хорошо изученной меднопорфировой формации. Иными словами, поставить ее во главу рудно-формационных рядов в оловоносных и сереброносных провинциях.

Месторождения олово-порфировой формации приурочены к андезит-дацитовым субвулканическим телам липарит-гранитных (нередко лейкогранитных) ассоциаций или к гипабиссальным калиевым гранитоидам, входящим в завершенные габбро-гранодиорит-гранитные комплексы вулкано-генных поясов, областей тектоно-магматической активизации и перивулканических зон. Основная масса руд сосредоточена в жилах и жильно-прожилковых зонах минерализации в пределах как магматических, так и терригенных песчанико-сланцевых пород.

Другой пример — магматическая сульфидная рудная формация объединяет преимущественно медно-никелевые месторождения. Однако определенное промышленное значение в пределах этой формации имеет золото-серебро-платинометальное оруденение. Рудная формация связана с основными и ультраосновными стратиформными интрузиями эпиархейской платформы (Южная Африка, Канада), а также с интрузивной фацией траппов Сибирской платформы. Проявления этой рудной формации известны также в связи с интрузиями раннегеосинклинальных и орогенных этапов (штаты Калифорния, Орегон, Аляска).

Источником магматических месторождений является мантийное вещество, так как интрузии имеют ультраосновной, основной состав, а изотопный состав серы в рудах близок к сере метеоритов; среднее отклонение от метеоритного стандарта колеблется в пределах от $-0,26$ до $+0,24$. М.Н. Годлевский (1968 г.) полагает, что в соответствии со степенью насыщения рудного расплава медью выделяются пирротиновые и халькопиритовые руды. Вместе с тем наблюдения Б.Дж. Скиннера и А.А. Пека (1973 г.) за несмешивающимися сульфидными расплавами с о-ва Гавайи при извержении толеит-базальтовой магмы вулкана Килауэа в 1963 г. показали, что наиболее ранние дифференциаты сульфидного расплава являются самыми богатыми медью и никелем. Минералы благородных металлов обнаруживают более тесную связь с "халькопиритовыми" рудами. Месторождения разрабатываются как комплексные, и только в отдельных случаях (риф Меренского) — как преимущественно платинометальные.

Рудно-формационный ряд магматической базовой формации изучен слабо. По всей вероятности, в этот ряд, кроме золото-серебро-платинометальных проявлений, следует включить золото-альбит-анальцимовые проявления в габброидах, прорывающих серпентинизированные перидотиты [85, 86, 91], а также месторождения золото-альбитовой формации, обнаруживающие пространственные связи с ультрабазитами Кордильер, Сихотэ-Алиня, Урала, Южно-Американских Анд. Для этих жильных месторождений в качестве промежуточных источников рудного вещества могут рассматриваться ультрабазитовые интрузии с золото-платинометальной аксессуарно-вкрапленной минерализацией.

Если месторождения перечисленных формаций с начала их изучения воспринимались как большеобъемные геологические образования, то многочисленные зоны вкрапленного сульфидного оруденения относились нередко

к так называемым околожильным (околорудным) ореолам, к зонам рассеянной минерализации, сопровождающим рудные тела жильного типа, и в течение длительного времени не воспринимались как образования, предшествующие жильным месторождениям и являющимися их базовыми формациями. Иными словами, многочисленные зоны различной сульфидизации, представляющие наиболее распространенные базовые формации, оказались наименее изученными. В настоящее время в качестве чуть ли не единственного примера этих формаций может быть рассмотрена группа золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд.

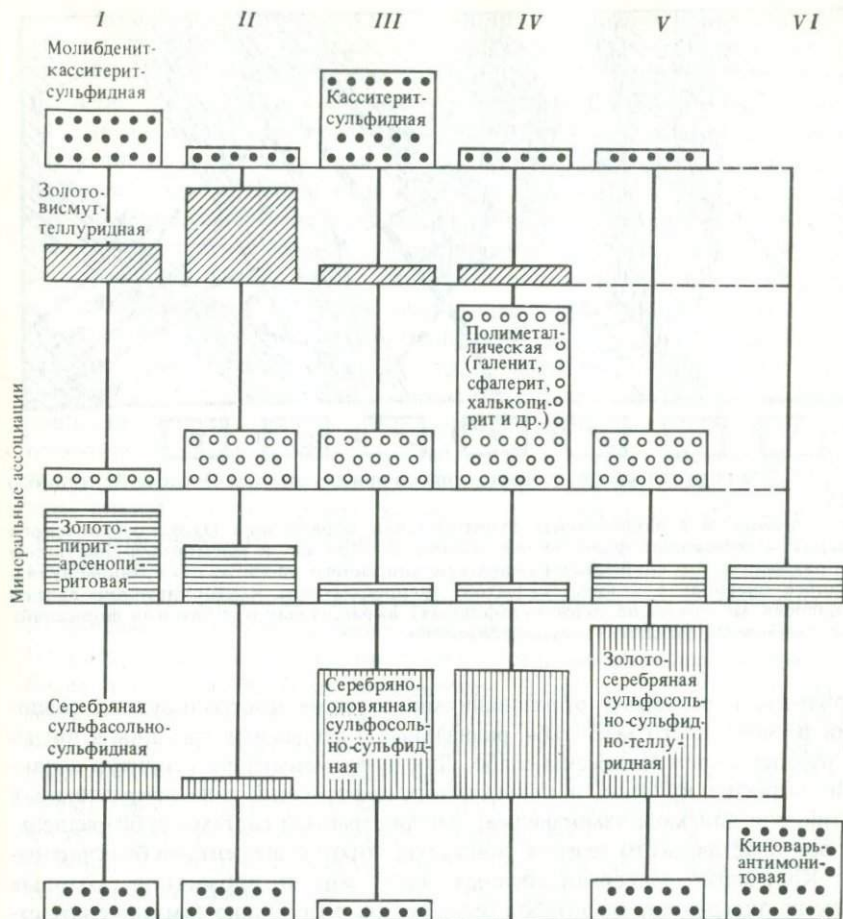
ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГРАФИТИЗИРОВАННЫХ ТОЛЩАХ КАК ТИПОВАЯ БАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Золото-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая и золото-серебряная, олово-серебряная, полиметаллическая и сурьмяно-ртутная формации широко развиты в основании вулканогенных и вулканогенно-плутонических поясов, в перивулканических зонах и областях тектоно-магматической активизации.

Они входят в единый рудно-формационный ряд (рис. 12), который возглавляется золото-сульфидными месторождениями. Иными словами золото-сульфидная формация является базовой по отношению к другим рудным формациям.

Месторождения развиты в перивулканических зонах циркумтихоокеанских кайнозойских и мезозойских вулканических поясов (рис. 13).

Эти зоны, сопряженные с развитием вулканоструктур, характеризуются интенсивным проявлением интрузивного гранитоидного магматизма, очаговыми и купольными структурами, интенсивной гидротермальной деятельностью. Руды приурочены к окварцеванным и сульфидизированным зонам смятия (динамометаморфизма) и в обычном случае представляют собой темно-серую осадочную породу с тонкорассеянными сульфидами. Оруденение приурочено к миогеосинклинальным терригенным или терригенно-карбонатным толщам основания вулканогенных поясов, локализовано в породах, испытавших разнообразный малоглубинный метаморфизм, и пространственно связано с зонами полиметаллической, золото-серебряной, сурьмяной и ртутной минерализации. Месторождения известны в мезозойских, палеозойских и докембрийских глинистых, углисто-глинистых, песчанико-алевролитовых флишоидных и глинисто-карбонатных толщах. Обычно они приурочены к купольным поднятиям в узлах пересечения разломов различных направлений. Магматические образования в рудных полях представлены дайками кислого и основного состава, а также лампрофирами; развиты инъекционные брекчи, рассматриваемые как крупновулканические образования. Рудовмещающие разломы носят скрытый характер и часто плохо дешифрируются на аэрофотоснимках. Эти разломы нередко являются рудовмещающими для золото-серебряных, сурьмяных, ртутных и других вулканогенных месторождений. По данным Д. Хаусена и П. Керра (1939 г.), месторождения Провинции Бассейнов и Хребтов (США) приурочены к силурийским глинисто-карбонатным толщам, выступающим из-под тектонического покрова эвгеосинкли-



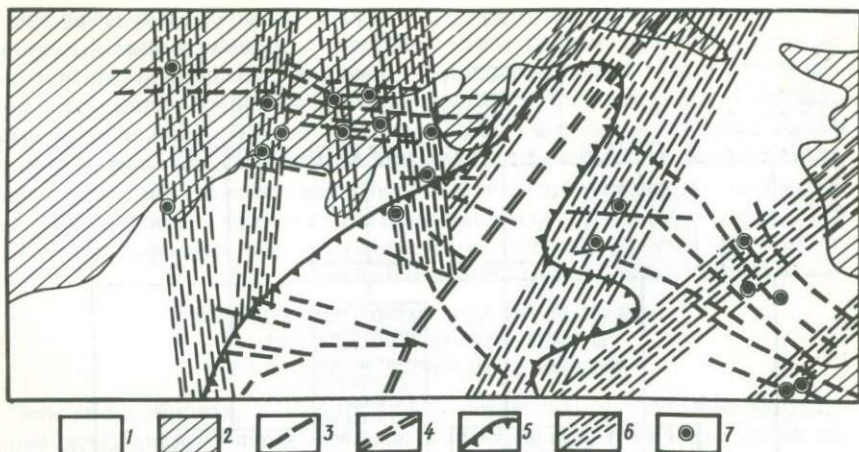
Р и с. 12. Рудно-формационный ряд золото-сульфидной базовой формации

I — базовая формация; золото-сульфидная вкрапленная; *II*–*VI* — рудные формации ряда: *II* — золото-сульфидно-кварцевая, *III* — олово-серебряная, *IV* — полиметаллическая, *V* — золото-серебряная, *VI* — сурьмяно-ртутная

нальных осадков в виде окон, образовались в результате размыва аллохтона на куполовидных поднятиях. Эти окна прослеживаются вдоль крупных северо-западных разломов, контролирующих размещение даек кварцевых порфиров. Среди кайнозойских вулканогенных пород и в толщах основания вулканогенных зон широко развиты золото-серебряные, полиметаллические, золото-редкометалльные, сурьмяные и ртутные месторождения и проявления, обнаруживающие пространственно-временные связи с золото-сульфидным вкрапленным оруденением.

Месторождения обычно приурочены к брахиформным поднятиям, интрузивным и безинтрузивным куполам, тектоническим "окнам", системам ступенчато-горстовых блоков.

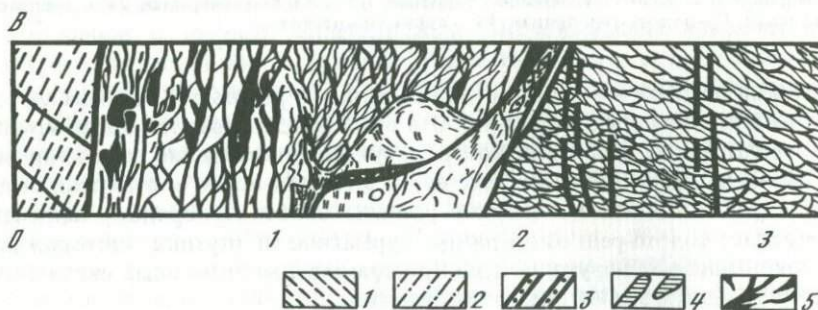
Так как купольные структуры обычно существенно эродированы и



Р и с. 13. Схема рудоносности района перивулканической зоны Охотско-Чукотского пояса

1 — ниже- и верхнемеловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского пояса; 2 — триасовые флишеидные толщи; 3 — рудно- и магмоконтролирующие зоны разломов; 4 — глубинный разлом вулканогенного прогиба; 5 — границы вулканогенного прогиба; 6 — зоны "скрытой" трещиноватости, контролирующей залежи сульфидных (в том числе золотосульфидных) вкрапленных руд базовых формаций; 7 — жильные месторождения и рудопроявления

осложнены горстовыми образованиями, а также контролируются разломами регионального масштаба, радиальные и кольцевые трещины в пределах рудных полей выражены слабо. Для рудовмещающих структур характерно развитие хрупких и пластических деформаций типа приразломных смятий, зон динамометаморфизма; распространены системы субпараллельных зон пластического течения глинистых пород с элементами брекчирования. Количество минерализованных даек, жил и прожилков, которые никак не определяют масштабов оруденения, с глубиной заметно снижается. Вместе с тем интенсивность и мощность зон вкрапленного оруденения сохраняется в значительных интервалах (2000 м).

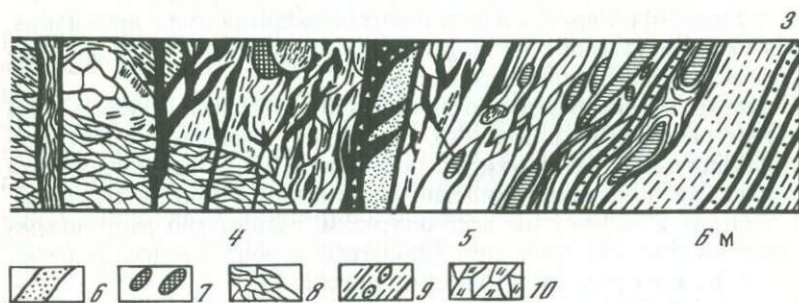


Р и с. 14. Поперечный разрез рудного тела месторождения золото-сульфидной базовой формации

1 — глинистые сланцы, слабосульфидные; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — ранний метаморфогенный и безрудный кварц; 5 — поздние жилы и прожилки кварцевого и антимонит-кварцевого состава; 6 — метасоматическое окварцевание пород;

Рудные тела представляют собой минерализованные линейные зоны динамометаморфизма — кливажа, трещиноватости, будинажа, которые обычно тяготеют к пластичным частям разреза осадочных толщ (рис. 14). Широкое развитие пластических деформаций пород, метасоматический характер выделений рудных минералов в условиях стесненной кристаллизации при отсутствии открытых трещин указывают на образование руд в зонах преобладающих сил сжатия. В связи с этим интенсивность оруденения обнаруживает отчетливую зависимость от соотношений рудоносных зон со слоистостью и сланцеватостью и других изменений свойств вмещающей среды в направлении падения и простираия пород, даек, приразломных складок.

Рудные тела месторождения Карлин представляют собой почти согласные напластованию пологие залежи мощностью до 30 м, простирающиеся поперек крупных разрывных структур. В пределах других месторождений нередко крупные рудные залежи с пологими апофизами. Наибольшей интенсивности дислоцированные преобразования достигают в блоках, сложенных породами алевропелитового состава. Здесь обычно развивается мелкая приразломная складчатость, преобладающие формы складок изоклинные, иногда асимметричные. Важным структурным элементом являются зоны пластического течения, мощность которых достигает десятков метров, контакты этих зон с вмещающими породами постепенные. Внешние части зон характеризуются развитием трещин рассредоточенного грубого кливажа, по которым смещаются мелкие и тонкие прослои песчаников. Во внутренней части трещины грубого кливажа сближаются, появляются более тонкие кливажные поверхности. Здесь же отмечаются признаки течения пород с проявлением будинажа. Пластические преобразования сопровождаются повышением трещиноватости, а иногда и крупноглыбовым брекчированием. В осевой части зон пластического течения складки имеют меньшие размеры, а морфология их наиболее сложна. Эта особенность указывает на возможную одновременность формирования мелких складок и зон пластического течения [46]. Во внутренних зонах осадочные толщи утрачивают первоначальную структуру и приобретают линзовидно-блоковое строение, характерно развалыцевание и гофрирование пластических пород. Развитие кливажа различных направлений сви-



7 — скопления углистого вещества; 8 — смятые и рассланцованные темно-серые породы, равномерно насыщенные (до 10%) тонкой и мелкой вкрапленностью игольчатого арсенопирита, мышьяковистого пирита (догидротермальные метасоматиты); 9 — будинированные породы; 10 — трещиноватые породы ксенолитного облика

детельствует о смене плана деформаций в процессе образования зон пластического течения.

Совпадение направлений рудовмещающих разломов и зон пластических деформаций представляется благоприятным фактором, определившим повышенную проницаемость пород. Поперечные по отношению к рудным телам разломы выражены зонами субпараллельной трещиноватости. За пределами рудных полей поперечные разломы нередко контролируют размещение вулканитов и поясов даек среднего и основного состава. С поздними дайками нередко ассоциируют инъекционные (эксплозивные) брекчи, которые развиваются во фронтальных (апикальных) частях даек. В пределах рудных полей отмечены плавные изгибы рудоносных зон по падению и простиранию, обусловленные как первоначальной волнистостью разрывов при заложении, так и объединением в единую зону трещин и мелких разрывов разных направлений при развитии явлений пластического течения пород.

В ряде случаев образованию основных рудных тел предшествуют зоны ороговикования и штокверки со спорадическими высокотемпературными кварцевыми прожилками и вкрапленностью касситерита, висмутина, самородного висмута, молибденита и других сульфидов. Рудные тела по этим зонам ороговикования и ранней минерализации развиваются слабо или не развиваются вообще. В других случаях есть основания предполагать, что ороговикование и минерализация наложены на рудные тела. Предположение связано прежде всего с широко распространенным в пределах вулканических провинций явлением позднего развития гранитоидных плутонов по отношению к золото-серебрянному и золото-сульфидному вкрапленному оруденению.

На месторождениях не отмечаются отчетливые элементы зональности в пределах рудных тел, вместе с тем выявляется зависимость содержаний золота от пространственной ориентировки рудоносных зон и текстурно-структурных особенностей пород. В частности, при несовпадении направления рудоносных зон с кливажем и другими структурными элементами вмещающих толщ строение рудных тел усложняется. Наиболее золотоносными оказываются участки рудных тел с согласным или субсогласным направлением кливажа. Концентрации серебра на месторождениях в большинстве случаев коррелирует с интенсивностью развития жил и прожилков, как с ранней полисульфидной ассоциацией, так и с поздними ее проявлениями, включая антимонитовые прожилки.

Руды месторождений нередко отличаются от вмещающих пород лишь содержанием равномерно рассеянных сульфидов. Главными продуктивными ассоциациями на месторождениях являются пирит-арсенопиритовая и пиритовая. Эти ассоциации представлены мелким и тонким мышьяковистым пиритом и игольчатым арсенопиритом, равномерно рассеянными в углисто-глинистой или глинисто-карбонатной породе. Среднее содержание этих сульфидов в рудах варьирует от 1—2 до 5—7%.

А. Радтке и Б. Шайнер [96] первоначально полагали, что золотоносность тонковкрапленных руд месторождения Карлин обусловлена преимущественным развитием золотоорганических соединений. Однако дальнейшие исследования Д. Уэлса и Т. Маленса убедительно показали, что основная масса золота в первичных (неокисленных) рудах Карлина и род-

ственного ему месторождения Кортец имеет тонкодисперсный характер и заключена в сульфидах — мышьяковистом пирите и арсенопирите. Наиболее высокие содержания золота отмечены в тонкоигольчатом арсенопирите, ассоциирующийся с ним пирит нередко на порядок менее золотоносен. Вместе с тем известны месторождения (Карлин и др.), на которых главный концентратор золота — мышьяковистый пирит. Иными словами, руды типа Карлин принципиально не отличаются от золото-сульфидных вкрапленных руд восточноазиатских проявлений, а также давно известных аналогичных руд Средней Азии и Казахстана.

Среди поздних минеральных ассоциаций наиболее распространена антимонит-кварцевая, реже — диксит-самородно-мышьяковая, реальгар-киноварная, гипсово-карбонатная. Размеры золотинок в пирите и арсенопирите 0,04–0,3 мкм. Пирит и арсенопирит ранних и поздних ассоциаций обычно слабозолотоносны. В наиболее распространенной поздней антимонит-кварцевой ассоциации иногда отмечается высокопробное (от 800 до 920) золото с размерами отдельных зерен до первых миллиметров. Однако в целом эта ассоциация также слабозолотоносна.

Макроскопически вмещающие породы часто не обнаруживают отчетливых следов изменения, сохраняя темную до черной окраску. Однако в центральных частях рудных тел породы участками несколько осветлены, иногда приобретают фельзитовидный облик. Для участков окварцевания характерно многоцентровое блочное развитие кремниевого метасоматоза. Эти участки контролируются трещиноватостью, слоистостью, сланцеватостью. Типичные метасоматические прожилки, гнезда, псевдобрекчии сочетаются с жилами и прожилками выполнения. Более отчетливы метасоматические изменения, связанные с развитием ранних редкометаллических и поздних антимонит-кварцевых ассоциаций. Первые сопровождаются ореолами кварц-серицитовых (иногда с карбонатами) березитоподобных метасоматитов, вторые — ореолами гидрослюдисто-каолинитовых метасоматитов, развивающихся главным образом по дайкам и слоям песчаников. В специфических условиях зон смятия, в относительно инертной среде, ведущая роль в процессе метасоматического преобразования пород принадлежит, по-видимому, сорбционному замещению.

В измененных породах выделяются два вида углеродистого вещества: ранний, представленный скрытокристаллическим углеродом типа графит-антрацит, и поздний — битумноидами типа антракосолита-кворита. В распределении $S_{орг}$ в породах наблюдается обратная зависимость его содержания от степени и характера метасоматических изменений. Так, в сильно серицитизированных осветленных алевролитах и песчаниках содержания $S_{орг}$ колеблются соответственно от 0,19 до 0,52% и от 0,08 до 0,16%. В темно-серых (до черных) алевролитах рудных тел содержания $S_{орг}$ составляют 0,47–0,44%. В неизмененных породах за пределами рудного поля отмечаются близкие содержания $S_{орг}$. Наиболее характерной тенденцией изменения химического состава пород в процессе рудных преобразований является вынос или перераспределение калия, натрия, кальция, магния и железа. Хотя в зонах окварцевания количество глинозема и калия уменьшается, отношение $K_2O : Na_2O$ всегда отчетливо возрастает.

Типы золото-сульфидных вкрапленных руд наиболее полно представлены на месторождении Карлин [96]. Первичные руды разделены на 5 ти-

пов.: 1) нормальные, 2) кремнеземистые, 3) пиритовые, 4) углеродистые, 5) мышьяковистые.

Руды нормального типа составляют 60% первичных руд и визуально почти неотличимы от неизменных вмещающих пород. Однако в большинстве случаев от 25 до 50% карбонатных зерен выщелачены или замещены мелкозернистым кварцем и пиритом с привнесом золота (до 8 г/т), ртути (25 г/т), таллия (50 г/т), сурьмы (100 г/т) и мышьяка (400 г/т); содержание $C_{орг}$ не превышает 0,25–0,30%, что отвечает его концентрации в неизменных породах. Основная часть золота заключена в мелко- и тонкозернистом мышьяковистом пирите в виде субмикроскопических выделений и тонких пленок; незначительное количество тонкого золота отмечено в кварце.

Кремнеземистые (джаспероидные) руды составляют не более 5% первичных руд и содержат лишь незначительное количество остаточного доломита и кальцита. Существуют все переходные разности от джаспероидного типа к нормальному. Основная часть золота заключена в мышьяковистом пирите, в рудах отмечено небольшое количество антимонита и реальгара.

Пиритовые руды составляют около 10% общей массы первичных руд; они содержат от 3 до 10% тонкорассеянного пирита идиоморфной и сфероидальной форм с размером зерен до 200 мк. Нередко зерна образуют тонкие прожилки, пересекающие слоистость пород.

Распространены также фрамбоидальные образования, сложенные микросферическими выделениями пирита размером менее 10 мк. Эти образования ассоциируют с кварцем и углеродистым веществом. В неизменных вмещающих породах рудного поля подобные образования не отмечены.

Содержание золота, а также ртути, сурьмы и мышьяка весьма изменчивы; содержания $C_{орг}$ варьируют от 0,5 до 0,9%. Кроме пирита, в рудах отмечена спорадическая вкрапленность реальгара, антимонита, сфалерита, галенита, молибденита и халькопирита.

Термин "углеродистые руды" ранее применялся в качестве общего названия первичных руд месторождений карлинского типа [7]. Позднее А. Радтке предложил относить к углеродистому типу руды с содержанием $C_{орг}$ от 1 до 5% и более. Эти руды имеют темно-серый до черного цвет и содержат как тонкодиспергированное, так и прожилковидное углеродистое вещество; количество углеродистых руд на месторождении составляет 15–20%. Основным минералом-концентратором здесь является тонкорассеянный мышьяковый пирит; в числе других сульфидов зафиксированы реальгар, аурипигмент, антимонит, киноварь, сфалерит, галенит, карлинит.

Мышьяковистые руды составляют 5–10% общей массы первичных руд; содержание мышьяка в рудах варьирует от 0,5 до 10%, большая часть его связана с поздними выделениями реальгара и аурипигмента. За исключением этой особенности, руды по составу и строению подобны рудам нормального или углеродистого типов.

Руды месторождения развивались главным образом по пластам глинисто-песчанистого доломита и доломитизированного аргиллита. Породы состоят из мелких и тонких зерен доломита (от 25 до 45%), кварца (20–30%), иллита (15–20%), кальцита (5–20%) и других менее распространенных минералов. Наиболее значительные изменения при определении пород связаны с выносом CaO и CO_2 и привнесом SiO_2 ; некоторый прив-

нос Al_2O_3 , K_2O и H_2O^+ обусловлен развитием в рудах каолинита и серицита. Привнос железа, серы и мышьяка связан главным образом с образованием тонкорассеянного пирита; отмечен также привнос BaO и TiO_2 , что вызвано отложением тонкозернистого вкрапленного барита, а также недиагностированного титанистого минерала.

Жильные образования, относимые нередко уже к другим рудным формациям, развиты обычно в пределах верхних (и средних) частей сульфидизированных зон. Как правило, жилы отчетливо наложены на сульфидную вкрапленную минерализацию [55]. Исключение составляют мелкие кварцевые (чаще метасоматические) прожилки с вкрапленностью пирита и арсенопирита. Эти прожилки, не отличающиеся по составу и формам рудной минерализации от вкрапленных руд, развивались, по-видимому, одновременно или почти одновременно с "сухой" бескварцевой сульфидизацией. Они имеют незначительное распространение и хорошо отличаются от более поздних кварцевых жил и прожилков выполнения. Поздние кварцевые жилы тесно связаны с дайками и штоками гранит-порфиров, внедрившихся в зоны сульфидизации. Внедрение сопровождалось развитием интрузивно-купольных структур и интенсивным переотложением сульфидно-вкрапленных образований.

По периферии интрузивно-купольных структур и на удалении в зонах близиверхностной трещиноватости развиваются золото-серебро-кварцевые жилы, сходные по минеральному составу и текстурам руд с вулканогенными золото-серебряными месторождениями. К самым поздним образованиям характеризуемых зон относятся кварц-антимонитовые жилы, а также залежи вкрапленно-метасоматических пирит-киноварных руд. Они отлагались как в качестве заключительных стадийных образований золотых и золото-серебряных месторождений, так и в виде самостоятельных месторождений. Перечисленные жильные и жильно-метасоматические образования распространены не только в верхних частях зон сульфидизации, но и в надрудной части этих зон и на удалении от них. Размещение жильных образований определяется структурным единством или отчетливой соподчиненностью с зонами золотоносной сульфидизации.

Рассмотренный парагенез рудных образований возглавляется, таким образом, зонами сульфидизации и другой тонкорассеянной минерализации (включая необычный ряд самородных металлов). На различных участках рудовмещающих структур члены этого парагенезиса нередко разобщены. В ряде случаев сульфидные залежи почти не сопровождаются жильными телами. И напротив, жильные тела нередко встречаются обособленно и характеризуются незначительным развитием золотоносной сульфидизации в боковых породах, которая обычно принимается за околожильные изменения. Первые случаи связаны с участками глубоко эродированных или гидротермально неизмененных зон сульфидизации, вторые — с невоскрытыми и гидротермально переработанными зонами.

Анализ материала зон и сульфидного концентрата руд показывает неравномерную локальную обогащенность тонкорассеянных сульфидов золотом, серебром, свинцом, оловом, цинком, сурьмой и другими элементами. Этот слабо дифференцированный рудный материал представляет собой потенциально весьма эффективный промежуточный источник руд для более

дифференцированных жильных месторождений, входящих в рассматриваемый рудно-формационный парагенезис.

Следует также отметить, что минеральные ассоциации вкрапленных руд золото-(кварц)-сульфидной формации, охарактеризованной В.А. Буряком [6], сходны с продуктивными ассоциациями сопутствующих и отчетливо более поздних жильных образований. При пересечении вкрапленных образований кварцевыми прожилками наблюдается отчетливое обогащение жильного материала рудным веществом.

МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ БАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ЕЕ СООТНОШЕНИЯ С СОПУТСТВУЮЩИМИ ФОРМАЦИЯМИ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Медно-порфировая формация как наиболее изученная возглавляет рудно-формационные ряды месторождений вулканогенных поясов, эв- и мезогеоинклинальных складчатых систем и областей тектоно-магматической активизации тихоокеанских и средиземноморских провинций. Месторождения связаны с гранодиорит- и адамеллит-порфирами, входящими в разнообразные комплексы пород диорит-алекситового состава. Эти комплексы нередко предшествуют образованию крупных плутонов гранитоидов. Для преимущественно медных месторождений характерны незавершенные интрузивные ряды, для медно-молибденовых — завершенные интрузивные серии с адамеллит-гранит-порфировыми поздними дифференциатами [48].

Замечательной закономерностью месторождений медно-порфировой формации является то, что рудная (минеральная) вертикальная и латеральная зональность представляет собой уменьшенную модель рудно-формационной региональной зональности. Эта зональность, по нашему мнению, представляет впечатляющее доказательство единства рудного флюида для месторождений всего ряда. В сущности, имеющиеся модели образования медно-порфировых месторождений могут быть в значительной мере использованы для построения моделей образования месторождений других 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 и ртутными месторождениями.

Природа и закономерности развития месторождений рудно-формационного ряда изучены слабо. Отдельные исследователи [102] полагают, что если имеются какие-то, например золото-серебряные, члены ряда, то на определенных глубинах мы можем ожидать более глубокие его члены, включая месторождения базовой медно-порфировой формации. Однако, как показывает практика геологоразведочных работ, это далеко не всегда так. Обычно в районе могут быть хорошо развиты крайние члены ряда (медно-порфировые и ртутные) или те или иные средние его члены (полиметаллические, золото-серебряные). При детальном изучении района недостающие члены рудно-формационного ряда обнаруживаются в виде редуцированных (непромьшленных образований).

Результаты исследований условий залегания, текстур, структур и минерального состава руд, газово-жидких включений в минералах, казалось бы,

объективно свидетельствуют о гидротермальном отложении медно-порфировых и других руд месторождений характеризуемого ряда. Однако околомагматические температуры образования некоторых минеральных ассоциаций, наличие вкрапленности халькопирита и других рудных минералов в неизмененных гранит-порфирах (по типу акцессориев) и вмещающих терригенных толщах, межстадийный дайковый магматизм и, наконец, разнообразный характер включений в минералах (от расплавов-располов до обычных растворов) — все это указывает на необходимость выявления рудообразующей роли догидротермальных процессов на медно-порфировых месторождениях.

В рудной Провинции Бассейнов и Хребтов (США) основная масса месторождений сформировалась в связи с развитием миоцен-плиоценового континентального вулканизма. В рудоносных районах извержения начались обычно риолитовыми лавами, которые сменялись затем андезитовыми и базальтовыми; нередко отмечалось многократное чередование излияний перечисленных лав. Еще В. Линдгрэн в 1937 г. [34] подчеркивал, что на восточной границе Кордильер распространены вулканические породы необыкновенно сильно дифференцированных серий. На основе анализа мощностей последокембрийских толщ в Северо-Американских Кордильерах Эд. Уиссер в 1964 г. [74] пришел к выводу, что большинство рудных месторождений приурочено к районам длительных и устойчивых поднятий, формировавшихся с палеозоя до миоцен—плиоцена включительно. Образование поднятий и формирование Северо-Американского вулканогенного пояса связывается, таким образом, с общим воздыманием Кордильер. Рудоконтролирующая и рудовмещающая роль отводится главным образом радиальным и кольцевым трещинам, сформировавшимся в связи с купольными поднятиями.

В качестве месторождений базовых формаций здесь следует назвать медно-порфировые и рассмотренные выше золото-сульфидные вкрапленные руды. Медно-порфировые месторождения детально изучены на примере рудного района Бингем.

В районе Бингем развиты пермские известняки, известковые песчаники и алеволиты. Толщи перекрыты пачками переслаивающихся известняково-песчаниковых пород пенсильвания. Рудоносные горизонты приурочены к переслаиванию черных песчаных и глинистых известняков (до известковистых кварцитов). Значительная часть района сложена кайнозойскими экструзивными и интрузивными породами. Интрузивы сложены преимущественно гранитоидными порфиоровыми разностями. Экструзии представлены андезитовыми порфиритами, андезитовыми брекчиями, агломератами и туфами.

Доскладчатая и доинтрузивная история района связана с развитием системы крутопадающих сбросов северо-западного простирания. В процессе верхнемеловой или раннетритичной складчатости возникли синклиналь Бингем и антиклиналь Коппертон. В связи со складчатостью образовалась система послонных разрывов, имевшая важное значение в локализации согласных рудных тел. По послонным разрывам отмечены значительные разновременные подвижки с амплитудой смещения до 450 м и более. Надвиг Мидас, имеющий северо-западное простирание с падением на юго-запад, ограничивает распространение интенсивного свинцово-цин-

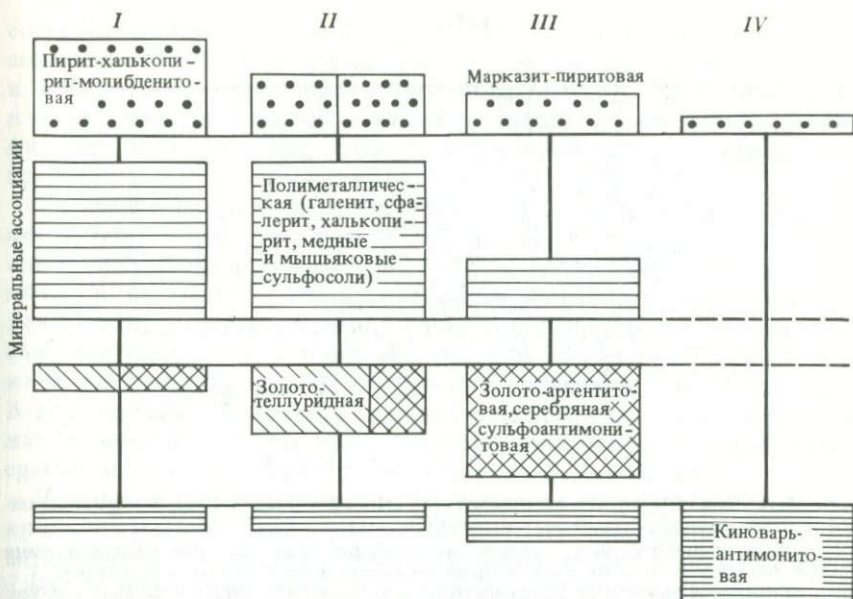
кового оруденения в восточном направлении. Однако небольшие рудные тела известны и в лежащем боку надвига. Важнейшие рудовмещающие разломы имеют северо-восточное простирание. Некоторые из них отнесены к поперечным сбросам, поскольку они возникли в связи с движением по надвигу Мидас; какая-то их часть связана также со складчатостью.

Разломы северо-западного простирания типичны для Провинции Бассейнов и Хребтов. Сброс Оксиденталь с амплитудой вертикального перемещения порядка 450 м в общем ограничивает рудное поле Бингем с запада. Он возник до внедрения интрузивов, так как пересекается штоком Ласт-Чанс и вмещает дайки. В конце миоцена или в плиоцене по системе разломов, характерной для Провинции Бассейнов и Хребтов, произошли перемещения, обусловившие формирование купольной структуры (современного горного массива Окверр).

Бингемский шток, с которым связана основная часть порфирировых руд, сложен кварцевыми монцонитовыми порфирами. Породы в большинстве случаев интенсивно минерализованы и замещены кварц-флогопит-серицит-глинистыми образованиями. Непорфирировые месторождения района представлены рудными телами трех типов: согласными в послойных трещинах жилами и метасоматическими залежами. Определена следующая схема горизонтальной зональности оруденения (от центра Бингемского штока): молибденит-халькопирит, борнит, молибденит, сфалерит, пирит, сфалерит, галенит, сфалерит, серебряные сульфиды и сульфосоли. Вертикальная зональность оруденения обладает отчетливыми элементами сходства с горизонтальной зональностью и представляется в следующем виде: глубинная непромышленная молибденитовая зона, затем руды со сфалеритом, борнитом, молибденитом, далее со сфалеритом и пиритом и, наконец, с пиритом, сфалеритом, галенитом, сульфосолями.

По юго-западному органичению Бингемской морфоструктуры проходит зона разломов северо-западного простирания, так же как и сброс Оксиденталь, типичная для структуры Провинции Бассейнов и Хребтов. В пределах этой зоны выделяются две рудоносные купольные структуры: к одной из них приурочено свинцово-цинковое месторождение Офир, к другой — комплексное месторождение Мёркер.

Месторождение Офир расположено на пересечении оси Уинта (палеозойское? поднятие) антиклиналь Офир. На месте этого пересечения развиты породы нижнего кембрия (известняки, доломиты, песчаники, сланцы). Суммарная мощность осадочных образований от кембрия до карбона не превышает 2400 м. В районе Бингема и восточнее мощность этих образований, перекрывающих докембрийский фундамент, резко уменьшается. Структура рудного поля Офир определяется полукуполом, рассеянным радиальными трещинами. Полукупол с юга ограничен зонами разломов Каньон и Лион-Хилл, пересекающих антиклиналь Офир под прямым углом. Полукупол образовался в месте пересечения антиклинали и оси поднятия; здесь антиклиналь Офир погружается в обе стороны — к северо-западу и юго-востоку от оси Уинта. Б.С. Батлер отмечал тесную связь между образованием полукуполом Офир и разломом Каньон. Он считал, что вертикальное давление, в результате которого образовался купол в слоистой толще, вероятно, обусловило возникновение разрыва по линии разлома



Р и с. 15. Рудно-формационный ряд месторождений района Бингем

I – базовая формация; медно-молибденовая; *II–IV* – рудные формации ряда: *II* – полиметаллическая, *III* – золото-серебряная, *IV* – сурьмяно-ртутная

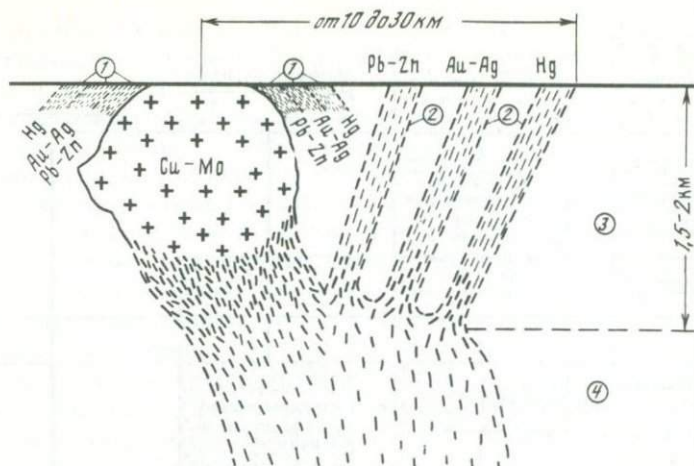
(Каньон) и приподняло породы северного крыла этого разлома несколько больше, чем южного. Амплитуда такого перемещения была максимальной вблизи центра купола и уменьшалась на запад и восток (по Уиссеру [74]).

Изверженные породы представлены небольшими риолитовыми и монцитовыми штоками, дайками и силлами, в большинстве случаев вытянутыми вдоль северо-восточного крыла антиклинали Офир.

Рудные тела обычно приурочены к линиям пересечения радиальных трещин и благоприятных для замещения пластов известняка и доломита. На северном крыле полукупола оруденение развито вдоль радиальных трещин; нередко здесь развиты рудные тела трубообразной формы, погружающиеся к северу. К важнейшим минералам руд относятся пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, марматит, галенит, халькопирит, сульфиды серебра, шешелит, эпидот, гранат, амфибол, диопсид.

Несколько юго-восточнее рудного поля Офир расположено месторождение Мёркер. Структура месторождения в значительной мере сходна со структурой купола Офир. Золотое оруденение, имеющее здесь наибольшее значение, связано с метасоматитами в углистых сланцах и известняках карбона, развита также ртутная, сурьмяная и мышьяковая минерализация.

В целом структура Бингемского рудного района может, по нашему мнению, интерпретироваться как крупное сводообразное поднятие, погружающееся на северо-восток и сопряженное с отрицательной вулканоструктурой, перекрытой озерными четвертичными отложениями. В пределах этого сводообразного поднятия развиты рудоносные купольные структуры.



Р и с. 16. Схема образования месторождений генетически единого рудно-формационного ряда (идеализированный вертикальный разрез)

1 — зоны непорфировых руд на меднопорфировом (Cu—Mo) месторождении базовой формации; 2 — жильное и прожилково-метасоматическое оруденение; 3 — зона рудно-формационной дифференциации рудоносного флюида; 4 — зона глубинного недифференцированного рудоносного флюида

В центральной части поднятия купольные структуры характеризуются медно-порфировым оруденением, в более погруженной юго-западной части — свинцово-цинковым, золотым и золото-серебряным, ртутным и сурьмяным оруденением. Результаты анализа минеральных ассоциаций месторождения рудно-формационного ряда Бингемского района представлены на рис. 15.

Таким образом, медно-порфировые вкрапленные руды сопровождаются свитами непорфировых жильных тел. При этом последние по времени формирования, как правило, более поздние, а вещественные их компоненты вполне могут быть получены в процессе переотложения порфировых руд. Идеализированная схема образования месторождений генетически единого рудно-формационного ряда в районах типа Бингем показана на рис. 16.

БАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОЛОВОРУДНЫХ ЦВИТТЕРОВ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С СОПУТСТВУЮЩИМИ ЖИЛЬНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Широко распространенным типом большеобъемных оловорудных месторождений являются оловоносные цвиттеры, представляющие собой грейзенизированные штоки гранитов. Массивные грейзены цвиттеров неизменно сопровождаются сериями жильных тел, штокверковых зон, трубообразных залежей, которые залегают в экзоконтакте гранитных тел. Здесь особенно отчетливо обособлены базовые тела эндогрейзенов и сопутствующие секущие рудные тела, которые располагаются по отношению к первым на более высоких гипсометрических уровнях. Обращает на себя внимание тот факт, что базовые грейзены отличаются недифференцированным

составом и включают также группу сульфидных минералов, тогда как сопутствующие жилы и штокверки уже относительно простые по составу и представляют собой как бы контрастные дифференциаты первых. Так, в числе сопутствующих жил в области экзоконтакта могут быть как сульфидные, так и кварцево-сланцевые тела, которые по суммарному составу приближаются к базовым грейzenам.

Последние приурочены к небольшим куполообразным выступам гранитов, близ границы которых с вмещающими породами обычно присутствует пегматоидная кварц-калишпатовая кайма, известная под названием "штокшайдер". Непосредственно у контакта присутствует также фельзитовая "корка". Гранит куполов интенсивно грейзенизирован и содержит наряду с топазом, циннвальдитом, флюоритом также вкрапленность касситерита, вольфрамита, иногда минералов тантала и ниобия. В ряде случаев эти грейзенизированные минерализованные купола содержат в заметных количествах минералы, нехарактерные для грейzenов: сульфиды Cu, Zn, Sn, реже Pb, а также карбонаты, хлорит и т.д.

Примером такого месторождения является Тигриное в Приморском крае. Это месторождение приурочено к штоку лейкократовых гранитов, внедрившемуся в песчано-сланцевые породы мезозоя. В штоке на границе с вмещающими породами наблюдается "корка" фельзитов, ниже которой следует пегматоидная кварц-полевошпатовая зона (штокшайдер). Примыкающий к этой зоне гранит интенсивно грейзенизирован, замещен вдоль серии трещин циннвальдитом, топазом, кварцем, альбитом, флюоритом, касситеритом, вольфрамитом. Для рассматриваемого месторождения характерно обилие в грейзене (цвиттере) сульфидов — железистого сфалерита, станнина, халькопирита, пирита, присутствует также родохрозит, приуроченный к наложенным зонам брекчирования. Сульфиды выделились позднее минералов грейзенового комплекса, но не отделены от последнего периодом трещинообразования.

В осадочных породах, интенсивно биотитизированных вблизи гранитного штока, развита грейзеновая минерализация, представленная линейной зоной прожилков северо-западного простирания. Прожилки простого состава сложены кварцем с оторочками слюды и полевого шпата в зальбандах и с вкраплениями касситерита, вольфрамита, арсенипирита, топаза, иногда также сфалерита и пирротина в центральных частях. Эти прожилки частично проникают и в грейзенизированный шток, отчетливо пересекая оловоносные цвиттеры. Таким образом, олово- и сульфидоносные цвиттеры и грейзеновые прожилки являются разновозрастными и обособлены на различных вертикальных уровнях: первые — внутри массива гранитоидов, вторые — в биотититах экзоконтакта того же массива, образуя два яруса оруденения.

На более высоком уровне, в основном уже выше биотититов, в ряде случаев можно выделить еще один ярус оловорудной минерализации — касситерит-сульфидной. Минерализация этого типа широко распространена в Приморье, находится на удалении от интрузивов массивов и ранее парагенетически связывалась с гранитоидами повышенной основности. Однако в последующем были установлены факты ее тесных пространственных связей с грейзенами, которые, в свою очередь, ассоциируют со скрытыми гранитными телами. К таким месторождениям относится уча-

сток ключа Маяковского в Щербаковском рудном поле Приморья, где касситерит-сульфидные руды (пирротин-сфалерит-галенитовые с рассеянным касситеритом) отчетливо пересекаются слюдисто-флюорит-топазовыми прожилками, содержащими касситерит. Касситерит в этих прожилках имеет темную окраску и наблюдается в виде мучнистых агрегатов и отдельных игольчатых кристаллов. Характерна тесная ассоциация его со слюдой, которая замещает топаз, полевые шпаты и кварц. Аналогичные кварц-касситеритовые прожилки, секущие сульфидные руды с касситеритом, наблюдаются и на нижних горизонтах Смирновского и Дальнего месторождений.

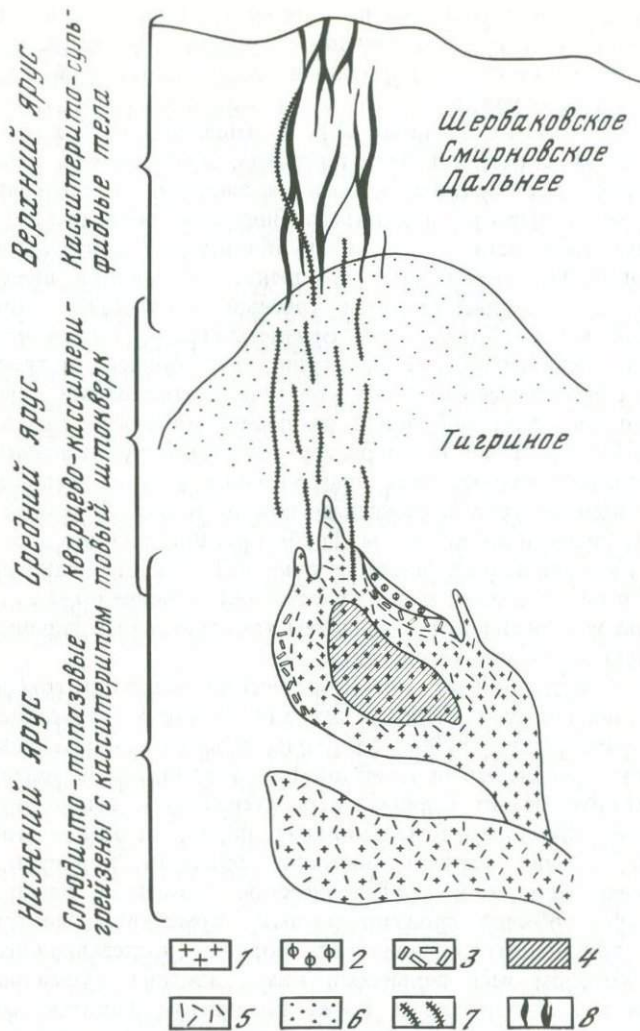
Определение абсолютного возраста слюд из грейзеновых прожилков Щербаковского и Дальнего месторождений, а также из грейзенового Тигриного месторождения показали идентичные результаты — 82–84 млн лет. Появление грейзенов в условиях слабо эродированного Щербаковского и других рудных полей может рассматриваться как указание на присутствие на глубине штока грейзенизированных лейкократовых гранитов. Это позволяет прийти к выводу о наличии в рудном поле глубинного яруса грейзеновой минерализации на интрузивном уровне. Тела грейзенов, расположенные выше ореола биотитизации, представляют собой жилы выполнения, тогда как цвиттеры в гранитах являются метасоматическими телами. Появление грейзенов выполнения трещин на столь высоком гипсометрическом уровне может свидетельствовать о высокой интенсивности процессов грейзенизации.

Интересно также, что с цвиттерами на Тигрином месторождении ассоциируют минерализованные брекчии с родохрозитом, галенитом и другими сульфидами. Они близки к поздней карбонатно-сульфидной ассоциации касситерито-сульфидных жил, развитых на Щербаковском месторождении.

Таким образом, ассоциирующие с гранитами оловорудные месторождения Приморья образуют три глубинных яруса, сложенных различными рудными формациями (рис. 17). Наиболее глубинный из них характеризуется развитием базовой формации рудоносных "цвиттеров", приуроченных к куполовидным телам гранитоидов. В биотититах экзоконтакта распространены прожилковые зоны касситерит-кварц-слюдистого состава с топазом, калиевым полевым шпатом и иногда с турмалином. В верхнем структурном ярусе неметаморфизованных терригенных пород локализуются касситерит-сульфидные руды. Рудные тела различных ярусов в ряде случаев могут совмещаться в переходных зонах, что мы видим на Тигрином, Щербаковском, Смирновском и других месторождениях Приморья.

Присутствие в рамках единой глубинной модели столь разнородной минерализации, как грейзеновая и касситерит-сульфидная, по-видимому, следует объяснять тем, что рудоносные цвиттеры, содержащие сульфиды, касситерит, карбонаты являются своеобразным рудным "котлом", дифференциация которого дает начало двум различным типам оруденения. При этом грейзены и касситерит-сульфидные руды близки по возрасту, тогда как прожилковая грейзеновая минерализация моложе тех и других руд.

Ярким примером подобных недифференцированных сульфидно- и



Р и с. 17. Модель соотношения "базовых" оловоносных цвиттеров с сопутствующими жильными и штокверковыми системами в Приморье

1 - граниты; 2 - фельзиты; 3 - штокшайдеры; 4 - цвиттеры; 5 - грейзенизация; 6 - биотиты; 7 - кварцево-касситеритовая штокверковая зона; 8 - касситерит-сульфидные жилы

касситеритоносных грейзенов, приуроченных к минерализованным гранитным куполам, сопровождаемым кварц-полевошпатовой каймой штокшайдера по их периферии, являются месторождения Трансваала (Африка), связанные с Бушвельдским магматическим комплексом. С этим же комплексом связаны и уникальные месторождения платины, хромита, магнетита. Добываются также, помимо олова, ванадий, золото, флюорит, редкие земли.

Наиболее древние породы района — интенсивно дислоцированные архейские гранито-гнейсы и зеленокаменные породы, слагающие фундамент. На нем залегает протоплатформенный чехол, сложенный кварцитами, сланцами, конгломератами (в том числе золотиносными), кремнистыми породами, доломитами. Согласно И.В. Корешкову (1975 г.), осадочные породы, начиная с системы Витватерсранда, представляют собой типичный комплекс сводообразования, которое закончилось внедрением Бушвельдского магматического комплекса. Внедрение последнего происходило в последовательности: 1) кислые вулканиты; 2) нориты, габбро, коматиты, слагающие нижнюю часть комплекса; 3) граниты, внедрившиеся в три фазы: а — главный гранит ("красный гранит"), б — порфиновый гранит (силлы и дайки) и в — мелкозернистый гранит, образующий лакколитовые тела небольших размеров, внедрившиеся в граниты ранних фаз и сопровождающиеся на контакте с последними пегматитообразной калишпат-кварцевой зоной различной мощности (штокшайдер). Эти граниты оловоносные. В литературу они вошли под названием "гранитов Боббиянкоп". Рудные тела, приуроченные к этим куполам, имеют форму ветвящихся труб с овальным или округлым сечением (Strauss, 1954 г.). Их диаметр до 6,0—6,5 м. Трубки располагаются в верхней части гранитных куполов на расстоянии не ниже 300 м от штокшайдера, причем касситерит в них распространен на расстоянии не более 60 м от штокшайдера, что авторы связывают с наличием температурного перепада, благоприятного для отложения касситерита.

С. Страусс подчеркивает метасоматический характер трубообразных тел, отсутствие следов брекчий в них, так же как и отсутствие влияния трещин на размещение трубок, их размер и простирание. Главные минералы трубок — калиевый полевой шпат, турмалин, кварц, флюорит, касситерит, местами шеелит, серицит; второстепенные — сидерофиллит, биотит, бастнезит, арсенопирит, халькопирит, пирит; редкие — молибденит, вольфрамит, шеелит, паризит, висмутит, сфалерит, пирротин, галенит. Трубки имеют отчетливое концентрическое строение в плане: внешнее кольцо трубок обычно сложено темным турмалином, внутри кольца заключена полевошпат-турмалиновая порода, представляющая собой гранит, в котором весь первичный кварц замещен турмалином либо турмалином и касситеритом, а также флюоритом, пиритом, серицитом, халькопиритом. В некоторых трубках полевой шпат также замещен серицитом, сульфидами, флюоритом, кальцитом. Характерно наличие пустот, выполненных друзами турмалина, касситерита, шеелита, сульфидов, кальцита. В более редких случаях внешнее кольцо трубок сложено красным калиевым полевым шпатом.

Трубки отчетливо зональны и по вертикали: в их нижней части преобладает турмалин и полевой шпат, верхние же части зачастую сложены серицитом с вкрапленными в нем сульфидами. В некоторых трубках кварц-турмалиновая порода нижних участков трубок содержит богатую вкрапленность халькопирита. Количество шеелита увеличивается кверху, иногда он образует вкрапленность в слабо измененном граните над трубками, что используется при поисках рудных тел.

Минералы редких земель тесно ассоциирует с касситеритом и отмечают на тех же интервалах рудных трубок. Последовательность выделения

минералов в трубках следующая: ортоклаз—турмалин—кварц—пирит—касситерит—паризит—бастнезит—арсенопирит—сульфиды Cu, Zn, Pb—серицит—флюорит—сидерит—кальцит.

Касаясь генезиса трубообразных тел месторождения Зайплас, С. Страусс подчеркивает необычайно высокое содержание летучих в магме, отсутствие четких трещин в граните. По его мнению, насыщенные летучими растворы поднимались в теле гранитов, когда те были еще в пластическом состоянии. Основным фактором рудоотложения и зональности было постепенное понижение давления.

Помимо описанных рудных тел, локализующихся под крышкой краевого пегматита, в районе известны и трещинные рудные тела, секущие по отношению к штокшайдеру и выходящие за его пределы в "главный гранит" (по С. Страуссу). Главный гранит в таких случаях серицитизирован, содержит вкрапления флюорита, хлорита, касситерита и пересечен жилами и брекчированными зонами с кварцем, касситеритом, флюоритом, сульфидами.

К трещинным зонам иногда приурочены также проявления молибдена, сопровождающиеся грейнизацией гранитов. В их составе также отмечаются касситерит, арсенопирит, турмалин, флюорит, кальцит, сульфиды. Минералы редких земель и висмута встречаются реже, чем в трубках под штокшайдером.

Касситеритсодержащие рудные тела встречаются и на значительном расстоянии от куполообразных гранитов в "главном граните" либо в метаморфизованных осадочных породах кровли "главного гранита". Для большинства из них характерна трубообразная форма. В первом из отмеченных районов (Ставорен) турмалин редок, граниты в контактах трубок альбитизированы, в центральных частях распространены железистый хлорит, стильномелан, магнетит, шеелит, касситерит, сульфиды Bi, Cu, Pb, Zn, флюорит, кальцит [100], во втором — обильны турмалин, калиевый полевой шпат, магнетит, халькопирит.

Рассмотренные месторождения по геологическому положению и тесной связи с телами гранитоидов типа минерализованных куполов схожи с другими месторождениями этого типа, но отличаются особенностями минерального состава (по составу они близки к месторождениям касситерит-силикатной формации). Эти отличия свидетельствуют о повышенной роли K, B, Fe²⁺, F, CO₂ в рудообразующих растворах, а также об их повышенной щелочности и восстановленности, что, по-видимому, является следствием их связи с дифференцированным интрузивом основной магмы. Но закономерности размещения оруденения — наличие нескольких ярусов последнего — аналогичны таковым других регионов: наиболее глубинный ярус оруденения, связанного с красными бушвельдскими гранитами, представлен проявлениями молибдена, ассоциирующими с наиболее глубинными телами куполовидных гранитов (рудных Гроенвли). С интрузивными телами меньшей глубинности связаны месторождения олова (с шеелитом, минералами редких земель и т.д.), с наименее глубинным куполом, внедрившимся в фельзиты кровли гранитов — месторождения олова, обогащенные флюоритом (Гроенфонтейн). Вдали от куполов гранитов наблюдаются месторождения олова, обогащенные магнетитом, халькопиритом, железистым хлоритом, т.е. еще более близкие по составу к месторождениям

касситерит-силикатно-сульфидной формации. Многие из минерализованных куполов гранита, в свою очередь, сопровождаются в зоне экзоконтакта прожилковым оруденением, образующим дополнительный ярус.

Сложный состав рудных тел, наличие в них, помимо касситерита, заметных количеств минералов вольфрама, висмута, молибденита, сульфидов Cu, Fe, Pb, Zn, минералов редких земель (Y, Ce), а среди жильных минералов наряду с турмалином, калиевым полевым шпатом и слюдами хлорита, флюорита, карбонатов при отсутствии периодов трещинообразования, разделяющих отдельные минеральные ассоциации друг от друга, свидетельствуют о крайне малой дифференцированности рудообразующих растворов и постепенном отложении из них минералов на фоне понижения температуры. Аналогичные месторождения оловянных грейзеновых трубок, содержащих литиево-железистые слюды, топаз, а также сульфиды железа, меди, свинца, цинка известны в штате Квинсленд Восточной Австралии. Эти грейзеновые трубки также приурочены к куполовидным выступам гранитов, сопровождаемым кварц-полевошпатовой каймой "штокшайдера". В экзоконтакте гранитоидов в осадочных песчано-сланцевых толщах трубообразные касситеритсодержащие тела содержат в качестве главных жильных минералов хлорит, кварц, реже турмалин, но в отдельных случаях также слюды и топаз. Однако взаимоотношения сульфидной и грейзеновой минерализации здесь неясны.

Месторождения олово- и вольфрамоносных грейзенов типа минерализованных куполов, сопровождаемых кварц-полевошпатовой каймой (шокшайдером) широко распространены и во многих других оловоносных провинциях. Хотя в большинстве из них встречаются и месторождения касситерит-сульфидной формации, обычно они не играют большой роли в балансе руд. Но полиметаллические месторождения этих регионов, нередко соседствующие с оловянно-вольфрамовыми и близкие к ним по возрасту, содержат здесь небольшое количество касситерита и станнина. Такие соотношения этих месторождений установлены в Центрально-Французском массиве Пеже, в Рудных горах, и т.д. [101].

Общая особенность эндогрейзенов, ограниченных по восстанию поясом штокшайдеров в гранитах, заключается в наличии сопутствующих жильных штокверковых, трубчатых тел в верхних ярусах экзоконтакта. Эти сопутствующие тела по составу соответствуют отдельным ассоциациям недифференцированных эндогрейзенов, чем создается впечатление об их отщеплении от эндогрейзенов. Эти "отщепления" могут быть контрастного состава: оловянно-вольфрамовыми, касситерито-сульфидными, кварцево-касситеритовыми. В этом случае полисульфидные тела выступают в качестве сопутствующих по отношению к эндогрейзенам в гранитных штоках. Во всех рассмотренных примерах можно выделить ряды рудных формаций — от "базовых" недифференцированных по составу к простым, которые занимают верхние ярусы в экзоконтактной зоне. Простые жильные и штокверковые тела экзоконтакта можно рассматривать как контрастные дифференциаты (кварц-слюдистые и сульфидные) "базовых" эндогрейзенов.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ И ВОЗРАСТНЫЕ РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
В ЗОЛОТОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

Вопросы геологии месторождений благородных металлов, как и закономерности их размещения, обычно рассматриваются отдельно для каждого из них, чему посвящены крупные обобщения В. Эмонса, Р. Бойла, С. Шера, Р. Налдретта и многих других исследователей. Анализ условий нахождения месторождений благородных металлов, рассмотренных совместно, позволяет, не повторяя основных достижений, полученных вышеупомянутыми исследователями, лучше уяснить особенности образования и условия нахождения рудных формаций каждого металла в отдельности.

В качестве единого подхода к анализу закономерностей размещения месторождений применен рудно-формационный анализ, основы которого заложены трудами Р.М. Константинова, В.А. Кузнецова, Д.В. Рундквиста, И.Н. Томсона, А.Д. Щеглова.

Закономерные ряды рудных формаций рассмотрены на примере двух ведущих типов рудных формаций, заключающих основные концентрации благородных металлов, — древних щитов (Южно-Африканский щит) и окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (провинция западных штатов США).

Принципы формационной группировки рудных месторождений, сформированные Р.М. Константиновым [26], использованы при выделении рудных формаций месторождений золота и серебра (см. табл. 4—6).

Поскольку более 50% добычи серебра за рубежом приходится на комплексные месторождения, в которых серебро добывается попутно, нами наряду с серебрянорудными выделены группы серебряносодержащих рудных формаций.

Южно-Африканский щит

Южно-Африканский щит (или Южно-Африканская глыба) выделяется А.Н. Мазаровичем, Р.Д. Найнигером, В.Е. Хаином и другими тектонистами как часть Африканской платформы, на которой широко представлены выходы докембрийского фундамента, а породы осадочного покрова выполняют только отдельные впадины.

Данные абсолютной геохронологии позволяют выделить следующие этапы развития древних метаморфических комплексов этой территории (Хаин, 1971 г.):

1) раннеархейский—трансваальский этап (3500?—3000 млн лет), представленный основными, реже кислыми лавами, граувакками, джеспилитами зеленокаменных фаций метаморфизма ("зеленокаменные пояса"), внедренными в них основными и ультраосновными породами и более поздними, завершающими этот этап интрузиями гранитоидов;

2) позднеархейский—родезийский этап (3000—2400 млн лет), характеризующийся широким распространением лав и пирокластике, джеспилитов,

Систематика формаций месторождений золота

Характеристика формаций	Формация			
	золото (мышьяковисто)-сульфидная	золото-сульфидно-кварцевая	золото-полисульфидно-кварцевая	золото-кварцевая
1	2	3	4	5
Основные минеральные ассоциации	Кварц-молибденит-арсенопиритовая, касситерит-висмутиновая, золото-арсенопиритовая, золото-пиритовая, золото-арсенопирит-пиритовая, сульфид-антимонит-арсенитовая, кварц-реальгар-аурипигментовая, киноварь-баритовая, самородно-мышьяк-антимонитовая	Кварц-анкерит-турмалиновая, золото-пиритовая, золото-кварц-халькопирит-сфалеритовая (с теллуридами), кварцево-кальцитовая	Кварц-хлорит-турмалиновая, кварц-пирит-арсенопиритовая (с дисперсным золотом), полиметаллически-сульфидная (галенит, сфалерит, халькопирит), блеклорудно-халькопирит-висмутин-теллуридная со свободным золотом, кварц-барит-сульфидная (галенит, теннантит, халькопирит), кварц-карбонатная	Кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовая, золото-кварцевая, кварц-сфалерит-халькопирит-галенит-блеклорудная
Позиция металлогенических зон	Краевые зоны орогенных систем миогеосинклиналей	Зеленокаменные пояса древних щитов ("зеленокаменные трюги")	Активизированные области завершенной складчатости, орогенные системы эвгеосинклиналей	Орогенные системы миогеосинклиналей
Потенциально рудоносные магматические формации	Комплекс малых интрузий пестрого состава, гранит-порфиры, кварцевые диориты, диабазы	Базальтовые, пикритовые, гранитоидные	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Гранодиоритовых батолитов
Типовая геологическая обстановка нахождения рудных полей	Горст-антиклинали, зоны изоклиальной складчатости, зоны надвигов	Системы разрывов, оперяющих региональные разломы	Блоковые структуры на пересечениях продольных и поперечных зон разломов	Интрузивно-купольные, изгибы и ветвления региональных разломов

Формация

золото-теллуридная	золото-адуляр-кварцевая	золото-серебро-адуляр-кварцевая	золото-железисто-кварцитовая	золотоносных конгломератов
6	7	8	9	10
Кварц-пиритовая, золото-адуляр-кварцевая, золото-теллуридная, золото-антимонит-сульфосоле-ная, кварц-пирит-карбонатная	Кварц-пиритовая, кварц-адуляр-гидрослю-дистая, золото-халцедоновид-но-кварцевая, золото-халькопирит-блекло-рудная, золото-теллуридная, кварцево-пиритовая, кварц-цеолит-кальци-товая	Кварц-халце-дон-адуляр-кар-бонатная, пи-рит-арсенопирит-галенит-сфалери-то-блеклорудная, электрум-акан-тит-полибазито-вая, кварц-родо-нит-родохрозит-акантитовая, кварц-карбонат-ная	Кварц-плагио-клаз (?) -хло-рит-карбонат-магнетитовая, галенит-кварц-карбонат-пиритовая (с галенитом, сфа-леритом, халь-копиритом), золото-пирит-пирротин-арсе-нопиритовая	Кварц-серицит-хлорит-муско-вит-пирофили-товая с рутилом, цирконом и мо-нацитом, пирит-марказит-пент-ландит-пирро-тиновая с хро-митом и ильме-нитом, урани-нит-настуран-тухолитовая
Вулканические пояса остров-ных дуг, эпи-кратонных риф-тогенных обла-стей	Вулканические пояса окраин континентов, эпикратонных областей	Вулканические пояса окраин, континентов	Зеленокамен-ные пояса древ-них щитов ("зе-ленокаменные")	Наложенные прогибы древ-них щитов
Трахизабальто-вая, андезито-базальтовая	Андезитовая	Андезито-липа-ритовая		
Кальдеры, вул-канические депрессии, кор-невые части вулканических аппаратов	Вулкано-текто-нические гра-бены, кальдеры, депрессии	Вулкано-куполь-ные поднятия, их сопряжения с региональны-ми сбросами, околожерловые зоны вулкани-ческих аппаратов	Стратиграфи-ческие уровни развития фор-мации железис-тых кварцитов	"Рудоносные рифы" – рус-ловые фации палеорек

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5
Характерные рудовмещающие породы	Углисто-алевритовые, углисто-алевропесчанистые, сланцево-доломито-мергелистые, гнейсы и мраморы	Базальты, андезито-базальты зеленосланцевой стадии метаморфизма		Глинисто-алевритовые, алевро-песчанистые, гранодиориты
Морфологический тип рудных тел	Линейные и штокверковые зоны прожилково-вкрапленной минерализации	Жилы, линейные зоны прожилковой минерализации	Жилы, минерализованные зоны дробления, линейные штокверковые зоны	Жилы
Примеры месторождений	Карлин (США)	Колар (Индия)	Дарасун (СССР)	Мазер Лоунд (США)

граувакк, кварцитов и в завершении этапа — образованиями крупных прогибов типа межгорных впадин, заполненных молассовыми отложениями свиты Витватерсранд и излияниями кислых лав (свита Вентерсдорп). К этому же этапу относится внедрение большой дайки, протяженностью 500 км при ширине 5—6 км. Дайка сложена пироксенитами и норитами с хромитом, никелем и платиной. Ее возраст — 2530 млн лет;

3) раннепротерозойский этап (2400—2000 млн лет) — объединение и консолидация прогибов, образование единой синеклизы, заполненной мощными осадочными толщами, становлением в осевой части синеклизы Бушвельдского лополита с медно-никелево-платиновым оруденением;

4) позднепротерозойский этап (2000—17000 млн лет) характеризовался графовым магматизмом, накоплением моласс (тарквайская система Ганы) и завершался мощными проявлениями складчатости, магматизма и гранитизации.

Более поздние этапы докембрийского развития территории привели к полной консолидации Южно-Африканского щита.

Тектоника региона характеризуется унаследованным развитием структур северо-восточного—близмеридионального простирания, длительно развивавшихся в архее—протерозое и близмеридиональных, отражением которых явилась система африканских грабенов. Важный элемент тектоники региона — наличие в его центральной части гигантского прогиба, выполненного мезо-канозойскими отложениями — впадина Калахари, вокруг которой в виде окаймляющей ее дуги размещаются рудные районы с разновозрастным и разнотипным оруденением. Формирование изометричных прогибов, начиная с позднеархейского и до третичного времени, контролирующее размещение отдельных рудных районов и поясов в целом, является характернейшей особенностью металлогении щита. Этому вопросу в

6	7	8	9	10
Базальты, андезиты, диоритовые порфиры	Андезиты, дациты, конгломераты	Липариты, дациты, андезиты	Карбонатно-кремнистые и аргиллито-кремнистые фации кварцитов, зоны смены фаций	Конгломераты, гравеллиты
Жилы, жильные зоны, трубки	Жилы, жильные зоны	Жильные зоны, линейные штоковые зоны	Залежи вкрапленного, густо-вкрапленного оруденения, иногда переходящие в сплошные руды	Залежи, линзовидные четковидные тела
Крипл-Крик (США)	Акупан (Филиппины)	Комшток (США)	Вубачиве (Зимбабве)	Витватерсранд (ЮАР)

работах по тектонике не уделяется должного внимания. Для этой области свойственно в то же время широкое развитие гнейсовых куполов. Для длительных периодов формирования региона был характерен субплатформенный режим с эпизодическими "прорывами" базальтоидного магматизма, мощными процессами гранитизации и многокилометровыми по мощности терригенными формациями флишоидного, молассоидного и молассового типов.

Профиль региона можно охарактеризовать преимущественно как золото-ураново-медный с развитием редкометальных, хромитовых и свинцово-цинковых месторождений. В целом они образуют единый сложно построенный рудный пояс, обрамляющий впадину Калахари (М.М. Константинов, 1960 г.) и состоящий из отдельных металлогенических областей.

Наиболее древнее золотое оруденение архейского возраста представлено золото-сульфидно-кварцевой и золото-железисто-кварцевой формациями зеленокаменных поясов. Последние образуют вытянутые в близмеридиональном либо северо-восточном направлении выходы метаморфизованных вулканических и осадочных пород, смятых в крутые, иногда изоклиналиные, опрокинутые складки, интродуцированные гранитоидами (рис. 18).

Широко развитые по всему разрезу железистые кварциты и джеспилиты сосредоточены в первично-вулканических, реже в первично-осадочных частях разреза.

Огромное количество мелких месторождений золота приурочено преимущественно к нижним частям разреза, сложенным чередованием метаморфизованных основных лав и железистых кварцитов, и представлено субсогласными лентовидными телами прожилково-вкрапленных руд золото-железисто-кварцевой формации. Подобные месторождения описаны Р.Е. Фриппом (1976 г.) в пределах зеленокаменных поясов Родезии.

Систематика формаций месторождений серебра

Характеристика формаций	Формация	
	серебряно- (золото) -свинцово-цинковая	серебряно-урановая
Основные минеральные ассоциации	Кварц-адуляр-хлорит-кальцит-амethystовая, кварц-адуляр-родонитовая, сульфидная серебросодержащая (пирит-сфалерит-галенит-халькопирит-тетраэдритовая), серебряная (пирит-акантит-полибазит-пираргирит-агвиларит-науманит-халькопирит-электрум-серебряная)	Уранинит-арсенопирит-сидерит-кварцевая, тетраэдрит-сидеритовая, кварц-сидерит-галенитовая
Позиция металлогенических зон	Зоны активизации складчатых областей, вулканические пояса окраин континентов	
Потенциально рудоносные магматические формации	Андезит-липаритовая, монзонит-диоритовая	Монзонит-диоритовая
Типовая геологическая обстановка нахождения рудных полей	Купольные поднятия, прорванные штоками кварцевых монзонит-диоритов и рассеченные сбросами	Зоны изоклиальной складчатости, осложненные продольными разломами, штоки монзонитов
Характерные рудомещающие породы	Липариты, андезиты, глинистые сланцы, известняки, конгломераты	Кристаллические сланцы, гнейсы
Морфологический тип рудных тел	Жилы, минеральные зоны дробления	
Примеры месторождений	Гуанахуато (Мексика)	Кер-д'Ален (США)

Таблица 6

Систематика комплексных серебросодержащих месторождений

Характеристика формаций	Формация	
	массивных серебряно-свинцово-цинково-медных залежей	
1	2	
Основные минеральные ассоциации	Серебряно-свинцово-цинковая (пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, марказит, галенит, тетраэдрит, полибазит, пираргирит, прустит)	

Формация

серебряно-никель-кобальт-мышьяковая

серебряно-порфировая

серебряная стратиформная

Кварц-кальцит-доломитовая, сульфоарсенидная (кобальтин, арсенопирит, никелин, раммельсбергит и др. с серебром и висмутитом, доломитом, кальцитом), сульфидная (сульфиды Co, Ni с пирротинном, марказитом, пиритом и кварцем), сульфосолевая (сульфосоли с кальцитом и самородным Au)

Кварц-науманитовая, серебряно-акантит-сульфосолевая (со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом, кубанитом)

Сульфидная, галенит (сереброносный)-сфалерит-халькопирит-тетраэдритовая, пирит-серебро-баритовая, серебряно-флюорит-барит-окисно-марганцевая, кераргирит-эмболитовая

Миогеосинклинальные прогибы по периферии щитов Габбро-диабазовая

Вулканические пояса окраин континентов

Липарито-дацитовая

Арко- и мульдобразные перегибы, силлы диабазов в пологой толще песчаников и конгломератов

Апикальные части субвулканов и вмещающие их туфы

Туфогенно-песчанитые горизонты на склонах палеовулканических сооружений

Диабазы, конгломераты, песчаники

Туфы липаритов

Песчаники, туфы липаритов, лахаровые брекчии липаритов

Жилы, минеральные зоны дробления

Штокверки

Залежи прожилково-вкрапленных руд

Кобальт-Гауганда (Канада)

Деламар (США)

Реаль-де-Анхелес (Мексика)

Формация

медно-(серебряно)-порфировая

золото-серебро-адуляр кварцевая

серебряно-оловянная

3

4

5

Халькопирит-борнит-молибденитовая, халькопирит-пирит-магнетит-гематитовая, галенит-сфалерит-пиритовая

Кварц-халцедон-адуляр-карбонатная, пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритоблеклорудная, электрум-акантит-полибазитовая, кварц-родонит-родохрозит-акантитовая, кварц-карбонатная

Пирит-сфалерит-касситерит-кварцевая, серебряно-сульфидная (сфалерит, станнин, джемсонит, фрейбергит, цинкенин, коломорфный пирит)

Таблица 6 (окончание)

1	2
Позиция металлогенических зон	Миогеосинклинальные прогибы по периферии щитов
Потенциально рудоносные магматические формации	Липарито-дацитовая
Типовая геологическая обстановка нахождения рудных полей	Зоны изоклинальной складчатости, фации пород, обогащенные туфовым или доломитовым материалом
Характерные рудовмещающие породы	Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кремнистые аргиллиты и доломиты
Морфологический тип рудных тел	Залежи массивных руд
Примеры месторождений	Маунт Айза (Австралия)

Один из наиболее крупных поясов — вулканический пояс Гванда протяженностью свыше 60 км, сложен основными и кислыми вулканическими породами, метаморфизованными до зеленосланцевой фации. Ультрасосновые метавулканические породы и метаосадки, включающие известняки и железистые кварциты, проявлены в меньшей степени. Западная часть пояса смята в симметричную складку протяженностью около 20 км, вдоль северного борта которой располагается большое количество ныне бездействующих рудников. Породы области могут быть подразделены на две толщи, одна из которых состоит преимущественно из лейкократовых кислых пород, другая — из мезократовых или меланократовых основных. В качестве примера Р.Е. Флипп описывает месторождение Вубачикве. На месторождении вскрыто 11 примерно конформных горизонтов. Фельзитовая толща, расположенная в основании разреза, мощностью около 1000 м состоит главным образом из сланцев и метаморфизованных порфиридов, в которых кварц и полевой шпат образуют мегакристаллы.

Сланцы содержат хлоритоиды, андалузит и местами кианит. Богатые кремнием и алюминием породы чередуются с туфами с тонкими прослоями агломератов, литокристаллических туфов, сланцев и кварцитов. Основная толща представлена метаморфизованными вулканическими и вулканокластическими породами общей мощностью более 2000 м. Главный ее компонент — пиллоу-лава, в нижней части разреза необычно обогащена магнием и известью. В нижней же части разреза заключены тонкие пропластки ультрасосновых пород. Верхняя часть разреза представлена в основном порфиритами с пропластками лав и туфов. Минеральный состав руд зависит от их фаций (см. табл. 7). В рудоносном стратиграфическом горизонте преобладают карбонатные фации, затем сульфидные и силикатные, очень незначительно проявлены окисные. Иногда наблюдается несколько миллиметровых слоев магнетита в ассоциации с несколькими или всеми другими же-

3	4	5
Вулканические пояса окраин континентов и областей		
Монцонит-диоритовая, гранит-порфиоровая	Андезит-липаритовая	Липарито-дацитовая
Зоны штокверкового дробления в апикальных частях порфировых интрузий и вмещающих породах	Вулканокупольные поднятия их сопряжения с региональными сбросами, ожереловые зоны вулканических аппаратов	Штоки дацитов и их рама в зоне изменения простираения системы региональных разломов
Кварцевые монцонит-порфиры, кварцевые диориты	Липариты, андезиты, дациты	Дациты, аргиллиты
Штокверки, жильные зоны, минерализованные зоны	Жильные зоны, минерализованные зоны дробления	
Бингхем (США)	Комшток (США)	Потоси (Боливия)

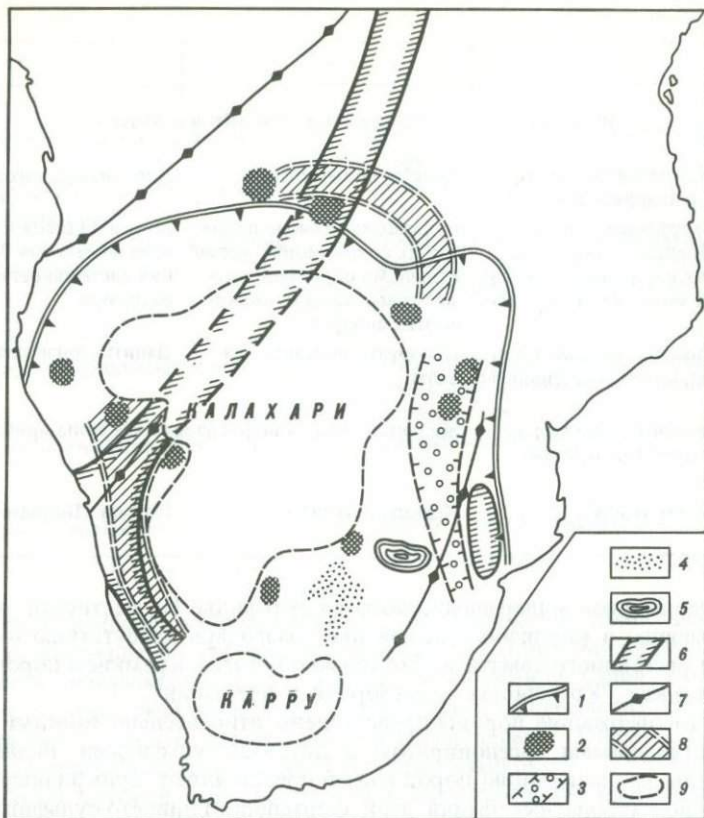
железосодержащими минералами, включая сульфиды. На местности эти породы окрашены в кирпично-красный цвет благодаря присутствию тонкозернистого рассеянного гематита. Это обычно богатые кремнием породы, описываемые как "кремнистая железорудная формация".

Золотосодержащие породы представлены относительно тонкими пластами, обогащенными арсенопиритом и другими сульфидами. Рудные тела подчинены напластованию пород и сами представляют сульфидные или сульфидно-карбонатные фации этой формации. Глинисто-сульфидные фации, обогащенные пирротинном, обычно незолотоносны. Руды залегают в виде слоев и лент, в пределах железорудных пластов. Экономически рентабельные части пластов достигают 200 м по простираению, 250 м по падению и 5 м по мощности. Местами они осложнены сбросами. Более 80% золота представлены его включениями в кристаллах арсенопирита.

Петрографические и структурные данные показывают, как считает Р.Е. Фрипп, что возраст золота и сульфидов дометаморфический и додеформационный. Предполагается, что для Вубачикве и всех аналогичных месторождений золота, сульфиды и железорудная формация сингенетичны. Такие месторождения рассматриваются им как представители субмаринных, химически осажденных отложений из растворов, выделившихся из субконтинентальных или мелководных активных фумарол.

Существует региональный стратиграфический контроль размещения статифицированных месторождений, большинство из которых ассоциирует с нижней мафически-ультрамафической серией вулканической группы. Рудовмещающая формация состоит из железосодержащих кремнистых сланцев и аргиллитов и широко распространена в сланцевом поясе Родезии. Эти породы служат стратиграфическим маркирующим горизонтом на расстоянии до 100 км по простираению при мощности до 20 м.

Важно подчеркнуть наличие регионального стратиграфического и лито-



Р и с. 18. Схема металлогении Южной Африки. По М.М. Константинову и С.А. Колотухиной (1960 г.)

1 — границы Южно-Африканского щита; 2 — области развития железорудных месторождений; 3 — пояс золоторудных месторождений золото-железисто-кварцевой формации; 4 — золотосные конгломераты Витватерсранда; 5 — Бушвельдский комплекс; 6 — пояс месторождений редкометальных пегматитов; 7 — линейменты, контролирующие размещение карбонатитовых месторождений; 8 — медистые песчаники; 9 — границы современных впадин

логического контроля оруденения в положении рудоносных горизонтов. Более локальными критериями, могут, вероятно, служить фациальный и структурный контроль.

Жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения составляют другую группу месторождений. Они небольшие по масштабам, широко распространены в пределах зеленокаменных поясов и представлены жильными телами преимущественно кварцевого или кварш-кальцит-доломитового состава с вкрапленностью пирита, арсенопирита, антимонита, шееелита. Золото преимущественно свободное и в большей части видимое.

Жильные тела занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам. В целом минеральный состав жильных тел сходен с таковым в послойных золотосных залежах железистых кварцитов. В качест-

Минеральный состав руд золоторудных месторождений
железисто-золото-кварцитової формации

Фация	Преобладающие первичные минералы
Окисная	Гематит, магнетит, гётит
Карбонатная	Сидерит, анкерит
Сикалитная	Гриналит, тремолит, биотит, шамозит, миннесотаит, стилпомелан
Сульфидная	Пирит, марказит, мельниковит, пирротин, арсенопирит

ве характерных особенностей отметим достаточно отчетливое развитие золото-антимонитовых руд, с одной стороны, и бедностью их серебром — с другой. Соотношение Ag/Au обычно не выше 1:10, и серебро практического интереса не представляет. Золото-кварцевое месторождение, приуроченное к горизонтам и силлам фельзитов архейского возраста района золотоносного узла в Зимбабве, по Н.М. Харрисону (1966 г.), представляет собой силл фельзитов мощностью около 4 м, простирающийся на 3 км, инъецированный в архейские диориты. Силл насыщен субсогласными золото-кварцевыми жилами с вкрапленностью пирита, галенита, арсенопирита, пирротина, халькопирита, сфалерита. Фельзиты и заключенные в них золото-кварцевые тела смяты в пологие складки и разбиты серией порудных малоамплитудных ступенчатых сбросов. А.Е. Робертс отмечает, кроме того, что в горизонтах фельзитов повышенные концентрации тонкодисперсного золота связаны с вкрапленностью сульфидов, тяготеющей к контактам фельзитов. Прямая корреляция отмечается между содержаниями золота и обогащением этих участков арсенопиритом, хотя видимое золото не обнаруживается.

Общий стратифицированный характер золотого оруденения зеленокаменных поясов Южной Африки следует считать его второй важной особенностью. Для последующего сопоставления существенно отметить, что сами зеленокаменные пояса по своей конфигурации и размещению не имеют отчетливой линейности "треговых" структур, а скорее выглядят как "мегареликты" обширных вулканических областей, в значительной степени уничтоженных процессами метаморфизма и гранитизации. Последние развивались по системе сопряженных близмеридиональных и северо-восточных разломов, что и сказалось на конфигурации границ вулканических полей.

При сравнительном рассмотрении уникального золоторудного района Витватерсранд важно прежде всего отметить, что в тектонике района также отсутствуют сколько-нибудь выраженные линейные либо блоковые структуры регионального масштаба. Рудный район приурочен к крупному синклинорному прогибу северо-восточного простирания протяженностью около 350 км при ширине 25–50 км. Эта структура интерпретируется В.Е. Хаиным как межгорный прогиб, выполненный орогенной молассой. Прогиб осложнен серией куполов, в ядрах которых выходят подстилающие его граниты, а по периферии последовательно фиксируются все составляющие рудоносной свиты Витватерсранд, общая мощность которой около 8 км.

Свита сложена терригенными обломочными отложениями — кварцитами, гравиллитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. Нижний ее отдел, мощностью 2700—6000 м, менее золотоносен. Он состоит преимущественно из сланцев и тонкозернистых кварцитов. Верхний отдел, мощностью 1500—4500 м, в большей степени насыщен грубообломочными фациями и включает основные горизонты золотоносных конгломератов — Майн, Майн Лидер, Южный и Карбон Лидер.

Золотоносные горизонты представляют собой пласты конгломерата мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров с кварцевой галькой и плотным кварцевым цементом, содержащим золото. Наряду с кварцем, составляющим 70—80% цемента конгломерата, в нем отмечаются также тонкозернистый серицит, хлорит, мусковит, пиррофиллит и небольшое количество акцессорных минералов — рутила, циркона, ксенотима, монацита, турмалина и граната. Из рудных минералов в основной массе конгломерата содержатся сульфиды: пирит, марказит, пентландит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, кобальтин, линнеит, арсенопирит. В сульфидах отмечается вкрапленность золота.

Преобладающим сульфидом является пирит. В цементе отмечаются также детритовые зерна осмистого иридия в сростании с самородной платиной, обрастающие новообразованиями самородного золота и пирита. Содержание осмистого иридия колеблется от 3 до 28 г/т, в год добывается около 200 кг этого металла.

Широко распространена урановая минерализация, приуроченная к прослойкам конгломерата и пиритоносным кварцитам различных стратиграфических уровней. Главные минералы урана — уранинит, настуран и тухолит — согласно детальным минераграфическим исследованиям имеют детритовый характер. При этом тухолит часто ассоциирует с самородным золотом.

Характерно наличие двух типов золота. Первичное представлено округлыми зернами размером 1—100 мм, сцементированными кварцем и обрастающими новообразованиями кварца и пирротина. Вторичное имеет отчетливо выраженный эпигенетический характер. Оно замещает обломки и зерна кварца в цементе, выполняет интерстиции, замещает хлорит, серицит, мусковит. Кварцевые жилы, секущие более богатые участки пластов, могут содержать золото, иногда в них встречаются и очень богатые карманы. В богатых пластах золото может присутствовать в крупных кристаллах, при этом оно часто сопровождается графитом, нарастая на зерна последнего либо пересекая их. Графит может встречаться и независимо от золота.

Золото в рудах высокопробное (850—950), соотношение серебра к золоту, по данным различных авторов, составляет 1:10—1:15. Золото распространено в рудоносных горизонтах неравномерно. А. Батон [93] показал, что сочетание известково-карбонатного и органогенного материала — наиболее благоприятный фактор концентрации золота. Принимая гипотезу дельтового происхождения золотоносных конгломератов, этот исследователь допускает ведущую роль в карбонатообразовании известковистых водорослей, развивающихся на поверхности галек. Образование галек связывается с периодами многоводья, а отложения карбонатного материала — с периодами малой обводненности.

В последние годы появился ряд новых исследований по уникальным зо-

литоносным конгломератам Южной Африки, касающихся вопросов источника золота и способов его концентрации. Проба золота, размер и морфология золотин привели Р. Томаса (1984 г.) к выводу о том, что первичным источником золота являются основные и ультраосновные породы. Золото, вероятно, поступало в бассейн осадконакопления в растворенном виде и фиксировалось органическими соединениями. Процессы диагенеза и метаморфизма сформировали современный комплекс минеральных ассоциаций. Напротив, К. Гелен (1983 г.), исследовавший с помощью электронного микроскопа содержания Ag и Hg в 323 точках зерен самородного золота Витватерсранда и архейских жильных месторождений, выявил их полную аналогию.

Платиновое оруденение Бушвельдского магматического комплекса также представляет уникальное по масштабам геологическое явление. Бушвельдский лополит протягивается на 500 км в широтном направлении и представляет собой магматические тела с плоской кровлей и мульдоподобным дном, опущенным на несколько километров. Он занимает грушеподобную в плане площадь, направление которой унаследовало древние складчатые структуры. Как показывают наблюдения, магма в ранние этапы внедрялась вдоль плоскостей напластования кварцито-доломитовых толщ, в более поздние — пересекала их, вызывая интенсивный метаморфизм.

Само тело лополита состоит из двух частей — норита внизу и красного гранита вверху. Отдельные пачки кварцитов, окруженные норитами и обычно залегающие согласно всему образующему мульду вмещающему магматическое тело комплексу, рассматриваются как гигантские ксенолиты, оторванные от подстилающих пород и погруженные в магму. Вокруг основного лополита расположен ряд более мелких grano-норитовых тел и силлов диабазов. История формирования Бушвельдского комплекса включает серию последовательных внедрений магматических масс различного состава:

- 1) первая, или ранняя, вулканическая фаза, представленная основными лавами и туфами;
- 2) вторая, или поздняя, вулканическая фаза, представленная фельзитами;
- 3) фаза силлов диабазов, внедренных в цоколь основания;
- 4) ранняя главная интрузивная фаза — внедрение основной магмы, с кристаллизацией которой образовались нориты;
- 5) поздняя главная интрузивная фаза — красный гранит, секущий норит и залегающий выше его;
- 6) фаза внедрения щелочных гранитов.

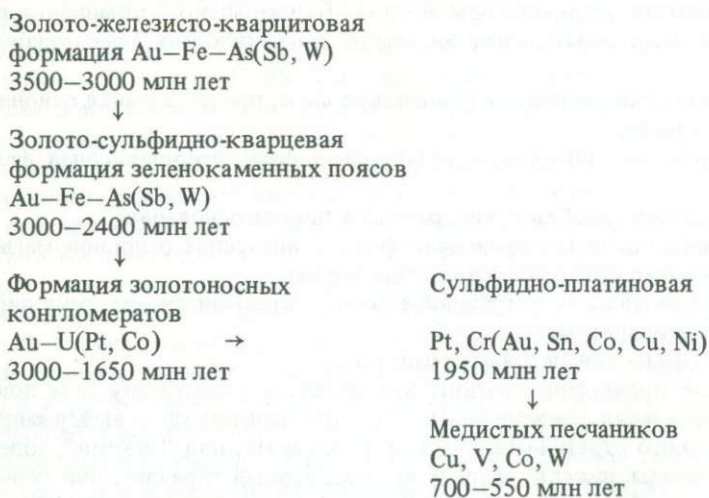
Основное количество платины приурочено к норитовому телу лополита. Месторождения представлены четко ограниченными и выдержанными по простиранию стратифицированными залежами, или "слоями", содержащими сульфиды никеля, меди и железа. Главный горизонт, или горизонт Меренского, представлен темным "слоем" мощностью от 1 до 10 м, состоящим из гиперстена, бронзита, небольшого количества полевого шпата и вкрапленности диаллага; он обычно включает прослой хромита, перекрывается и подстилается полевошпатовыми разностями норита и анортозитом. Все "слои" согласны с общей стратификацией лополита. Сульфиды в виде

вкрапленности представлены неправильными мелкими зернами. Общая последовательность кристаллизации; силикаты, пирротин, графит, пентландит, халькопирит, кубанит, платиноиды, далее пегматиты и пневматоли- товые образования с сульфидами железа и никеля и арсенидами платины; гидротермально-метасоматические преобразования пород. Платиноиды заключены в сульфидах, их содержание 1,5–6,2 г/т, иногда до 7–9 и даже 15 г/т. Верхняя часть залежи обычно более богата.

Наряду с этим основным источником платины, отмечаются и другие, менее существенные по масштабам проявления: в трубообразных телах гортонолитового дунита; в тонкораспыленном виде в силикатах, заключенных в "слоях" хромита; в минерализованных зонах дроблениях в железистых кварцитах, содержащих медь, никель, платину и кристаллы сперрилита (арсенид платины); в платиноносной кварцевой брекчии, состоящей из кварца, диаспора, каолинита и железной слюдки.

Общий металлогенический "фон", на котором формируются уникальные месторождения золота и платины, определяется сквозным развитием железа, представленного железистыми кварцитами, джеспиллитами, итабиритами, преобразованными вторичными метаморфическими и гипергенными процессами; широким геохимическим фоном мышьяка, меди, кобальта, урана; отсутствием сколько-нибудь заметного колчеданного рудообразования (железистые кварциты как бы заменяют колчеданные руды в этом процессе); широким развитием редкометальной минерализации, представленной редкометальными (Li, Be, Ta, Nb) гранитоидами и карбонатитами (Nb, Ta), зоны и пояса которых контролируются системами северо-восточных и близмеридиональных разломов (С.Е. Колотухина и др., 1964 г.).

На этом фоне схема соотношения формаций руд благородных металлов представляется в следующем виде:



Наиболее древними концентраторами золота считаются толеитовые базальты, базальтовые и перидотитовые коматииты зеленокаменных поясов, в которых золото первоначально концентрировалось в сульфидах, являющихся продуктами магматической кристаллизации (R. Muff, R. Saager,

1978 г.). Синхронно с ними шло, видимо, накопление железо-кремнистых образований, представленных итабиритами, джеспиллитами, железистыми кварцитами, в которых золото концентрируется в слоях, обогащенных сульфидами. Уместно отметить, что, несмотря на широкое развитие железистых кварцитов в разрезе, золото концентрируется только в тех из них, которые сопряжены с базитовыми горизонтами, так что общий для них источник золота очевиден. Образование золото-сульфидно-кварцевых жил в определенной части могло быть связано с регенерацией раннего золота из обогащенных им и сульфидами горизонтов. Кроме того, учитывая последовавшие за формированием зеленокаменных поясов интенсивные процессы гранитизации, вероятно и заражение золотом более поздних гранитов и образование связанной с ними свиты золото-кварцевых жил, тяготеющих к экзоконтактам гранитоидов. В золото-кварцевых жилах спорадически отмечается и самородная платина. Преимущество золотой металлогении доказывается и наличием окатанных золотин в цементе золотоносных конгломератов и его тождественности золоту архейских поясов.

Основная масса золота является хемогенной, как и весь кремнистый цемент конгломератов. В отношении последующего метаморфизма и перераспределения золота, масштабы которого ограничиваются первичными горизонтами накопления, нужно отметить следующее интересное обстоятельство. Рудоносная свита Витватерсранда, перекрытая сверху мощными вулканическими покровами, была таким образом как бы "запечатана" в мульде и имела сверху достаточный источник прогрева для активизации метеорных вод, их циркуляции и частичной регенерации рудного вещества.

В золото-конгломератовой толще в достаточных для попутного извлечения количествах присутствуют платиноиды. С другой стороны, "красные граниты" Бушвельда сопровождаются небольшим по масштабу золото-кварцевым оруденением. Таким образом, золото-платиновая линия прослеживается отчетливо в архейском рудообразовании. Существенная особенность этого рудообразования — его незначительная по сравнению с другими однотипными провинциями сереброносность.

Интересно отметить, что сурьма и вольфрам — достаточно характерные элементы зеленокаменных поясов, сопутствующие золоту, в дальнейшем также выпадают из рудного процесса, что трудно объяснить. Возможно, месторождения вольфрама и сурьмы еще ждут своего первооткрывателя.

Золотоносная провинция запада США

Вулканическая область западных штатов США и прилегающие к ней территории играли значительную роль в добыче золота XIX—первой половины XX в., при этом объектами отработок наряду с серией мелких и средних месторождений были и такие уникальные, как Крипл-Крик, Комшток, Мазер Лоуд. В настоящее время возрождение интереса к золотоносности этой территории связано с открытием ряда достаточно крупных месторождений золото-сульфидных руд с тонкодисперсным золотом (типа Карлин) и их успешной разработкой.

Геологическими границами территории с севера и юга являются сквозные системы разломов запад—северо-западного простирания, из них север-

ный, проходящий южнее границы с Канадой, известен как "линеамент Люиса и Кларка", южный, расположенный вблизи границы с Мексикой, — как "зоны Техаса". С востока, от Северо-Американской платформы, область отделяется системой Скалистых гор.

Структура области определяется сочетанием геологических образований, для которых характерны линейные и овално-изометричные структуры различного типа и ориентировки. Среди первых наиболее выделяются сброс Сан-Андреас, проходящий по западной части территории и выходящий в Калифорнийский залив, и близмеридиональный, протяженностью более 1000 км, Невадийский плутон, образующий, по геофизическим данным, вертикально падающее плитообразное тело, уходящее корнями в верхнюю мантию. Система Скалистых гор, обрамляющих область с востока, представляет собой асимметричное сооружение рифтогенного типа, наклоненное к западу и имеющее по простиранию сложное кулисообразное строение.

Срединный массив плато Колорадо представляет собой изометричный в плане длительно стабильный блок пород, сложенный пологозалегающими слабо дислоцированными толщами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Располагающаяся к западу от массива "Провинция Басейнов и Хребтов" также представляет собой изометричную область третичного вулканизма, образовавшуюся в результате площадного начального рифтообразования, явившегося, возможно, результатом общего сводообразования с ядром в виде плато Колорадо (рис. 19). Важным элементом структуры нам представляются сквозные рудоконцентрирующие структуры северо-восточного простирания, намеченные И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской [69], которые, по-видимому, являются отражением глубинных дислокаций фундамента.

В последние годы интересные данные получены по региональной геохимии изотопов. Среди них нами показана на схеме (см. рис. 19) "линия Зартмана" — граница развития изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$, ограничивающая область мантийных источников стронция от расположенных восточнее мантийно-коровых, обогащенных тяжелым изотопом. По соотношению изотопов свинца область районирована следующим образом. Территория IA характеризуется свинцом, преимущественно генерированным докембрийскими толщами (возраст 2200 млн лет), IB — то же докембрийскими толщами, но более молодыми (1700 млн лет). В области II свинец коровый, заимствованный из герцинских образований, а область III, напротив, заключает свинец, имеющий целиком мантийное происхождение.

В историческом плане области свойственно параллельное развитие эвгеосинклинального и миогеосинклинального прогибов, унаследованно развивающихся от кембрия до палеогена и разделенных устойчивым геантиклинальным поднятием. На фоне перечисленных геотектонических элементов рассмотрим распределение золотоносности.

Западный край континента занимает пояс золото-ртутных месторождений, в пределах которого до последнего времени интерес представляли только ртутные. Все месторождения контролируются протяженными крутопадающими зонами дробления, иногда сопряженными с надвигами. Некоторые из наиболее крупных месторождений, такие, как Нью-Алмаден, замещают кремнисто-карбонатные породы — продукты преобразования серпентинитов, возможно раннеплиоценового возраста.

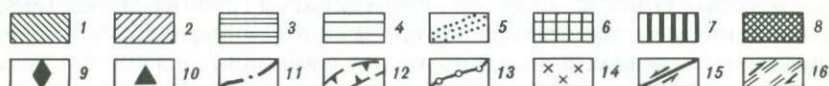
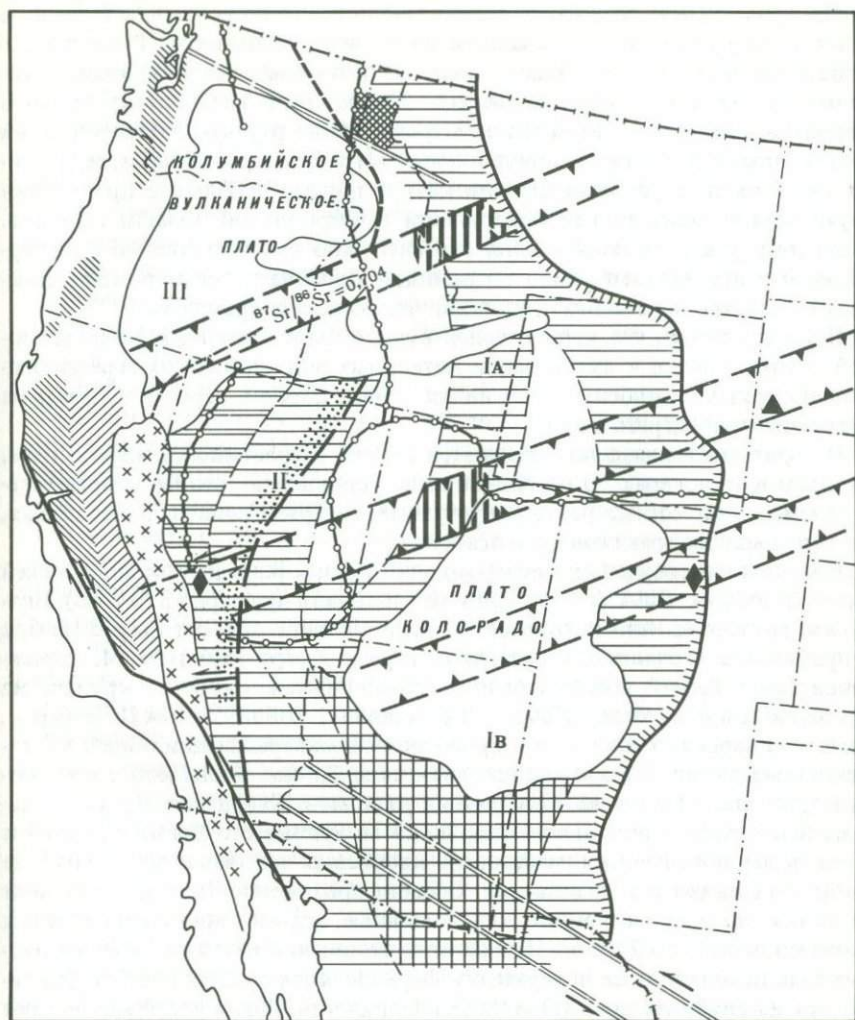


Рис. 19. Схема металлогении западных штатов США

1 — пояс золото-ртутных месторождений; 2 — пояс месторождений золото-кварцевой формации; 3 — пояс месторождений золото-серебро-адюляр-кварцевой формации; 4 — пояс месторождений золото-адюляр-кварцевой формации; 5 — пояс месторождений золото-мышьяковисто-сульфидной формации; 6 — область развития золото-меднопорфировых месторождений; 7 — область развития серебро-меднопорфировых месторождений; 8 — область развития серебро-урановых месторождений; 9 — месторождения золото-теллуридной формации; 10 — золото-мышьяковисто-сульфидное месторождение Хоумстейк; 11 — граница эв- и миогеосинклинали; 12 — сквозные "рудоконцентрирующие" структуры; 13 — границы провинций изотопов Pb: IA — источник Pb с предположительным возрастом 2,7 млн лет, IB — источник свинца с предположительным возрастом 1,8 млн лет, II — гомогенный источник свинца, связанный с мощной континентальной корой, III — "океанический" тип свинца; 14 — Невадский плутон; 15 — разлом Сан-Андреас; 16 — зоны линейментов, ограничивающих рудную провинцию

Приуроченные к северному окончанию пояса месторождения (Сульфур Бенк и др.) связаны с отложением из горячих источников. Руды заключены в потоках андезит-базальтовых лав и озерных осадках, возраст которых по радиологическим данным 50 тыс лет. К юго-востоку от этого месторождения проходит 40-километровый пояс ртутных месторождений и термальных источников, приуроченных к грауваккам, сланцам, серпентинитам, молодым риолитовым потоком и туфам. Небольшие проявления ртути установлены вблизи поверхности геотермальной области гейзеров. В целом ртутные месторождения связаны либо непосредственно с геотермальными источниками, либо с кремнисто-карбонатными породами, фиксирующими такие источники, функционировавшие в прошлом.

Предполагается, что четвертичный вулканизм и связанный с ним тепловой поток привели к активизации метеорных вод, сделали их агрессивными, способными выносить ртуть из осадочных пород и перекладывать на пути движения нагретых вод.

В рудах месторождений отмечается золото в сростаниях с марказитом, пиритом и киноварью. В последние годы установлено, что некоторые месторождения, известные ранее как ртутные, содержат золото в масштабах, достаточных для практического освоения.

Пояс золото-кварцевых месторождений Калифорнии дал около 1/3 всей золотой добычи США (около 106 млн унций, или примерно 320 т Au). Почти все месторождения находятся в западной части области Сьерра-Невада и приурочены к сланцам, известнякам и реже к серпентинитам. Месторождение Грасс Веллей локализовано в гранодиоритах. Наиболее крупное из месторождений — Мазер Лоуд — представляет собой, по Дж.П. Элберсу, систему кварцевых жил и зон прожилковой минерализации общей протяженностью около 185 км при ширине около 1,5 км. Жилы контролируются крутопадающими к востоку зонами разломов. Кварцевые агрегаты слагают лентовидные тела мощностью до 17 м. Рудные столбы приурочены к интервалам повышенных мощностей кварцевых тел, чаще всего там, где жилы пересекаются или ветвятся. Обычно протяженность отдельных лент невелика, но есть наклонные или составные, сложно построенные ленты протяженностью до 2200 м. Направление склонения различно. Многие рудные тела не выходят на поверхность. Верхние части рудных столбов фиксируются на глубинах до 1000 м ниже поверхности. Жилы устойчиво падают к востоку под углом от 20 до 74°. Жилы сложены грубозернистым молочно-белым кварцем. Вмещающие породы замещены анкеритом. Рудные тела приурочены к зальбандам кварцевых жил либо контролируются зонами трещиноватости и локализованы в песчаниках и сланцах.

Золото в рудах преимущественно свободное, в некоторых рудных телах установлен пегтит. Среднее содержание Au — около 10 г/т, проба варьирует от 839 до 899. Сульфиды представлены главным образом пиритом и небольшим количеством арсенопирита, сфалерита, галенита, халькопирита, тетраэдрита. Предполагается, что кварц вынесен из вмещающих пород, а золото — из глубоко находящегося магматического источника.

Месторождения поля Грасс Велли, располагающиеся к северу, имеют много общих черт. Однако большинство жил представляет собой небольшие тела в гранодиоритах. Жильные тела имеют северное или северо-восточное простирание и пологие углы падения (в среднем 35°).

Пояс золото-кварцевых месторождений, в которых сконцентрировано 95% металла, приурочен, по Дж. П. Элберсу, к океаническим или островодужным областям. Месторождения, приуроченные к сиалической континентальной коре, хотя и достаточно многочисленны, невелики по масштабу. Отчетливая ассоциация золота с океаническим либо островодужным типом коры позволяет предполагать, что источником золота в крупных месторождениях были породы этих двух типов земной коры, а континентальная кора как потенциальный источник золота продуцирует только мелкие рассеянные месторождения. Учитывая, что породы основного состава в целом более золотоносны, чем кислого и среднего, как в вулканических, так и в плутонических фациях, а также тенденцию золота концентрироваться в раннемагматических минералах железа и титана, эта гипотеза имеет реальные основания.

Относительно возраста золото-кварцевого оруденения известно, что К—Ag-определения мусковита из месторождения Ми-Алпин в южной части пояса дали цифру 123 ± 4 млн лет. По другим данным, возраст мусковитов варьирует от 108 до 127 млн лет. Эти данные находятся в хорошем согласии с возрастом вмещающих оруденение сланцевых толщ — от 112 до 130 млн лет, в среднем 118 млн лет. Таким образом, формирование золотого оруденения непосредственно связано во времени с формированием сланцевых толщ. Что касается плутона Сьерра-Невада, к западному экзоконтакту которого приурочен Калифорнийский золотой пояс, то его возраст 104—121 млн лет, моложе сланцевых толщ и золото-кварцевого оруденения. С учетом протяженности золотого пояса и угла падения рудоконтролирующих структур на восток Дж.П. Элберс предполагает, что глубина рудогенерирующих магм должна составлять не менее 25—50 км. Однако важно подчеркнуть и другое: во многих областях гранитоидного магматизма и золото-кварцевого оруденения все более выясняется, что гранитоиды в целом моложе оруденения, а формирование последнего связано не с завершением, а с нарастанием активности глубинного теплового потока, финальными результатами которого было плавление коровых масс и образования гранитоидов [25].

Пояс золото-арсенидных месторождений проходит в близмеридиональном направлении в центральной части штата Невада. По представлениям П. Джоралемона [95], этот пояс протягивается в близмеридиональном направлении на 960 км; в его пределах расположено свыше 20 однотипных месторождений. Особенно следует отметить отчетливую геотектоническую позицию пояса — его положение в краевой части герцинской эвгеосинклинали на границе с миогеосинклиналью в пределах устойчивого в палеозое геоантиклинального поднятия, разделяющего эти структуры. В то же время, обнаруживая такую отчетливую связь с древними структурами, золото-арсенидный пояс почти по оси пересекает третичную вулканическую Провинцию Бассейнов и Хребтов. Если прав Е.Е. Милановский, связывающий формирование этой провинции со сводообразованием и рифтогенезом, то такое положение золото-арсенидного пояса наиболее закономерно связано со структурами глубокой проницаемости и возможностью отдаленной транспортировки глубинных рудоносных флюидов.

Общими особенностями золоторудных месторождений пояса являются наличие мышьяка, высокое золото-серебряное отношение (1 : 1—1 : 10),

аномалии мышьяка и бария. Рудные тела представлены залежами пластообразной формы с рассеянной и прожилковой минерализацией. Средние содержания золота 1,6–3,2 г/т, максимальное — 10–20 г/т. Помимо пирита, реальгара, арсенопирита и золота, месторождения содержат небольшое количество антимонита и киновари, а также сульфосоли серебра. Основные жильные минералы — кварц, барит, флюорит, кальцит. Общее количество сульфидов редко превышает 5%. Отмечается уменьшение размерности золота при движении с юга на север и одновременно увеличение концентрации мышьяка в рудах. Близость вещественного состава руд месторождений сохраняется, несмотря на большое разнообразие вмещающих пород: сланцев, аляскитов, андезитов, риолитов, известняковистых сланцев.

По мере выявления новых однотипных месторождений "мотив" приуроченности оруденения к лежащему боку регионального надвига все более дополняется приуроченностью оруденения к сопряженным углисто-глинисто-карбонатной и известково-алевритовой пачкам силурийского возраста, заключенным в активизированных блоковых структурах. Так, недавно выявленное месторождение Белл, приуроченное к этим пачкам, занимает площадь 3300 X 1200 м и строго стратифицировано (Р.В. Hawkins, 1982 г.).

Геология района аналогична таковой на месторождении Карлин. В течение ордовикского и силурийского времени территория штата Невада была покрыта обширным морским бассейном, на востоке которого отлагались миогеосинклинальные осадки, преобразованные в известняки, доломиты, алевриты и кварциты, на западе — эвгеосинклинальные кремнистые осадки, преобразованные к настоящему времени в чередующиеся слои сланцев, аргиллитов, кварцитов, кремнистых сланцев с небольшим количеством диабазовых сланцев, известняков и пластов барита. В конце девонского периода палеозойские осадки были вовлечены в орогенез. Кульминацией этого орогена было образование разломов, которые передвинули кремнистые породы западных фаций к востоку, надвинув их на карбонатные породы восточных фаций по надвигу Роберт Маунтин.

В третичное время крутопадающие нормальные сбросы разбили территорию на серию блоков. Эрозия поднятых блоков привела к размытию пород верхней пластины и образованию окон, обнажив толщу нижней пластины.

Формация Хансон Крик в районе Джери Каньон с несогласием залегает на кварцитах (до 185 м) и вмещает наиболее ценную золотую минерализацию, как таковая она детально литологически изучена с поверхности и по скважинам. В итоге она подразделена на 5 литологических пачек. Базальная пачка мощностью около 90 м представлена чередующимися пластами карбонатных и сланцевых известняков с маломощными линзами и пропластками кремнистых сланцев. Выше лежит толща мощностью 33 массивных светло-серых кремнистых известняков и доломитов. Они перекрываются тонкозернистыми слоистыми серыми до черных углистыми известняками мощностью 30–35 м. Эта зона вмещает главную часть рудной минерализации. Выше находится 30-метровая зона светло-серых среднезернистых массивных доломитов, согласно сменяющихся по восстанию слоистыми известняками. Эта толща по простираению сильно окремнена с переходом в джеспероиды. Верхний член формации — слоистые кремнисто-карбонатные породы мощностью 9–18 м. Они сильно окремнены вплоть до плот-

ных кремне-джаспероидов. Кремнистые прослои составляют от 50 до 98% объема горизонта.

Формация Роберт-Маунтин — самая молодая на плато. Ее видимая мощность — до 305 м, она сложена серыми известковистыми аргиллитами и доломитами. Отдельные слои аргиллитов имеют мощность менее 1,5 см и перемежаются линзами кремнистых сланцев мощностью 1 см и протяженностью менее 30 см. Углистое вещество присутствует в аргиллитах локально, особенно вблизи зон сбросов. Небольшие кубики сингенетичного или диагенетичного пирита обнаруживаются по всему разрезу. Нижние 60 м формации заключают промышленное золотое оруденение.

Третичная магматическая деятельность была спорадической, данных о крупных интрузиях в этой области нет. Несколько небольших даек и линз диорита и один небольшой риодацитовый поток — все, чем характеризуется магматизм района. Травертины и отложения горячих источников установлены как в центральной части района, так и на его периферии.

Преобладающие системы крутопадающих сбросов — субширотная, северо-восточная и северо-западная. Первая наиболее долгоживущая.

Рудником Белл отрабатывается 5 минерализованных площадей, разбуренных на 3300 м в длину и 1200 м в ширину. Минерализация в этих областях стратифицирована, залегая только в благоприятных горизонтах, указанных выше. Отдельные рудные тела в плане непротяженны и тяготеют к пересечениям сбросов с благоприятными горизонтами. Мощность рудных тел увеличивается вблизи сбросов и уменьшается по мере удаления, с погружением рудоносного горизонта.

Установлены два типа руд — углеродистый и окисный, что характерно и для других однотипных месторождений штата Невада. Углеродистые руды темно-серые до черных, пиритизированные, алевро-карбонатные или карбонатно-алевритовые сланцы, которые содержат до 30 г/т Au. Породы повсеместно окремнены. Свободное золото в углеродистых рудах не обнаружено, оно, возможно, связано с органической составляющей, однако специально этот вопрос не изучался. Окисные руды аналогичны углеродистым, исключая то, что они светлой окраски и содержат меньше углеродистого вещества. Окисные руды формируются, вероятно, за счет углеродистых под действием грунтовых вод или поздних стадий гидротермальных флюидов. Выделение двух типов руд целесообразно с экономической точки зрения, поскольку углеродистые руды требуют окисления для нейтрализации углеродистого вещества, без чего невозможно полное извлечение золота.

Выделения свободного золота, установленные в рудах электронной микроскопией, имеют в большинстве случаев менее 1 мк в диаметре, иногда — до 4 мк, а во многих случаях — меньше разрешающей способности электронной техники. С золотом ассоциируют реальгар, аурипигмент, арсениопирит, антимонит и киноварь.

Важно отметить перетложение углеродистого материала из горизонтов в сбросы, где он в виде маслянистых, черных, графитистых, углистых масс образует плитообразные, эпигенетические тела. Как следствие ремобилизации в окружающих породах концентрации углеродистого вещества падают. Перетложение углерода и общий дефицит кальцита в породе обычно бывают связаны с рудной минерализацией, поскольку обусловлены единым гидротермальным процессом.

Исходя из работы Р. Хаукинса, основными поисковыми критериями являются: 1) выходы рудовмещающей формации в эрозионных окнах лежачего бока надвига; 2) приподнятые блоки, по которым рудовмещающая формация выводится на поверхность; 3) горизонты окремнения по мергелистым и доломитовым прослоям; 4) выделения в трещинках реальгара, аурипигмента и углеродистого вещества.

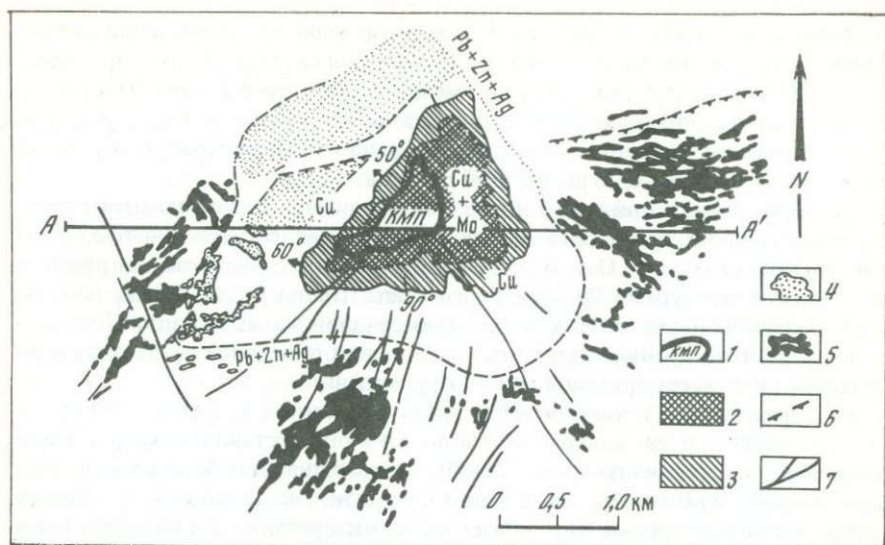
В качестве основного метода поисков рекомендуется геохимическая съемка, однако для выявления незеродированных частей рудоносной формации необходимо поисковое бурение и специальные палеотектонические и литолого-фациальные реконструкции.

Восточнее золото-арсенидного пояса можно выделить пояс золото-медно-порфириновых и сменяющих их к северу серебро-медно-порфириновых месторождений в апикальных частях "экзоконтакта" штоков монзонитов и кварцевых диоритов третичного возраста.

Золото-медно-порфириновые месторождения представлены жилами и маломощными зонами дробления в экзоконтактах штоков монзонитов и кварцевых диоритов третичного возраста. Золото в них ассоциирует с халькопиритом. Золотоносность порфириновых медно-молибденитовых месторождений изучали А.И. Кривцов и И.Ф. Мигачев. Ими установлено, что наибольшие концентрации золота в медно-молибденовых порфириновых месторождениях характеризуют те из них, которые отличаются высоким медно-молибденовым отношением и представляют собой либо базальтоидные вулканические пояса геосинклиналей, либо андезитовидные вулканические пояса окраинно-континентального типа (к которым относится и рассматриваемая область), возникшие в орогенно-активизационные этапы на коре континентального типа. Основным минералом-концентратором золота в рудах является халькопирит ранних стадий минералообразования.

Месторождения юго-западных штатов США служили источником небольшого по масштабу отработок на золото. Вулканики залегают здесь на раннепалеозойских сланцевых образованиях многогеосинклинальной структуры. Группа серебро-медно-порфириновых месторождений, среди которых такие крупные, как Бьют и Бингхем, подстилаются мощными карбонатными толщами и приурочены к эпицентру девонской—раннекаменноугольной трансгрессии. Месторождения серебро-медно-порфиривого типа ассоциируют здесь с серией золото-серебряных месторождений повышенной серебрести и рядом серебро-свинцово-цинковых месторождений.

Для золото-медно-порфириновых месторождений, как это отмечают А.И. Кривцов и И.Ф. Мигачев, характерен надрудный ореол пиритизации, а серебро-медные месторождения отличаются интенсивным развитием во внешней зоне жильной, метасоматической и прожилковой минерализации свинца, цинка, марганца, а также серебра, которое обогащает как раннюю, пирит-халькопиритовую, минерализацию, так и особенно более поздние стадии рудного процесса, концентрируясь в блеклых рудах и сульфосолях. Примером может служить месторождение Бингхем, где концентрические рудно-метасоматические зоны группируются вокруг штока кварцевых монзонитов (рис. 20). Руды месторождения содержат 1,5 Cu, 4,5 г/т Ag, 0,45 г/т Au. За период с 1870 г. добыто 1,35 млрд т руды, из которой получено 11 млн т меди, 320 тыс т молибдена, около 31 тыс т серебра и около 300 т золота. Устанавливается высокая корреляция серебра и меди



Р и с. 20. Схема зональности района месторождения Бингхем (США)

1 — кварцевые монзонит-порфиры; 2 — медно-молибденовые руды (вкрапленность халькопирита, борнита и молибденита); 3 — медные руды (рассеянные халькопирит и пирит); 4 — высокосортные медные руды в скарнах (халькопирит, пирит, магнетит, гематит); 5 — высокосортные свинцово-цинково-серебряные руды в окварцеванных известняках (галенит, сфалерит, пирит); 6 — граница распространения высокосортных руд; 7 — жилные тела

в медной зоне, в то же время повышенные концентрации серебра характерны для внешней, серебряно-свинцово-цинковой, зоны, где развиты трещинные и метасоматические рудные тела в известняках, контролируемые системой северо-восточных сбросов.

На сходном по строению серебро-медно-порфировом месторождении Бьют периферическая зона содержит также марганец. Серебром обогащены периферические зоны по сравнению с центральной, медной. Рудные тела представлены штокверками, жилами, трубообразными или пластообразными телами замещения. На этом месторождении с 1880 г. добыто более 20 тыс т серебра со средним содержанием его около 60 г/т.

Семейство вулканогенных золото-серебряных формаций представлено всеми тремя формациями: золото-теллуровой, золотой и золото-серебряной.

Золото-теллуровые месторождения не образуют выдержанных поясов, а формируют "вспышки", давая уникальные концентрации — Крипл Крик на востоке и Голдфилд на западе.

Месторождение Крипл Крик и ряд небольших однотипных проявлений к югу от него приурочены к рифтовой системе Скалистых гор, пересекаемых сквозным поясом северо-восточного простираения. Как было отмечено выше, этот пояс может рассматриваться как часть сквозного линеймента, продолжением которого в пределах Канадского щита является глубокий разлом провинции Гренвилл, слагаемый глубокометаморфизованной толщей протерозойских пород.

Позиция месторождения на сопряжении рифтогенной структуры со

сквозным линеаментом предопределила образование глубокопроницаемых магмо- и рудовыводящих структур. Из описания месторождения, приведенного С.Д. Шером [83], отметим два момента: наличие сложного многофазного комплекса предрудных даек щелочно-базальтового состава и уникального эруптивного рудного тела трубообразной формы — Крессонова раздува, из которого извлечено свыше 500 т золота.

Месторождение Голфилд, видимо, также связано с локальными структурами глубокой проницаемости, возникшими на сопряжении близмеридиональных разломов. О том, что мы имеем дело с необычными рудовыводящими структурами "центрального" типа, говорит совмещение на этом месторождении алунитовой и золото-теллуридной минерализации. Как правило, алунит на рудных полях пространственно обособлен от рудных концентраций и не несет промышленного оруденения.

Месторождения вулканогенной золотой формации ($Au : Ag = 1 : 1 - 1 : 20$) распространены в двух областях. На востоке они составляют часть северо-восточного порфирирового пояса, где образуют обширную область третичного андезитового вулканизма (кальдера Силвертон), насыщенного золоторудными месторождениями. Подробная их характеристика приводилась нами ранее [25]. Месторождения этого типа группируются также в пояс близмеридионального простирания к востоку от Невадийского плутона. Он приурочивается к западной части вулканической Провинции Бассейнов и Хребтов, сформировавшейся на эвгеосинклинальном основании.

Замыкание на севере третичной вулканической Провинции Бассейнов и Хребтов сопровождается исчезновением золото-серебряных вулканогенных месторождений. Однако серебряная минерализация прослежена и далее к северу, где она представлена крупными рудными поясами Кер-д'Ален, расположенная в штате Айдахо, в 160 км к югу от границы с канадской провинцией Британская Колумбия.

Месторождения представлены главным образом метасоматическими Pb—Zn—Ag жилами, приуроченными к смятым в складки и разбитым разломами докембрийским породам серии Белт: кварцитам, филлитам, аргиллитам, сланцам, карбонатсодержащим аргиллитам и кварцитам, черным сланцам. Породы интродуцированы меловыми штоками монзонитов и связанными с ними сериями даек лампрофиров и диабазов. Рудные месторождения образуют так называемый "Серебряный пояс" длиной около 40 км и шириной до 25 км. Главной рудоконтролирующей структурой является опрокинутая на север антиклиналь Бриг Крик, к северному крылу которой и приурочено большинство рудных месторождений района. Оруденение локализовано в протяженных маломощных мезотермальных жилах замещения карбонат-кварцевого состава, содержащих сульфиды и сульфоантимониты серебра, меди и свинца. Генеральное простирание жил СВ 80° , грубопараллельное оси антиклинали Бриг Крик.

Минерализация проходила в 6 стадий с отложением массивного сидерита, с небольшим количеством кварца и барита и сереброносным галенитом, фрейбергитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, магнетитом и арсенипиритом. Менее обычны борнит, антимонит, буланжерит, джемсонит, бурнонит, полибазит, прустит, гематит, уранинит и шеелит. Отмечается присутствие кобальта и никеля, главным образом в герсдорфите и вторичных кобальтовых минералах. Немного рути отмечается во фрейбергите.

В среднем руды месторождения содержат 3–12% Pb, 3–6% Zn, 60–300 г/т Ag. За период эксплуатации месторождения серебряных руд добыто 25,5 тыс т Ag, а также попутно извлечено 6,8 млн т Pb, 2,7 млн т Zn, 14 т Au и более 90 тыс т Cu. Общий выпуск Ag этим рудником за все время его существования превысил 8400 тыс т.

В сереброносном поясе основным элементом, "ведущим" за собой серебряную минерализацию, являются штоки монзонитов и кварцевых диоритов, а появление докембрийских сланцевых комплексов сопровождается урановой минерализацией. Интересно в этой связи отметить, что в горно-рудном районе Кер-д'Ален, третичный возраст оруденения которого однозначно определяется его наложением на штоки кварцевых монзонитов окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса, возраст урановой смолки, входящей в парагенезис рудных минералов, 700 млн лет.

Можно подвести некоторые итоги рудно-формационного анализа провинций запада США.

1. Наиболее общая закономерность состоит в том, что граница развития эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной систем предопределяет в целом развитие двух геохимических линий: линия с эвгеосинклинальным основанием — существенно золотая с Hg, As, W; линия с миогеосинклинальным основанием — существенно серебряная с Cu, Pb, Zn.

2. Золото-ртутная формация контролируется наиболее молодыми системами глубинных разломов и гипербазитовых поясов, формирующихся на коре океанического типа, золото-мышьяковисто-сульфидная — гипотетической зоной глубинной проницаемости на границе эв- и миогеосинклинальных систем. В обоих случаях предполагается мантийный источник рудного вещества.

3. Общий медно-свинцово-цинковый рудный "фон" золотой и серебряной минерализации в центральной и восточной частях пояса достаточно определенно увязывается с терригенно-карбонатным основанием — палеозойской миогеосинклиналью. При выходе карбонатных толщ на поверхность появляются многокомпонентные Cu–Pb–Zn–Ag–Au-руды (Ледвилл). Урановый "фон" северной части области увязывается с выходом кристаллических толщ докембрия.

4. Роль сквозных северо-восточных структур определяется концентрацией крупных и уникальных объектов, на основании чего они могут быть отнесены к рудоконцентрирующим в понимании И.Н. Томсона и М.А. Фаворской.

Выделенные временные ряды рудных формаций благородных металлов (в основном золота) имеют много общего между собой. Их различие определяется в основном типом развития тектоники региона-купольно-депрессионным или линейноблоковым. Появление рудных формаций благородных металлов обусловлено также типом доорогенного субстрата и особенностями магматизма. Характер субстрата совместно с другими геологическими формациями часто определяет продольную изменчивость оруденения в пределах отдельных рудных поясов. Так, к эвгеосинклиналям приурочены золоторудные проявления с ртутью, мышьяком и вольфрамом, а к миогеосинклиналям — серебро-полиметаллическое.

Анализ изменчивости потенциально рудоносных магматических формаций золотоносных областей фанерозоя был выполнен Г.М. Левитаном и

М.М. Константиновым (1983 г.), исходя из геолого-геофизических данных по глубинному строению золотоносных областей и подразделения субстрата (земной коры) на три типа: океанический, переходный и континентальный. Сами золотоносные провинции фанерозоя были подразделены на две группы: складчатые области, характеризующиеся преимущественно плутоническими и вулканоплутоническими комплексами, и вулканические пояса и рифтогенные структуры активизации, в пределах которых месторождения связаны преимущественно с вулканическими формациями. Проведенное сопоставление вулканических и плутонических рядов формаций продуктивного магмообразования в связи с характером коры субстрата позволило наметить ряд общих закономерностей.

1. Для мантийного базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма вне зависимости от типа областей и времени проявления характерно оруденение золото-теллуридного типа.

2. Для переходного типа субстрата характерно, с одной стороны, возникновение андезитовых и диорит-гранодиоритовых магматических формаций, проявляющихся в значительных объемах и завершающихся формированием золоторудных формаций с большой долей кварцевого жильного материала (золото-кварцевая и золото-адуляр-кварцевая), с другой — развитие комплекса малых субвулканических интрузий и даек (гранит-порфиры, кварцевых диоритов, диабазов, лампровиров) нечеткой формационной принадлежности, с которыми связаны месторождения золото-сульфидной формации, обладающие отчетливой мышьяковой специализацией.

3. Для областей эпиконтинентального типа элементом общности можно считать широкое развитие липаритоидно-гранитоидных комплексов, однако рудно-формационная специализация их резко различна: для плутонической линии магматизма (с признаками разуплотнения коры при гранитизации и вероятным коровым механизмом гранитообразования) наиболее характерна золото-кварцевая формация, а для вулканогенной липаритоидной (контролируемой структурами глубокого заложения с признаками участия мантийных процессов) — серебряная специализация, проявленная золото-серебро-адуляр-кварцевой и серебро-полиметаллической формациями.

4. На поздних этапах развития геосинклинально-складчатых областей, формирующихся на коре переходного и континентального типов по мере возрастания ее зрелости и консолидированности происходит появление вулканоплутонических комплексов, аналогичных по составу и строению комплексам вулканических поясов с близким последним характером оруденения.

5. В качестве дополнительных рудно-формационных особенностей для плутонического ряда можно отметить тенденцию к уменьшению числа парагенезисов, в основном за счет исчезновения теллуридных и арсенидных, и к общему упрощению состава руд с увеличением относительной роли кварца; для вулканического ряда — постепенное увеличение серебртости руд по мере возрастания мощности гранитоидного слоя и смене базальтоидных вулканических комплексов липаритоидными.

Таким образом, рассмотрение рядов магматических формаций, для которых предполагаются парагенетические и устанавливаются пространственно-временные связи с оруденением, в связи с эволюцией континентальной коры, позволяет уточнить некоторые закономерности в размещении

рудных формаций, не устанавливаемые прямым сопоставлением с геологическим разрезом рудоносных структурно-формационных зон.

Становится при этом очевидным, что односторонний подход не в состоянии охватить всего многообразия факторов, определяющих появление тех или иных рудных формаций. Из рассмотрения полученных данных вытекает существование определенных структурно-вещественных ассоциаций, предопределяющих возникновение определенных рудных формаций. Интересно в этом плане положение золото-мышьяковисто-сульфидной формации в геосинклинально-складчатых областях. При их заложении на коре океанического типа (с мощностью гранитного слоя 0–15 км) золото-мышьяковисто-сульфидные месторождения тяготеют к вулканогенному типу субстрата, на корях переходного типа — к терригенному субстрату, а на зрелых континентальных корях — к терригенно-карбонатному типу разреза. В других случаях состав субстрата не оказывает заметного воздействия, в третьих — как бы совмещается эффект воздействия состава и геотектонической позиции оруденения, и выделить определяющий фактор становится затруднительным (как, например, в отношении сереброносных формаций).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ФОРМАЦИЙ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Взаимосвязи рудных формаций — один из наиболее сложных вопросов в формационном анализе. Они определяются многими геологическими факторами, связанными как с непосредственной геологической обстановкой формирования рудной формации, так и с последующей историей развития рудоносной территории. Взаимосвязи рудных формаций выявляются при изучении латеральных, возрастных вертикальных, генетических и металлогенических рядов рудных формаций.

Одними из первых понятие о рядах рудных формаций использовали Ю.А. Билибин (1959 г.), Е.Е. Захаров (1959 г.), Х.М. Абдуллаев (1960 г.), И.Н. Томсон и Р.М. Константинов (1961, 1964 гг.). В.А. Кузнецов (1964, 1972 гг.), подчеркивая металлогеническое значение рудных формаций, выделил взаимосвязанные рудные формации (комплексы) для древних платформ, геосинклиналей и других крупных структур земной коры. Анализ современных представлений о рядах рудных формаций и их значении сделан Д.И. Горжевским и И.Т. Макеевой (1986 г.) в обобщении о формациях цветных, редких и благородных металлов. Вопросы взаимосвязей формаций флюоритовых месторождений между собой и с другими рудными формациями затрагивались в разной степени исследователями, занимавшимися формационными классификациями эндогенных месторождений, а также непосредственно флюоритовых. Обычно в рудных провинциях отмечается связь формаций месторождений флюорита, свинцово-цинковых, баритовых, ртутно-сурьмяных и золоторудных. Причины пространственного совмещения в рудных полях кварц-флюоритовой формации и некоторых других рассмотрены в монографии "Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм" [23]. Ниже приводятся данные по взаимоотношениям между гидротермальными месторождениями кварц-флюоритовой, барит-сульфидно-флюоритовой и ртутно-сурьмяно-флюори-

товой формаций, известных в Забайкалье, Средней Азии и других регионах Советского Союза, а также по взаимосвязям некоторых формаций магматогенных редкометалльно-флюоритовых месторождений применительно к рудным полям и районам.

Прежде чем перейти к этому материалу, остановимся на некоторых вопросах связи с геологическими, магматическими и метасоматическими формациями. Флюоритовые месторождения разной формационной принадлежности локализируются в различных геологических условиях. Так, наличие карбонатных, карбонатно-сланцевых пород в контактах активных интрузивов определяет формирование ряда формаций скарново-магнетитовой, скарново-грейзеново-флюоритовой минерализаций с редкими металлами. Для образования жильных флюоритовых месторождений П.А. Котовым и др. (1984 г.) отмечалось важное значение ареалов пород с повышенной кальциеисодержимостью.

Структурный фактор в развитии флюоритовых месторождений имеет большое значение. В областях тектоно-магматической активизации (ТМА) они связаны с зонами крупных разрывных нарушений. В ряде случаев месторождения флюорита приурочены к поперечным поднятиям мульды или контактам мезозойских депрессий с блоками метаморфических пород докембрия, что отчетливо наблюдается в Восточно-Монгольском флюоритовом поясе (С.В. Сиротинская, Г.Н. Комарова, 1985 г.). Важная роль в локализации флюоритовых месторождений принадлежит вулканотектоническим структурам в Южном Казахстане (Н.Б. Мишина, 1986 г.), в Кармазаре, в Восточной Монголии и других регионах. А.Д. Щеглов отмечает, что месторождения флюорита обычно концентрируются в пределах крупных рудоносных структур, отвечающих флюоритоносным поясам. Для Западного Забайкалья одна из таких структур – Нерча-Хилковский флюоритовый пояс, выделенный К.Б. Булнаевым.

В качестве региональных рудоконцентрирующих флюоритоносных структур выступают вулканические пояса, например в Приморье – Прибрежный вулканический пояс (А.Д. Щеглов, 1985, 1986 гг.).

В региональных орогенных структурах, например Восточно-Забайкальском мегасводе, размещение флюорит-баритовой и сурьмяно-ртутной минерализации подчинено концентрическим поясам, контролируемым дислокациями мегасвода [38].

Особой проблемой является соотношение рядов флюоритовых формаций с магматическими комплексами. Вопрос связи флюоритовых месторождений с последними достаточно сложный. Устойчивые пространственные связи, например, редкометалльно-силикатно-флюоритовых месторождений с определенными магматическими формациями указывают на генетический характер этих связей. Для флюоритовых формаций гидротермальных месторождений можно предполагать парагенетические, а также отдаленные связи с магматизмом.

Формирование флюоритовых и флюоритосодержащих месторождений в областях активизации и орогенеза, рассматриваемых в данной статье, происходит в связи с различными типами интрузивного и вулканогенного магматизма. Для редкометалльно-силикатно-флюоритовых месторождений скарново-грейзенового типа характерна генетическая связь с гранитоидным магматизмом щелочного или кислого характера. С гранитоидным

магматизмом, по-видимому, парагенетически связаны в ряде случаев и гидротермальные кварц-флюоритовые жилы. Об этом высказывались Н.А. Маринов и Р.А. Хасин (1977 г.) и другие исследователи.

С вулканизмом основного и щелочно-основного состава парагенетически связана основная масса известных гидротермальных жильных средне- и низкотемпературных месторождений флюорита, содержащих нередко сульфиды Pb, Zn и других металлов, а также барит. Значительная часть этих месторождений расположена в вулканических поясах разного типа. Для флюоритовых месторождений, развивающихся на платформах и щитах, предполагается отдаленная связь с магматическими очагами.

Важен вопрос о связи флюоритовых месторождений с гидротермально-метасоматическими формациями. Последние в общем плане рассмотрены и систематизированы Д.В. Рундквистом и И.Г. Павловой (1974 г.). Ими выделены три основные группы формаций. Первая группа объединяет метасоматические формации, связанные с формированием стратифицированных вулканогенных толщ и интрузий близповерхностных и малых глубин. К этой группе отнесены вторичные кварциты, аргиллизиты и некоторые другие метасоматиты. С аргиллизитами ассоциирована кварц-флюоритовая вулканогенная формация и ряд других.

Во вторую группу Д.В. Рундквистом и И.Г. Павловой объединяются гидротермально-метасоматические формации — турмалин-хлоритовые, березиты, листовениты и другие, связанные с формированием небольших интрузий и экструзий малых и средних глубин. С формацией березитов тесно ассоциирована сульфидно-полиметаллически-флюоритовая рудная формация, свойственная вулканогенным поясам. Нами показано (Г.Н. Комарова, 1987 г.), что при формировании месторождений этой формации имеет место развитие тесно связанных процессов пропилитизации и березитизации.

Третья объединенная группа гидротермально-метасоматических формаций, по Д.В. Рундквисту и И.Г. Павловой, образуется в связи с плутоногенными интрузиями средних и больших глубин; это скарны, грейзены, фельдшпатолиты, фениты, карбонатиты и др. С этими метасоматическими формациями ассоциированы некоторые силикатно-редкометалльно-флюоритовые рудные формации, а также редкоземельно-флюоритовые и др.

Четкое выделение при изучении месторождений этапов рудоотложения позволяет устанавливать взаимосвязи минерализации с конкретными, присущими ей метасоматитами [23]. Вместе с тем имеются случаи пространственного совмещения различных метасоматических формаций в результате формирования разноэтапного процесса рудоотложения. Проведенные исследования показали, что образованию пропилитов и березитов, с которыми ассоциировано полиметаллически-флюоритовое оруденение Южного Гиссара, предшествует более раннее кварц-ортоклазовое замещение (ортоклазизация), не имеющее прямой связи с флюоритообразованием (Г.Н. Комарова, 1987 г.).

Определенная гидротермально-метасоматическая формация является необходимым признаком при выделении формаций флюоритовых месторождений. Этот признак очень важен при изучении конвергентных флюоритовых месторождений, т. е. месторождений близкого состава, но образующихся в различных геологических обстановках.

Первые формационные классификации флюоритовых месторождений были предложены независимо А.А. Ивановой (1973 г.) и А.А. Ивановой с соавт. (1976 г.) и нами [24]. Эти формационные классификации имеют ряд сходных черт и отличий. В предложенной нами классификации (1974, 1976 гг.) рассмотрены главные в промышленном отношении формации флюорита с учетом метасоматической формации и связи с магматизмом. Выделено 6 основных формаций с отвечающими им минеральными типами, а именно: 1) силикатно-флюоритовая (с минералами Be, Sn, W) в скарново-грейзеновых образованиях, связанная с гранитными интрузивами; 2) флюоритовая в карбонатитах, 3) карбонатно-редкоземельно-флюоритовая в ассоциации со щелочными породами, предположительно щелочно-габброидного ряда; 4) барит-сульфидно-флюоритовая, сопровождаемая зонами пропицитов и березитов; 5) ртутно-сурьмяно-флюоритовая в джаспероидах; 6) собственно флюоритовая, сопровождаемая зонами аргиллизитов. Последние три формации объединяют гидротермальные средне-низкотемпературные месторождения. Ниже рассмотрим вопросы взаимосвязей формаций на примере некоторых редкометалльно-флюоритовых месторождений.

Формации и ряды редкометалльно-флюоритовых месторождений

Редкометалльно-флюоритовые месторождения содержат обычно комплексные руды с минералами бериллия, олова, вольфрама, молибдена. Наиболее крупными в отношении флюорита являются здесь месторождения скарново-грейзенового генетического типа.

Среди редкометалльно-флюоритовых месторождений можно выделить две группы формаций: плутоногенные и вулканогенные (табл. 8). Они свойственны областям орогенеза и тектоно-магматической активизации. Вмещающими их типоморфными структурами являются очагово-купольные. Они, как показано И.Н. Томсоном [38], определяют внутреннее строение рудных районов и полей. Ю.В. Комаровым и др. [19] установлено, что формирование локальных ОКС сопровождалось направленной эволюцией магматизма, отвечающей начальному, среднему и конечному этапам зарождения этих структур. Завершающим этапам ОКС свойственна сиенит-граносиенит-лейкогранитная формационная серия и щелочно-гранитоидная формация, представленные исключительно интродуцированными гранитоидами. С этими магматическими формациями связаны рассматриваемые редкометалльно-силикатно-флюоритовые месторождения плутоногенного типа (Г.Н. Комарова, 1979 г.).

Группа плутоногенных формаций. Среди месторождений флюорита эта группа характеризуется наиболее тесной взаимосвязью геологической, магматической и метасоматической формаций. Месторождения обычно формируются при высоких температурах в гипо- и мезоабиссальных условиях. В составе руд распространенными минералами являются флюорит, разнообразного состава слюды, турмалин, полевые шпаты, топаз, селлаит, минералы редких металлов, сульфиды и др.

Флюоритовые промышленные типы этих месторождений образуются в контактах активных гранитоидных массивов, внедрившихся в карбонат-

ные породы. Причем наиболее благоприятны для интенсивного минералообразования доломиты и мергели, а также пачки переслаивающихся карбонатно-сланцевых пород.

Среди плутогенных редкометально-флюоритовых месторождений мы выделяем две формации: слюдисто-флюоритовую в скарново-грейзеновых метасоматитах и полевошпат-флюоритовую в скарново-полевошпатовых метасоматитах.

Месторождения слюдисто-флюоритовой формации известны в Средней Азии, Казахстане, Забайкалье и других регионах. Они пространственно и генетически связаны с сиенит-граносиенит-лейкогранитной магматической формационной серией, месторождения полевошпат-флюоритовые — с формацией щелочных гранитов.

Формация слюдисто-силикатно-флюоритовых месторождений, ассоциированных с лейкогранитами, имеет свои особенности в минералогическом и геохимическом составе руд. Рудный район, расположенный в юго-восточной части срединного массива, изучавшийся М.П. Материковым, И.Н. Говоровым, Э.И. Шкурко и др., характеризуется разнообразной и разновозрастной минерализацией, представленной оловянными, свинцово-цинковыми, железорудными и флюоритовыми проявлениями. Возраст аляскитовых гранитов, скарновых пород, формирующихся в их контактах, и слюдисто-флюорит-редкометальных грейзенов отвечает, согласно П.В. Комарову, $(468-420) \pm 13$ млн лет (верхний ордовик—нижний силур). В этот же период формировались месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации.

В процессе минералообразования флюорит-редкометальной минерализации И.Н. Говоров выделяет пять этапов: I — пегматоидный, II — скарновый, III — грейзеновый автометасоматический, IV — грейзеновый гидротермальный, V — сульфидный.

Слюдисто-флюоритовые руды содержат флюорита до 50—75%. Вертикальный разрез рудных грейзеновых зон в апокарбонатных породах и гранитах имеет следующий вид: слюдисто-флюоритовая, топаз-флюоритовая, кварц-топазовая, кварц-мусковитовая. Среди минеральных ассоциаций грейзеновых зон преимущественно развиты здесь высокоглиноземистые минералы — слюды мусковитового ряда, а также группа хрупких слюд, среди бериллиевых минералов, кроме фенакита, присутствуют хризоберилл, берилл, эвклаз, отмечаются диаспор, корунд.

С апокарбонатными флюоритоносными грейзенами этого района много общего имеет слюдисто-флюоритовая минерализация, известная в Забайкалье [23].

Рассмотрим кратко некоторые особенности формирования полевошпат-фенакит-флюоритовой формации. Месторождение, изучавшееся А.С. Назаровой (1960, 1965 гг.), приурочено к ОКС, значительную часть площади которой занимает "батолит", сложенный биотит-роговообманковыми гранитоидами палеозойского возраста. Он прорван интрузивами лейкократовых гранитов щелочного типа, среди которых распространены штоки и дайкообразные тела кварцевых сиенитов и сиенит-порфиоров. Их апикальные части метасоматически изменены и превращены в альбититы, содержащие монацит и циртолит.

С интрузивами кварцевых сиенитов пространственно ассоциированы

Основные формации редкометалльно-флюоритовых месторождений (гипабиссальные и вулканические условия образования)

Характерные особенности	Формация			
	слюдисто-флюоритовая	полевошпат-флюоритовая	берtrandит-адуляр-флюоритовая	диккиит-берtrandитовая с флюоритом
Геотектоническая позиция	Области орогенеза и тектоно-магматической активизации	Области гранито-сводового тектогенеза	Области тектоно-магматической активизации	Области тектоно-магматической активизации
Геологический возраст	Фанерозойский	Фанерозойский	Третичный	Фанерозойский
Ассоциирующие породы				
магматические	Лейкограниты, аляскиты	Щелочные и субщелочные граниты	Риолиты, риолитовые порфириты, кварцевые сиениты, порфиры	Вулканиты кислого и основного состава (риолиты, риодациты и др.)
осадочные	Сланцево-известково-доломитовые породы часто с органикой	Угристо-глинисто-карбонатные сланцы, углистые известняки и др.	Известняки, сланцы	Вулканогенно-осадочные породы
Главные и типоморфные минералы	Флюорит, слюды, турмалин, селлаит, берилл, берtrandит, хризоберилл	Флюорит, микроклин, фенакит, берtrandит, мелинофан	Флюорит, адуляр, кварц, кальцит, берtrandит	Диккиит, флюорит, гематит, берtrandит
Главные метасоматические изменения вмещающих пород	Скарнирование, грейзенизация	Скарнирование, фельдшпатизация	Серицитизация, окварцевание	Каолинизация, карбонатизация, флюоритизация
Структурные условия локализации руд	Очагово-купольные структуры, экзоконтакты гранитоидных интрузивов, узлы концентрации даек в сочетании с разломами	Очагово-купольные структуры, экзоконтакты щелочных гранитов в участках тектонических нарушений	Вулканокупольные структуры, структуры обрушения купола и др.	Очагово-купольные структуры с наложенными впадинами, участки сопряжения радиальных и концентрических нарушений
Преобладающие текстуры руд	Массивная, "очковая" полосчатая, прожилково-вкрапленная	Массивная полосчатая, вкрапленная	Полосчатые, мелкокристаллические	Прожилково-вкрапленная, мелкокристаллическая

зоны полевошпат-флюоритовой минерализации. Они залегают в скарнированных породах экзоконтактовой части интрузивов. В процессе рудоотложения А.С. Назаровой выделено несколько стадий, в которых произошло отложение микроклинитов, альбититов, а также флюорита, фенакита и берtrandита. В конце рудоотложения сформировались кальцит-кварцевые прожилки с молибденитом и другими сульфидами.

Рассмотрим еще одно месторождение. Оно находится в рудном районе Восточной Сибири, в юго-восточной части ОКС, окруженной по периферии юрско-меловыми впадинами. Строение ОКС изучалось Н.В. Рудых. В тектоническом плане ее позиция определяется узлом пересечения субширотного субмеридионального, а также диагональных разломов. Структура сложена в основном гранитоидами палеозоя и раннего мезозоя с останцами нижнекембрийских осадочно-метаморфических пород, телами базитов и кислыми эффузивами. В периферийной зоне преобладают раннепалеозойские автохтонные граниты. Ближе к центру ОКС они сменяются аллохтонными биотит-порфиroidными гранитами. В них широко проявлены процессы калишпатизации. По периферии структуры размещены также многочисленные интрузивные массивы лейкократовых и щелочных гранитов, субщелочных сиенитов и граносиенитов, отвечающие завершающему этапу ОКС.

К одному из массивов щелочных гранитов в зоне контакта с нижнекембрийскими породами приурочена рассматриваемая минерализация. Она изучалась М.И. Новиковой, В.И. Гальченко, Я.А. Косалсом, К.Б. Булнаевым, нами (Г.Н. Комарова, 1979 г.) и другими исследователями.

Образованию рудных тел предшествовали этап интенсивного развития скарнов и этап щелочных метасоматитов, главным образом микроклинитов. В следующем этапе, отвечающем грейзенизации, произошло формирование рудных тел, локализующихся в основном среди апокарбонатных пород. Минеральный состав тел разнообразен: полевые шпаты, слюды, флюорит, фенакит, берtrandит, лейкофан, мелинофан, эвдидимит, молибденит, сульфиды Pb, Zn, Fe, Cu, гельвин, бастнезит, кальцит, барит и др.

Характерно наличие комплексных массивных сульфидных руд с высоким содержанием PbS и ZnS, наложенных на ассоциации с флюорит-бериллиевыми минералами в скарнах. Возраст минерализации 250–230 млн лет, на основе данных изотопной геохронологии. Помимо этой минерализации, в рудном поле известны проявления жил с эпитермальной флюоритовой минерализацией позднемезозойского возраста.

Приведенные примеры и др. показывают, что для месторождений полевошпат-фенакит-флюоритовой формации свойственно широкое развитие щелочных метасоматитов, подчиненное по сравнению с ними проявление слюдястых минералов грейзенового процесса, в котором вместе с тем происходит значительное образование флюорита и появление на конечном этапе рудоотложения сульфидной минерализации, главным образом свинца и цинка.

М.И. Новикова подчеркивала сходство последней с минерализацией небольших полиметаллических проявлений, известных в рудных полях редкометалльно-флюоритовых месторождений. Эти проявления возникли, вероятнее всего, в течение самостоятельного процесса. Сульфидная ми-

нерализация отложилась в составе флюорит-редкометалльных тел, но может быть и пространственно разобщена с последними.

Таким образом, редкометалльно-силикатно-флюоритовые месторождения плутоногенного типа являются полиформационными, полиэтапными и многостадийными. В их формировании обычно участвуют магматическая магнезиально-скарновая формация, постмагматическая апомагнезиальная известково-скарновая формация, формация полевошпатовых метасоматитов и апоскарновая грейзеновая бериллий-флюоритоносная формация. Эти формации возникают в процессе последовательно сменяющихся этапов минералообразования и образуют генетический ряд, формирующийся в течение одной эпохи магматизма.

Особенности состава минерализации слюдисто-флюоритовой формации, отличающиеся от полевошпат-фенакит-флюоритовой, обусловлены во многом различиями в химизме магм щелочно-кислого и кислого состава, генерировавшими рудоносные флюиды.

К силикатно-флюоритовым месторождениям тесно примыкает большая группа оловорудных, вольфраморудных месторождений. Их объединяют как общие минеральные ассоциации, включающие флюорит, касситерит, молибденит или вольфрамит, так и условия формирования, особенно в случае контактово-метасоматического рудогенеза. М.П. Материков выделяет, например, среди оловорудных формаций касситерит-силикатно-флюоритовую. Известное месторождение Лост-Ривер на Аляске служит примером формирования комплексной полиформационной флюорит-бериллий-касситерит-вольфрамитовой минерализации. Тесное родство отмечается для группы флюоритовых, молибденитовых и оловянных месторождений, сформировавшихся в связи с гранитами бушвельдского комплекса (А.И. Кривцов, 1985 г.).

Примерами месторождений, в которых наряду с оловянной или молибден-вольфрамовой проявляется флюоритовая минерализация в ходе сложного полиэтапного минералообразования, могут быть также Джидинское, Хинганское и др.

В формировании минерализации Джидинского рудного поля участвуют молибденоворудная и вольфраморудная формации грейзенового процесса, связанного с разными фазами становления гранитов, а также более поздняя формация свинцово-цинковой минерализации, сопровождаемая березитами, сформировавшаяся после внедрения малых интрузий. Помимо грейзенового флюорита, имеющего в Джидинском месторождении практическое значение, в рудном поле известны кварц-флюоритовые жилы, которые одни исследователи считают конечным продуктом Mo-W-минералообразования, другие — самостоятельными проявлениями, относящимися к эпитермальной кварц-флюоритовой формации.

Возвращаясь к рассматриваемым месторождениям, можно отметить, что имеется латеральный парагенетический ряд (или рудный комплекс), представленный рудными формациями силикатно-флюоритовой минерализации, оловорудной, а также вольфрамовой и молибденовой, ассоциированной с плутоногенными магматическими формациями.

Группа вулканогенных формаций. На заключительной стадии ОКС, кроме плутонов и штоков гранитоидных пород, имеет место появление их субинтрузивных тел, а также развитие вулканогенных продуктов щелочно-

основного и щелочно-кислого состава. С вулканоплутоническими процессами связано появление самостоятельных малоуглубинных формационных типов редкометалльно-флюоритовой минерализации.

Приведем несколько примеров. Рудное поле с диксит-берtrandитовой минерализацией, изучавшейся А.П. Заболотной и М.И. Новиковой (1983 г.) и др., приурочено к восточной части ОКС и сложено гранитоидами и вулканидами мезозоя. Вулканогенные породы представлены туфами, туфолавами и кластолавами трахитов, трахипаритов, а также лавобрекчиями диоритовых и андезитовых порфиритов. Имеют значительное развитие дайки трахипаритовых и другого состава пород, а также зоны околожерловых брекчий. В последних нередко залегают зоны рудной минерализации, контролируясь тектоническими нарушениями.

На площади месторождения, согласно Н.П. Заболотной и М.И. Новиковой, широко проявлены метасоматические процессы: микроклинизация, альбитизация, гематитизация, дикситизация, флюоритизация и карбонатизация. По составу выделяются полевошпат-диксит-циркон-берtrandитовые, кварц-полевошпат-дикситовые, кварц-полевошпат-диксит-циркон-флюоритовые зоны.

Процессы минералообразования, проявившиеся в рудном поле, были, вероятно, одновременными и разноэтапными. В ранний постмагматический этап в зонах тектонических нарушений произошло образование полевошпатовых метасоматитов. Эти процессы метасоматически проявились и в породах штоков интрузивных тел. После этапа щелочного метасоматизма, по-видимому, имело место развитие процесса грейзенизации. Об этом можно судить по наличию в рудных зонах проявлений минеральных ассоциаций со слюдой, топазом, турмалином, флюоритом. Интенсивного развития грейзеновый процесс не получил.

Следующий, более поздний этап гидротермального рудоотложения привел к образованию минеральных ассоциаций с флюоритом, дикситом, каолинитом, гематитом, берtrandитом, кальцитом. Диксит наблюдается почти во всех измененных породах рудного поля, наиболее интенсивно — в зонах полевошпатизации. Широко развит также гематит в составе зон измененных интрузивных пород и среди зон полевошпатовых метасоматитов. Он выделялся совместно с берtrandитом.

Анализируя образование проявленных в рудном поле разнотипных минеральных ассоциаций, можно предполагать, что формирование зон щелочных метасоматитов связано с процессами минералообразования, обусловленными гранитоидным магматизмом. Образование же диксит-берtrandитовой минерализации с флюоритом произошло в результате вулканогенного рудогенеза. Н.П. Заболотная и М.И. Новикова относят эту минерализацию к берtrandитовой формации гидротермально измененных вулканических и субвулканических пород. Она имеет черты сходства с известными месторождениями берtrandитосодержащих измененных эффузивов с флюоритом и ураном в штате Юта, США.

Остановимся кратко еще на двух примерах редкометалльно-флюоритовой минерализации, связанной с вулканогенным минералообразованием, иллюстрирующих разные типы геологических обстановок ее проявления. А.П. Коваленко с соавт. (1968 г.) описаны гидротермальные адуляр-флюоритовые жилы с берtrandитом, залегающие в краевой части экструзивного

купола нижнепалеогенового возраста. В составе жил развиты, кроме того, гематит, серицит, кальцит и окислы марганца. Среди перечисленных минералов обращает внимание наличие серицита, а не каолинита или диккита, т. е. условия минералообразования были достаточно высокотемпературными.

Последний пример — известная бериллий-фторовая минерализация, в кратере горы Агуачиле в Мексике, изучавшаяся А.А. Левинсоном (1964 г.). Эта минерализация, представленная жилами выполнения, а также зонами замещения в известняках, образовалась в течение двух одновременных процессов минералообразования. Первый проявился после внедрения кольцевой дайки риолитовых порфиров. С ним связано отложение флюорита, адуляра, берtrandита, а также кальцита. Второй процесс минералообразования, в течение которого отложились флюорит, серицит и кальцит, имел место после внедрения нека щелочных кварцевых микросиенитов. Это пример совмещения близких минеральных ассоциаций, формирование которых связано с одновременными проявлениями вулканогенного минералообразования.

Рассмотренные флюорит-редкометалльные проявления вулканогенного минералообразования принадлежат, по нашему мнению, к двум разным формациям, ассоциацией типоморфных минералов для которых являются диксит-берtrandитовая (с флюоритом) и адуляр-берtrandит-флюоритовая. Редкометалльно-флюоритовые формации вулканогенного и плутоногенного типов формируются нередко в пределах рудных полей одних и тех же ОКС. К этому ряду редкометалльно-флюоритовых месторождений примыкают месторождения эпитермальной кварц-флюоритовой, а также золоторудной, ртутной и вольфрамово-сурьмяной формаций.

Для сравнения обратимся к Хинганскому району. Здесь практически значимые концентрации флюорита известны в Хинганском месторождении (касситерит-силикатной формации) и Олонойском (кварц-касситеритовой формации), сформировавшихся в связи с вулканоплутоногенными формациями. С эффузивным магматизмом мелового возраста в Буреинском прогибе ассоциировано Джидинское месторождение деревянистого олова так называемой риолитовой формации. Совместно с деревянистым оловом здесь развита минерализация Sb и As.

В отмеченных районах известны проявления, кроме того, стибнит-флюоритового типа с киноварью (Богучанское месторождение), относимые к ртутно-сурьмяно-флюоритовой формации. Минерализация кварц-флюоритовой эпитермальной формации значительного развития здесь не имеет, т. е. в Приамурье возрастная ряд флюоритсодержащих формаций в геохимическом отношении существенно иной. В магматогенных месторождениях фтор ассоциирует здесь с Sn, а с сурьмой и ртутью — в вулканогенных.

Формации и ряды барит-сульфидно-флюоритовых месторождений

Барит-сульфидно-флюоритовые месторождения составляют обширный латеральный ряд родственных формаций, тесно связанных взаимными переходами по минеральному составу. Кроме близких минеральных ассоциаций, "облик" барит-сульфидно-флюоритовых формаций определяется устойчивой геохимической ассоциацией ведущих элементов.

Рассматриваемые месторождения имеют значительное распространение и важное промышленное значение. Многим из них свойствен комплексный характер руд, из которых извлекаются, кроме флюорита, Pb, Zn, Cu, Ag, барит, целестин и др. Содержания полиметаллов в общем уступают таковым для месторождений собственно свинцово-цинковых формаций, средние содержания Pb для которых составляют 3,1–3,9%, а Zn – 5,6–5,7% (Л.И. Зубатарева и др., 1985 г.). Среди месторождений широко распространены как жильные, так и стратиформные. Рассматриваемые месторождения, подразделялись нами на существенно флюоритовые с убогим содержанием сульфидов менее 1–2%, сульфидно-флюоритовые, содержания сульфидов в них более 2–3%, в отдельных месторождениях они превышают 10% и более, и, наконец, барит-флюоритовые, в рудах которых барит является полезным компонентом (Г.Н. Комарова, 1976 г.).

В сульфидно-флюоритовых месторождениях содержания Pb, Zn, Cu могут значительно варьировать даже для рудных тел одного и того же месторождения. Вместе с тем имеются районы, зоны или пояса, в которых проявляется "специализация" сульфидно-флюоритовой минерализации в отношении какого-либо одного из сульфидов. Например, Пайхой-Новоземельская флюоритовая зона отличается преобладающим развитием среди сульфидов сфалерита.

Рассмотрим ниже жильные барит-сульфидно-флюоритовые месторождения на примере Чаткало-Кураминского и стратиформные – на примере Русской платформы и некоторых других регионов.

Чаткало-Кураминский регион. Месторождения флюорита сосредоточены здесь в Кармазаре, на юго-западном склоне Чаткальского хребта (Карабашская, Чилтенская мульда), в северной части Чаткальского хребта – горы Каржантау. Наиболее известные в Чаткальском хребте – Агата-Чибаргатинское рудное поле, в Восточном Кармазаре – Наугарзан-Кумкольский, Канимансурский рудные районы. К числу перспективных относится Восточно-Кураминский (Суппоташское месторождение и др.), который входит в Закумбельскую часть Кураминской зоны.

В геологическом отношении большая часть рассматриваемой территории принадлежит Курамино-Ферганскому (Сырдарьинскому) срединному массиву, отдельные крупные блоки которого имели свои специфические черты строения. Согласно Т.М. Вороничу и др., для этого массива характерны "наложенные" вулканические пояса, сформированные вулканитами среднего и кислого состава (нижний–средний карбон), а также андезитовыми и андезито-липаритовыми формациями верхнего карбона и перми, сопровождаемые жерловыми и субвулканическими телами. Складчато-блоковая структура этого массива сочетается с наложенными конседиментационными мульдами и вулканотектоническими депрессиями.

Новейшие данные по структуре этого региона и его металлогении нашли отражение в коллективной монографии "Рудоносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня" (М.: Наука, 1985 г.). В системе Среднего Тянь-Шаня выделены пять крупных мегаструктур, в том числе Ферганский мегасвод, сформированный в орогенный этап позднего палеозоя. Северо-Западный блок мегасвода состоит из двух локальных сводов – Чаткальского и Кураминского. Эти две соседние структуры

накладываются по периферии друг на друга примерно на треть диаметра. К участку их взаимоналожения пространственно приурочен Чаткало-Кураминский регион [58]. В этом регионе для Северо-Чаткальского металлогенического пояса профилирующим является висмута-мышьяково-флюорито-редкометальное оруденение, для Кураминского — флюорито-свинцово-серебряно-медно-висмутовое.

Согласно литературным данным, для этого региона выделяются три основные формации флюорита, сформировавшиеся в орогенный этап развития позднего палеозоя—раннего мезозоя: грейзено-редкометально-флюоритовая, кварц-барит-галенит-сфалерит-флюоритовая и кварц-карбонат-барит-флюоритовая.

Обратимся к Pb—Zn-месторождениям Кармазара и проследим степень распространенности в их минеральных ассоциациях флюорита.

Согласно В.И. Вольфсону и др. (1975 г.), в Кармазаре выделены 4 типа месторождений: I — скарновый с 3 подтипами: а) магнетитом, б) с Pb—Zn-минерализацией, в) с шеелитовой минерализацией; II — кварц-хлорит-сульфидный с сульфидами Sb, Bi, Cu, Pb, Zn; III — кварц-карбонатно-сульфидный — к этому типу отнесены Pb—Zn- и Pb—Ag-месторождения; IV — кварц-барит-флюорит-кальцитовый, в составе этого типа сульфиды Pb, Zn, Cu встречаются лишь в виде убогой вкрапленности.

Для каждого из указанных типов Ф.И. Вольсоном с соавт. приведены стадийные минеральные ассоциации и степень их распространения. Флюорит-баритовая ассоциация с сульфидами Pb, Zn, Cu, а также тетраэдритом, блеклой рудой, борнитом отмечается на многих месторождениях I типа. Это Алтын-Топканское, Курусайское и другие рудные поля.

Во втором кварц-хлорит-сульфидном типе (Старый Табашар, Тарыэкан, Гудас и другие месторождения) интересно отметить наличие следующих стадийных минеральных ассоциаций на примере месторождения Тарыэкан: 1) кварц-хлорит-висмутовая, 2) кварц-гематит-полевошпатовая, 3) кварц-сульфидная, 4) кварц-барит-флюорит-сульфидная и 5) кальцит-сульфидная, в которых распространены галенит и некоторые другие сульфиды и сульфосоли.

В третьем типе кварцево-карбонат-сульфидном особого внимания заслуживают месторождения Чукурджилга и Канимансур. В рудном поле Чукурджилга, по данным Л.И. Лукина и др. (1975 г.), более раннее медно-висмутовое оруденение приурочено к неку и контролируется штокверковой зоной трещиноватости. Более поздние минеральные ассоциации расположены в прилегающем тектоническом блоке, ограниченном Свинцовым и Южным разломами. Здесь в рудоносных участках трещиноватости обособились кварц-пиритовые и кварц-гематитовые жилы, а также более поздние флюорито-галенитовые рудные тела. Последние наиболее многочисленные висячем боку Южного разлома, будучи пространственно разобщенными с кварц-гематитовыми жилами. Выделены следующие четыре стадии минералообразования: сульфидная с халькопиритом и минералами висмута, кварцево-гематит-калишпатовая (ортоклаз), флюорит-барит-галенитовая и кальцитовая. В месторождении Канимансур, согласно Е.Г. Краснову (1975 г.), в общем наблюдается близкая последовательность выделения минеральных ассоциаций.

Из приведенного описания видно, что в Кармазаре минеральные ассо-

циации с флюоритом и полиметаллами проявлены на скарных месторождениях и особо интенсивно на жильных свинцово-цинковых, причем наряду с металлами флюорит также имеет практическое значение.

Для всех этих месторождений в литературе отмечается многостадийный характер их рудоотложения. Однако при рассмотрении месторождений типа Чукурджилга, Канимансур речь должна идти о многоэтапном формировании их минерализации. В самом деле, после отложения медно-висмутовой минерализации, для которой главными процессами околожильного изменения являются хлоритизация и серицитизация, следуют широко распространенные на многих месторождениях минеральные ассоциации с ортоклазом и гематитом. Это свидетельствует о поступлении новых рудоносных растворов щелочного характера, связанных с самостоятельным этапом. После него наступил новый этап рудоотложения с рядом последовательных стадий, в течение которых отложились различные сульфиды, сульфосоли, флюорит, кварц, барит, кальцит и другие минералы. Для этого этапа характер околожильного изменения отвечает березитизации, свойственной растворам кислотной стадии в понимании Д.С. Коржинского. Таким образом, можно говорить о совмещении в пределах месторождений Чукурджилга, Адрасман, Канимансур минерализации по крайней мере трех рудных этапов: раннего медно-висмутового, кварц-ортоклаз-гематитового и полиметаллического многостадийного с широким развитием флюорита.

Для ряда месторождений Карамазара — Наугарзан, Кенгутан, Канимансур, Адрасман — на основе сделанных на нашем материале образцов из дорудных даек и поздних эффузивов цифры анализа отвечают периоду времени 280—246 млн лет. Возраст полиметаллически-флюоритовой минерализации, установленный по калиевому полевому шпату из кварцево-сульфидных жил Наугарзана $(216-186) \pm 8$ млн лет в соответствии с новыми константами распада (1976 г.)¹. Хотя цифры по валу и калиевому полевому шпату при определении значений абсолютного возраста не являются строго корректными в пределах точности анализа, все же можно говорить о длительном по времени процессе минералообразования, в течение которого сформировались разнотипные минеральные ассоциации на месторождениях Карамазара, содержащих полиметаллы и флюорит.

В отличие от месторождений Чукур-Джилга, Канимансур в Наугарзанском месторождении широкое развитие получила флюоритовая минерализация при подчиненном значении сульфидно-полиметаллической. Наугарзанское рудное поле входит в Наугарзан-Кумкольский рудный район, расположенный в зоне внешнего обрамления Камчикской мульды проседания. Гидротермальная минерализация этого района — проявления Cu, Bi, полиметаллов и флюорита — изучалась С.А. Коккиным, Г.Е. Завьяловым, Е.М. Головиным, Г.И. Тупицыным, Г.Н. Комаровой и др.

Рудное поле включает месторождение Наугарзан жильного типа, относящиеся к барит-сульфидно-флюоритовой формации и расположенное

¹ Анализы сделаны в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР.

в 1,5 км северо-восточнее кварц-флюоритовое месторождение Кенгутан. Площадь рудного поля сложена в основном гранодиоритами и кварцевыми диоритами карбона. Они прорваны дайками и штоками интрузивных пород. Из них наиболее ранние гранодиорит-порфиры гушсайского типа. Позже них проявились дайки кварцевых порфиров; дайки диабазовых порфиров пермского возраста (284–272 млн лет) завершают магматизм района.

Минерализация района контролируется Акташским и Наугарским полукольцевыми разломами. В общей схеме минералообразования района выделяются четыре этапа: кварц-халькопиритовый, кварц-барит-гематитовый, кварц-флюоритовый и кварц-полиметаллический. Они проявлены раздельно или совмещены в пределах одних и тех же тектонических нарушений.

На месторождении Наугарзан отложение основной массы флюорита и барита имело место ранее сульфидов, которые проявились после интенсивных тектонических подвижек, приведших к брекчированию руд флюорита. По объему рудной массы свинцово-флюоритовые руды составляют на месторождении более 80%. На флюоритовом месторождении Кенгутан, расположенном рядом с Наугарзанским, стадии минералообразования с сульфидной минерализацией сколько-нибудь заметного развития не получили.

Как и месторождение Кенгутан, месторождение Суппотащ относится к жильному кварц-флюоритовому типу. Оно расположено в борту крупной Чилтенской вулкано-тектонической депрессии, в тектоническом блоке, взброшенном на несколько сотен метров. В рудном поле, кроме указанного месторождения, известны проявления минерализации кварц-флюорит-полиметаллической, полиметаллической (Кенкольское месторождение) и медно-висмутовой.

Площадь месторождения сложена магматическими породами, представленными в основном разновозрастными вулканитами — от D_1 до S_3 и P_1 , а также дайками трахибазальтового (P_1) и трахилипаритового состава (P_{1-2}) и щелочно-базальтоидного. Кварц-флюоритовая минерализация, представленная серией жил и зон брекчирования, контролируется субмеридиональным разломом и сопровождается зонами окварцевания и серицитизации. Для руд характерны кокардовые, почковидные текстуры. В составе руд довольно широко развиты каолинит и диксит. Суппотащское месторождение обнаруживает сходство в минеральном составе, текстурах руд с флюоритовыми месторождениями Забайкалья, но отличается от них характером околожильных изменений.

Можно отметить некоторые общие черты в размещении и рудогенезе месторождений барит-сульфидно-флюоритовой формации Кураминской зоны. Флюоритоносные площади концентрируются в обрамлении крупных вулкано-тектонических депрессионных структур в приподнятых тектонических блоках пород. Минерализация контролируется радиальными или кольцевыми разломами, сопряженными с этими структурами или подновленными разломами древнего заложения.

Минералообразование связано с вулканическими процессами, рудо-подводящими каналами для которых могли быть корневые зоны вулканических аппаратов. Рудообразование происходило на различных уров-

нях глубинности в пределах до нескольких километров от древней поверхности. Выделяется ряд родственных субформаций: кварц-флюоритовая, сульфидно-флюоритовая, барит-сульфидно-флюоритовая.

Вопрос о генетической связи этих субформаций связан с обсуждением источников рудообразующих веществ. Рассмотрение этого вопроса на примере ряда месторождений Карамазара и некоторых других районов (Г.Н. Комарова, 1986 г.) позволяет говорить о возможных источниках рудного вещества при образовании барит-сульфидно-флюоритовых месторождений. Так, баритовая и сульфидная минерализация на месторождении Наугарзан имеет, видимо, разный источник серы. Отложение барита связано с вадозными сульфатными водами. О происхождении серы, участвовавшей в образовании сульфидов Pb и Zn, определенного заключения сделать нельзя. Близость изотопного состава серы руды и метеоритного троилита допускает как глубинное, так и вадозно-гидротермальное ее происхождение. Рассмотренные месторождения формировались в областях активного вулканизма, и это позволяет предполагать ювенильное происхождение фтора в рудоносных растворах. Барит, вероятно, мог заимствоваться из вмещающих пород. Таким образом, минерализация барит-сульфидных месторождений, скорее всего, полигенна. Поэтому на одних участках единой рудоносной площади, каковой является Кураминская зона, сформировались лишь полиметаллические рудные тела, на других — только флюоритовые, на третьих — полиметаллические-флюоритовые.

Для объяснения образования совмещенной минерализации в одних ситуациях и однотипной в других можно предполагать, что на глубине существовали источники по-разному минерализованных растворов, скорее всего, расположенные на различных горизонтах земной коры.

Восточно-Европейский регион. Стратиформные флюоритовые месторождения с полиметаллами и баритом. Эпигенетические постмагматические месторождения с пластообразной формой рудных залежей, или, как их называют, стратиформные, широко распространены среди флюоритовых месторождений. Они известны в Восточно-Европейской платформе, Северном Прибайкалье и других регионах.

Согласно В.В. Архангельской и Ф.И. Вольфсону (1977 г.), в структурном отношении наиболее широкое распространение отмеченные месторождения получили в провинциях, развитых на жестких плитах, вблизи окаймляющих их складчатых поясов, например известные месторождения штатов Иллинойс и Кентукки в США.

Тесно связаны в своем размещении рассматриваемые месторождения с сооружениями типа авлакогенов (Р.Н. Валеев, 1973 г.). Известны они и в краевых частях щитов, располагаясь на их склонах, например площадь Подольского Приднестровья. Она приурочена к зоне Подольского глубинного разлома протяженностью более 300 км при ширине от 5 до 20 км. Здесь выделяются два рудоносных пояса проявлений: флюорит-полиметаллической формации (например, Бахтынское месторождение) и полиметаллической. В первом поясе отмечаются как отдельные проявления флюорита, полиметаллов и барита, так и флюорит-полиметаллические с баритом.

Бахтынское флюоритовое месторождение приурочено к песчаникам

ольчедаевских слоев венда, в которых флюорит развивается метасоматически, замещая кальцитовый цемент. Вместе с флюоритом установлен барит.

Возле с. Савки в отложениях могилевской свиты отмечается выдержанная по мощности и падению залежь, образованная флюоритом, баритом, кальцитом, дикситом. Эти минералы замещают каолинит-гидро-слюдистый цемент полевошпат-кварцевых песчаников. Температура гомогенизации включений во флюорите, отложившемся в песчаниках могилевской свиты, составляет 230–270 °С (В.А. Шумлянский и др., 1980 г.).

Характерная особенность стратиформных рудопроявлений Приднестровья, в том числе флюоритовых, – присутствие среди минералов твердых битумов (керит, озокерит). Так, на Чапаевском рудопроявлении в течение одной стадии образовались железистый карбонат, кальцит, флюорит, твердые битумы, марказит; отмечаются также битум-флюорит-карбонатные прожилки.

Стратиформные проявления флюорит-полиметаллической и полиметаллической формаций Приднестровья образовались, по мнению ряда исследователей, в мезозойскую эпоху тектонической активизации региона.

В.А. Шумлянский (1986 г.) предполагает, что отложение барита произошло в результате взаимодействия термальных хлоридных углеводородных рассолов, содержащих барий, и сульфатных пластово-поровых вод Волыно-Подольского эллизионного гидрогеологического бассейна.

В целом для Приднестровья в отношении условий образования барит-флюорит-полиметаллической минерализации у исследователей единого мнения нет. По данным С.В. Кузнецовой и Ю.А. Кузнецова (1985 г.), исследования газово-жидких включений флюорита из Бахтынского месторождения позволили установить аномально высокие содержания в них плавиковой кислоты, а также образований, отнесенных предположительно к галоидосульфурисодержащим органическим соединениям. Указанные авторы высказываются об участии в формировании этого месторождения растворов, связанных с вулканогенными процессами.

Интересные данные о генетической связи стратиформного и солянокупольного типов оруденения на примере месторождений Днепровско-Донецкой металлогической зоны приводит О.М. Ивантишина (1985 г.). Стратиформное Pb–Zn-оруденение локализовано в пределах Валуйско-Марковской зоны на южном склоне Воронежской антеклизы. Оруденение развито по всему разрезу C₁–C₂ и проникает в докембрийские породы фундамента. Преобладают стратифицированные зоны, приуроченные к афанитовым известнякам, хотя имеются и жильные зоны. Главные рудные минералы – ZnS, FeS₂, второстепенный – PbS; кроме того, встречаются арсенопирит, а также киноварь и антимонит. Главный нерудный минерал – кальцит, второстепенные – флюорит, барит, кварц, халцедон, доломит, сидерит. На Вайделевском рудопроявлении установлена ассоциация сфалерита, кальцита, асфальта и мальты. Для стратиформного свинцово-цинкового оруденения установлены следующие три стадии: сфалерит-галенитовая, антимонит-киноварь-карбонатная с флюоритом и битум-карбонат-баритовая.

Соляно-купольный тип Pb–Zn-оруденения, развитый в Днепровско-Донецкой впадине, локализуется в диапировой брекчии вокруг штоков

девонской соли, реже в породах карбона и перми на крыльях соляных куполов.

Оруденение представлено битум-карбонат-полиметаллическим типом, относящимся к битум-карбонат-сульфидной рудной формации. Кроме главных рудных минералов — PbS и ZnS, присутствуют арсенопирит, халькопирит, киноварь и др., среди нерудных развиты флюорит, доломит.

На Славянском рудно-полиметаллическом рудопроявлении установлены следующие три стадии: битум-карбонатная (с Mo), битум-карбонатно-полиметаллическая, битум-карбонатно-киноварная и целестин-карбонат-серная. В киноварной ассоциации здесь установлены асфальтит, асфальт, мальта.

О.М. Ивантишина отмечает близкий возраст оруденения для охарактеризованных минерализаций, их сходный состав и температуры образования и высказывается о генетической связи этих типов оруденения.

В.А. Шумлянский (1983 г.) выделяет следующий генетический ряд киммерийских (200–120 млн лет) флюоритосодержащих рудных формаций Украины: флюоритовая (150 млн лет), флюорит-полиметаллическая (180 ± 40 млн лет), битум-карбонат-сульфидная (200 млн лет) и свинцово-цинковая.

К этому следует добавить, что в мезозойском цикле металлогении Днепровско-Донецкой зоны были проявлены по крайней мере две разновозрастные группы флюоритоносных формаций. Так, флюоритовая минерализация Покрово-Киреевского месторождения должна быть отнесена на основании полученных результатов изотопного датирования к раннекиммерийской.

Покровско-Киреевское месторождение, расположенное в юго-западной части сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкого автоклагена, весьма своеобразно по минерализации и отличается от месторождений флюорит-полиметаллической и флюоритовой формации. На нем проявлена калишпат-флюоритовая минерализация. Ее возраст по калиевому полевому шпату 236 ± 8 млн лет, т.е. триасовый. Возраст дорудных магматических пород, с которыми ассоциировано оруденение $(257-270) \pm 10$ млн лет, что отвечает перми. Определения абсолютного возраста сделаны в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР.

Флюоритоносные формации Русской платформы развивались в течение длительного времени, что, по-видимому, указывает на общий глубокий подкордовый источник фтора. Устанавливается также связь рудных, ртутьсодержащих свинцово-цинковых, флюорит-полиметаллических и других формаций Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины с процессами образования газовых и газонефтяных месторождений.

Весьма своеобразный флюоритоносный пояс, содержащий стратиформные проявления, — Пайхойско-Новоземельский, входящий в Уральско-Новоземельскую рудную провинцию. Флюоритопроявления этого пояса изучались Н.П. Юшкиным, Н.В. Волковым, А.Ф. Кунцем, М.А. Масловым, А.А. Соловьевым и др.

Месторождение Амдерма, расположенное на берегу Карского моря, является наиболее крупным в этом поясе. Его площадь сложена палеозойскими известняками, перекрытыми сланцами и смятыми в складки северо-западного простирания. Породы прорваны позднепалеозойскими

диабазовыми дайками. Рудные тела локализуются в секущих и согласных разрывах. Наряду с флюоритовыми развиты и сульфидные руды, в основном цинковые, в меньшей мере медные и свинцовые (В.А. Архангельская, Ф.И. Вольфон, 1977 г.). На месторождении проявлены окложильные метасоматические породы ("амдермит"), сложенные кварцем, кальцитом, серицитом и пиритом. Возраст амдермита, определенный калий-аргоновым методом по серициту, по одним данным, 262–298 млн лет, по другим — 240–220 млн лет.

Интересны своими минеральными ассоциациями рудопроявления Северо-Пайхойского района. Согласно Н.В. Волкову и др. (1977 г.), минеральный тип этих проявлений — кальцит-целестин-барит-флюорит-сульванитовый. Состав сульванита $CuVS_4$. Иногда в минеральных ассоциациях встречаются и блеклые руды. Ввиду варьирующих соотношений минералов отдельные рудопроявления можно считать существенно сульфидными, другие — целестиновыми или баритовыми.

Согласно литературным данным, для Пайхой-Новоземельского пояса ряд родственных формаций представлен флюоритовыми проявлениями, сульфидно-флюоритовыми (с различными соотношениями Pb, Zn, Cu, иногда с повышенными количествами германия и кадмия), полиметаллическими, барит-целестин-флюоритовыми, собственно баритовыми и целестиновыми. Отметим, что сульфидно-флюоритовые проявления с целестином описаны также в Молдотауском флюоритоносном районе, входящем в Чаткало-Нарынскую зону (Е.М. Головин и др., 1975 г.). Наконец, на примере месторождений Гаурдакского рудного поля (Туркменская ССР) известны минеральные ассоциации флюорита, барита, целестина, сульфидов Pb, Zn, Cu, Fe и самородной серы.

Обобщая приведенный материал по гидротермальным барит-сульфидно-флюоритовым месторождениям, можно отметить следующее. Для конкретных рудоносных территорий выделяется типовой набор родственных субформаций. Чаткало-Кураминский регион — кварц-флюоритовая, сфалерит-галенит-флюоритовая, флюорит-полиметаллическая с серебром, барит-сульфидно-флюоритовая. Пайхой-Новоземельский регион — флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая с преобладанием сфалерита, барит-целестин-сульфидно-флюоритовая, баритовая, целестиновая. Днепровско-Донецкая впадина — флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая с битумами, полиметаллическая, битум-карбонатно-сульфидная с флюоритом. Типовые наборы рядов родственных субформаций отражают геохимическую специализацию рудоносной провинции.

Формации и ряды ртутно-сурьмяно-флюоритовых месторождений

Ртутные, ртутно-сурьмяные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения составляют сложную группу месторождений как в отношении минерального состава, так и по условиям образования. Критическое рассмотрение существующих формационных классификаций этих месторождений сделано Д.И. Горжевским, И.Т. Макеевой (1986 г.). В предложенной ими классификации не нашли отражения Hg-Sb-флюоритовые месторождения в качестве самостоятельной формации. Таковая выделялась

И.Г. Магакьяном (1967 г.), А.А. Ивановой (1972 г.), Г.Н. Комаровой (1974 г.), В.И. Бергером (1978 г.) и другими исследователями.

Флюорит, известный во многих ртутных и сурьмяных месторождениях и относимый ранее к жильным минералам, приобретает промышленное значение. Достаточно указать на месторождения Южно-Ферганского пояса, сосредоточенные в Сох-Исфайрамском рудном районе, в котором, кроме ртутных, кварц-антимонитовых, в настоящее время известны кварц-флюорит-антимонитовые — Северный Акташ, Булат, Аксай, Капчигай и др. Краткие геологические данные по некоторым месторождениям этого рудного района приводятся ниже [78].

В Сох-Исфайрамском рудном районе, расположенном в срединной части Южно-Ферганского пояса, выделяются три рудные зоны — Северная, Центральная и Южная. К Центральной зоне приурочены Абширская, Хайдарканская (или Ишметауская) и Акташ-Кадамжайская группы месторождений.

Абширская группа месторождений контролируется глубинным разломом субширотного направления. В ней выделяются Абширское и Аустанское рудные поля. Рассмотрим Абширское рудное поле. Его площадь сложена песчано-сланцевыми отложениями силура, залегающими аллохтонно на породах карбонового возраста, представленных четырьмя свитами, состоящими из известняков, конгломератов, песчаников и алевролитов. Осадочные породы смяты в антиклиналь северо-восточного простирания и прорваны интрузией гранодиоритов и кварцевых диоритов пермского возраста, а также дайками кислого и основного состава. На площади рудного поля в северо-восточном направлении проявлен крупный сброс, вдоль которого приподняты силурийские породы, слагающие северо-западное крыло антиклинали. В субмеридиональном направлении проходит зона дробления и смятия, по которой песчаники и сланцы силура надвинуты на породы карбонового возраста.

Сурьмяно-флюоритовое оруденение приурочено к двум рудоносным горизонтам: нижнему — на контакте известняков и сланцев карбона и верхнему — в зоне надвига силурийских отложений на карбоновые. Кроме пластообразных и линзовидных рудоносных тел, имеются жильные тела, приуроченные к секущим породы трещинам. Рудные тела выделяются по данным опробования и представляют собой минерализованные брекчи, которые образовались в зоне контакта дробленных известняков и сланцев под воздействием гидротермальных растворов. Изменение околорудных пород представлено в основном окварцеванием и кальцитизацией и относится к метасоматической формации джаспероидов.

Оконтуренные рудные тела представлены линзами, гнездами, вкрапленностью антимонита и флюорита, реже встречается валентинит. В богатых флюоритом телах среднее его содержание составляет 32—40%. Отмечаются следующие минералы, наблюдавшиеся в ассоциациях рудного поля: сульфиды — антимонит, киноварь, реальгар, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, пирит, висмутин, аурипигмент; сульфосоли — буланжерит, джемсонит, бертьерит, гетчелит; нерудные — кварц, кальцит, флюорит, барит, диксит, каолинит, халцедон, графит; самородные элементы — сурьма и др.

В рудном поле развито несколько типов минерализаций, образуя-

щих самостоятельные и пространственно совмещенные проявления: 1 — сурьмяно-флюоритовые; 2 — сфалерит-антимонитовые; 3 — кварц-флюоритовые; 4 — кварц-барит-сульфосольно-сульфидные; 5 — сульфидно-сурьмяные; 5 — мышьяково-сульфидные. В процессе рудообразования на месторождении проявились три стадии: кварц-пиритовая, кварц-антимонит-флюорит-баритовая и кварц-антимонит-флюоритовая с сульфидами. Подобные минерализации встречаются в сходных геологических обстановках и в других рудных полях, например Кадамжайском.

Обобщая, по литературным данным и собственным наблюдениям, условия формирования данной группы месторождений, можно отметить следующие характерные их особенности.

1. Поясовое расположение, контролируемое мощной зоной шарьяжных надгигов, относящихся к краевым шовным структурам сочленения складчатых геосинклинальных систем и срединных массивов.

2. Приуроченность оруденения к зонам тектонических срывов и брекчий в разнородных по составу свитах пород, в том числе карбонатных, благоприятных для процессов рудоотложения.

3. Ярусность оруденения, наличие пластовых и секущих рудных тел.

4. Многоэтапный процесс рудоотложения и полигенный характер рудоносных растворов. Высокие температуры начального этапа рудоотложения в пределах 300 °С, судя по данным гомогенизации флюорита.

5. Многокомпонентный состав оруденения и сложный состав минеральных ассоциаций, включающих фториды, окислы, сульфиды, разнообразные сульфосольные минералы, карбонаты, барит, Sb, As, участвуют в составе минералов в форме катионов и анионов.

6. Пространственное совмещение в пределах локальных рудоносных структур минерализации разноэтапных процессов, что обусловило развитие в рудных полях ассоциаций родственных сурьмяных, ртутных, флюоритовых и комплексных руд.

Как и месторождения барит-сульфидно-флюоритового типа, ртутно-сурьмяно-флюоритовые образуют ряд родственных субформаций с переходными в количественном отношении минералами ртути, сурьмы, мышьяка, а также флюорита и группы сульфосольных минералов.

В заключение отметим, что приведенный материал по редкометалльно-флюоритовым, барит-сульфидно-флюоритовым и другим месторождениям показывает, что рудно-формационный анализ является эффективным методом в изучении взаимоотношений месторождений и их связей с геологическими, магматическими и метасоматическими формациями.

Одним из факторов, определяющих взаимосвязи плутогенных рудных формаций, служит эволюция магматизма, сопровождающего становление ОКС крупных мегасводов. Рассмотренные плутогенные флюорит-слюдистые и полевошпат-флюоритовые формации генетически ассоциированы с лейкогранитными и щелочно-гранитными магматическими формациями, геохимически специализированными на фтор и бериллий. Эти магматические формации завершают этапы становления ОКС.

Размещение в рудных районах проявлений редкометалльно-флюоритовых формаций, тяготеющих к экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов, определяется влиянием ортогональной сети глубинных разломов, представляющих собой магмо- и флюидовыводящие структуры.

Значение их в металлогении оловорудных, молибденово-золоторудных и других формаций подчеркивалось И.Н. Томсоном, Ю.В. Комаровым, Е.А. Радкевич, Д.И. Горжевским и др.

Формирование редкометалльно-флюоритовых формаций в рудных полях зависело от более частных локальных структур при условиях наличия геологических формаций карбонатных пород.

В образовании редкометалльно-флюоритовой минерализации участвует генетический ряд формаций скарново-грейзенового процесса. Особенности его проявления (преобладающее развитие метасоматитов щелочного или грейзенового процесса) во многом определяют возникновение минеральных ассоциаций слюдисто-флюоритовой или полевошпат-флюоритовой формаций. Редкометалльно-флюоритовые плутоногенные формации образуют латеральный парагенетический ряд с магматогенными формациями оловорудной, вольфрам-молибденовой минерализации.

С формированием вулканогенных формаций трахидацил-липаритового и трахибазальтового эффузивного магматизма на конечных стадиях ОКС связано появление вулканогенных флюорит-диккит-берtrandитовой или адуляр-берtrandитовой редкометалльно-флюоритовых формаций, образующих с плутоногенными возрастными рядами формаций.

Месторождения барит-сульфидно-флюоритовые, рудно-сурьмяно-флюоритовые образуют во многих регионах латеральные типовые ряды родственных формаций и субформаций, свойственных определенной эпохе рудообразования. Для отдельных регионов типовой ряд родственных субформаций барит-сульфидно-флюоритовых и других месторождений имеет свои геохимические отличия в преобладающем развитии того или иного ведущего минерала, например сфалерита в сульфидно-флюоритовой формации Северного Урала или целестина для проявлений Пай-Хоя.

Выявляются отличия в рядах формаций жильных и стратиформных месторождений. Флюорит и другие минералы стратиформных месторождений обогащены твердыми и жидкими битумами разного состава, что рассматривается как свидетельство о взаимных связях процессов рудо- и нефтеобразования.

СООТНОШЕНИЕ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНОЙ И СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПРИМОРЬЯ

Выяснение возрастных и пространственных соотношений касситерит-силикатно-сульфидной и скарново-свинцово-цинковой рудных формаций имеет не только теоретический, но и практический интерес. Пространственная обособленность касситерит-силикатно-сульфидных и скарновых месторождений в некоторой степени сдерживала выяснения их соотношений. Более того, месторождения касситерит-силикатно-сульфидной и скарново-свинцово-цинковой формаций обычно рассматривались как два резко контрастных типа оруденения, локализующихся в разных рудных районах. Исследования последних лет показали, что в рамках альпийской металлогенической эпохи проявились два этапа оловянной минерализации: позднемеловой-палеоценовый (ранний) и эоценовый (поздний) (Н.И. Назарова и др., 1969 г.; [26]; И.Н. Томсон и др., 1983 г.). Обобщая факти-

ческий материал по возрастным соотношениям, И.Н. Томсон и др. (1986 г.) создали глубинную модель, представленную двумя типами рудно-магматических колонн. При этом колонна первого типа опирается на интрузивы лейкократовых гранитов, а второго — на штоки гранитоидов повышенной основности.

Строение рудно-магматических колонн второго типа определяется наличием трех глубинных ярусов. К близповерхностному ярусу пропилитизированных и серицитизированных вмещающих пород приурочены рудные тела и месторождения эоценового этапа (месторождения Хрустальное, Силинское, северо-западные жилы Арсеньевского месторождения и др.). Рудные тела представлены жилами касситерит-хлорит-сульфидного или касситерит-сульфидного состава, которые выклиниваются по падению при достижении второго, более глубинного яруса биотитизированных пород. В пределах этого яруса локализуются рудные тела позднемелового—палеоценового этапа (месторождения Темногорское, Новогорское, Южное, некоторые субширотные зоны Арсеньевского месторождения). Рудные тела представлены в основном жилами касситерит (сульфостантанно)-турмалин-сульфидного или касситерит-сульфидно-сульфосольного состава, формированию которых предшествовало образование турмалиновых метасоматитов, скарноидов. Месторождения этого типа наиболее интересны тем, что несут черты как оловянного оруденения позднего этапа, так и скарново-свинцово-цинкового оруденения. Третий, наиболее глубинный ярус оруденения представлен эндоконтактовыми грейзенами или штокверковой кварц-вольфрамитовой или кварц-серицит-молибденитовой минерализацией (месторождение Дорожное и др.)

Среди месторождений позднемелового—палеоценового этапа наиболее детально изучены Южное и Темногорское, а также субширотные зоны Арсеньевского месторождения.

Арсеньевское месторождение расположено в северо-западной части Кавалеровского рудного района и локализуется в пределах одноименной очаговой структуры, имеющей сложную и длительную историю геологического развития. Пространственно она совпадает с узлом пересечения разнонаправленных дислокационных ослабленных зон (Силинской, Арсеньевской, Березовской), трассируемых поясами даек кислого и основного состава, а также разнонаправленными зонами смятия и дробления, геофизическими аномалиями различного типа. В геологическом строении Арсеньевского рудного поля принимают участие нижнемеловые терригенные песчаносланцевые отложения, интрузивные и вулканические образования верхнего мела и палеогена.

Магматические образования рудного поля широко развиты и характеризуются исключительной пестротой состава и возраста, что отражает сложную и длительную историю геологического развития рудного поля как очаговой структуры. На основании геологических соотношений и материалов геохронологии среди магматических образований Арсеньевского месторождения выделяются два вулканоплутонических комплекса [10]: позднемеловой и палеогеновый. К позднемеловому комплексу (93—80 млн лет) относятся трахиты, трахилипариты и комагматичные им монцониты, сиениты, диорит-монцониты. Интрузивные тела образуют массивы, штоки, дайки. Их особенностью является то, что они всегда сопровож-

даются ореолом контактовых изменений с образованием биотит-полевошпатовых роговиков. К ним пространственно тяготеют зоны турмалинизации с вкрапленной олово-сульфидной минерализацией, содержащей нередко вольфрамит, шеелит, самородный висмут, серебро и их сульфосоли.

Магматические образования палеогенового возраста (64–48 млн лет) представлены гранодиорит-порфирами, дацитовыми порфирами, липаритовыми порфирами, фельзитами и разнообразными телами диоритовых порфиров. Палеогеновые магматические породы образуют многочисленные дайки, слагают покровные тела и жерловые фации.

В соответствии с выделенными двумя тектоно-магматическими комплексами проявились и два этапа минерализации, каждый из которых характеризуется определенной направленностью развития магматических образований и сопровождающих их постмагматических процессов. Последние выражены интенсивной метасоматической проработкой вмещающих толщ и в образовании разнотипных рудных полей, занимающих определенное положение в пределах очаговой структуры.

Рудные тела первого этапа локализируются преимущественно вдоль широтных зон дробления и турмалинизации (Старушка, Турмалиновая). Морфологически это относительно мощные зоны прожилково-вкрапленной минерализации, в центральной части которых прослеживаются массивные или брекчиевые руды. Несмотря на сложный состав руд и противоречивые взаимоотношения между минеральными парагенезисами, в общем можно выделить следующие последовательные минеральные ассоциации.

Наиболее ранними являются кварц-турмалиновые и кварц-турмалин-сульфидные ассоциации, развитые преимущественно вдоль широтных зон, наложенных на биотитовые роговики. Мощность этих зон турмалинизации варьирует от первых метров до 10–15 м. Сливные массивные турмалиниты или брекчиевые зоны постепенно переходят в окварцованные породы с более редкими пятнами турмалина. Вероятно, близко-одновременно с этой ассоциацией шло и образование предрудных скарноидов, развивающихся вдоль тех же разрывных структур, что и основные рудные тела, и в составе которых основную роль играют родонит и гранат.

Сульфидная, преимущественно пирротин-халькопиритовая с ранними пиритом и арсенопиритом, ассоциация преобладает в рудах этого типа. При этом отмечается крайне неравномерное распределение минеральных видов в пределах рудного тела. Местами в рудах преобладает арсенопирит в ассоциации с халькопиритом, станнином и сульфосолями висмута. Пирротин-магнетитовые агрегаты также характерны для руд раннего этапа. Они развиты среди сплошных массивных или брекчиевых колчеданных руд. В тесных срастаниях с пирротинном отмечается халькопирит. В сульфидных рудах раннего этапа нередко в значительных количествах присутствуют галенит-сфалеритовые агрегаты, для которых характерны повышенные содержания серебра.

Таким образом, в формировании руд первого этапа на Арсеньевском месторождении устанавливается следующая последовательность (И.Н. Томсон, В.П. Полохов и др., 1983 г.): 1) наиболее ранние – кварц-турмалиновые и турмалин-сульфидные метасоматиты; 2) скарноиды, состоящие

преимущественно из родонита и граната. Они формируются после турмалинитов; 3) ранние арсенопирит-пиритовые руды; 4) основная масса сульфидов, из которых преобладают пирротин-халькопиритовые агрегаты с ранним сфалеритом и сульфостаннатами; 5) галенит-сфалеритовые руды с сульфосолями серебра, висмута и свинца.

Другим объектом, где получила широкое развитие минерализация раннего этапа, является Темногорское месторождение. Оно расположено в северной части Кавалеровского рудного района среди осадочных толщ раннемелового возраста и приурочено к узлу пересечения скрытых разломов меридионального, северо-западного и широтного простирания, осложненному очаговой структурой. Интрузивные образования месторождения, локализованные в ядре очаговой структуры, представлены серией даек кварцевых порфиров позднемелового возраста, а также сложным по составу интрузивом гранодиоритов, прорывающих упомянутые дайки.

Интрузив горы Темной — многофазное тело (возраст 94—83 млн лет), сложенное гранодиоритами, кварцевыми диоритовыми порфирами, гранодиорит-порфирами. Он сопровождается интенсивным метаморфизмом вмещающих пород с образованием биотитовых роговиков. На биотитовые роговики наложены турмалиновые метасоматиты. Последние контролируются тектоническими зонами северо-западного и субширотного направлений. Они развиваются также вдоль контактов даек кварцевых порфиров субмеридионального простирания.

Рудные тела месторождения тесно ассоциируются с зонами турмалиновых метасоматитов и практически не выходят за пределы ореола биотитов. По возрастным соотношениям выделяются шесть последовательных минеральных ассоциаций (В.П. Полохов, 1959 г.; и др.): 1) кварц-турмалино-сульфидная с апатитом; 2) кварц-арсенопирит-пирротиновая; 3) пирротин-сфалеритовая; 4) карбонатно-силикатно-сульфидная (марганценовая); 5) кварц-анкерит-арсенопиритовая; 6) кальцит-адуляровая.

Ранняя кварц-турмалино-сульфидная ассоциация занимает несколько обособленное положение. Это мощные зоны минерализованных брекчий вдоль контактов даек кварцевых порфиров или прожилково-вкрапленные зоны среди песчаников в контактовом ореоле и в самом интрузиве. В этой ассоциации встречаются также касситерит, вольфрамит, самородные висмут и серебро, шеелит, апатит.

Кварц-арсенопирит-пирротиновая и пирротин-сфалеритовая минеральные ассоциации представлены массивными, грубополосчатыми или "струйчатыми" рудами. В их составе преобладают арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Касситерит, станнин, магнетит, самородные висмут и серебро, сульфосоли серебра и висмута развиты заметно слабее. Характерная особенность этих ассоциаций — образование касситерита при гипогенном разложении сульфостаннатов (В.П. Полохов, 1979 г.).

Карбонатно-силикатно-сульфидная ассоциация широко распространена на месторождении и порой слагает самостоятельные жильные полосы или замещает ранее образованные минеральные агрегаты. В минеральном составе руд этой ассоциации преобладают родонит, тефроит и родохрозит. Сфалерит, алабандин, галенит и другие сульфиды замещают жильные минералы. В значительных количествах развиты джемсонит, блеклые руды, станнин, халькопирит, арсенопирит и др.

Процесс минералообразования на Темногорском месторождении завершался формированием кварц-анкерит-арсенопиритовой и наиболее поздней кальцит-адуляровой ассоциацией.

Южное месторождение расположено в восточной части Краснореченского рудного района и приурочено к куполу биотитов горы Эльдорадо. Площадь месторождения сложена реннемеловыми терригенными породами. Интрузивные образования на площади месторождения представлены диоритами и кварцевыми диоритами штока ключа Солнечного и его дайковыми сателлитами (возраст 87–94 млн лет). Структурная позиция Южного месторождения определяется его приуроченностью к очаговой структуре, которая маркируется штоком ключа Солнечного и куполом биотитов. Основные рудные тела месторождения приурочены к крупной разрывной структуре субширотного простирания. Они расположены во внешней части ореола биотитов и лишь незначительно выходят за его пределы.

В процессе формирования жильных тел на Южном месторождении выделяются два цикла минерализации, соответствующие подэтапам минералообразования [22]. В ходе первого цикла выделяются две последовательные стадии: 1 – аксинит-пироксен-гранатовая, 2 – кварц-арсенопирит-сфалерит-пирротиновая, в ходе второго цикла – три стадии: 3 – карбонатно-силикатно-сульфидная, 4 – кварц-анкерит-сульфидная, 5 – цеолит-кальцитовая.

Аксинит-пироксен-гранатовая (скарноидная) стадия минерализации наиболее ранняя. Минеральные агрегаты этой стадии образуют маломощные каймы, оторочки, небольшие линзы и гнезда вдоль контактов основного рудного тела (жилы № 4) с вмещающими алюмосиликатными породами. В составе скарноидов отмечаются две минеральные ассоциации: пироксен-гранатовая и аксинит-актинолитовая. В аксинит-пироксен-гранатовую стадию вначале происходило образование безводных силикатов (граната, пироксена, бустамита), затем – боросиликатов (аксинита, турмалина) и наконец – гидроксилсодержащих силикатов (актинолита). Особенности минерального состава ассоциаций этой стадии определяются образованием богатых кальцием, железом и бором парагенезисов. Помимо этого, в незначительных количествах встречаются минералы марганца (бустамит) и титана (сфен).

Кварц-арсенопирит-сфалерит-пирротиновая (сульфидная) стадия минерализации наиболее продуктивная. В эту стадию происходило последовательное отложение двух минеральных ассоциаций: кварц-арсенопиритовой (с касситеритом) и галенит-сфалерит-пирротиновой. В целом для минеральных агрегатов этой стадии характерны следующие особенности состава: незначительное развитие касситерита в кварц-арсенопиритовой ассоциации; резкое преобладание пирротина в галенит-сфалерит-пирротиновой ассоциации; присутствие сульфосолей меди, серебра и сурьмы, образующих микровключения в галените.

Минеральные агрегаты карбонатно-силикатно-сульфидной (марганцевосной) стадии на месторождении широко развиты. Они слагают самостоятельные полосы в центральной части жилы № 4 или замещают более ранние минеральные агрегаты. В эту стадию отлагались следующие ассоциации: марганцево-силикатная, аксинитовая, сидерит-магнетитовая, галенит-сфалеритовая и кварц-карбонатно-сульфосольная [22]. В целом для мине-

ральных агрегатов карбонатно-силикатно-сульфидной стадии характерны следующие особенности состава: присутствие минералов марганца (родонит, кнебелит, пироксмангит, родохрозит и др.); повторное проявление бороносной (в виде аксинита) и оловорудной (в виде станнина) минерализации; присутствие минералов железа преимущественно в виде сидерита при незначительном развитии пирротина; образование редкого комплекса сульфосолей меди, свинца, серебра и сурьмы (фрейбергит, менегенит, гудмундит, дискразит, диафорит, фрейслебенит, овихит, пираргирит), а также самородных элементов (серебра, сурьмы, висмута, сурьмянистого золота). Минералообразование на Южном месторождении завершилось отложением кварц-анкерит-сульфидной и цеолит-кальцитовой минеральных ассоциаций.

Таким образом, для рудных тел и месторождений поздне мелового—палеоценового этапа в целом характерны следующие особенности: тесная пространственная связь с зонами турмалиновых метасоматитов; присутствие в рудах скарноидов; обилие колчеданных минералов — при преобладании кварца среди жильных минералов; развитие сернистых соединений олова и концентрация основной его части в виде сульфостаннатов или продуктов их распада; присутствие в рудах вольфрамита, минералов серебра и висмута, редко — никеля; широкое развитие на некоторых месторождениях силикатов, карбонатов и сульфидов марганца, образовавшихся на поздних стадиях процесса минералообразования.

Кроме этого, сфалериты из рудных тел поздне мелового—палеоценового этапа по сравнению со сфалеритами из рудных тел эоценового этапа отличаются повышенными (нередко на порядок) содержаниями марганца, галлия, индия, сурьмы и висмута, галениты — повышенной серебронастью, арсенипириты — высокими содержаниями серебра, сурьмы и никеля. Необходимо отметить, что золото-серебряные отношения в арсенипиритах могут быть использованы как надежный критерий определения принадлежности того или иного месторождения к раннему или позднему этапу оловорудной минерализации уже на ранних стадиях изучения этих месторождений. Естественно, что этот критерий следует использовать в комплексе с данными об элементах-примесях в других минералах, а также в комплексе со структурными, морфологическими и минералогическими факторами.

Таким образом, оловянно-полиметаллические месторождения поздне мелового—палеоценового этапа и оловорудные месторождения эоценового этапа различаются не только по их геолого-структурной позиции, но и по минералого-геохимическим особенностям состава руд.

Изучение соотношений между оловорудными месторождениями раннего этапа и скарно-свинцово-цинковыми месторождениями дальнегорского типа проводилось на основе сравнительного анализа последовательности их минералообразования, изучения соотношений рудных тел и магматических образований, а также минералого-геохимических особенностей состава и физико-химических условий формирования минеральных ассоциаций (рис. 21). Но сначала кратко остановимся на сравнении геолого-структурной позиции этих типов месторождений.

Основные оловянно-полиметаллические месторождения поздне мелового—палеоценового этапа (месторождения Южное, Темногорское, Новогорское и др., широтные рудные тела Арсеньевского, Высокогорное место-

рождение) расположены в пределах Кавалеровского и Краснореченского рудных районов, скарново-свинцово-цинковые — в Дальнегорском рудном районе. Структурная позиция этих районов определяется, в первую очередь, их приуроченностью к секториальным блокам Южно-Сихотэ-Алинского орогенного сводового поднятия. При этом оловянно-полиметаллические месторождения раннего этапа (как оловорудные объекты позднего этапа) расположены в пределах ядерной части свода, а скарново-полиметаллические — в промежуточной зоне свода (И.Н. Томсон, В.В. Середин, 1983 г.). В то же время Дальнегорский, Краснореченский и Кавалеровский рудные районы локализованы в пределах одной и той же широтной рудоконцентрирующей зоны [69].

Размещение отдельных оловорудных и скарново-свинцово-цинковых месторождений в масштабе рудных районов контролируется очаговыми структурами (купольными сооружениями и в меньшей степени кальдерами), обрамляющими крупные вулканотектонические структуры (Дальнегорский район) или скрытые массивы гранитоидов (Краснореченский, Кавалеровский районы). Однако жильные тела на оловянно-полиметаллических месторождениях раннего этапа приурочены к внутренним частям очаговых структур, а именно к куполам биотититов, а скарново-полиметаллические залежи локализуются в пределах известняков и располагаются над куполами биотититов (Николаевское и другие месторождения) или в их верхней части (Садовое, Второе Советское месторождения) (Э.М. Размахнина, 1978 г.).

Оруденение обоих изучаемых типов месторождений парагенетически связано со сходными вулканоплутоническими комплексами: высокогорским и дальнегорским, относящимися к андезит-гранодиоритовой формации, характеризующимися гомодромной направленностью развития магматизма и формировавшимся в период 95–70 (высокогорский) и 90–50 (дальнегорский) млн лет (В.А. Баскина, 1966 г.; В.А. Селиверстов, 1983 г.; [14]). Интрузивные образования этих комплексов являются продуктами андезитовой магмы и представлены многофазным штوكами гранодиорит-диоритового состава. Для обоих комплексов характерна гомодромная направленность развития интрузивной деятельности. В ходе первой фазы шло внедрение магмы повышенной основности с образованием габбро, диоритов, кварцевых диоритов. Затем внедрялась магма гранодиоритового состава, в результате застывания которой был сформирован основной объем многофазных интрузивов. В ходе завершающих фаз магматической деятельности шло образование кислых дифференциатов. Интрузивные породы высокогорского и дальнегорского комплексов в целом имеют сходный минералогический и химический состав, а также сходный комплекс аксессуарных минералов.

Возраст оловянно-полиметаллических месторождений раннего этапа и скарново-полиметаллического оруденения определяется по их геологическим соотношениям с интрузивными образованиями. Так, на Арсеньевском оловорудном месторождении формирование субширотных рудных зон, относящихся к раннему этапу оруденения, происходило после внедрения диорит-монцититов, имеющих абсолютный возраст 80 ± 5 млн лет, но до внедрения даек гранодиорит-порфиров (62–56 млн лет) [10 и др.]. На Николаевском скарново-полиметаллическом месторождении доруд-

ОЛОВОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ																	
Этап	×	Блятизация	Турмалинизация	Позднемеловой—палеоценовый								++	Эоценовый				
Цикл	×			×	Ранний				Поздний				+	Формирование месторождений хлорит-касситерит-сульфидного типа			
Стадия минерало-образования	×			×	Аксинит-пироксен-гранатовая		Сульфидная		Карбонатно-силикатно-сульфидная			++					
Минеральная ассоциация	×			×	Пироксен-гранатовая	Аксинит-актинолитовая	Кварц-арсенопиритовая (с касситеритом)	Галенит-сфалерит-пирротиновая	Марганцево-силикатная	Аксинитовая	Сидерит-магнетитовая	Галенит-сфалеритовая	Кварц-карбонатно-сульфосольная		Кварц-анкерит-сульфидная	Цеолит-кальцитовая	++
	×			×													+
	×			×													+
	×			×	СКАРНОВО-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ												
Этап	×			×	Скарново-пропилитово-сульфидный								++	Кварц-карбонатно-сульфидный			
Стадия минерало-образования	×			×	Гранатоволластонитовая	Геденбергит-сульфидная		L L	Пропилитово-сульфидная					+	Формирование сереброносных жильных и прожилково-вкрапленных рудных тел		
Минеральная ассоциация	×			×		Гранат-аксинит-геденбергитовая	Кварц-сфалерит-геденбергитовая	×	Поздняя геденбергитовая	Альбит-эпидот-клинозоитовая	Кварц-кальцит-сфалерит-галенитовая			++			
	×	×	L L	+													
	×				×									+			

Абс. возр. (млн лет) 95-70

56-64

48-65

x x 1
 x L x 2
 + + 3
 L L 4

ные диориты из Николаевской интрузии имеют возраст 83 ± 10 млн лет, а серицит из пропилитов хлорит-серицит-карбонатного состава — 56–64 млн лет (Л.А. Климачев, 1987 г.) На Садовом скарново-полиметаллическом месторождении дорудные дайки андезитовых порфириров имеют возраст 74 млн лет, а дайки гранодиорит-порфириров и гранит-порфириров, пересекающие геденбергитсульфидные залежи, — 48–55 млн лет (данные лаборатории ПГУ). При этом околоскарновые метасоматиты на Садовом и Верхнем месторождениях имеют возраст 57–60 млн лет (М.А. Фаворская, данные ИГЕМ; Грачева, данные ПГУ). Эти данные указывают на близкие значения возраста оловянно-полиметаллического и скарново-полиметаллического оруденения.

Формирование рудных тел на месторождениях раннего этапа (наиболее полно проявленное на Южном и Темногорском месторождениях) можно разделить на два цикла со сходной направленностью процесса: от образования высокотемпературных силикатов и боросиликатов в начале цикла к сульфидным (с кварцем или карбонатом) минеральным ассоциациям в конце цикла. В целом формирование рудных тел на этих месторождениях протекало в пять последовательных стадий (В.П. Полохов, 1959 г.; Л.А. Климачев, 1987 г.; [25]): 1-ю — аксинит-пироксен-гранатовую с пироксен-гранатовой и аксинит-актинолитовой минеральными ассоциациями; 2-ю — кварц-арсенопирит-сфалерит-пирротиную с кварц-арсенопиритовой (с касситеритом) и галенит-сфалерит-пирротиновой ассоциациями; 3-ю — карбонатно-силикатно-сульфидную с марганцево-силикатной, аксинитовой, сидерит-магнетитовой, сфалерит-галенитовой и кварц-карбонатно-сульфосольной ассоциациями; 4-ю — кварц-анкерит-сульфидную; 5-ю — цеолит-кальцитовую. Присутствие марганцево-сульфидной минерализации наиболее характерная черта этих месторождений, что также роднит их со скарново-полиметаллическими месторождениями. Наиболее полно процесс скарново-полиметаллической минерализации проявился на месторождениях Восточный Партизан, Садовом и Николаевском.

Так, на месторождении Восточный Партизан установлены четыре стадии минерализации (Ю.С. Бородаев, 1960 г.): 1-я — волластонит-гранатовая; 2-я — геденбергит-аксинит-сульфидная (главная рудная); 3-я — сульфидная; 4-я — флюорит-цеолитовая. Формирование Садового месторождения шло в два этапа, разделенных периодом внедрения зональных даек гранодиорит-порфириров и гранит-порфириров [56] (Р.М. Король, 1975 г.). В ходе первого этапа были образованы скарново-сульфидные залежи. Выделяются четыре последовательные стадии минерализации: 1-я — гранат-волластонитовая; 2-я — гранат-аксинит-геденбергитовая (с небольшим коли-

Р и с. 21. Схема последовательности минералообразования на оловянно-свинцово-цинковых месторождениях позднемелового-палеоценового этапа и скарново-свинцово-цинковых месторождений дальнегорского типа

1 — дорудные штоки и дайки среднего состава: габбро-диориты, кварцевые диориты, андезитовые и диоритовые порфириды; 2 — внутрирудные дайки среднего и основного состава (Верхнее, Первое Советское месторождения); плагиоклазовые и диабазовые порфириды; 3 — межрудные дайки среднего и кислого состава (Арсеньевское, Садовое месторождения): гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры; 4 — пострудные дайки основного состава: диабазовые порфириды

чеством сульфидов); 3-я — альбит-эпидот-клиноцоизитовая (пропилитовая); 4-я — кварц-кальцит-сульфидная (главная рудная). Для второго этапа характерно образование жильных и прожилково-вкрапленных рудных тел. На Николаевском месторождении также выделяются два этапа минерализации (Р.М. Король, 1975 г.), в ходе которых шло образование скарново-сульфидных залежей и рассекающих их сереброносных кварц-карбонатно-сульфидных жил. В процессе формирования скарново-сульфидных тел выделяются следующие стадии: 1-я — волластонит-пироксен-гранатовая; 2-я — геденбергитовая; 3-я — сульфидная (с пропилитовым комплексом минералов).

Таким образом, формирование скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского района происходило в течение двух этапов. Для раннего этапа характерно образование скарново-сульфидных рудных тел, протекавшее в три стадии: 1-ю — гранат-волластонитовую; 2-ю — геденбергит-сульфидную с гранат-аксинит-геденбергитовой и кварц-сфалерит-геденбергитовой минеральными ассоциациями; 3-ю — пропилитово-сульфидную с поздней геденбергитовой, эпидот-клиноцоизитовой (пропилитовой) и кварц-кальцит-сфалерит-галенитовой минеральными ассоциациями. Вторая и третья стадии минерализации на Верхнем и Первом Советском месторождениях разделены периодом внедрения внутрирудных даек порфириров [83]. В течение второго этапа, после внедрения даек гранодиорит-порфириров и гранит-порфириров, формировались сереброносные жильные и прожилково-вкрапленные тела, образующие верхний ярус оруденения.

Сравнительный анализ последовательности минералообразования на оловянно-свинцово-цинковых месторождениях раннего этапа и скарново-свинцово-цинковых месторождениях показал, что они характеризуются общей направленностью процесса минералообразования (см. рис. 21). В пределах рудных полей обоих типов месторождений активизация эндогенных процессов в период орогенеза началась внедрением интрузий гранитоидов повышенной основности и образованием куполов биотитов, на которые в дальнейшем накладывались зоны турмалиновых метасоматитов. На скарново-полиметаллических объектах эти образования наиболее отчетливо проявлены на Николаевском месторождении, где в непосредственной близости от массива габбро-диоритов по вмещающим терригенным и вулканогенным "породам" развиваются биотит-пироксеновые роговики, на которые накладывается мощная зона турмалинизированных пород (А.Н. Седых, 1983 г.).

Скарново-пропилитово-сульфидный этап минерализации на Дальнегорских месторождениях начался, как указывалось ранее, с образования гранат-пироксен-волластонитовых скарнов. Следующую по времени формирования геденбергит-сульфидную стадию можно сопоставить с аксинит-пироксен-гранатовой и сульфидной стадиями минералообразования на оловорудных месторождениях раннего этапа. Аналогом широко распространенной на скарновых объектах гранат-аксинит-геденбергитовой минеральной ассоциации являются пироксен-гранатовая и аксинит-актинолитовая, развитые на Южном месторождении. Эти минеральные ассоциации не только близки по составу, но и имеют общую последовательность отложения минералов: от высокотемпературных безводных марганцево-

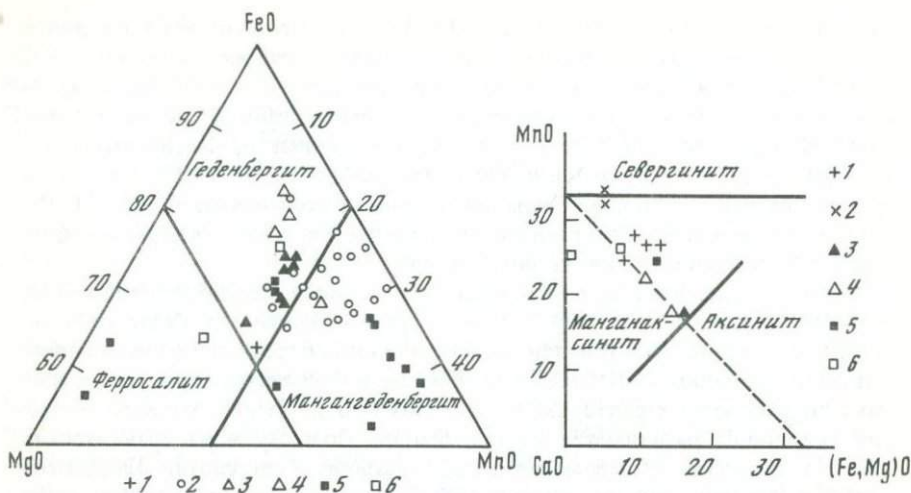
железистых силикатов (гранат, геденбергит) к боросиликатам (аксинит, дадолит, турмалин) и, наконец, гидроксилсодержащим силикатам (на Южном месторождении — актинолит, на скарновых — ильваит). Все скарновые минералы относятся к разностям, богатым марганцем, железом и магнием. Кроме того, для них характерны постоянные примеси натрия, титана (в среднем десятые доли процента), олова (0,01–0,1%), элементов группы железа (в основном ванадия и хрома в количествах 0,001–0,01%) и других элементов. Интересным представляется также наличие незначительных примесей скандия, иттрия, лантана.

В целом геденбергиты и аксиниты из этих типов месторождений имеют близкий состав (рис. 22, 23), а гранаты резко отличаются. Различия в химическом составе гранатов, так же как и в количественных соотношениях основных скарновых минералов на Южном и Дальнегорских месторождениях обусловлены характером вмещающих пород. На Южном месторождении скарноиды развиваются по биотитам. Поэтому здесь сравнительно широко представлены алюмосиликаты — аксинит и спессартин. На Дальнегорских месторождениях скарны образуются по известнякам, и в них преобладает геденбергит, гранат представлен безглиноземистой разновидностью — андрадитом. Скарноиды Южного месторождения по составу приближаются к гранат-пироксен-аксинитовым агрегатам, развитым на Садовом месторождении вдоль контакта известняков с алюмосиликатными породами.

Аналогом следующей по времени образования кварц-сфалерит-геденбергитовой ассоциации являются кварц-арсенопиритовая (с касситеритом) и галенит-сфалерит-пирротиновая, слагающие на оловянно-полиметаллических месторождениях основной объем рудных тел. Эти ассоциации отличаются единой последовательностью отложения сульфидов и сходными типоморфными особенностями основных минералов. Для обоих изучаемых типов месторождений общим является широкое развитие сульфидов железа, наличие микровыделений сульфосолей висмута и серебра, сульфидов, арсенидов никеля и кобальта (герсдорфита, кобальтина, линнеита и др.), теллуридов свинца и висмута (верлита, теллуrowисмутита, тетрадимита) (Р.Ф. Литаврина и др. 1979 г.; В.К. Финашин, Р.Ф. Литаврина и др., 1979, 1980 гг.; [5]). Из геохимических особенностей состава сульфидных агрегатов отметим повышенные содержания марганца, элементов группы железа (никеля, кобальта), висмута, серебра и сурьмы, кадмия и индия, а также селена и теллура. Таким образом, для сравниваемых типов месторождений характерен комплексный состав руд основной продуктивной стадии.

В то же время наблюдается и определенное различие. Так, на оловорудных месторождениях по сравнению со скарново-полиметаллическими объектами, сульфиды железа (пирротин, арсенопирит, пирит) и минералы олова более широко распространены, чем сфалерит и галенит. В целом сульфидные ассоциации на оловянно-полиметаллических месторождениях по минералого-геохимическим особенностям наиболее близки сульфидным агрегатам Николаевского, Верхнего и Первого Советского скарново-полиметаллических месторождений.

Как отмечалось ранее, минеральные ассоциации карбонатно-силикатно-сульфидной (на оловорудных месторождениях) и пропилютово-сульфидной (на скарново-полиметаллических) стадий накладываются на ранние



Р и с. 22. Диаграмма химического состава геденбергитов из оловянно-полиметаллических, скарново-полиметаллических и боросиликатного месторождений Южного Приморья

1 — геденбергит из Южного оловянно-свинцово-цинкового месторождения (Казаченко, 1979 г.); 2—5 — геденбергит из скарново-свинцово-цинковых месторождений: 2 — Николаевского (Дымкин и др., 1974 г.; Федина, 1974 г.), 3 — Первого Советского (Хетчиков, 1960 г.; Куршакова, 1974 г.), 4 — Верхнего (Григорьев, 1936 г.; Куршакова, 1976 г.), 5 — Садового (Говоров, 1972 г.; Ростовский, 1974 г.); 6 — геденбергит из Дальнегорского боросиликатного месторождения (Куршакова, 1976 г.)

Р и с. 23. Диаграмма химического состава аксинитов из оловянно-полиметаллических, скарново-полиметаллических и боросиликатного месторождений Южного Приморья

1, 2 — ранний (1) и поздний (2) аксиниты Южного оловянно-свинцово-цинкового месторождения (материалы авторов; Казаченко, 1979 г.); 3—5 — аксиниты из скарново-свинцово-цинковых месторождений: 3 — Первого Советского (Соловьев, 1944 г.), 4 — Верхнего (Григорьев, 1936 г.; Радкевич, 1960 г.), 5 — Садового (Ростовский, 1974 г.); 6 — аксинит из Дальнегорского боросиликатного месторождения (Куршакова, 1967, 1976 г.)

силикатные и сульфидные агрегаты. Наиболее ранние минеральные ассоциации этих стадий представлены на оловянных месторождениях комплексом высокотемпературных марганцевых силикатов и поздним аксинитом, а на скарновых — поздними генерациями геденбергита, граната и аксинита. Вслед за этим шло образование гидроксилсодержащих марганцево-железистых силикатов. На Южном месторождении эти минералы развиты нешироко и представлены гизингеритом, хлоритом, амфибол-асбестом; а на некоторых скарново-полиметаллических месторождениях (Садовое, Николаевское) пропиловитовый комплекс минералов встречается очень часто. Сидерит-магнетитовую минеральную ассоциацию, распространенную на Южном месторождении, можно сопоставить с кальцит-гизингерит-хлорит-магнетитовыми агрегатами, образующимися на скарновых месторождениях при замещении геденбергита поздними сульфидами [14]. Минеральные ассоциации поздних сульфидов на обоих типах месторождений в общем близки по составу, хотя у них отмечаются и определенные различия.

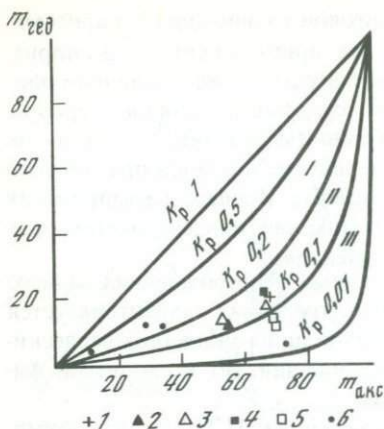
Так, в составе кварц-кальцит-сфалерит-галенитовой ассоциации на скарновых месторождениях в значительных количествах присутствует халькопирит, а в составе сфалерит-галенит-джермсонитовых агрегатов на оловянно-полиметаллических месторождениях — станнин, сульфосоли свинца, серебра, сурьмы. Интересно, что типоморфной особенностью позднего галенита на обоих типах месторождений (кроме Николаевского) является практически полное отсутствие в его составе примесей висмута. Процесс формирования скарново-сульфидных залежей и оловянно-полиметаллических месторождений завершался кварц-кальцитовой минерализацией.

Процесс минералообразования на оловорудных месторождениях раннего этапа и скарново-полиметаллических месторождениях характеризуется не только единой направленностью и близкими минералого-геохимическими особенностями состава минеральных ассоциаций, но и сходными физико-химическими условиями минерализации.

На скарново-полиметаллических месторождениях [17, 32, 56] формирование минеральных ассоциаций гранат-волластонитовой и геденбергит-сульфидной стадий шло в восстановительных условиях, при этом состав пневматолитовых эманаций и гидротермальных растворов эволюционировал от щелочного к слабощелочному — нейтральному, а температура снижалась с 550—450 до 250—180°С. Смена пневматолитового этапа минерализации гидротермальным осуществлялась на рубеже между образованием гранат-аксинит-геденбергитовой и кварц-сфалерит-геденбергитовой минеральных ассоциаций.

О физико-химических условиях формирования скарноидов Южного оловянно-полиметаллического месторождения можно судить по следующим фактам. Образование наиболее раннего минерала скарноидов — бустамита — происходило, по данным В.Г. Казаченко (1979 г.), при температуре около 640°С, а граната, пироксена и аксинита — 585—380°С (Л.А. Климачев, 1987 г.). Кроме этого, расчет распределения железа, магния и марганца в паре аксинит-геденбергит по методике, предложенной Л.Д. Куршаковой [32], показал, что пара аксинит-геденбергит Южного месторождения попадает в ту же температурную группу, что и аксинит-геденбергитовые парагенезисы скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского района (рис. 24). По результатам имеющихся химических анализов были определены средние значения коэффициента закисности железа в бустамите, гранате и аксините (соответственно 90, 77 и 83%), которые указывают на восстановленный характер пневматолитовых эманаций. Образование более поздних минеральных ассоциаций сульфидной стадии происходит из гидротермальных растворов. Отложение больших количеств кварца в начале этой стадии на оловорудных месторождениях раннего этапа указывает на значительное снижение щелочности растворов, а широкое развитие станнина — на низкое парциальное давление кислорода. Температуры гомогенизации раннего кварца составляют 393—437°С, а температуры декрепитации наиболее поздних минералов этой стадии — сфалерита и галенита — 175—250°С (Л.А. Климачев, 1987 г.).

Таким образом, для ранних стадий минералообразования на оловянно-полиметаллических и скарново-полиметаллических месторождениях характерно широкое развитие марганцево-железистого метасоматоза, сменявшегося борной, а затем кварц-сульфидной минерализацией.



Р и с. 24. Диаграмма распределения железа и марганца между аксинитом и геденбергим. По материалам Л.Д. Куршаковой (1976 г.), с дополнениями

1 — Южное оловянно-свинцово-цинковое месторождение; 2–4 — скарново-свинцово-цинковое месторождения: 2 — Первое Советское, 3 — Верхнее, 4 — Садовое; 5 — Дальнегорское боросиликатное месторождение; 6 — прочие; I–III — температурные группы, выделенные Л.Д. Куршаковой (1976 г.)

На минеральные агрегаты ранних стадий накладывались ассоциации поздних силикатов железа или марганца. Появление относительно высокотемпературных силикатов после отложения ранних сульфидов указывает на реювенацию гидротермальных растворов. Поступавшие кварц-карбонатно-сульфидные растворы замещали более ранние минеральные агрегаты, в результате чего были сформированы пропитовая и сидерит-магнетитовая ассоциации, на которые затем накладывались поздние сульфиды. Минеральный состав кварц-кальцит-сфалерит-галенитовой и сфалерит-галенит-джермсонитовой ассоциаций указывает на слабощелочной — нейтральный характер рудных растворов. Температуры образования главных минералов, определенные методами гомогенизации и декрепитации на скарновых месторождениях, составляют для кварца $290-120^{\circ}\text{C}$, кальцита $280-120^{\circ}\text{C}$ [17], сфалерита $220-180^{\circ}\text{C}$, для галенита $220-160^{\circ}\text{C}$ [56], а на Южном месторождении — для родонита 346°C , позднего аксинита $375-395^{\circ}\text{C}$, кальцита и сидерита $275-305^{\circ}\text{C}$, для сфалерита и галенита $175-295^{\circ}\text{C}$ (Л.А. Климачев, 1987 г.).

Кроме этого, важным показателем геохимического родства скарново-полиметаллических и оловянно-полиметаллических месторождений раннего этапа служит сходство изотопных составов рудного свинца. Ранее было установлено [72], что скарново-полиметаллические и оловорудные месторождения раннего этапа содержат рудный свинец, образованный из источников с близкими отношениями U/Pb , Th/Pb , Th/U . Полученные данные занимают определенное положение на графике относительно эволюционных кривых плюмботектоники. Рой точек изотопного состава свинцов обоих типов месторождений ложится на кривую, отвечающую эволюции свинца в области орогена, причем он несколько смещен вниз относительно кривой орогена, т.е. в сторону наиболее низких значений U/Pb . Это позволило заключить, что источники рудных свинцов обоих типов месторождений локализованы на значительной глубине и мантийный материал играл существенную роль в их формировании.

Близость изотопного состава свинца всех исследованных галенитов и соответствие его геохимическим параметрам развития в зоне орогенеза, характеризующейся глубоким и полным перемешиванием вещества,

позволили И.Н. Томсону и др. [72] сделать вывод о геохимической общности источников свинца скарново-полиметаллических и оловянно-полиметаллических месторождений раннего этапа и о большей глубинности этих источников.

Изложенный материал показывает, что оловорудные месторождения позднемелового—палеоценового этапа, опирающиеся на штоки гранитоидов повышенной основности, и скарново-свинцово-цинковые месторождения дальнегорского типа характеризуются единой направленностью процесса минералообразования, сходными минералого-геохимическими особенностями, близкими физико-химическими условиями их формирования и сходным изотопным составом рудного свинца. Все это свидетельствует о едином механизме формирования рассмотренных рудных объектов и об их принадлежности к единому латеральному ряду рудных формаций.

Глава 4

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ПОЛИХРОННЫХ РУДНЫХ УЗЛАХ И ГЛУБИННЫЕ ЯРУСЫ ОРУДЕНЕНИЯ

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ СКАРНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ГЛУБИННЫЕ ЯРУСЫ ОРУДЕНЕНИЯ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Дальнегорский рудный узел, в центральной части которого расположено месторождение бора, сложен породами двух структурных этажей: нижнего — терригенно-карбонатно-кремнистого и верхнего — вулканогенно-осадочного. Формирование складчатых структур нижнего этажа происходило в три этапа, главный из которых по времени приурочен ко второй половине раннего мела. Заключительные этапы складчатости сопровождался широким развитием разрывной тектоники. Складкообразование и перемещения пород по разломам в фундаменте привели к образованию сложных складчатых структур — горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Главными структурными формами вулканогенного чехла являются вулканотектонические депрессии, полигенные депрессии длительного развития, кальдеры проседания, вулканокупольные поднятия и вулканотектонические горсты. Магматические процессы в районе имеют длительную и сложную историю и связаны с определенными этапами развития Сихотэ-Алинской геосинклинали и ее активизации. И.Н. Говоровым [14] выделяются следующие комплексы вулканических, интрузивных и жильных пород:

- а) горбушинский раннеорогенный комплекс даек и мелких интрузивных тел диабазов и габбро-диапазов (138—86 млн лет);
- б) ольгинский орогенный комплекс кислых эффузивов, игнимбритов и экструзивных тел ольгинской серии (110—60 млн лет) и гранитоидных плутонов приморской серии (65—60 млн лет);
- в) дальнегорский позднеорогенный комплекс покровов и экструзив-

ных тел самаргинской серии преимущественно андезитового состава (88–64 млн лет) и многофазных интрузивов среднекислого состава и даек порфиринов (88–39 млн лет);

г) богопольский послерогенный комплекс кислых эффузивов и монофазных гранитных интрузивов (55–45 млн лет);

д) сихалинский внеорогенный комплекс малых интрузивов щелочно-калиевой серии (73–28 млн лет);

е) суворовский внеорогенный комплекс покровов андезито-базальтов и базальтов.

Широко известны Дальнегорские полиметаллические, оловянно-полиметаллические и борное месторождения, многочисленные проявления золота, сурьмы, ртути, меди, висмута, молибдена, вольфрама, серы, флюорита и т.д. По формационному признаку эти месторождения и проявления принадлежат к скарнам, грейzenам, гидротермальным жильным телам, пропилитам и вторичным кварцитам. Скарноворудная формация представлена инфильтрационными скарнами с сингенетичной (Верхний рудник, Партизанское) и наложенной (Садовое, Николаевское, возможно, Первое Советское) минерализацией.

В геологическом строении площади Дальнегорского боросиликатного месторождения (рис. 25, см. вкл.) участвуют породы триасового и юрского возраста. Наиболее древней является толща песчаников и алевролитов, выходящая на поверхность в северо-западной части площади вдоль русла р. Рудной. В ее составе встречаются прослои туффинов и кремнистых пород мощностью до 2 м, широко проявлено будинирование. Возраст толщи принят как нижне-среднетриасовый. Большую часть площади занимают отложения тетюхинской свиты средне-верхнетриасового периода. В составе нижней подсвиты широко распространены песчаники, алевролиты, известняки, известняково-кремнистые и полимиктовые брекчии. Особенностью подсвиты, кроме пестрого состава, является линзующийся облик слоев известняка и брекчий. Отложения свиты выклиниваются на северо-восточном фланге месторождения. Юго-восточная часть площади сложена породами горбушинской свиты среднеюрского возраста — песчаниками, алевролитами, конгломерато-брекчиями, кремнистыми породами, изредка диабазами. Возраст пород тетюхинской и горбушинской свит с различной степенью детальности охарактеризован по фауне и флоре, по результатам изучения конодонтов, в связи с чем в последнее время появилась новая схема стратификации этих отложений. Как считают В.А. Красилов, В.П. Парняков (1984 г.) и Б.В. Кузнецов с соавт. (1985 г.), описанные образования относятся к олистостромовому комплексу нижнемелового возраста, включающему тела дальнегорских известняков, представляющих многочисленные и разнообразные по размерам и форме обломки экзотических пластин, сформировавшихся в триасовое время на юго-востоке, в бассейне Японского моря.

Площадь месторождения является составной частью юго-восточного крыла Центральной антиклинали — структуры 2-го порядка относительно Высокогорско-Горбушинской антиклинали или Горбушинской горстантиклинальной структуры. Сводовая часть антиклинали почти совпадает с долиной р. Рудной и сложена толщей переслаивания песчаников и алевролитов, а юго-восточное крыло — преимущественно известняками тетюхинской сви-

ты. Простираение пород в целом устойчивое — СВ 60–70°. Разрывная тектоника значительно усложняет структуру. Она проявлена многочисленными нарушениями, различными по размерам, ориентировке в пространстве, генетическим и морфологическим типам, характеру смещений и возрасту (В.М. Щербинин, 1975 г.). По размерам разломы разделяются на три группы: 1-я — нарушения рудного поля с протяженностью 10–15 км и большой глубиной заложения; 2-я — нарушения месторождения, прослеживающиеся на 1 км и более, пересекающие толщу известняков на полную мощность или проходящие по контактам карбонатных пород; 3-я — нарушения длиной до 300 м, не выходящие за известняки. По ориентировке в пространстве выделяются пять групп разрывов: 1-я — продольные трещины сжатия северо-восточного простираения (60–70°); 2-я — поперечные трещины отрыва северо-западного простираения (330–340°); 3-я — поперечные трещины отрыва, близкие к горизонтальным; 4-я — диагональные трещины скола субмеридионального простираения (355–20°); 5-я — диагональные трещины скола субширотного простираения (90–100°). По направлению относительных перемещений блоков пород разломы являются сбросами, сдвигами, взбросами, сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами, по морфологии — зонами дробления, повышенной трещиноватости или трещинами с жильным заполнением.

Размеры месторождений субмеридионального и северо-восточного простираения, имеющие длительную историю существования и в соответствии с этим значительные амплитуды перемещения пород, сформировали блоковую структуру (см. рис. 25, 26, см. вкл.). Выделяются шесть структурно-тектонических блоков 3-го порядка относительно Дальнегорского горста: Партизанский, Западный, Центральный, Долинный, Левобережный и Заперевальный. Контуры блоков в плане имеют трапециевидную форму, а их объемные фигуры — облик вертикальных параллелепипедов, размеры определяются сотнями метров и уменьшаются в направлении с юго-запада на северо-восток. Блоки занимают разновысокое положение в пространстве: наиболее приподнят Центральный блок, в меньшей мере — Долинный.

Магматические породы развиты широко и представлены интрузивными фациями горбушинского, дальнегорского и сихалинского вулканоплутонических комплексов; наиболее часто встречаются в разных условиях глубинности. В хорошо вскрытой приповерхностной части они представлены трещинными телами-дайками, мелкими и дайкообразными интрузиями, лакколитами, на глубине — дайками и гранитоидным интрузивом.

Горбушинский комплекс пород представлен габбро-диабазами, иногда серпентинизированными кварцевыми диабазами и диабазовыми порфиритами. Они образуют согласные протяженные, крутопадающие тела сложной морфологии и внутреннего строения, пространственно приурочены к породам нижней подсистемы тетюхинской и горбушинской свит. Возраст определяется тем, что они скарнированы, пересекаются прожилками кальцита и боросиликатов — датолита, аксинита. Абсолютный возраст 110–90 млн лет.

Дальнегорский комплекс включает диабазовые порфириты и липарито-дациты, которые известны в краевых частях месторождения. Диабазовые порфириты образуют одиночные дайки и пояса северо-восточного и северо-западного направлений на Западном и Партизанском участках. Северо-западные тела дайкового пояса ключа Клубного пересекают интрузию диаба-

зов горбушинского комплекса, расположенную в правом борту долины р. Рудной, секут датолитсодержащие скарны, сопровождаются проявлениями полиметаллов и телами датолита [55]. Липарито-дациты более ранние по отношению к минерализации: они рассекаются аксенитом, кварцем, лимонитом. Абсолютный возраст, определенный К—Аг-методом А.А. Грачевой, составляет 58—67,5 млн лет.

Сихалинский комплекс пород впервые выделен И.Н. Говоровым (1976 г.) и в Дальнегорском рудном поле установлен только на площади борного месторождения на Центральном, Долинном и частично Западном участках. Он представлен калишпатовыми иситами, роговообманковыми и роговообманково-авгитовыми шонкинитами, эссексит-диабазами, трахиандезитами, лейцитовыми и эпилейцитовыми трахитами, которые образуют полную генетическую серию пород щелочно-калиевого типа. На Центральном участке эти породы вскрыты в карьерах, в бортах ключей, в канавах и скважинах, в Долинном — в скважинах.

Породы сихалинского комплекса имеют значительный возрастной диапазон образования. Тела эссексит-диабазов с неравномерной интенсивностью подвержены автотометасоматозу и скарново-гидротермальным изменениям. По отношению к минерализации отмечены три этапа их внедрения: доскарновый, послескарновый, но до отложения основной массы датолита и послеборосиликатный, и, возможно, после образования кварц-кальцитовых жил с сульфидами.

В первом случае контактовые части тел эссексит-диабазов скарнируются пироксеном, реже гранатом на мощность до первых сантиметров, более раннее образование разрозненных блоков инъецированных эссексит-диабазов обуславливает часто отмечающуюся полосчатость датолит-геденбергитовых скарнов, параллельную границам этих блоков; во втором — дайки эссексит-диабазов секут дайки доскарновых эпилейцитовых трахитовых порфиров и датолит-геденбергит-гранатовые скарны, но сами, в свою очередь, вдоль контактов на мощность до 0,4 м осветлены и секутся прожилками кварца; в третьем — отмечены дайки, секущие датолитсодержащие скарны и не несущие изменений, и изометричные тела — инъекции расплава в гидротермальные пустоты, контактирующие с кальцитом или кальцитом и кварцем во внутренней части концентрически-полосчатых датолит-геденбергитовых скарнов. Абсолютный возраст шонкинитов 72 млн лет, для одной из разновидностей эссексит-диабазов — 58 ± 3 млн лет. Трахиандезиты обычно интенсивно скарнированы. Трахиты и трахитовые порфиры, образующие дайки, в одних случаях прерывают полосчатость датолит-пироксеновых скарнов 1-го этапа и скарнируются на 2-м этапе, в других — дайки растащены при тектонических подвижках, а их обособленные блоки осветлены и скарнированы по краям. Абсолютный возраст 75—35,6 млн лет.

Дальнегорский интрузив гранитоидов установлен под месторождением в его центральной части структурно-поисковыми и поисковой наклонно направленной скв. 753, 875, 753-А на глубине 1100 м. Скв. 972, пробуренной на левобережье р. Рудной до глубины 1401 м, вскрыты только дайки, в том числе и гранитов, ранее не встречавшихся. По данным этих скважин интрузив прослежен под скарновым массивом на расстояние около 1500 м и вскрыт на глубину 252,7 м. Однако площадь его апикальной части может быть более значительной и подстилать массив на всем его протя-

жении. Интрузив сложен биотит-роговообманковыми гранитами и резко подчиненными по распространенности диоритами, кварцевыми диоритами, монцитонидными гранодиоритами и лейкократовыми гранитами. Предполагается, что формирование его происходило в две фазы в зоне глубинного разлома, по которому расплавы внедрились в карбонатные толщи складчатого фундамента.

Все разновидности пород интрузива подвергнуты вторичным изменениям: в эндоконтактовой зоне широко развиты скарны гранатового и гранат-пироксенового состава, скарнированные породы, проявлены окварцевание, карбонатизация, актинолитизация, эпидотизация и альбитизация; крутопадающие зоны скарнов мощностью 30–50 м и более мощными соединительными ветвями уходят в глубь интрузива. Абсолютный возраст 56,5–50,5 млн лет установлен для первой фазы и 56–32 млн лет — для второй.

Известно, что гранитоиды в Дальнегорском районе распространены довольно широко и объединены в две группы: береговые гранитоиды приморской серии и многофазные интрузивы дальнегорского комплекса. С последними парагенетически связывается образование Дальнегорских скарново-полиметаллических месторождений (И.Н. Говоров, 1984 г.). Породы глубинного интрузива, расположенного под борным месторождением, по петрохимическим, геохимическим признакам, пространственному положению и возрасту существенно отличаются от аналогичных пород дальнегорского комплекса.

Структурная позиция скарнов и боросиликатного оруденения определяется положением скарново-рудной залежи месторождения в известняковых толщах. При этом разбитые на отдельные структурно-тектонические блоки терригенно-карбонатные породы имеют субвертикальное падение, на глубине непосредственно контактируют с гранитоидным интрузивом, а в период минералообразования перекрывались покровом вулканитов кислого состава. В поперечных разрезах известняки и соответственно скарноворудная залежь представляются заключенными в алюмосиликатные породы: снизу расположены граниты, сверху — туфы липаритов, боковые породы — песчаники, алевролиты, брекчии. Непосредственное контактирование карбонатных и алюмосиликатных пород явилось благоприятным фактором для диффузии компонентов поровых растворов, свойственных обеим породам, а вертикальное падение способствовало инфильтрации растворов в известняках в направлении к поверхности. Наличие экрана кислых вулканитов, эродированных к настоящему времени, тормозило их продвижение и способствовало реакциям замещения. Боросиликаты в подавляющем объеме локализованы в верхней части 1720-метрового столба скарнов. Верхней границей залежи боросиликатов служили, по-видимому, туфы липаритов. В незначительном количестве датолит установлен в нижней части скарновой залежи на глубинах от 700 до 1100 м.

Положение минерализации находится в зависимости от наличия структурно-тектонических блоков и зон разломов. Блоки вмещают скарново-боросиликатное оруденение неравномерно: центральные (Центральный и Долинный) замещаются полностью, а краевые (Западный, Партизанский, Левобережный, Запоревацкий) — частично, вдоль оконтуривающих разло-

мов; общим для всех блоков является, по-видимому, полное замещение известняков подошвы в контакте с интрузивом. Зоны разломов, особенно северо-восточного и субмеридионального простирания, повсеместно вмещают тела скарнов. Наиболее крупные из них — разломы Восточно-Партизанский, Западный, ключа Хрустального, Карьерный, Сентябрьский и др. К первому приурочены часть Главной залежи, Аксинитовая, Левобережная, Левобережная-восточная, Водораздельная, Заперевальная. В Западном разломе локализованы часть Главной залежи и ее Южная апофиза.

Месторождение представлено единым скарновым массивом, на котором локализовано борное оруденение (см. рис. 25). Этот массив образует приуроченное к двум толщам известняков пластообразное тело, имеющее простую форму внешнего контура, ограниченную контактами с терригенными породами, и простирающееся на 3,5 км согласно складчатой структуре. Мощность этого тела достигает 400 м, падение близко к вертикальному, протяженность на глубину составляет более 1700 м (см. рис. 26). Форма скарнового массива усложняется, а размеры увеличиваются в результате развития скарнов и окоლოსкарновых пород по переслаивающимся песчаникам, алевролитам, брекчиям, известнякам нижней подсвиты тетюхинской свиты на мощность от первых метров до 350 м и по песчаникам, алевролитам горбушинской свиты на мощность до 15 м. Этому способствовало развитие минералообразования от контакта гранитоидного интрузива, вдоль почти вертикально падающих на глубину пород и зон разломов, в обособленных структурно-тектонических блоках под покровом туфов липаритов. Такое положение обусловило сочетание здесь всех известных в районе структурно-морфологических типов скарново-рудных тел. Размеры скарнового массива уменьшаются в направлении на северо-восток в соответствии с уменьшением размеров тектонических блоков и известняков в них. Юго-западный и северо-восточный фланги скарновой залежи имеют сложную морфологию и в приповерхностной части представляют собой комбинации тел, развитых вдоль оконтуривающих блоки разломов. Внутреннее строение массива сложное в связи с неравномерностью борного оруденения, часты безрудные блоки и отдельные не оконтуривающиеся участки скарнов, распространены реликты известняков, кварц-кальцитовая и другие породы.

В скарновом массиве выделяется 10 морфологических обособленных частей скарноворудных залежей, ориентированных по направлению СВ 60–70° с падением на северо-запад под углами 70–90°. Форма залежей пласто- и линзообразная, представлена боросиликатами — датолитом, данбуритом и аксинитом. По преобладающему типу минерализации рудные тела можно разделить на датолитсодержащие (залежи Главная, Малая, Новая, Безымянная и др.), данбурит-датолитсодержащие (Левобережная) и аксинит-датолитсодержащие (Аксинитовая, Водораздельная).

Детальное изучение скарноворудного массива на боросиликатном месторождении с поверхности при разведке и эксплуатации, а также на всем протяжении по падению при структурно-поисковом бурении позволяет предварительно выделить в нем следующие минеральные формации¹.

¹ Применяемое автором понятие "минеральная формация" не общепринятое и не является синонимом "рудной формации" в нашем понимании. Часть минеральных фор-

1. Скарновая I — скарны диффузионные (биметасоматические), полиминеральные.

2. Скарновая II — скарны инфильтрационные.

3. Формация пропилитовидно измененных пород.

4. Боросиликатная.

5. Карбонатно-силикатно-сульфидная.

Основными факторами для выделения указанных минеральных формаций служили состав, пространственно-временные соотношения и предполагаемые генетические связи различных минеральных ассоциаций внутри формации, а также отдельных формаций с различными магматическими комплексами или этапами их становления.

Скарновая минеральная формация I представлена гранатовыми (гроссуляр, гроссуляр-андрадит), пироксеновыми (диопсид-салит), гранат-пироксеновыми и волластонитовыми минеральными разновидностями с неравномерным, но довольно значительным содержанием кварца. Для нее характерны в небольшом количестве встречающиеся кальцит, хлорит, актинолит, халцедон, гизингерит, ильваит, гематит, пирит, пирротин. В краевой части колонки скарнов преимущественно волластонитового состава отмечается датолит, содержание которого иногда достигает 60%. Общий вид метасоматической колонки диффузионных скарнов показан на рис. 27.

Скарновая минеральная формация II, наиболее широко распространенная на месторождении, представлена инфильтрационными скарнами, содержащими сульфидную минерализацию. Скарны имеют волластонитовый, пироксеновый и гранатовый состав. Особенности его заключаются в том, что каждый из указанных минералов в зависимости от пространственного положения в массиве имеет различное содержание железа, марганца, алюминия, что обуславливает появление инфильтрационной метасоматической зональности. Кроме того, для этой формации характерна широкая распространенность в ней кварца и кальцита, встречаются ильваит и апофиллит, самородный висмут, сульфиды представлены минералами свинца, цинка, железа, меди, мышьяка, висмута и кобальта. Метасоматическая колонка инфильтрационных скарнов приведена на рис. 28.

Формация пропилитовидно измененных пород выделена несколько условно, так как распространена ограниченно и может, по-видимому, рассматриваться как продукт вторичных изменений скарнов, интрузивных и терригенных пород, происшедших в результате воздействия поздних порций гидротермальных растворов дифференцировавшего магматического очага, породившего гранитоидный интрузив и скарны. Состав формации определяется наличием широкого минерального комплекса, состоящего из эпидота, хлорита, кварца, кальцита, серицита, альбита, аксинита, флюорита, апофиллита, цеолита, а также сульфидов — пирита, пирротина, халькопирита.

Боросиликатная формация распространена очень широко и представлена датолитом, данбурином и аксинитом. Других борных минералов

маций соответствует метасоматическим формациям, другая часть — разновозрастным минеральным ассоциациям. В разделе рассмотрена последовательность их образования. По нашему мнению месторождение в целом соответствует боросиликатно-скарновой рудной формации. — *Примеч. отв. редакторов.*

700,2		Экзокарновые зоны	Волластонитовая	Мраморы, мраморизованные известняки, известняки	
785,3				Волластонит-гранатовая порода с кварцем и кальцитом	
818,3			Волластонитовая порода с гранатом, кварцем, кальцитом, апофиллитом		
1061,3			Пироксеновая	Пироксен-волластонитовая порода с гранатом, кварцем и кальцитом	
1083,6					
1101,5			Гранат-пироксеновая	Гранат-пироксеновая порода	
1106,4		Эндоскарновые зоны	Гранатовая	Гранатовая порода	
1107,8				Пироксеновая порода с кварцем	
1114,1			Пироксен-гранатовая	Пироксен-гранатовая	Гранит мелко-среднекристаллический
1129,35					Пироксеновая порода с кварцем и гранатом
1157,5					Пироксен-гранат-кварцевая порода
1220,5					Гранит средне-крупнозернистый, порфирированный, биотит-рогообманковый

Р и с. 27. Биметасоматический скарн (тип I). Разрез по скв. 753

не установлено. Формация в основном совмещается с инфильтрационными скарнами, образуя пространственные ассоциации датолит-волластонитовых, датолит-пироксеновых, датолит-гранатовых и других разновидностей пород, часто имеющих столь характерные полосчатые текстурные рисунки с ритмически повторяющимися полосами того или иного скарнового минерала и датолита. Датолитовая минерализация этой формации вследствие объемности и интенсивности метасоматического процесса распространяется также за пределы скарнов, где в известняках образует датолитовые и датолит-кварц-кальцитовые породы. В образованиях

20,9		Датолит-пироксеновая	Кварц-кальцит-пироксеновая порода с датолитом	
			Датолит-кварц-кальцит-пироксеновая порода	
111,8			Кварц-кальцитовая порода с реликтами брекчиевидного известняка	
130,8			Кварц-кальцит-датолит-пироксеновая порода	
245,9		Датолит-волластонит-гранатовая	Гранат-датолитовая порода с волластонитом	
268,9			Гранат-волластонитовая порода с хлоритом, кварцем, кальцитом, датолитом и пироксеном	
280,9			Кальцит-гранатовая порода с кварцем	
313,9			Датолит-волластонит-пироксеновая порода с гранатом	
339,7			Датолит-волластонит-гранатовая порода с кальцитом	
376,9			Кальцит-волластонит-датолит-пироксеновая порода с кварцем	
401,8			Волластонит-гранатовая	Кальцит-кварц-гранатовая порода
424,3				Волластонит-гранатовая порода с пироксеном, датолитом, кварцем, кальцитом и реликтами известняков
550,4				Гранатовая порода с волластонитом, кварцем и кальцитом
570,0				Волластонит-гранатовая порода
583,5		Гранатовая порода с волластонитом и пироксеном		
601,0		Волластонит-гранатовая порода		
618,0		Гранатовая порода с волластонитом, кварцем, кальцитом и реликтами мрамора		
637,7		Волластонит-гранатовая порода с кальцитом и кварцем		
661,6		Гранатовая порода с кварцем, кальцитом и пироксеном		
700,2		Мрамор		
706				

Р и с. 28. Инфильтрационные скарны (тип, II). Зоны скарнов по известнякам верхней части скарново-рудного массива. Разрез по скв. 753

формации широко проявлена кварц-кальцитовая минеризация, иногда как результат разложения раннего данбурита, в виде псевдоморфоз крупнокристаллического горного хрусталя и белого пластинчатого кальцита по его крупным и гигантским кристаллам. В "продушинах" часты друзы датолита 2 с розовым апофилиитом, размеры кристаллов которого достигают 1,5–2 см (Б.Н. Фомин, Н.А. Носенко, 1985 г.).

Карбонатно-силикатно-сульфидная формация известна в виде жил и многочисленных прожилков, сложенных крупнокристаллическими белым кальцитом, молочно-белым кварцем или кальцитом и кварцем, почти повсеместно с вкрапленностью и гнездами сульфидов – галенита, халько-

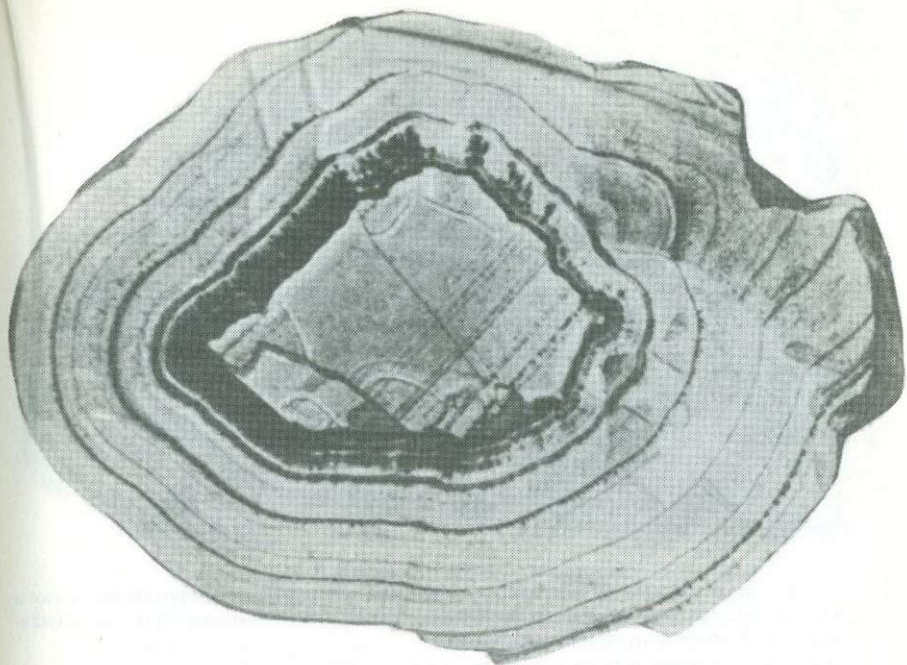
пирита, пирротина, пирита, реже сфалерита; в зоне окисления, кроме указанных минералов, отмечаются лимонит, малахит, азурит, церуссит..

Последовательность образования минерализации различных формаций соответствует вышеприведенному порядку. Наиболее ранней является формация диффузионных скарнов. Как отмечено выше, эти скарны образовались на контакте гранитного интрузива и толщи известняков в нижней части скарного массива. При этом метасоматическому преобразованию посредством диффузии компонентов поровых растворов контактирующих пород подвергались одновременно и известняки, и граниты, образуя в едином массиве скарны своеобразного минерального (гранат, гранат + пироксен, пироксен, гранат + волластонит, гранат + пироксен + волластонит, пироксен + волластонит с различным количеством кварца, кальцита, хлорита, гематита, ильваита, встречается вкрапленность сульфидов, апофиллит) и химического состава.

Скарны по гранитам макроскопически представляют собой мелко-, средне-, реже крупнокристаллические породы, иногда землистые массы грязно-зеленого, желтовато-серого и белесого цвета, обычно полиминерального состава с неравномерным содержанием отдельных компонентов. Состав пироксенов по гранитам характеризуется высоким содержанием алюминия (Al_2O_3 — 2,96% по сравнению с 1,39% в пироксене по известняку) и железа (Fe_2O_3 — 11,39% по сравнению с 7,97% в пироксене по известняку) и пониженным — кремнезема (SiO_2 — 47,36% по сравнению с 49,92% в пироксене по известнякам), количество диопсидового минала 80—86%; гранаты по гранитам имеют высокие содержания алюминия (Al_2O_3 — 15,68%, гранат I по известнякам — 12,77%, гранат II по известнякам — 3,79%), низкие содержания железа (Fe_2O_3 — 8,22%, гранат I — 11,66%, гранат II — 23,30%) и несколько повышенные содержания кремнезема, количество гроссулярового минала 66,2%, а андрадитового — 24%. Скарны по известнякам в контакте с интрузивом равномерно-мелкокристаллические, массивного сложения. Они содержат фарфоровидный белый волластонит и небольшое количество зеленоватого скрытокристаллического граната. Гранаты содержат около 37% железа.

Наиболее ранний относительный возраст минерализации определяется ее приуроченностью к контакту гранитов и известняков и взаимоотношением со скарнами II и боросиликатами. Образования скарновой формации I дробятся, а их обломки размером до 1,0 м цементируются ассоциациями скарновой II и боросиликатной формаций (рис. 29 и 30). Отмечены пересечения контактовых скарнов дайками диабазовых порфиритов. Абсолютный возраст формирования гранитоидов 2-й фазы находится в диапазоне 45—40 млн лет, что определяет время образования генетически связанных с ними диффузионных скарнов.

Инфильтрационные скарны проявляются позднее диффузионных, накладываются на последние. При этом по структурно-текстурному облику минеральных ассоциаций этой формации можно предположить наличие различных путей транспорта скарнирующих компонентов гидротермальными растворами. Во-первых, мелкозернистые, массивные или полосчатые в приповерхностной части массива скарны преимущественно датолит-волластонитового и датолит-пироксенового состава формировались, по видимому, как при фильтрации растворов через породу по микропорам

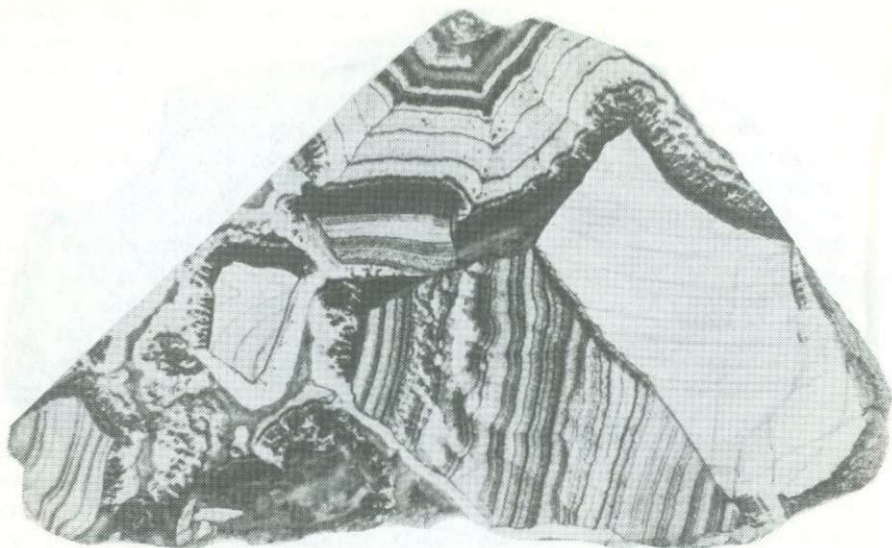


Р и с. 29. Обломок волластонитового с пироксеном скарна (диффузионный скарн) в концентрически полосчатой волластонит-пироксен-датолитовой породе (инфильтрационный скарн)

Центральный карьер, горизонт +228 м, образец, уменьш. в 2 раза

и межзерновым промежуткам, так и по трещинам в известняке или другой породе. Во-вторых, широко распространенные мелко-, средне- и крупнокристаллические массивные или грубополосчатые датолит-пироксеновые, реже датолит-волластонитовые скарны или датолит-кварц-кальцитовые породы образовались при циркуляции растворов в основном по межбломочным промежуткам брекчий, возникающих в результате нарастающей тектонической активности и дробления диффузионных скарнов и вмещающих пород. Это подтверждают приведенные рисунки. Одновременно с этим они наглядно иллюстрируют временные соотношения: более ранние диффузионные скарны слагают обломки, которые иногда перемещаются в верхние горизонты скарнового массива, а цементирующий их материал и в ограниченном количестве сами обломки замещаются инфильтрационными скарнами с высоким содержанием железа (пироксен-геденбергитового, гранат-андрадитового состава, волластонит и ферроволластонит). Скарны II вмещают сульфидную минерализацию, причем выделяются три группы сульфидов, из которых первая сингенетична скарнам, а две других наложены на них.

Инфильтрационные скарны накладываются на интрузивные породы горбушинского, дальнегорского и частично сихалинского комплексов. Широкое распространение имеют скарны пироксен-гранатового состава



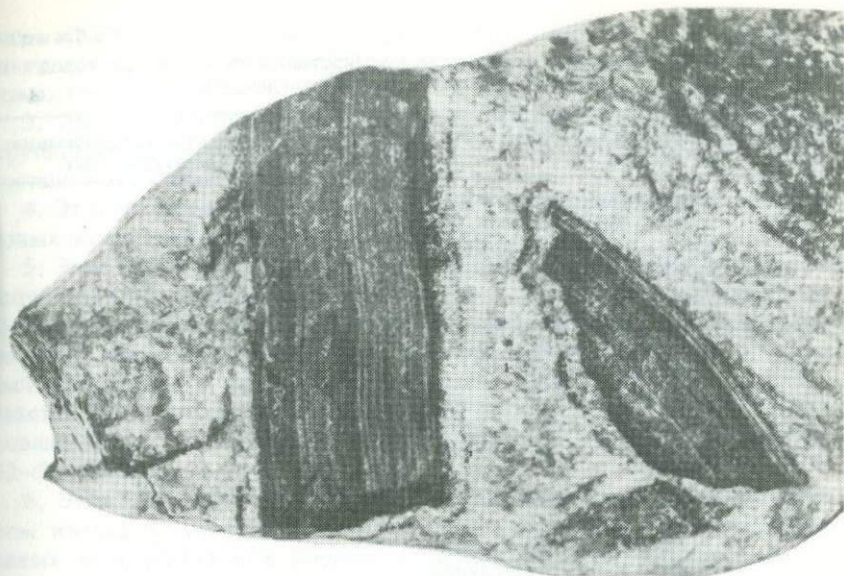
Р и с. 30. Обломки волластонитового с пироксеном и волластонит-пироксенового скарна (диффузионные скарны) в волластонитовом и волластонит-пироксен-дагитовом цементе (инфильтрационные скарны)

Центральный карьер, горизонт +240 м. образец, уменьш. в 3 раза

во вскрытом под месторождением интрузиве, где они образуют зоны мощностью до 30–50 м или многочисленные прожилки мощностью до 1–2 см. По возрасту инфильтрационные скарны следует относить к периоду 38–45 млн. лет.

Формация пропилитовидно измененных пород месторождения рассматривалась ранее как краевая фация инфильтрационных скарнов ([32]; В.М. Щербинин, 1968, 1971 гг.; и др.). Этот тип минерализации отмечается на значительной площади, но наиболее широко распространен на Долинном, Левобережном и Партизанском участках. Образование формации проявляется в скарнах, во вмещающих песчаниках, алевролитах, брекчиях, в порфиритах. В районе подобный комплекс пород установлен и хорошо изучен на Николаевском и Садовом скарново-полиметаллических месторождениях (Г.Н. Федчина, 1970 г.; Н.С. Благодарева и др., 1974 г.; Р.М. Король, 1975 г.; [56, 14]), где пропилиты проявлены отчетливо, накладываясь на скарны.

Развитие пропилитов на борном месторождении выражено менее отчетливо, чем, например, на полиметаллическом Садовом. Здесь они проявляются в результате разложения геденбергита и аксинита, возможно, граната, с образованием эпидота, хлорита (пеннин), серицита (осветленные скарны, песчаники, порфириты и другие породы), кварца, кальцита, альбита, калиевого полевого шпата (ортоклаза), отложения сульфидов. Часто обособленные прожилки этих минералов секут скарны, причем наиболее отчетливо это устанавливается в краевых частях скарновых залежей и во вмещающих породах. Боросиликатная формация проявилась после вре-



Р и с. 31. Тектоническая брекчия, сложенная в обломках тонкополосчатой мелкокристаллической датолит-пироксеновой породой (диффузионный скарн), в цементе — датолит-кварц-кальцитовой породой с пироксеном (инфильтрационный скарн)

Центральный карьер, горизонт +252 м, уменьш. в 2,5 раза

менного перерыва, следующего за образованием скарнов и пропилитовых изменений пород (рис. 31).

Широкое развитие в скарновом массиве пустот, выполненных крупнокристаллическими агрегатами датолита с размерами кристаллов до 20 см в поперечнике, часто с корочками апофиллита на гранях, данбурита с длиной кристаллов до 50 см, также указывает на послескарновый относительный возраст боросиликатов. После отложения основной массы датолита и данбурита происходило разложение их поздними растворами с образованием многочисленных псевдоморфоз кварца и кальцита по датолиту и горного хрусталя и пластинчатого кальцита по данбуриту с образованием во внешней зоне полостей мономинерального датолита. Абсолютный возраст датолита из ассоциации с розовым апофиллитом, по И.Н. Говорову [11], 32—34 млн лет.

Минералы карбонатно-силикатно-сульфидной формации образуют жилы и многочисленные прожилки. Первые совместные с дайками диабазовых порфиритов выполняют трещины, секущие датолит-пироксеновые и датолит-гранатовые скарны. При этом на участках, выполненных дайками, жилы и прожилки карбонатов приурочиваются к контакту скарнов и порфиритов или к участкам смятия порфиритов в их контакте со скарнами.

Минерализация на месторождении пространственно и во времени ассоциировалась с магматизмом (табл. 9). Первые три этапа магматизма, включающие внедрение магм и формирование пород горбушинского, дальнегорского и частично сихалинского комплексов, в отношении мине-

Схема временной последовательности формирования магматических пород и скарново-боросиликатной минерализации

Этап магматизма	Продукты магматизма; абс. возраст, млн лет	Этап минерализации	Продукты минерализации; абс. возраст, млн лет
1-й	Дайки и дайкообразные интрузии габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов (горбушинский комплекс); 110–90		
2-й	Дайки липарито-дацитов, диабазовых порфиритов (дальнегорский комплекс)		
3-й	1. Дайки, штоки, лакколиты шонкинитов, эссексит-диабазов (сихалинский комплекс); 73–60 2. Интрузия гранитоидов (долинный комплекс): 1-я фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, возможно, габбро; 65–50 2-я фаза – граниты, монцонитоидные граниты и гранодиориты) 45–40 3. Дайки гранитов и аляскитовидных лейкократовых гранитов (долинный комплекс) 4. Дайки трахиандезитов, лейцитовых и эпилейцитовых трахитов и трахитовых порфиритов: эссексит-диабазы (сихалинский комплекс); 50–32 5. Дайки диабазовых порфиритов (возможно, суворовский комплекс); 34–28	1 2 3 4 5 6	Диффузионные (биметасоматические) скарны пироксен-гранат-волластонитового состава Боросиликаты I: датолит 1, возможно, данбурит 1 Инфильтрационные скарны гранат-пироксен-волластонитового состава с сульфидами 1 Пропилиты, аксинит 1, сульфиды 2 Боросиликаты II: датолит 2, 3, данбурит 2, 3, аксинит 1; 38–32 Карбонаты, в подчиненном количестве кварц и сульфиды 3

рализации практически бесплодны. Начало минералообразования приурочено к внедрению кислых расплавов и формированию долинного комплекса, включающего Дальнегорский интрузив и дайки лейкократовых гранитов.

Н.А. Носенко выделяют шесть этапов минерализации.

1. Этап диффузионного (биметасоматического) метасоматоза с образованием скарнов сложного состава и преобладанием в них пироксен-гранат-волластонитовых разновидностей.

2. Этап боросиликатного минералообразования, при котором в неболь-

шом объеме отлагался датолит 1, возможно, данбурит 1. По времени он, по-видимому, близок к этапу 1 и совпадает с внедрением даек лейкокра-товых гранитов.

3. Этап инфильтрационного метасоматоза, обусловивший образование крупномасштабных зон волластонитового, пироксенового и гранатового состава и отложение сульфидов 1.

4. Этап вторичных изменений скарнов и пород — образование пропили-товых ассоциаций, аксинита 1, сульфидов 2.

5. Этап главного боросиликатного минералообразования с отложением датолита 2 (с розовым апофиллитом) и 3, данбурита 2 и 3, аксинита 2. По времени совпадает или непосредственно следует за дайками трахиан-дезитов, лейцитовых и эпилейцитовых трахитов и трахитовых порфири-вов, часто выполняя в них миндалины, слагая жеоды, образуя линзовидные участки размером до 5–10 см по длине и 1–3 см по мощности, ориентиро-ванные по слабо выраженной флюидности. Этап охватывает период 32–38 млн лет.

6. Этап карбонатного отложения в трещинах с подчиненным количест-вом кварца и сульфидов. Минерализация совпадает с внедрением диаба-зовых порфиритов или следует непосредственно за образованием даек. Этап проявился позднее 28–30 млн лет и является завершающим.

Продуктивными минеральными ассоциациями на месторождении сле-дует считать ассоциации боросиликатов II с волластонитом, пироксеном и гранатом, относящиеся к формациям боросиликатной и инфильтрацион-ных скарнов. Менее продуктивны ассоциации сульфидов 1 с пироксеном, гранатом и датолитом тех же минеральных формаций и боросиликатов I с волластонитом, пироксеном и гранатом формации диффузионных скар-нов.

Как показано выше, в ассоциациях боросиликатов II со скарном II первые занимают более позднее положение по отношению ко вторым. В то же время обе ассоциации формировались позднее диффузионных скарнов с боросиликатами I.

В ассоциациях сульфидов 1 с пироксеном, гранатом (скарны II) и дато-литом (боросиликаты II) установлено, что сульфиды этих ассоциаций пред-ставлены минералами свинца, цинка, меди и железа, которые совместно с геденбергитом, гранатом, кварцем, кальцитом и датолитом образуют обособленные тела или рассеянную гнездовую и вкрапленную минерализа-цию. В этих телах содержания свинца и цинка иногда достигают очень высоких концентраций. Например, в краевых частях месторождения, в скарнах II, известны свинцово-цинковые рудные тела: залежь Больнич-ная и трубообразное тело Карьерное, а в центральной, на Западном участ-ке, — проявление Натальинское. В последнем отчетливо устанавливается сингенетичное образование сульфидов и скарнов. Руда здесь сложена полосчатыми сфалерит-геденбергитовыми с небольшим количеством гра-ната скарнами. Сфалерит обычно отмечается в виде цепочечных образо-ваний по головкам росших кристаллов геденбергита, ориентированных по нормали к простирающим полос, после отложения порции сульфидов рост кристаллов геденбергита продолжался. Положение датолита в этой ассоциации менее определено. Отмечается, что датолит приурочен к меж-зерновым промежуткам скарновых минералов.

Кроме этого, в ассоциациях скарнов II и пропилитов встречаются многочисленные проявления сульфидов 2. Они представлены пиритом, марказитом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом (очень редко), скуттерудитом, висмутином и самородным висмутом, широко распространены вторичные минералы, в частности лимонит. В этих пространственных ассоциациях сульфиды обычно приурочены к трещинам, в которых иногда совместно с кварцем слагают жильные тела, к узлам пересечения трещин, зонам повышенной трещиноватости или дробления скарнов, скарнов с датолитом или измененных пород.

Взаимоотношения боросиликатов I и скарнов I в минеральных ассоциациях формации диффузионных скарнов к настоящему времени практически не изучены. Предполагается более тесная временная связь их по сравнению с боросиликатами II и скарнами II.

Как показано выше, минерализация на месторождении проявлена в широком, вертикальном диапазоне, охватывая разнотипные породы и распространяясь на глубину более 1700 м. При этом в центральной части она наиболее интенсивна и замещение пород скарнами происходит полностью и непрерывно на всем их протяжении по падению, на некотором же удалении от центра (от разреза II к западу, от ключа Сентябрьского к востоку) замещение происходит не полностью. В связи с последним, а также при использовании результатов структурно-поискового бурения устанавливается закономерное пространственное расположение минерализации, т.е. существует зональность нескольких порядков структурного и метасоматического типов.

В наиболее общем виде в вертикальных, поперечных и продольных разрезах основной залежи выявляется глубокий уровень залегания диффузионных скарнов (в интервале 900–1150 м) и менее глубинное вплоть до современной поверхности (глубины залегания в интервале 0–900 м) — инфильтрационных. Кроме того, последние в значительно меньшем объеме устанавливаются в гранитах в интервале глубин 1150–1320 м (разрез X, скв. 753), т.е. ниже залежи диффузионных скарнов. Внутренняя часть скарнового массива на различных участках месторождения на глубинах от 250–500 до 800–1100 м представлена крупным блоком неравномерно мраморизованных известняков или многочисленными мелкими реликтами известняков в волластонитовом скарне.

Боросиликатная формация, минеральные ассоциации которой слагают подавляющий объем руд, пространственно расположена в отрыве от залежи диффузионных скарнов на 300–500 м, приурочиваясь к верхней, предположительно подэкранный, части скарнового массива. При этом датолитовая минерализация установлена в волластонитовой, пироксеновой и гранатовой метасоматических зонах инфильтрационных скарнов, в небольшом количестве датолит отмечается за пределами скарнов в краевых частях реликтовых тел известняков.

Формация измененных пород и пропилитов проявлена как в верхней части скарнового массива, накладываясь на пироксеновую и гранатовую зоны инфильтрационных скарнов, так и в меньшей мере в нижней — в диффузионных скарнах гранат-пироксенового состава. Внутренняя зона — волластонитовых скарнов — образований этой формации практически не несет. Сульфидная минерализация крайне неравномерно распределена

по площади. Максимальное распространение она получила в краевых частях месторождения на Западном, Партизанском, Левобережном и Запореваальном участках. Мелкие скопления сульфидов (непротяженные маломощные жилы, прожилки или их скопления, гнезда) выявлены до глубины 500 м. Однако в основной массе они располагаются в верхней части скарново-боросиликатной рудной залежи, в пироксеновой и особенно гранатовой, метасоматических зонах инфильтрационных скарнов. Иногда проявления сульфидов выходят за пределы скарновой залежи во вмещающие песчано-сланцевые породы (проявления Верхнее, Арсенопинитовое). Ассоциации поздней карбонатно-силикатно-сульфидной формации имеют ограниченное распространение и также известны на поверхности краевых частей месторождения.

Различия в геолого-структурной позиции минеральных формаций заключаются: а) в уровне глубинности, б) в приуроченности к различным литологическим типам пород, в) в положении в блоковой структуре, г) в приуроченности к разрывным нарушениям.

Выделяются две группы формаций, которые обособлены на различных глубинных уровнях: на верхнем — боросиликатная, инфильтрационных скарнов, карбонатно-силикатно-сульфидная; на нижнем — диффузионных скарнов. Первая группа формаций имеет относительно меньшую глубинность и доступна для изучения в выработках и естественных обнажениях на поверхности современного рельефа. Минеральные ассоциации этой группы сформировались преимущественно в толще известняков, предположительно под покровом туфов липаритов. При этом наибольший объем и протяженность на глубину по падению имеют инфильтрационные скарны. В общем они отмечаются в вертикальном диапазоне 1730 м, однако максимум проявлен от поверхности до глубины 900 м. Ассоциации боросиликатной формации локализованы в верхней части залежи инфильтрационных скарнов, а сульфиды 1, имеющие практический интерес, расположены еще выше. Вторая группа, с формацией диффузионных скарнов, образует нижний ярус скарновой колонны. Формация пропилитов встречена в широком диапазоне глубинности — в приповерхностных метасоматических зонах железистых инфильтрационных скарнов и в глубинных зонах диффузионных, причем в первом случае они отмечаются в большем объеме.

Минеральные ассоциации первой группы локализуются в толщах известняков и, в резко подчиненном количестве, в терригенных породах, а второй группы — на контакте Дальнегорского интрузива с толщей известняков, т.е. в известняках и гранитах. При этом ассоциации диффузионных скарнов развиваются по гранитам, так же как и по известнякам, в большом объеме. В наиболее представительном разрезе по скв. 753 (см. рис. 26) мощность зоны скарнов по гранитам достигает 56,0 м (инт. 1101,5—1157,5 м), а по известнякам — более 20,2 м (инт. 1081,3—1101,5 м). Боросиликаты, как и сульфиды, приурочены к скарнам, причем высокие концентрации их характерны для более железистых и менее глиноземистых разновидностей.

В целом следует сказать, что минеральные ассоциации инфильтрационных скарнов с сульфидами, боросиликатов, измененных пород и пропилитов карбонатно-силикатно-сульфидной формации приурочены к

верхней части вертикально стоящих известняковых толщ, образуя седловидные залежи, сливающиеся, возможно благодаря наличию экрана туфов липаритов, в единую скарново-рудную залежь. Часть диффузионных скарнов слагает подошву тектонических блоков, также замещая в них известняки.

Разрывные нарушения на площади месторождения имеют длительную историю развития. По отношению к минерализации они разделяются на доскарновые, внутри- и послеминерализационные. В соответствии с этим и минеральные ассоциации различных формаций приурочиваются к тем или иным разрывным структурам. Ассоциации инфильтрационных скарнов с наиболее интересными в практическом отношении сульфидами, например, широко проявляются по зонам наиболее ранних разломов — северо-восточных и субмеридиональных, образуя при этом мощные и протяженные тела. В частности, зона северо-восточного Восточно-Партизанского разлома почти непрерывно сопровождается скарнами с мощностью тел от первых метров до первых сотен метров (залежи Главная, Аксинитовая, Левобережная-Восточная, Водораздельная, Заперевальная), вмещающими промышленные залежи полиметаллов — рудные тела Больничное и Карьерное, в зонах меридиональных разломов скарны также проявляются отчетливо, образуя соединительные тела между залежами, локализованными на контактах известняк—песчаник (или алевролит). Примерами таких тел являются Южная апофиза Главной залежи на Западном участке, приуроченная к Западному разлому, часть Главной залежи в ключе Хрустальном и на сопке Центральной на участке полного замещения ею толщи известняков, приуроченная к разломам ключей Хрустального, Геофизического и Карьерного, Левобережная залежь в зоне Сентябрьского разлома и др.

Датолитовая минерализация боросиликатной формации, накладываясь на залежи инфильтрационных скарнов, практически повторяет их приуроченность к зонам разломов и повышенной трещиноватости указанных направлений. Поэтому наиболее богатое и стабильное по качеству борное оруденение локализуется в скарнах, сопровождающих эти зоны. Прошилитовидные изменения скарнов и пород имеют площадное распространение и отчетливой приуроченности к разрывным нарушениям не показывают. В то же время близкие к ним по времени сульфиды 2 в небольших количествах выполняют зоны относительно молодых разломов и трещиноватости северо-западного направления, секущих скарны с датолитом. Многочисленные подобные проявления вскрыты на сопке Западной рудовозной дорогой. Выполнение трещин обычно лимонитовое с реликтами пирротина, пирита, халькопирита, встречаются эпидот, галенит, висмутин, самородный висмут. Некоторые проявления приурочены к узлам пересечения нарушений различной пространственной ориентировки (Дорожное, Солнечное и др.). Ассоциации карбонатно-силикатно-сульфидной группы известны в северо-западных разрывах, иногда сопровождаются дайками диабазовых порфиритов (проявления Партизанское, Дайковое, Горбушинское и др.).

Полиметаллические и борное месторождения Дальнегорского района локализованы в известняковых скарнах инфильтрационного типа. Им свойственно сходство структурно-литологических условий локали-

зации скарново-рудных тел, которое заключается в приуроченности их к горизонтам карбонатных (известняки) пород, контактам карбонатных с алюмосиликатами (песчаники, переслаивающиеся с алевролитами) породами в нижнем структурном ярусе, к границе структурного несогласия этих пород с перекрывающим их вулканогенным чехлом, в широком разрыве разрывных нарушений.

Наличие борных минералов на полиметаллических месторождениях и сульфидов свинца, цинка, меди, железа, мышьяка на борном месторождении известно давно (сульфиды висмута и кобальта, самородный висмут установлены в последние годы). Однако многие исследователи [49] (С.П. Гарбузов, 1964 г.; Л.Д. Куршакова, 1963 г.; В.М. Щербинин, 1975 г.) отмечали пространственную разобщенность промышленных объектов бора и полиметаллических. Действительно, несмотря на указанную выше локализацию подавляющего объема боросиликатов (датолит 2,3, данбурит 2,3) и сульфидов (галенит, сфалерит и др.) в инфильтрационных скарнах верхней части массива, наиболее интересные в практическом отношении геденбергитово-сульфидные рудные тела Больничное и Карьерное расположены в 300 и 600 м от промышленных боросиликатов. Подобное положение установлено и на других рудных полях, несущих борную и полиметаллическую минерализацию (А.Л. Лисицын, 1974 г.), и, возможно, выражает определенную закономерность. В то же время известно (В.М. Щербинин, 1975 г.), что в центральной части Дальнегорского рудного поля проявляется ярусность, выражающаяся в погружении скарново-полиметаллической минерализации от поверхности в центре поля на глубину в его краевых частях, в этом же направлении увеличиваются размеры скарново-рудных объектов.

Боросиликаты, как показано выше, имеют более отдаленную временную (и генетическую) связь со скарнами, нежели сульфиды. Тем не менее борная минерализация и оруденение в рудном поле подчиняются той же закономерности — от центра, где они выходят на поверхность, погружаются на глубину в краевых частях. Например, на Центральном участке борного месторождения боросиликаты установлены от поверхности до глубины 300–400 м (скв. 1, 2, 25 и др.), а в краевых частях при резкой обедненности с поверхности распространяются на большую глубину, в частности на Левобережном участке до 800 м (скв. 972, 972-А), на Партизанском — более 600 м (скв. 141).

На Восточно-Партизанском скарново-полиметаллическом месторождении в геденбергитово-сульфидных залежах на подземных эксплуатационных горизонтах Второго Советского рудника (горизонты +135, +75 м) имеются многочисленные пересечения скважинами интервалов датолит-геденбергитовых скарнов, мощностью до 15–20 м. Несмотря на обособленность интервалов борного и полиметаллического оруденения в единых скарново-рудных залежах, руды фактически имеют комплексный характер. При этом размеры рудных тел с учетом боросиликатов, их пространственное положение не изучены. В отдельных образцах из рудных тел Партизанских месторождений устанавливается совмещение полосчатой геденбергит-кварц-сульфидной ассоциации с датолитом двух генераций. Примеры показывают возможность распространения боросиликатного оруденения под полиметаллические месторождения.

Наличие в едином скарново-рудном массиве Дальнегорского месторождения минерализации различных формационных типов с тесным пространственно-временным соотношением и генетическими связями ее с магматизмом указывает на то, что она является результатом процессов, протекавших в многокомпонентных системах. Предполагается тесная (генетическая) связь магматизма и оруденения, в частности гранитоидного интрузива и диффузионных скарнов, даек лейкократовых гранитов и боросиликатов I; несколько более отдаленная связь устанавливается между гранитоидным интрузивом и инфильтрационными скарнами, продуктами их вторичного изменения, пропилитовидными образованиями, сульфидами 1 и 2. Связь между магматизмом и оруденением этого типа, отдаленная пространственно-временная (парагенетическая) связь между гранитоидным интрузивом и боросиликатами II, по-видимому, отсутствуют. Представляется, что образование субщелочных пород сихалинского комплекса происходило из расплавов субстрата нижней коры или верхней мантии. Здесь же на больших глубинах под воздействием трансмагматических флюидов формировались сложные, высокоподвижные соединения калия и бора. Эти соединения, так же как и субщелочные расплавы, проникали в верхние части коры по зонам глубоких разрывов и сопровождающей их трещиноватости, где и образовывали боросиликатные руды.

Объективная оценка продуктивности боросиликатной формации на глубоких горизонтах Дальнегорского месторождения и в его окрестности может быть произведена с использованием выявленных геолого-структурных условий, контролирующих проявление минеральных ассоциаций этой формации: 1) относительных размеров скарновых тел в зависимости от литологических разновидностей пород, по которым они развиваются; 2) мощности толщ известняков и присутствия в их составе алюмосиликатных пород; 3) роли разрывных нарушений, в том числе северо-восточных, субмеридиональных и субгоризонтальных и узлов их пересечения; 4) многоэтапности развития нарушений; 5) пространственного положения и тектонической подготовленности структурно-тектонических блоков; 6) влияния интрузива, создающего температурное поле в известняках; 7) относительного размера метасоматических зон и развития боросиликатов преимущественно в пироксеновой и волластонитовой зонах; 8) пространственного положения метасоматических зон и боросиликатов относительно гранитоидного интрузива и перекрывающего площадь покрова вулканитов; 9) наличия поля субщелочных пород и интенсивности развития в нем даек и трещиноватости.

Детально роль указанных факторов геолого-структурного контроля боросиликатного оруденения рассмотрена автором ранее для верхнего яруса оруденения (боросиликаты в пространственной связи с инфильтрационными скарнами верхней части массива). Датолитовая минерализация их диффузионных скарнов, выявленная структурно-поисковыми скважинами, возможно, принадлежит ко второму, глубинному ярусу оруденения. В настоящее время, видимо, имеет смысл рассматривать перспективность только верхнего яруса оруденения на различных уровнях глубинности. В целом для месторождения эти перспективы оптимистичны. В рудном поле, за пределами рассмотренного месторождения,

благоприятными являются глубокие горизонты площади Партизанской группы и, возможно, других скарново-полиметаллических месторождений, на которых скарновые залежи с глубинной не выклиниваются, но в связи с обеднением полиметаллами не вскрывались выработками. Не исключено, что их нижние горизонты вмещают боросиликатные руды.

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ ПОЛИХРОННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЭГИТИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ФЛЮОРИТА В ЗАБАЙКАЛЬЕ

При изучении взаимоотношений рудных формаций важным аспектом является выяснение их временных связей. Интересным объектом в этом отношении оказалось изучавшееся нами Эгитинское месторождение флюорита в Западном Забайкалье. В нем установлено совмещение разновозрастной и разнотипной эндогенной минерализации, а также минерализации экзогенного генезиса.

Эгитинское рудное поле расположено в юго-западной части Витимского плоскогорья, в верхнем течении р. Уды, и входит в крупную Джидо-Витимскую флюоритоносную зону, формирование которой связано с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации.

Рудное поле имеет сложное геологическое строение, обусловленное проявлением разновозрастного магматизма, интенсивной блоковой тектоники и разрывных нарушений. Оно приурочено к южной части безымянной очагово-купольной структуры (Ю.В. Комаров и др., 1984 г.), обрамленной по юго-восточной периферии межкупольной юрско-меловой Еравнинской впадиной. Значительную часть площади ОКС занимает сильно расчлененный межгорными впадинами многофазный массив верхнепалеозойских гранитоидов, слагающий так называемый Погромнинский горст. В южной части массива гранитоидов заключен останец карбонатно-вулканогенных пород олдындинской свиты нижнего кембрия. Его площадь около 4 км². Он сложен несколькими пачками пород, содержащими известняки с примесью доломитового материала, лавы кислого и среднего состава и их туфы. Подобные останцы кровли, присутствующие в рудных полях Удино-Витимской зоны, имели большое значение в локализации эндогенной минерализации.

В южной части Эгитинского рудного поля развиты вулканогенные породы средней юры, представленные покровами трахитов, андезитодацитов и других эффузивов, перемежающихся с туфами. Юрские эффузивы перекрываются меловыми осадочными породами мохейской свиты. На площади рудного поля имеются различного состава дайки, относящиеся по возрасту к перми, триасу и юре.

Эндогенная минерализация рудного поля в значительной части развита в породах останца. Это собственно Эгитинское флюоритовое месторождение, расположенные севернее Гурсонское магнетитовое проявление и Хара-Гурсонское сульфидно-полиметаллическое. В юрско-меловых породах, слагающих впадину, Эгитинской геолого-разведочной партией выявлено Тарятское проявление глин.

В Эгитинском рудном узле известны также Дапхарское флюоритовое и свинцово-цинковое Восточно-Эгитинское месторождения, расположен-

Калий-аргоновый возраст магматических пород и метасоматитов
Эгитинского рудного поля

№ п/п	Место взятия	Порода	Минерал
1	Гурсонское рудо- проявление	Скарн с магнетитом	Роговая обманка
2	То же	То же	Флогопит
3	Эгитинское месторож- дение	Гранит (первая фаза)	Биотит
4	То же	То же	Микроклин
5	"	"	Биотит
6	"	"	Калиевый полевой шпат
7	"	Гранит (вторая фаза)	Биотит
8	"	То же	Калиевый полевой шпат
9	"	Грейзенизированный скарн с флюоритом	Слюда
10	"	Дайка основного состава	Плагиоклаз
11	"	Флюорит-слюдистый метасоматит	Мусковит

ные в северо-западной части ОКС, и ряд рудопроявлений флюорита, железа и редких металлов.

Рассмотрим последовательный возрастной ряд рудных формаций Эгитинского поля с учетом полученных радиологических датировок магматических пород и минерализации (табл. 10). Для определения возраста использованы результаты К—Аг-датирования, выполненного в ИГЕМ АН СССР в лаборатории изотопной геохронологии под руководством М.М. Аракелянц. Когда это было возможным, возраст определялся по паре сингенетичных минералов, например в скарнах по роговой обманке и слюде. Близкие значения возраста по таким минералам являются одним из признаков надежности радиологических определений (Л.Л. Шанин и др., 1979 г.).

Гранитоидные породы рудного поля, согласно Б.К. Виноградову, А.И. Андриенко и другим исследователям, сложены породами нескольких фаз, а именно лейкократовыми гранитами I фазы, граносиенитами II фазы, мелкозернистыми гранитами и дайками гранит-порфиров III фазы.

Химический состав пород I и II фаз следующий (в мас.%): SiO_2 — 73,24 и 66,76; TiO_2 — 0,29 и 0,74; Al_2O_3 — 13,61 и 15,89; Fe_2O_3 — 1,78 и 2,20; FeO — 0,04 и 0,59; MnO — 0,03 и 0,04; MgO — 0,36 и 0,32; CaO — 0,91 и 0,67; Na_2O — 4,04 и 5,18; K_2O — 4,86 и 5,98; H_2O^+ — 0,66 и 0,96; SO_3 — 0,05 и 0,07; CO_2 — не опр.; F/O — 0,07 и 0,09; сумма — 99,94 и 99,49 (химическая лаборатория ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.С. Абрамова).

Радиологическое датирование не показало заметного временного разрыва между внедрением I и II фаз гранитов (см. табл. 10, ан. 3,5). Полученные

Содержание			Возраст, млн лет
калия, %	радиогенного аргона, нг/г	^{40}Ar радиоген, %	
1,12 ± 0,03	25,4 ± 0,8	41; 57	300 ± 15
6,32 ± 0,06	138,5 ± 2,5	64; 74	290 ± 9
6,92 ± 0,06	144 ± 0,2	62; 72	278 ± 9
6,66 ± 0,06	177,6 ± 2,0	65; 70	238 ± 9
7,61 ± 0,87	153 ± 2,5	59; 60	270 ± 10
9,23 ± 0,07	163 ± 3	51; 52	238 ± 8
7,68 ± 0,07	160 ± 3	54; 55	277 ± 10
10,44 ± 0,10	170 ± 3	50; 62	221 ± 8
7,30 ± 0,06	155 ± 2,5	56; 73	282 ± 9
2,45 ± 0,04	38,8 ± 0,9	53; 55	204 ± 10
2,66 ± 0,4	35,5 ± 0,8	34; 45	183 ± 8

цифры К—Ar-возраста по слюдам равны 278(±9)—270 (±10) млн лет, т.е. отвечают рубежу верхнего карбона и нижней перми. Калиевые полевые шпаты из этих гранитов (ан. 4, 6, 8) по отношению к слюдам имеют заметно омоложенный возраст (238—221 млн лет).

Приведенные по слюдам цифры возраста гранитов хорошо согласуются между собой и являются достоверными. В контактах послеверхнекарбонных—нижнепермских гранитов имело место образование магнезиальных и известковых скарнов по карбонатным породам олдындинской свиты. С известковыми скарнами, наиболее распространенными в рудном поле, тесно связана магнетитовая минерализация (Гурсонское рудопроявление). Гранат-пироксеновые скарны при отложении магнетита замещались роговой обманкой, а также флогопитом. По этим минералам получен возраст, характеризующий магнетитовую минерализацию и скарны, равный 300(±15)—290(±9) млн лет, близкий к гранитам рудного поля.

Скарново-магнетитовая минерализация Гурсонского рудопроявления имеет черты сходства в условиях формирования с известным в Западном Забайкалье месторождением Солонго (Магнетитовое), входящим в Еравнинскую группу железорудных месторождений. Она охарактеризована А.М. Дымкиным и И.С. Лидиным (1985 г.), ими же обобщены известные радиологические данные по этой группе. Скарновое железорудное месторождение Солонго генетически связано с гранитами верхнепалеозойского возраста. Их "средний" абсолютный возраст, полученный на основании 20 анализов различных исследователей, равен 261 млн лет и близок

к возрасту гранитов Эгитинского месторождения. А.М. Дымкиным и И.С. Лидиным для магнезиальных скарнов месторождения Солонго, по данным Б.К. Виноградова и Д.Э. Цыденова, указывается возраст 354 млн лет, а для известковых — 236 млн лет. Эти цифры требуют уточнения, поскольку они не согласуются с абсолютным возрастом гранитов и с возрастом более молодых изверженных пород рудного поля.

Как показало проведенное исследование, в Эгитинском рудном поле после формирования скарново-магнетитовой минерализации имело место развитие грейзенового процесса. Проявления последнего наблюдались нами по ряду скважин в виде слюдисто-флюоритовых метасоматитов. Они формировались в зоне экзоконтакта гранитов по офикальцитам и другим скарнированным породам олдындинской свиты. Флюорит находится в ассоциации с грейзеновой апоскарновой слюдой. Температура гомогенизации газовой-жидких включений флюорита, содержащих твердую фазу, превышала в ряде образцов 300°C. Абсолютный возраст сопровождающей его слюды равен 282 ± 9 млн лет (см. табл. 10, ан. 9). Он близок к возрасту гранитов и скарново-магнетитовых проявлений.

Отмеченная минерализация, относимая нами к слюдисто-флюоритовой формации скарново-грейзенового типа, имеет в рудном поле ограниченное распространение, поскольку она была переработана и замещена при образовании нижнемелового оруденения флюорита. Известная в Эгитинском рудном поле сульфидно-полиметаллическая минерализация, проявленная главным образом в скарнах, сформировалась, по-видимому, также в нижнепермское время.

Таким образом, можно отметить, что в нижнепермский период в Эгитинском рудном поле имело место образование следующего генетического одновозрастного ряда формаций: магнезиально-скарновой, известково-скарновой с магнетитом и флюоритсодержащей апоскарновой грейзеновой. В соседней Дашабылкинской ОКС (бассейн р. Кижинги) в связи со щелочными гранитами известны верхнепермские проявления полевошпат-флюоритовой формации, возраст которых $(244-238) \pm 8$ млн лет (Г.Н. Комарова, 1986 г.). По аналогии с месторождениями района (Солонго и др.) формирование рудных контактово-метасоматических формаций Эгитинского рудного поля происходило на глубине 2–4 км от поверхности.

Магматизм мезозойского периода проявился в рудном поле дайками порфиринов, долеритов, риолитов и трахибазальтов. В ИГЕМ АН СССР определялся абсолютный возраст дайки базальтового порфирита (скв. 277, глубина 183,5 м). Ее химический состав по данным Эгитинской партии следующий (в мас.%): SiO_2 — 47,5; Al_2O_3 — 16,87; Fe_2O_3 — 3,73; FeO — 5,96; MnO — 0,15; P_2O_5 — 0,28; TiO_2 — 1,73; CaO — 9,39; MgO — 6,59; K_2O — 0,87; Na_2O — 2,55; SO_3 — 0,44; H_2O^- — 0,17; потери прокаливания — 3,20; сумма — 99,38.

Для определения возраста из породы был выделен плагиоклаз. Полученная цифра абсолютного возраста равна 204 ± 10 млн лет (см. табл. 10, ан. 10), что соответствует триасовому периоду.

Дайки долеритов, риолитов и трахибазальтов относятся к субвулканическому удинскому комплексу (J_2-3). С юрским магматизмом нам удалось установить проявления грейзеновой минерализации. Эта ассоциация представлена мусковитом, содержащим примесь редких щелочей,

флюоритом, а также более поздним кальцитом, замещающим флюорит. Ассоциация этих минералов развивалась по кислой дайке удинского комплекса. Возраст отмеченной минерализации, определенный по мусковиту, 183 ± 8 млн лет (см. табл. 10, ан. 11). Это первые данные о наличии в рудном узле среднеюрской грейзеновой минерализации.

Таким образом, в Эгитинском узле проявились две эпохи минералообразования, сопровождавшиеся проявлениями флюорита грейзенового типа: раннепермская и среднеюрская. В среднеюрскую же эпоху, по-видимому, образовалось известное в рудном узле Восточно-Эгитинское месторождение полиметаллов. Оно приурочено к брекчиевой трубке, сложенной вулканитами удинской свиты (Г.В. Андреев, 1986 г.).

Позднемезозойская минерализация Эгитинского рудного поля представлена флюоритовым оруденением, относящимся к эпитермальной кварц-флюоритовой формации вулканогенного класса, широко развитой в Забайкалье. Эта формация парагенетически связана с трахибазальтовым магматизмом, сопровождавшим формирование заключительных этапов ОКС Байкальского мегасвода. В эти этапы ($J-K_1$) был интенсивен процесс образования межкупольных впадин. Крупные разломы, обрамляющие борта впадин, служили магмовыводящими каналами для излияния трахибазальтов. В зонах разломов нередко наблюдаются признаки низкотемпературного окварцевания с флюоритом.

Образование кварц-флюоритовой формации происходило в близповерхностных условиях, что подчеркивается наличием околожильных аргиллизитов, сопровождающих флюоритовое оруденение. Возраст оруденения большинством исследователей считается послевосточноюрским—нижнемеловым на основе геологических наблюдений. На Эгитинском месторождении радиологических дат этого возраста не получено из-за отсутствия пригодных для анализа минералов. В рудном узле имеются проявления эпитермального флюорита, залегающие в верхнеюрских породах, что определяет нижнюю возрастную границу гидротермального процесса флюоритообразования.

Остановимся более подробно на характеристике флюоритового оруденения и глинистой минерализации, проявленной в Эгитинском рудном поле. Эпитермальное флюоритовое оруденение контролировалось сетью разрывов северо-восточного и северо-западного направлений, в пределах которых разведочными работами выявлены три рудные зоны, включающие 11 рудных тел. Основные рудные тела (рудная зона 1) расположены в центральной части месторождения и представлены метасоматическими залежами неправильной формы, сформировавшимися в результате замещения флюоритом пачек офикальцитовых и других скарнированных пород. Часть рудных тел (зона 2) залегает в тектонических нарушениях, секущих гранитоиды. Преобладающий тип руд для метасоматических тел среди карбонатных пород кварц-кальцит-флюоритовый и глинисто-кварц-флюоритовый для рудных тел, залегающих в алюмосиликатных породах. Вертикальный диапазон оруденения составляет в целом более 250–300 м.

Для Эгитинского месторождения характерно широкое развитие глинистых минералов во флюоритовых рудных телах и в околожильных породах, представленных аргиллизитами. На площади месторождения установлено большое количество протяженных зон аргиллизированных пород различ-

ной мощности, достигающей иногда несколько десятков метров. Флюоритовые тела, как правило, залегают в зонах аргиллизации, вместе с тем на значительных интервалах последние могут быть безрудными, особенно в северной части месторождения, т.е. аргиллизация развивалась по тектонически ослабленным зонам и вне зависимости от флюоритового оруденения.

Изучение зон аргиллизации показывает, что они наиболее интенсивно проявлены в тектонических нарушениях, приуроченных к переслаивающимся алюмосиликатным и карбонатным породам ольдундинской свиты. Породы этой свиты претерпели значительные изменения, не связанные с формированием флюоритового оруденения. Они выразились в гранитизации, ороговиковании, скарнировании, в них проявились также процессы полевошпатового метасоматоза и серицитизации. Это обстоятельство способствовало интенсивному развитию аргиллизации. Зоны аргиллизации отличаются сложным строением: интенсивно аргиллизированные породы сменяются участками слабой аргиллизации, и такая смена в вертикальном разрезе может быть неоднократной, что связано с переслаиванием пород различного состава. Наиболее распространены в составе аргиллизированных пород монтмориллонит и каолинит, в меньшей мере присутствуют гидрослюда, диксит и другие глины.

Глинистые минералы широко развиты и в составе флюоритовых рудных тел. В процессе флюоритообразования они отлагаются в жилах неоднократно: ранее флюорита, совместно с ним и позже. Можно выделить парагенетическую минеральную ассоциацию, представленную кварцем, каолинитом, флюоритом и кальцитом. Кроме того, наблюдались гётит-кальцитовые и кварц-каолинитовые прожилки, более поздние, чем выделения с флюоритом. В рудоносных зонах имело место также отложение диксита в виде мономинеральных скоплений либо вместе с кальцитом, иногда с лимонитом.

После формирования в Эгитинском месторождении плавикошпатового оруденения имели место проявления интенсивной тектоники, приведшие к подновлению разрывных нарушений и к дроблению рудных тел. В пострудный период на площади месторождения получили распространение процессы гипергенеза. Они проявились в развитии зоны окисления сульфидов, которая прослеживается до глубины 200 м и более. В аргиллизитах и во флюоритовых рудных телах зона окисления фиксируется отложением лимонитовых охр, псиломелана, ярозита.

Рудные тела, затронутые зоной окисления, отличаются высокой пористостью, особенно в случае образования руд по апокарбонатным породам. Руда имеет здесь ярко-охристый цвет, мелкозернистое кавернозное сложение. Основной слагающий ее минерал — флюорит (более 70%), присутствуют также кальцит (20%), кварц и окисленные гипогенные рудные минералы — гематит и гётит. Между зерен флюорита по трещинкам развивается лимонит. Он наблюдается и в пустотах, совместно с каолинитом. Эффективная пористость флюоритовых руд из зоны окисления составляет 20–30%. Она связана с выщелачиванием и выносом первичных минералов. Определение эффективной пористости вмещающих карбонатных пород показало значения, равные 1,71–2,00%. Образование зоны окисления среди флюоритовых руд Эгитинского месторождения стало возможным за счет разложения силикатных минералов, присутствовавших в составе первичных скарнированных пород, заместившихся флюоритом, а также в результате

вторичных изменений окисных минералов Fe или пирита и других сульфидов. Развитие процессов зоны окисления способствовало повышению содержания флюорита в рудных телах за счет выноса первичных минералов.

Признаки зоны окисления фиксируются не только в Эгитинском месторождении, но и на других рудопоявлениях как Эгитинского рудного узла, так и за его пределами: в Дапхарском флюоритовом месторождении, Восточно-Эгитинском полиметаллическом сульфидном, в Тургасайском флюоритопроявлении. Формирование зоны окисления В.П. Петров (1969 г.) связывает с корами выветривания линейного типа, имеющими обычно региональную распространенность. Развитие на Эгитинском месторождении широкой проявленной зоны окисления свидетельствует об интенсивном действии метеорных нисходящих вод, что, безусловно, способствовало переработке гипогенных глинистых продуктов и их переотложению в послемезозойское время. Глинистые гипергенные минералы — каолинит, монтмориллонит, галлуазит и др. — участвуют в цементе брекчий флюоритовых руд, отлагаются в пустотах жил и в пострудных трещинах, нередко вместе с лимонитом.

Суммируя данные об аргиллизации Эгитинского месторождения, можно сказать, что в пользу гипогенной природы глинистых минералов, сопровождающих флюоритовое оруденение, говорят следующие признаки: 1) как и на других забайкальских месторождениях флюорита рудные тела Эгитинского месторождения устойчиво сопровождаются аргиллизированными околожилными породами с повышенным содержанием фтора; 2) в составе околожилных измененных пород глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит) ассоциируют с кварцем, кальцитом, флюоритом; 3) в рудной массе, сложенной флюоритом и кварцем, флюоритом и кальцитом, во многих случаях заключена брекчия вмещающих аргиллизированных пород. Соотношения с флюоритом, глинистых минералов брекчий показывают, что они отложились раньше, чем флюорит; 4) в составе рудных тел характерными являются парагенетические минеральные ассоциации, содержащие флюорит, а также каолинит и монтмориллонит.

Вместе с тем развитие аргиллизации в тектонических нарушениях вне связи с флюоритооруденением, интенсивный характер процессов аргиллизации, несоизмеримый с гипогенной аргиллизацией, известной на других флюоритовых месторождениях региона, присутствие в составе зон аргиллизации типичных экзогенных глин (галлуазит и др.), максимальное проявление аргиллизации в более приповерхностных частях зон нарушений — эти и другие факты (проявление зоны окисления сульфидов) показывают участие гипергенных процессов в формировании определенной части глинистой минерализации Эгитинского месторождения.

Таким образом, минерализация глин Эгитинского рудного поля имеет полигенный и полихронный характер. Она сформировалась в результате совмещения разорванного во времени эндогенного и экзогенного минералообразования.

В целом ряд формаций Эгитинского рудного поля может быть представлен следующим образом.

I. Генетический возрастной ряд контактово-метасоматических формаций верхнекарбонového—нижнепермского периода в связи с граносиенит-лейкогранитным комплексом гипабиссальной фации (снизу вверх): магне-

зиально-скарновая формация; известково-скарновая формация с магнетитом; слюдисто-флюоритовая апоскарновая формация; полиметаллически-сульфидная апоскарновая формация.

II. Проявления слюдисто-флюоритовой формации в связи с дайковым комплексом среднеюрского периода.

III. Кварц-флюоритовая эпитермальная формация в аргиллизитах в связи с трахибазальтовым вулканизмом нижнемелового периода.

IV. Минерализация коры выветривания послемелового времени: экзогенная формация аргиллизитов; зона окисления сульфидов.

Как видно, в рудном поле проявились эндогенные формации разных эпох рудообразования и разных уровней глубинности, а также минерализация коры выветривания.

СООТНОШЕНИЕ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В РАЗНОГЛУБИННЫХ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСАХ КУРАМИНСКОГО СВОДА

В последние годы множатся факты закономерной смены на глубину одних рудных формаций другими. Эта смена была установлена в пределах некоторых месторождений, глубоко вскрытых горными выработками или скважинами. В настоящее время резко возросла актуальность проблемы прогноза оруденения на глубину с целью продления жизни действующих горных предприятий. Она стимулирует изучение факторов, влияющих на вертикальный диапазон оруденения, условий возникновения глубинных ярусов оруденения.

Нами на примере некоторых регионов Средней Азии было проведено предварительное обобщение данных по глубинности образования различных рудных месторождений и закономерностям их распределения в вертикальном разрезе земной коры. При определении глубины образования месторождения обычно используются следующие данные: положение оруденения в разрезе земной коры — его приуроченность к тому или иному структурному ярусу; положение оруденения относительно поверхности пенеплена, возникшего непосредственно вслед за эпохой рудообразования, либо относительно подошвы экранирующего оруденения горизонта осадочных или вулканогенных пород; визуальные наблюдения в отдельных рудных узлах и полях; особенности регионального метасоматизма в пределах рудных полей и узлов.

Выделяя рудные формации, мы пользовались принятым в ИГЕМ АН СССР их определением, предложенным Р.М. Константиновым [26]. Рудные формации — это группы месторождений со сходными минеральными ассоциациями и близкими геологическими условиями их нахождения. При этом обязательны равнозначность и сочетание признаков минерального состава и геологических. При выделении рудных формаций наиболее важно принимать во внимание следующие геологические признаки: 1) характер дорудных и синхронных с оруденением метасоматитов (грейзены, скарны, пропилиты, березиты и т.д.); 2) фациальный тип, реже состав магматических пород, ассоциирующих с оруденением; 3) глубина образования; 4) удаленность от магматического очага.

Перейдем к характеристике разноглубинного оруденения в Чаткало-Кураминском регионе. Этот регион является частью Срединного Тянь-Шаня. Н.П. Лаверов, И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева [33, 71] и другие исследователи пришли к выводу, что этот регион представляет собой мегасвод, наложившийся на разнородное основание в связи с позднепалеозойской тектоно-магматической активизацией. Мегасвод состоит из двух дочерних сводов — Чаткальского и Кураминского. Первый из них отличается интенсивным развитием гранитоидного магматизма плутонической фации (C_2-P_{1-2}) и проявлениями свинца, цинка, меди, висмута, молибдена, вольфрама, ртути, сурьмы, адуляра-кварцевых и т.д. Кураминский свод характеризуется интенсивным магматизмом как в плутонической, так и в вулканической фациях и наличием многочисленных проявлений свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, флюорита, колчеданных, адуляра-кварцевых, карбонатно-кварцевых, алунитовых и др. Основное внимание в работе уделено Кураминскому своду и прилегающему к нему сегменту, приуроченному к зоне Угам-Кумбельских разломов. Эта территория сложена в основном палеозойскими породами, объединенными в один палеозойский структурный этаж, в котором выделяются четыре структурных яруса: 1 — ордовик-силурийский (сланцы, песчаники), 2 — девонский вулканогенный, 3 — верхнедевонский—нижнекаменноугольный, сложенный карбонатными толщами, 4 — среднекаменноугольный—пермский, сложенный вулканитами орогенного этапа.

Формирование вулканитов орогенного этапа, согласно Е.В. Панченко [58], происходило в три периода (этапа), в течение которых образовались вулканогенные толщи, отличающиеся по составу и разделенные региональными несогласиями: 1 — C_1-C_3 (свиты уя и минбулакская); 2 — C_2-3 (акчинская свита); 3 — Р (оясайская, шурабсайская, кызылнуринская свиты). Каждый из этих периодов заканчивается формированием интрузивных тел. На основании приведенных данных нами построена обобщенная стратиграфическая колонка (см. рис. 32—36). Благодаря широкому распространению пологозалегающей толщи вулканитов, вмещающей оруденение, в регионе стало возможным изучить ярусное размещение последнего

Эндогенное оруденение Кураминского региона сформировалось в орогенный период в четыре этапа [58]. Отмечается металлогеническая зональность концентрического характера вокруг Кураминского свода. Некоторые специализированные концентрические зоны имеют сложный состав и строение, так как осложняются локальными структурами — кальдерами. С последними связана локальная зональность оруденения. Общий вертикальный размах эндогенной минерализации в Кураминском регионе составляет 4 км, все месторождения мало- и среднеглубинные.

Вертикальную зональность оруденения в отдельных рудных узлах и полях изучали Б.Т. Алишин, А.Е. Антонов, В.А. Арапов, И.А. Голованов, А.В. Карпов, Н.П. Лаверов, Е.З. Мещанинов, М.Г. Калабина, Г.А. Тананаева и др. Первые региональные обобщения по размещению оруденения в вертикальном разрезе земной коры сделаны Б.Т. Алишиным, В.А. Араповым, Ф.И. Вольфсоном, Г.Г. Грушкиным, М.Г. Кадабиной, И.П. Кушнаревым и др. В.П. Арапов [1] приводит данные по количеству эндогенных проявлений Кураминской зоны, приуроченных к породам различного возраста.

Им учтено более 1700 месторождений и рудопроявлений. Б.Т. Алишин [58] путем статистических обчетов установил преимущественную приуроченность различных эндогенных проявлений региона безотносительно к их возрасту к двум интервалам стратиграфической колонки: 1) к уровню минбулакской свиты (C_2b) и прилегающим к ней частям фундамента — карбонатным толщам D_2-C_1 и прорывающим их гранитоидам C_2 ; 2) к низам оясайской (P_1) и верхам подстилающей ее надакской свиты (C_2m-C_3). В Чаткальском своде большая часть эндогенной минерализации сосредоточена на уровне доломитовой и кремнисто-известковистой толщ $D_{2-3}-C_1b_1$. В обоих сводах намечается также еще один ярус минерализации на уровне горизонтов D_2-C_{1-2} . Значительное количество рудопроявлений сосредоточено в породах акчинской свиты. Интенсивно минерализованные интервалы разделены слабо минерализованными (см. рис. 32).

Выделенные интервалы минерализации отличаются между собой сочетанием типов месторождений: к самому нижнему из них приурочены кварц-карбонатные проявления, а также проявления прожилково-вкрапленных пиритовых и арсенопирит-пиритовых руд. Их возраст неясен, магматические породы в полях их развития отсутствуют. Иногда в этих же породах вблизи вулканогенных грабен и кальдер размещаются проявления, характерные для вышележащих вулканогенных толщ, слагающих кальдеры и грабены (флюоритовые, полиметаллические, висмутовые, медные и др.).

Интервал оруденения, приуроченный к верхам горизонта D_2-C_1 и вулканогенной толще $C_1v_3-C_2b_1$, сосредоточивает большое количество полиметаллических рудопроявлений, скарновой и беззитовой формаций, а также кварц-карбонатные, пиритовые и медно-молибденовые, арсенопиритовые, реже мелкие медно-висмутовые и флюоритовые. Их возраст различен, но преобладают средне-позднекаменноугольные.

На уровне акчинской свиты (C_2m_{1-2}) распространены адуляр-кварцевые, карбонатно-кварцевые, пирит-блеклорудные с теллуrom, алунитовые, мелкие молибденовые, вольфрамовые, висмутовые и другие проявления средне-позднекаменноугольного и пермского возраста.

В верхней части вулканогенной толщи пермских вулкаников распространены флюоритовые, сульфосолюно-флюорит-полиметаллические, медно-висмутовые, галенит-баритовые, гематит-кварцевые, колломорфного молибденита, касситерит-силикатные проявления позднепермского возраста.

Влияние положения оруденения в разрезе земной коры Кураминского региона на формационную принадлежность и особенности минерального состава были изучены на примере полиметаллических, висмутовых и некоторых других месторождений.

Полиметаллические месторождения. Формационная принадлежность этих месторождений, по нашим данным, определяется фациальным типом

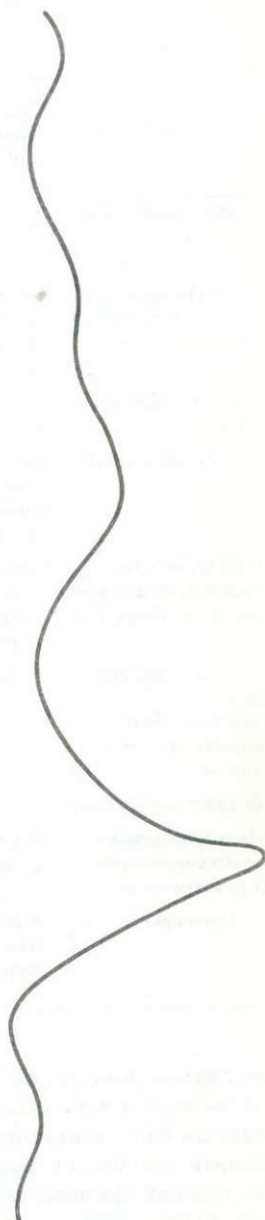


Р и с. 32. Распределение эндогенных проявлений в разрезе земной коры Кураминского региона. Составлена по данным В.А. Арапова, Б.Т. Алишина и Е.В. Панченко

1 — сланцы; 2 — алевролиты, песчаники; 3 — конгломераты; 4 — доломиты; 5 — известняки; 6-12 — вулканогенные породы: 6 — липариты, фельзиты, 7 — дациты, 8 — андезиты, 9 — базальты, 10 — трахиты, трахилипариты, 11 — трахиандезиты, 12 — кислые брекчиевые лавы

Этаж	Ярус	Свиты	Колонка	Средняя мощность
Орогенный	Третий	P ₁₋₂ Кызыл-нуринская		1000-1500
		Шурабсайская P ₁₋₂		1500
		P ₁ Оясайская		2000
	Второй	C _{2т-C3} Надакская		1300
		C _{2т} ¹⁻²		2000
Платформенный	Первый	Уинская, Минбулакская C		2000
		Уинская и минбулакская		1200
Геосинклинальный	"	D _{1-C1}		1500
		D ₁		1300
		O-S		<2200

График количества эндогенных проявлений



- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |

Характеристика полиметаллических проявлений, залегающих в различных ярусах Кураминского свода

Ярус	Нижний O-S ₁ -D		D ₂ -C ₁
Формация	Халькопирит-галенит-сфалерит-скарновая	Галенит-сфалерит-березитовая	
		в сланцах	в карбонатных породах
Минеральный тип	—	—	—
Отношение Cu:Pb:Zn	На верхних горизонтах 0,8:1,3:1 На нижних горизонтах 1:1:3	0,5:1:1	0,5:1:1
Характерные примеси руд	Ag, Cd, Se, Te, Bi, Sb, Co, Mn	Мало	Ag, Se
Метасоматиты	Скарны, пропилиты (эп+кшп+хл+сер) актинолитизация, хлоритизация	Березитизация	Перекристаллизация известняков, доломитизация
Магматические породы, ассоциирующие с оруденением	Массивы гранодиоритов C ₂ , штоки гранодиорит-порфиров	Штоки гранодиорит-порфиров	То же
Глубина образования, м	1500—2000	1000—1500	1500
Вертикальный размах оруденения, м	1000	500	Незначительный
Возраст оруденения	C ₃	C ₂₋₃	C ₃ -P ₁
Месторождения других металлов в рудном поле	Магнетит-скарновые, арсенопиритовые	Адуляр-кварцевые	Магнетит-скарновые, галенит-сфалерит-скарновые
Примеры	Алтын-Топкан, Кансай, Курусай, Кургашикан	Сардоб, Шамыр, Гудас	Королево, Джаманкудук

магматических пород, ассоциирующих с оруденением, удаленностью его от активных контактов гранитоидов, составом вмещающих пород (карбонатных или силикатных). С учетом этих признаков в регионе можно выделить следующие рудные формации полиметаллических месторождений: 1) галенит-сфалерит-скарновая; 2) галенит-сфалерит-карбонатная; 3) галенит-сфалерит-березитовая; 4) галенит-сфалерит-стратиформная телетермальная; 5) сульфосолено-флюорит-полиметаллическая (табл. 11). Перечисленные месторождения занимают различное положение в пределах стратиграфической колонки (см. рис. 33).

Скарново-полиметаллические месторождения сосредоточены в основном

D ₂ -C ₁	C ₂₋₃	P ₁₋₂	
Галенит-сфалерит-стратиформная	Галенит-сфалерит-колчеданная	Галенит-сфалерит-березитовая	
—	—	Галенит-сфалеритовый	Сульфосольно-флюорит-полиметаллический
0,3-4:1-1,5:1	1:1,5:1	0,5:2:1	На средних горизонтах 0,1:10:0,7 На нижних горизонтах 0,2:2:1
		Ag, Cd, Se, Te	Ag, Sb
Перекристаллизация известняков, доломитизация, аргиллизация	Пропилитизация, серицитизация	Пропилитизация (Эп+кпш+хл+сер) (Хл+кшп) Березитизация, хлоритизация	
Единичные дайки диоритов и диабазовых порфириров в рудном поле	Силлы лавобрекчий сиенито-диоритов	Штоки гранодиорит-порфириров и фельзит-порфириров	Субвулканические и жерловые фации
2000	700-1000	300-700	200-600
До 500	До 500	До 500	До 1000
C ₃ -P ₁ (?)	P ₁	P ₁₋₂	P ₁₋₂
Hg, Sb	Адуляр-кварцевые, медные	W-Мо-кварцевые, адуляр-кварцевые	Сульфосольно-Cu-Bi, железно-блесковые
Сумсар, Сарыкан, Калканата	Кульчулак, Лачинхона	Карахона, Бурачар, Замбарак	Канимансур, Лашкерек

в Западном Кармазаре (западная часть Кураминского хребта) в пределах нижнего структурного яруса (D₂-C₁). Эти месторождения многоминеральные, а их формирование представляло собой длительный многостадийный процесс (табл. 12). Основными минералами в большинстве из них являются галенит, сфалерит, халькопирит и пирротин (Т.Н. Шадлун, М.Г. Добровольская, 1976 г.). Отношение Cu:Pb:Zn обычно колеблется в пределах (0,5-0,8):(1-1,5):(1-3). С глубиной содержание меди и цинка увеличивается. Весьма характерны минералы и примеси серебра, кадмия, селена, теллура, галлия, висмута, иногда кобальта. Некоторые из перечисленных элементов добываются попутно.

Рудные тела имеют форму сложных труб и жил, текстуры руд массивные. Возраст этих проявлений — средне-позднекаменноугольный, иногда пермский.

Полиметаллическое оруденение наложено на скарны и связано с более поздними процессами гипабиссальной пропилизитизации. На удалении от контакта гранитоидов в силикатных породах (гранитоидах C_{1-2} , сланцах $O-S$, вулканитах C_{2-3}) появляются месторождения березитовой формации, а на еще большем удалении, согласно Б.Т. Алишину [58], — телетермальными стратиформными галенит-сфалеритовые проявления. И.В. Мушкин относит скарновые и телетермальные проявления к единому рудно-формационному комплексу, выделяя в нем два типа минерализации — ближних и удаленных контактов (см. рис. 33).

Все изложенное показывает, что в пределах нижнего яруса оруденения в распределении полиметаллических проявлений наблюдается сложная многоярусная зональность, связанная с различной степенью их удаленности от контактов интрузивных тел. Но наиболее удалены от последних полиметаллические проявления, залегающие в мощных толщах вулканитов, в рудных полях которых гранитоиды не обнажаются. Это проявления березитовой формации. Они распространены на значительном вертикальном интервале и отличаются от аналогичных проявлений нижнего структурного яруса пониженной железистостью сфалерита, большей ролью галенита и некоторых сульфосолей, обилием карбонатов Ca, Mn, Mg, Fe , барита.

Проявления березитовой формации образуют самостоятельные проявления, а также нередко развиваются по периферии молибдено-вольфрамовых, блеклорудно-пиритовых и некоторых других рудных полей.

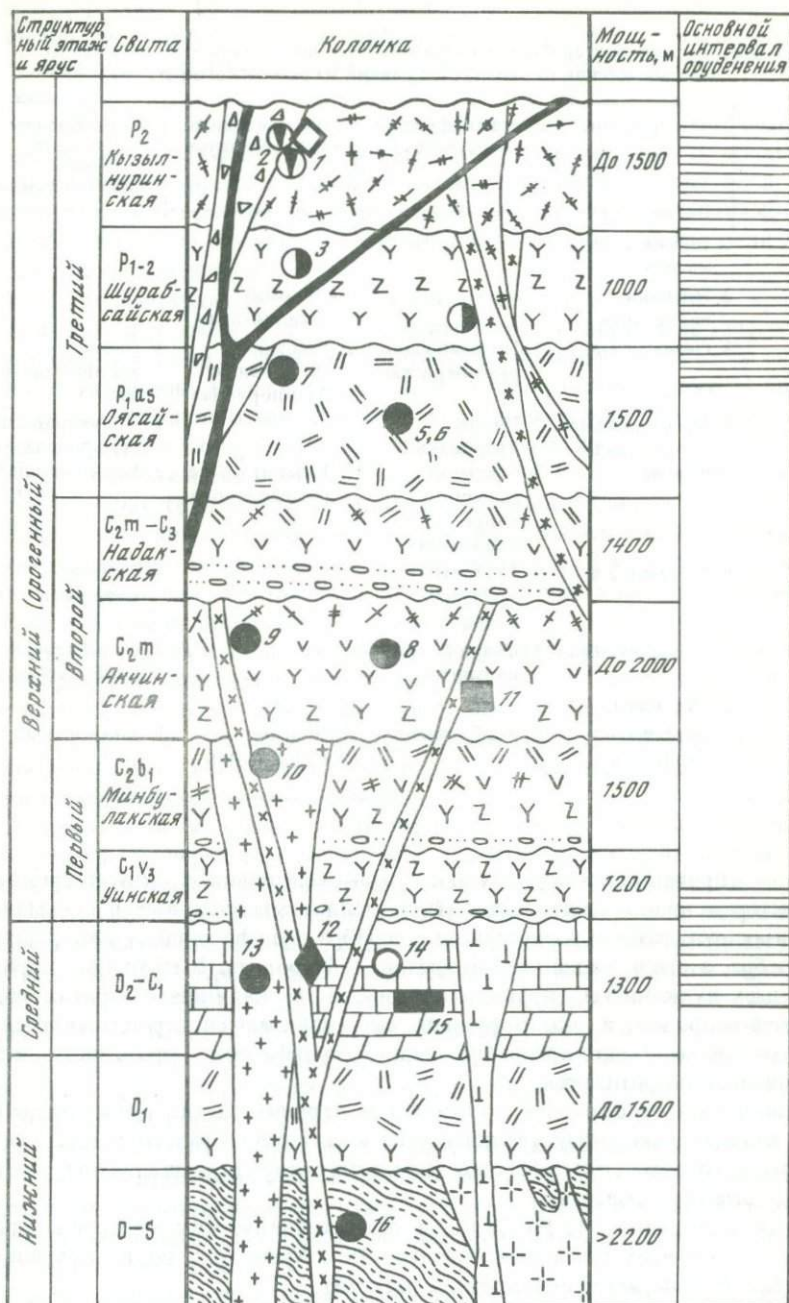
В нижних частях вулканогенной толщи на ее контакте с карбонатными породами D_2-C_1 встречаются колчеданно-полиметаллические проявления, ассоциирующие с телами лавобрекчий или вулканическими жерлами. В составе руд этих проявлений пирит составляет до 80%. Форма рудных тел пластовая. Возраст рудопроявлений — $C_{2-3}-P$ (Кульчулак, Лачинхона).

К самым верхним частям разреза земной коры — кислым вулканитам C_3-P_1 — приурочены своеобразные полиметаллические проявления, обогащенные сульфосолями и флюоритом, они ассоциируют с жерловыми и экструзивными фациями щелочных липаритов, брекчиевыми трубками и многочисленными дайками кислого состава. Рудные тела этих проявле-



Р и с. 33. Схема размещения полиметаллических проявлений в разрезе земной коры Кураминского региона

1—8 — изверженные породы: 1 — граниты, 2 — гранитоиды габбро-кварц-монцит-адамелитового ряда, 3 — гранодиорит-порфиры, 4 — габбро-сиениты, 5 — граносиениты, габбро-монцититы, монцитито-сиениты (чорухский комплекс), 6 — лейкократовые граниты P_1 , 7 — шеелит-граносиенитовые интрузивы, 8 — гранит-порфиры бабайтаударского лаколита; 9 — дайки диабаз-гранит-порфировой формации; 10—16 — полиметаллические месторождения различных формаций: 10 — скарновой, 11 — телетермальной, 12 — колчеданной, 13 — березитовой, 14 — карбонатной, 15 — сульфосольно-полиметаллической жильной, 16 — сульфосольно (флюорит) полиметаллической штокверковой. Месторождения: 1 — Канмансур; 2 — Чукурджилга; 3 — Замборак; 4 — Лашкерек; 5 — Бурачак; 6 — Карабулак; 7 — Бешсанды; 8 — Аксакатинское; 9 — Карабулак; 10 — Канджол; 11 — Кульчулак; 12 — Алтынтопкан; 13 — Гудас; 14 — Королево; 15 — Калканата; 16 — Сардоб. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 32



1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8

9
 10
 11
 12
 13
 14
 15
 16

Сопоставление поствадийных минеральных ассоциаций полиметаллических месторождений различных формаций Кураминского региона

Формация	Скарновая	Галенит-сфалерит-березитовая	Стратиформная телетермальная	Сульфосольно-флюорит-полиметаллическая
Стадия минерализации	1. Ранняя силикатная			
	2. Поздняя силикатная		1. Доломит-аргиллитовая	
	3. Окисная 1-я	1. Гематит-хлорит-кварцевая	2. Доломит-халькопирит-блеклорудная	1. Пирит-арсенопиритовая
	4. Сульфосольно-полиметаллическая	2. Пирит-кварцевая 3. Сфалерит-галенит-хлорит-кварцевая	3. Галенит-сфалерит-баритовая	2. Полиметаллическая сульфидная 3. Блеклорудная
	5. Окисная 2-я	4. Галенит-сфалерит-кальцитовая		4. Гематит-кварцевая
	6. Сульфосольная	5. Кварц-барит-кальцитовая		5. Сульфосольно-карбонатная
	7. Сурьмяная			
	8. Карбонатно-баритовая	6. Карбонатная	4. Доломит-кальцитовая	6. Кальцитовая

ний — прожилково-вкрапленные, тонковкрапленные, штокверковые. Характерно низкое содержание меди, обилие мышьяковых и сурьмяных блеклых руд, самородных сурьмы и серебра, сульфосоей сурьмы, свинца и серебра, а среди жильных минералов — флюорита. Вмещающие породы (кислые вулканиты) пропилитизированы в калишпат-хлорит-серицит-кварцевой фации, а около рудных тел развиваются серицит-кварцевые метасоматиты. Непосредственно около сульфидных прожилков часто развивается хлоритизация.

Количество сульфосоей возрастает в верхних частях месторождений, а по направлению книзу увеличивается количество сфалерита (маложелезистого в отличие от месторождений нижних структурных ярусов), а затем халькопирита и гематита.

Хотя отношение $Ag:Pb:Zn:Cu$ в полиметаллических месторождениях различно, во всех указанная зональность сохраняется, но на скарновых с глубиной появляется не гематит, а магнетит.

В медно-порфиrowом Алмалыкском рудном узле полиметаллические проявления развиваются по периферии последнего. Среди них известны галенит-сфалерит-карбонатные, а также скарновое месторождение Кургашикан, приуроченное к контакту штока гранодиорит-порфиrow и ксено-

лита известняков. Мелкие полиметаллические проявления известны также на периферии медно-молибдено-вольфрамового скарнового месторождения Чорух-Дайрон, некоторых адуляр-кварцевых и блеклорудно-пиритовых проявлений.

В заключение характеристики полиметаллических проявлений региона, залегающих в различных структурных ярусах, рассмотрим их ассоциации с проявлениями других формаций и металлов, а также структурные позиции последних. Несмотря на значительную близость минерального состава, полиметаллические проявления различных формаций заметно отличаются по этим двум признакам.

Так, полиметаллические проявления скарновой формации в пределах рудных полей и узлов, как уже упоминалось, ассоциируют с галенит-сфалерит-анкеритовыми и галенит-сфалерит-березитовыми, а также со скарново-магнетитовыми, мышьяковыми (арсенопиритовыми), реже — адуляр-кварцевыми проявлениями. В некоторых случаях в пределах рудных полей появляется более молодая флюоритовая минерализация.

Скарново-полиметаллические рудные поля и узлы тяготеют к бортам вулканогенных грабенов, осложняющих сводовое поднятие, и приурочены к зонам разломов, ограничивающим грабены и насыщенным разновозрастными магматическими телами. Ф.И. Вольфсон и Ш.Х. Рахимов считают, что эти проявления образовались под экраном, роль которого играли позднепалеозойские вулканиты.

Гудасское рудное поле, залегающее в гранатоидах S_{2-3} в обрамлении Лашкерекской кольцевой структуры, приурочено к центральной части купольного поднятия (Н.Т. Кочнева). Полиметаллические проявления рудного поля, в том числе месторождение Гудас, слабо вольфрамо- и молибденоносны, а в пределах рудного поля известны мелкие проявления вольфрама, более ранние по возрасту.

Рудные поля и узлы сульфосольно-полиметаллического оруденения приурочены к пермским кальдерам, осложняющим центральные части более ранних позднекаменноугольных кальдер. В Адрасманской кальдере сульфосольно-полиметаллические проявления ассоциируют с медно-висмутовыми, гематит-кварцевыми, барит-флюоритовыми. Палеореконструкции, проведенные Е.Г. Красновым и А.В. Карповым, позволили им выделить в этом районе следующие ярусы упомянутого оруденения: барит-флюоритовый, полиметаллический, свинцово-цинковый, медно-висмутовый, железно-блесковый. На некоторых проявлениях района эта зональность подтверждена горными выработками, когда с глубиной происходит смена одного типа оруденения другим [66].

В Лашкерекском рудном поле, занимающем аналогичную структурную позицию, сульфосольно-полиметаллические руды с глубиной сменяются вкрапленными молибдено-медными (рудопоявление Шарчакмак). Медно-висмутовая, гематитовая и флюоритовая минерализация для этого рудного поля мало характерна.

Висмутовые месторождения. Среди этих месторождений нами выделены следующие рудные формации: 1) висмутин-магнетит-скарновая; 2) висмутин-арсенопирит-пирроотиновая (мышьяково-висмутовая) в гумбеитах; 3) висмутин-тетрадимит-халькопиритовая с калишпат-серицит-турмалиновыми метасоматитами (теллуру-медно-висмутовая); 4) сульфосольно-

Характеристика проявлений висмута, залегающих в разноглубинных структурных ярусах Кураминского свода

Ярус		Нижний	
Формация		Скарновая	Арсенопирит-пирротин-висмутовая
Химические элементы в рудных телах	Главные	Bi, Fe (в магнетите), Ag	Bi, Fe (в пирротине, арсенопирите)
	Второстепенные	W (шеелит), Mo, Co	W (шеелит), Mo
	Входящие в состав минералов висмута	Pb	Pb
Метасоматиты		Скарны, пропилитизация, тремолитизация	Скарноиды, гумбеиты
Магматические породы, ассоциирующие с оруденением		Гранитоиды, штоки гранит-порфиров	Штоки монцонитоидов
Месторождения других металлов в рудном поле		Fe-скарны, Ag, Pb-Zn	W-Mo-кварц с Bi, As, Pb-Zn
Возраст		C ₃	C ₃
Примеры		Чокадамбулак	Устарасай, Бричмулла

висмутино-халькопиритовая (медно-висмутовая) с серицит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами (табл. 13). В этой формации мы выделяем два основных минеральных типа: а) сульфосольно-халькопиритовый, богатый железистым хлоритом, и б) висмутино-халькопиритовый без хлорита. Перечисленные рудные формации близки к таковым, выделенным Э.А. Дунин-Барковской [15].

Из таблицы видно, что все месторождения висмута имеют много общего между собой и практически составляют один генетический ряд: для них характерна геохимическая ассоциация висмута с железом, медью, мышьяком, свинцом, серебром, молибденом, вольфрамом, калием, серой, а при переходе от одной рудной формации к другой происходит изменение количественной роли основных минералов и элементов. Близкой является последовательность образования минеральных ассоциаций (стадии минерализации, табл. 14).

Наблюдающиеся отличия в минеральном составе отчетливо связываются с положением оруденения в вертикальном разрезе земной коры региона: переход от нижних ярусов к верхним сопровождается возрастанием роли меди и уменьшением роли мышьяка (арсенопирита) в рудах месторождений. Небольшое количество мышьяка, встречающееся в рудах верхних ярусов, заключено в блеклых рудах. В этом же направлении заметно меняется состав минералов висмута: от висмутита и более редких свинцово-

Средний ($C_3 - P_1$)	Средний верхний (P_1)	Верхний ($P_1 -_{2}$)
Медно-висмутовая	Теллуру-медно-висмутовая	Сульфосольно-медно-висмутовая
Bi, Fe (в гематите), K, B	Bi, Fe (в гематите, хлорите, турмалине), K, B, S, O	Bi, Fe (в гематите, хлорите), K, S, O
Mo, Co (мало)	W (шеелит)	W (в гематите, реже в виде вольфрамита)
Pb (очень мало)	Te (Cu, Pb)	Pb, Ag, Cu
	Пропилиты	
(Эпидот + <i>кпш</i> + серицит + хлорит)		Хлорит + <i>кпш</i> + кальцит
Турманилизация	Кварц-ортоклаз-турмалиновые	Серицитизация, хлоритизация
Малые интрузивы $C_3 - P_1$ (гранодиорит-порфиры)	Вулканы жерловой и субвулканической фаций	
Адуляр-кварцевые и W-Mo-кварцевые	Кварц-адуляровые, Mo, Mo-Cu	Флюорит-сульфосольно-полиметаллические, железно-блесковые
P_1	P_1	P_1
Кызылгут, Терекли, Каракия Чилтенская	Узумлек, Ташкескен, Суюксу	Адрасман, Коптархона, Тарызкан

висмутовых сульфосолей месторождений нижних ярусов (Бричмулла, Устарасай, Чокадамбулак) до разнообразных сложных свинцово-серебряно-медно-висмутовых сульфосолей в месторождениях наиболее верхних ярусов оруденения (Адрасман, Алмадон и др.). В месторождениях промежуточных уровней, залегающих в породах акчинской и оясайской свит, нередко появляются различные количества минералов теллура (в основном тетрадимита), уменьшается количество халькопирита. Характерны заметные примеси шеелита, турмалина (см. рис. 34).

Региональные метасоматические изменения вмещающих пород в рудных полях висмутовых месторождений на нижних уровнях представлены пропилитами калишпат-эпидот-серицит-хлоритовой фации, иногда накладывающимися на скарны, местами также турмалинизацией, а на верхних — пропилитами калишпат-хлорит-серицит-карбонатной фации и околожилными гумбеитами и калишпатитами на месторождениях нижних уровней, хлоритовыми и хлорит-серицитовыми метасоматитами на верхних. В этом же направлении меняется и фациальный тип магматических пород, ассоциирующих с оруденением, от мезоабиссальных интрузивов на нижних уровнях оруденения до близповерхностных субвулканических тел и даек, а затем и вулканических жерл на верхних.

Рассмотренные особенности висмутовых месторождений, приуроченных к разноглубинным ярусам, показывают, что в большинстве случаев

Сопоставление постадийных минеральных ассоциаций на месторождениях висмута различных рудных формаций Кураминского региона

Формация	Скарновая	Висмутин-арсенопирит-пиротиновая (Bi-As)	Теллуру-медно-висмутовая	Сульфосольно-медно-висмутовая
Стадия минерализации	Гранат-пироксен-скарновая	Гумбеитовая	(Скарноиды)	
	Актинолит-эпидотовая			
	Магнетитовая	Шеелит-кварцевая	Магнетит-барит-халькопиритовая	Кварц-калишпат-гематитовая 1-я
		Арсенопирит-пиротиновая	Калишпат-гематит-кварцевая	Сульфосольно-висмутово-халькопирит-кварцевая
	Висмутин-арсенопиритовая	Висмутин-арсенопиритовая	Тетрадимит-халькопиритовая, хлорит-пиритовая	Кварц-гематитовая 2-я
	Галенит-сфалеритовая	Галенит-сфалеритовая, джемсонитовая		Барит-кварцевая
Карбонатная	Карбонатная	Карбонатная	Карбонатная	

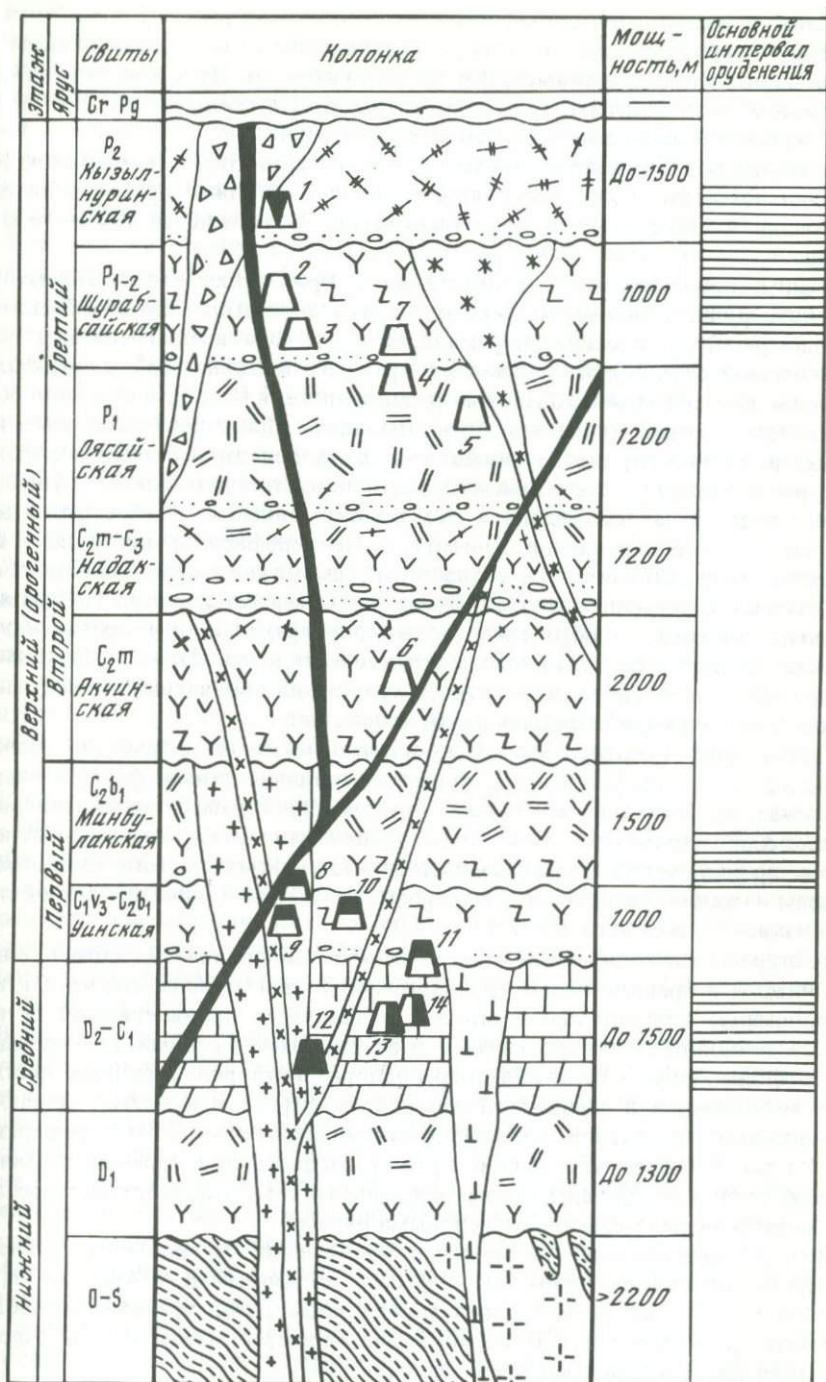
они и формировались на различных глубинах от палеоповерхности, возрастающих от верхних структурных ярусов к нижним. Имеются и некоторые прямые данные о различной глубине их формирования. Так, И.П. Кушнарев, Е.Г. Краснов, А.В. Карпов, В.Ф. Чернышев изучали глубину формирования различных месторождений Карамазара относительно поверхности предъюрского пенешена. Полученные ими данные в большинстве своем подтверждают выводы, сделанные нами.

Следует отметить еще одну особенность проявлений висмута. Несмотря на разную глубину их формирования и определенные отличия в вещественном составе, все эти месторождения формировались из восстановленных и, по-видимому, слабощелочных растворов, о чем свидетельствует наличие в рудах калиевого полевого шпата, хлорита, богатого закисным железом, магнетита, пирротина, арсенопирита. Окислительно-восстановительный потенциал растворов резко возрастал в сфере рудоотложения при форми-



Р и с. 34. Схема размещения висмутовых проявлений в разрезе земной коры Кураминского региона

Висмутовые проявления различных формаций: 1 — железо-скарновой; 2 — мышьяково-арсенопирит-пиротиновой в скарноидах; 3 — теллуру-медно-висмутовой; 4 — медно-висмутовой; 5 — сульфосольно-медно-висмутовой. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 32 и 33. Месторождения: 1 — Андрасман; 2 — Тарыэкан; 3 — Алмадон; — Узумлек; 5 — Каракия Чилтенская; 6 — Джузум; 7 — Аксказан; 8 — Суюксу; 9 — Кызылгут; 10 — Ташкескен; 11 — Терекли; 12 — Чокадамбулак; 13 — Устарасай; 14 — Бричмулла



1 2 3 4 5

ровании сульфосолено-медно-висмутовых месторождений. Кроме того, месторождения верхних структурных ярусов, связанные с вулканическими процессами, обогащены элементами фемических магм: серебром, ванадием, кобальтом, реже никелем, а также флюоритом. Это свидетельствует о едином глубинном источнике всех этих месторождений.

В заключение характеристики разноглубинных висмутовых месторождений остановимся на их взаимосвязи с месторождениями других рудных формаций и металлов, что немаловажно для возможности прогнозирования.

Мышьяково-висмутовые и мышьяковые проявления Чавата-Бричмуллинского рудного поля ассоциируют с проявлениями шеелит-молибденит-кварцевой висмутоносной формации. Все эти проявления связаны со штоком монзонитов и размещаются вокруг него зонально [15]: в пределах штока — вольфрамо-молибденовые рудопроявления Чавата, в экзоконтакте штока — шеелит-кварцевые (рудопроявление Дайковое), еще далее и выше по разрезу от штока монзонитов в карбонатно-песчаных породах D_3 располагаются шеелит-висмутин-арсенопирит-пирротиновые рудные тела Устарасая, а еще выше — слабо висмутоносные арсенопиритовые рудные тела месторождения Бричмулла. По периферии рудного поля в известняках и доломитах C_3 распространены мелкие свинцово-цинковые проявления, содержащие станнин. Описанная объемная зональность Чавата-Бричмуллинского рудного поля — околоинтрузивная. Все проявления, локализованные в пределах одного структурного яруса (D_3-C_1), представляют собой типичную рудную серию, а ассоциация проявлений перечисленных рудных формаций является парагенетической.

Проявления сульфосолено-халькопирит-висмутовой формации тесно ассоциируют с сульфосолено-флюорит-полиметаллическими, флюоритовыми, железно-блесковыми, галенит-флюорит-баритовыми проявлениями (Восточный Кармазар). При этом сульфосолено-флюорит-полиметаллические проявления на глубине сменяются медно-висмутовыми с хлоритом, а затем — железно-блесковыми с кварцем, хлоритом и большим количеством калиевого полевого шпата.

Теллуру-медно-висмутовые и медно-висмутовые проявления характерны для нижней и средней частей вулканогенной толщи региона, так же как и своеобразные блеклорудно-пиритовые с теллуrom проявления. И те и другие ассоциируют с жерловыми и экструзивными фациями, брекчиевыми трубками, реже — со штоками гранодиорит-порфиоров. В рудных полях этих месторождений распространены адуляр-кварцевые и мелкие свинцово-цинковые проявления. Последние обычно развиваются по периферии их рудных полей. В рудном поле Суюксу, залегающем в пермских гранитоидах, теллуру-медно-висмутовые прожилковидные тела образуют ореол над вкрапленными медно-молибденовыми рудами.

Возраст теллуру-медно-висмутовых проявлений, по-видимому, раннепермский: проявление этого типа Узумлек, по данным В.А. Арапова [1], ассоциирует с субвулканическими телами порфиритов трахиандезитовой формации раннепермского возраста. Такой же возраст имеют штоки гранодиорит-порфиоров месторождения Ташкескен [15].

Проявления висмута верхних ярусов, как уже отмечалось, тесно ассо-

цируют с сульфосольно-флюорит-полиметаллическими, флюорит-баритовыми, железно-блесковыми, медно-висмутовыми без сульфосолей и железистого хлорита. В их размещении отчетливо выявляется отмеченная выше вертикальная зональность, установленная Е.Г. Красновым и А.В. Карповым в Адрасманском районе. Общий вертикальный диапазон оруденения здесь весьма значителен. Возраст оруденения позднепермский. Об этом свидетельствуют как наложение оруденения на позднепермские дайки регионального распространения, так и цифры абсолютного возраста.

Приведенная ярусная зональность в размещении висмутового оруденения определяется, по-видимому, как глубиной его образования от палеоповерхности, так и удаленностью от магматического очага. Висмутовые проявления, слагающие намеченный вертикальный ряд, разновозрастны. По мере движения вверх по разрезу земной коры возраст оруденения омолаживается от C_{2-3} до P_2 , что свидетельствует о длительном функционировании рудообразующего магматического очага, а общий элементный состав этих проявлений и близкие физико-химические условия их формирования (щелочная реакция, повышенная восстановленность флюидов) позволяют вслед за П.Ю. Ходановичем [83] сделать вывод о наличии единой рудообразующей системы.

Разноглубинные висмутовые проявления, как и полиметаллические, характеризуются различной структурной позицией их рудных полей и узлов: купольные поднятия в породах фундамента (Чавата-Бричмуллинское рудное поле), наиболее прогнутые части кальдер — для сульфосольно-медно-висмутовых. Теллуру-медно-висмутовое проявление Узумлек приурочено к вулканическому жерлу в пределах резургентной кальдеры, а такое же проявление Ташкескен располагается в пределах гранитоидов C_{2-3} в обрамлении пермской кальдеры.

Кратко рассмотрим особенности размещения в вертикальном разрезе земной коры региона месторождений других металлов. Проявления меди наиболее распространены в породах нижнего структурного яруса. В осадочных и вулканогенных породах ордовика—девона размещаются медно-порфировые, полиметаллические, кварц-карбонатные и другие проявления Алмалыкского рудного узла. В их размещении наблюдается сложная вертикальная и горизонтальная зональность разных порядков (И.В. Голованов, Г.А. Тананаева и др.).

В пределах этого рудного района в целом устанавливается зональное размещение различных рудных месторождений, приуроченных к различным структурным ярусам или разноглубинным рудоносным штокам гранодиорит-порфиров; в пределах отдельных рудных полей намечается зональное размещение рудопроявлений от центра к их периферии; в пределах отдельных месторождений наблюдается зональность в размещении отдельных минеральных ассоциаций, элементов-примесей и метасоматитов, сопровождающих оруденение, а также структурная зональность.

Месторождения Алмалыкского рудного района, расположенные в различных структурных ярусах, относятся к различным рудным формациям. Так, в породах ордовик-силурийского структурного яруса распространены мелкие кварц-молибденит-шеелитовые и кварцево-рудные проявления, возможно более древние (каледонские).

В нижнедевонских вулканитах и прорывающих их сиенито-диоритах сосредоточены медно-порфировые и сульфидно-пиритовые проявления района, в карбонатных породах верхнего девона—нижнего карбона — полиметаллические месторождения скарновой, колчеданно-полиметаллической и анкеритовой формаций.

В породах верхнего структурного яруса — средне-верхнекаменно-угольных вулканитах, слагающих впадину Центрального блока, — размещаются кварц-карбонатные и алунитовые проявления, реже — мелкие галенит-сфалерит-березитовые и медно-висмутовые.

Рудные тела месторождений нижних структурных ярусов — крутопадающие жилы, трубообразные тела, штокверки, а верхнего — пологие метасоматические тела, жилы.

С глубиной становления штоков гранодиорит-порфиров, ассоциирующих с медно-молибденовым оруденением, связаны некоторые отличия в минеральном составе месторождений. Так, с наиболее глубинным из штоков ассоциирует месторождение Сарычеку, руды которого богаче молибденом, медью и калиевым полевым шпатом, чем остальные месторождения района. Это указывает на возможный значительный вертикальный диапазон медно-порфирового оруденения и позволяет предполагать и наличие еще не вскрытых более глубинных штоков гранодиорит-порфиров.

Зональность в размещении различных проявлений Алмалыкского рудного района обусловлена разными факторами: различной глубиной формирования того или иного оруденения от палеоповерхности земли, окологоризонтальной зональностью, различной степенью удаленности от магматического очага. Возможно, что различные рудные проявления района имели разный магматический источник, например медно-порфировые, блеклорудно-пиритовые и полиметаллические, по-видимому, связаны с одним источником, а кварц-адуляровые, возможно, с другим.

Медно-порфировые месторождения Алмалыка не имеют аналогов в регионе, но мелкие медные и медно-молибденовые проявления, представленные кварцевыми жилами, прожилками и вкрашенностью пирита, халькопирита и подчиненного им молибденита, неясной формационной принадлежности широко распространены, особенно в породах фундамента и вулканитах акчинской свиты. Они ассоциируют с экструзивами, вулканическими аппаратами, штоками сиенитов, диоритов, гранодиоритов гущайского типа (C_{2-3}). Мелкие медные проявления широко распространены в пределах Шаваз-Дукентского и Алмалыкского грабенов, сложенных акчинскими андезитами. Молибденово-медные проявления известны в гранитоидах C_{2-3} и C_3 в связи с мелкими телами гранодиорит-порфиров и вулканическими жерлами (рис. 35, см. вкл.).

Минералы меди характерны для скарново-полиметаллических проявлений, руды которых содержат до 0,7% меди, а также для многих скарновых молибдено-вольфрамовых проявлений нижних и средних структурных ярусов. В более верхних структурных ярусах медь ассоциирует с висмутом и теллуrom. Самые верхние горизонты вулканогенной толщи (вулканиты Кызылнуринской свиты) бедны проявлениями меди.

Вольфрамовые и молибденовые проявления также встречаются в регионе на всем интервале глубин. Среди этих проявлений известны шеелит-мо-

либденит-скарновые (с халькопиритом), вольфрамит-молибденит-грейзеновые, молибденит (шеелит)-кварцевые с калишпатизацией и березитизацией вмещающих пород и месторождения колломорфного молибденита, содержащие сфалерит, галенит, сульфосоли и флюорит. Месторождения первых трех формаций, ассоциирующие со штоками и массивами гранитоидов, позднекаменноугольного—раннепермского возраста сосредоточены преимущественно в нижних и средних частях разреза — породах фундамента, минбулакской и акчинской свитах вулканитов. Их особенностью является совместное нахождение минералов вольфрама и молибдена при их различной количественной роли. Эти месторождения отчетливо зональны: минералы меди, свинца, цинка, серебра приурочены к верхним частям рудных тел. С глубиной в них увеличивается содержание сфалерита, затем халькопирита, пирита, в скарнах — магнетита и иногда калиевого полевого шпата. Вольфрамовая минерализация чаще всего располагается выше молибденовой.

На скарновом медно-молибдено-вольфрамовом месторождении Чорух-Дайрон с глубиной снижается роль пироксена и возрастает — граната, происходит также увеличение железистости пироксена. Шеелитовые руды верхних частей месторождения с глубиной сменяются шеелит-молибденитовыми, а затем молибденитовыми. Пирит на этом месторождении распространен шире и глубже молибдено-вольфрамовых руд, на глубине он сменяется магнетитом, который считается сингенетичным пириту [19]. В месторождениях верхних горизонтов вольфрам и молибден не встречаются вместе. Вольфрам здесь образует изоморфную примесь в гематите, реже кристаллики вольфрамита в кварц-гематитовых жилах, молибден же образует своеобразные проявления колломорфного молибденита (иордизита), в которых он ассоциирует с флюоритом, галенитом, желтым сфалеритом и сульфосолями Pb, Ag, Sb, As. Эти проявления — позднепермские.

Проявления олова в регионе в значительной степени связаны с интрузивами гранитоидов, занимающих различное положение в вертикальном разрезе земной коры, прорывая породы различного возраста, хотя сами имеют преимущественно пермский возраст.

Вокруг интрузивов гранитоидов обнаруживается околоинтрузивная зональность оруденения: проявления олова, приуроченные непосредственно к гранитоидам, представлены грейзенами, реже пегматитами и часто содержат примеси редких щелочей и различных редких элементов. При отсутствии выходов гранитоидов в вулканогенных породах встречаются проявления касситерит-силикатно-сульфидной формации, содержащие обильный турмалин, флюорит, сульфиды и сульфосоли Pb, Zn, Cu, Ag и т.д.

В верхнем структурном ярусе в низах оясайской свиты (P_1) известны также скопления редких щелочей, содержащие углистые вещества, флюорит, карбонаты Ca, Mg, Fe, примесь молибдена.

Значительные по запасам и вертикальному диапазону оруденения месторождения любых металлов встречаются в любом из структурных ярусов, но особенно в нижней части разреза (породах $D_2 - C_1$). В связи с этим стоит упомянуть установленную Б.Т. Алишиным особенность размещения промышленных месторождений некоторых металлов [58]. Последние обнаруживаются в ярусах, расположенных несколько выше таковых с мелкими проявлениями того же металла. Так, мелкие вольфрамо-молибденовые

проявления известны в породах $O-S_1$, а более крупные (Чавата, Дайковое) — в породах D_2-C_1 . Еще более крупное месторождение Чарух-Дайрон расположено на уровне минбулакской свиты (C_2).

То же можно сказать и о полиметаллических месторождениях: промышленные скопления этих руд (скарновой и других рудных формаций) располагаются стратиграфически выше (в породах D_3-C_1) горизонтов бедного окрашенного стратиформного оруденения, приуроченного к карбонатным породам живета и франа. В Чаткальской подзоне скарново-полиметаллические месторождения сосредоточены в толщах C_1 , а стратиформные — в породах фамена.

Заканчивая характеристику ярусной зональности оруденения в регионе, подчеркнем еще одну ее особенность. Многие металлы, встречающиеся совместно в месторождениях нижних ярусов, как бы разделяются в верхних. Так, полиметаллические месторождения нижнего структурного яруса являются комплексными свинцово-цинково-медно-железными, в верхнем же структурном ярусе известны свинцово-цинковые (с сульфосолями, флюоритом и резким преобладанием свинца над цинком), медно-висмутовые, медные и железно-блесковые проявления, хотя и нередко тесно ассоциирующие друг с другом в пространстве. То же можно сказать о молибдене, вольфраме, меди и о комплексных олово-редкометалльных (редкощелочных) проявлениях. Эти металлы проявляют тенденцию к разделению в верхних частях разреза земной коры. В то же время наблюдается обогащение теллуrom медно-висмутовых и пирит-блеклорудных проявлений, приуроченных к средней части разреза земной коры и обеднение этим металлом проявлений самых нижних и самых верхних частей этого разреза (см. рис. 35).

Намечается еще одна особенность поведения некоторых металлов в вертикальном разрезе земной коры: металлы, присутствующие в виде примесей в месторождениях нижнего яруса (Bi, Te, Ag, редкие щелочи и др.), в верхних нередко образуют самостоятельные проявления.

Сказанное не всегда означает, что проявления верхних ярусов проще по их минеральному составу. Как уже упоминалось, они обогащены примерно одним и тем же комплексом минералов: флюоритом и некоторыми сульфосолями (Sb, Ag, Bi, As).

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы о соотношении рудных формаций в разноглубинных структурных ярусах Курамниского региона.

В целом в вертикальном разрезе земной коры региона эндогенные проявления безотносительно к их возрасту размещены не равномерно, а образуют несколько ярусов, разделенных относительно слабо минерализованными интервалами.

Металлогения выделенных ярусов оруденения различна. Хотя во всех этих ярусах распространены проявления свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, железа, золота, серебра, теллура, флюорита, алунита, кварц-карбонатные, адуляр-кварцевые и некоторые другие, их количественная роль и формационная принадлежность в разных ярусах различны. Последнее сказывается на морфологии рудных тел, структурах и текстурах руд, наличии тех или иных примесей в рудах, а также на ассоциациях рудных формаций — рудных сериях и рудно-формационных комплексах. Пере-

численные признаки указывают на то, что проявления, приуроченные к разноглубинным ярусам, в основном и сформировались на различной глубине, возрастающей от верхних ярусов к нижним.

В пределах отдельных ярусов оруденения нередко наблюдается сложное ярусное размещение разнотипных рудопроявлений, входящих в единые рудные серии или комплексы, по отношению к интрузивам гранитоидов, либо по отношению к магматическим очагам. Это как бы ярусная зональность 2-го рода в пределах более крупных ярусов 1-го рода.

Размещение оруденения в отдельных ярусах определяется структурными позициями рудных полей и узлов в специализированных металлогенических зонах, контролируемых сводом и меняющихся от одного яруса глубинности к другому, а также спецификой магматизма, ассоциирующего с оруденением.

Возраст оруденения по мере движения от нижних структурных ярусов к верхним обычно омолаживается от среднекаменноугольного до позднепермского. Возраст эндогенных рудных проявлений, залегающих в силикатных и карбонатных породах нижних структурных ярусов, колеблется в широких пределах при преобладании средне-позднекаменноугольного, причем разновозрастное оруденение может совмещаться в пределах одних и тех же рудных полей и месторождений. Эти проявления молодого возраста появляются в древних породах на продолжении тех или иных специализированных металлогенических зон, давая раздувы в пределах наложенных кальдер.

Таким образом, при глубинном прогнозировании следует учитывать не только зависимости минерального состава проявлений того или иного металла, но и характерные ассоциации этих проявлений — рудные серии и комплексы, а также их взаимное расположение — особенности зональности оруденения в пределах рудных полей и узлов.

Многоярусное оруденение со сменой различных рудных формаций по вертикали можно ожидать, по-видимому, в участках наложения разнотипных и разновозрастных рудоконтролирующих структур, например более ранних грабенов, в обрамлении которых концентрируются скарно-полиметаллические, медно-вольфрамо-молибденовые, медно-порфиновые и другие проявления, и наложенных на них более молодых кальдерных образований, а в пределах последних — участки их усложнения, появления наиболее молодых и более мелких по размерам. Признаком многоярусного оруденения может быть совмещение разновозрастного магматизма в его различных фациях.

**РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ
МАСШТАБА И ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ****КРИТЕРИИ МАСШТАБНОСТИ И ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ
ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПРИМОРЬЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ
ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ЛОГИКИ)**

При изучении оловянного оруденения Приморья большое внимание всегда уделялось выявлению критериев масштабности этого оруденения и их использованию для прогнозной оценки рудопроявлений. В качестве таких критериев рядом исследователей были выделены отдельные признаки строения площадей с оловорудной минерализацией, а также признаки состава и строения самих минерализованных тел. Однако использование выявленных критериев в целях оценки рудопроявлений всегда встречало серьезные затруднения, так как оставалось неясным, каким из них отдать предпочтение, а если учитывать все, то как их совместить при оценке конкретного рудопоявления, какой сделать вывод, если по разным критериям получены противоречивые оценки. В значительной степени эти затруднения обусловлены сложностью самого процесса формирования месторождений, который происходит под влиянием разнообразных особенностей геологической обстановки (например, магматизма, дизъюнктивной тектоники, состава вмещающих пород и т. д.), существовавших до и во время рудообразования. Эти особенности геологической обстановки, которые играют роль причин или факторов концентрации оруденения, в свою очередь, находят отражение в ряде признаков строения месторождений, наблюдаемых в настоящее время. Некоторые из таких признаков и удаётся выделить в качестве критериев масштабности оруденения [70].

Очевидно, критерии масштабности оруденения, так же как и сами факторы концентрации, определенным образом связаны между собой и оруденением и могут характеризовать влияние как одного и того же, так и разных факторов концентрации. Поэтому надежная оценка рудопоявлений не должна основываться на отдельных, субъективно отобранных критериях масштабности. Для ее выполнения не только важно выявить достаточно полный набор этих критериев, отражающих влияние возможно большего числа факторов концентрации, но также выяснить характер взаимосвязи выявленных критериев между собой и оруденением с тем, чтобы найти способ их согласования при прогнозировании. Решению этих вопросов может помочь применение математических методов, в том числе методов анализа описательной геологической информации (описаний строения месторождений, карт, схем), которая содержится в геолого-разведочных, геолого-съёмочных отчетах и в литературе.

Первые попытки выявления критериев масштабности оловянного оруденения Приморья и оценки по ним масштабов рудопоявлений путем анализа описательной информации математическими методами были приняты в начале 70-х годов [27]. Для этой цели использовался один из методов распознавания образов. Методы распознавания образов являются эвристическими, и поэтому наборы признаков и их количественные оценки, а также результаты определения по ним классификационной принадлеж-

ти прогнозируемых объектов при применении разных методов часто не совпадают. Качество же этих результатов и, следовательно, эффективность метода могут быть проверены только эмпирически, на контрольных объектах, что при незначительном числе последних не всегда удается сделать достаточно надежно.

Что касается выявления характера взаимосвязи масштаба оруденения с признаками строения минерализованных площадей и этих признаков между собой с последующим выявлением по найденным связям причин или факторов концентрации оруденения, то этот вопрос методами распознавания образов решить нельзя.

Постановка задачи о выявлении критериев масштабности оруденения с одновременным нахождением их взаимосвязи и определением факторов концентрации стала возможной лишь с разработкой нового подхода к анализу описательной геологической информации математическими методами. Сопоставление этого подхода, названного прогнозированием свойств объектов, с подходом, состоящим в определении классификационной принадлежности объектов, на котором основаны методы распознавания образов, проводится в табл. 15. Как можно видеть из таблицы, сопоставляемые подходы основаны на совершенно разных принципах.

В отличие от определения классификационной принадлежности объектов сущность нового подхода состоит в выявлении связей исследуемого свойства оруденения (масштаба, минерального типа и т. д.) с другими свойствами (геологическими признаками) изучаемых объектов, с последующим использованием найденных связей для прогнозирования этого свойства на других объектах. Введение нового принципа — выявления взаимосвязи свойств объектов — позволило отказаться от эвристических математических процедур при прогнозировании оруденения и построить для этой цели ряд строгих, теоретически обоснованных методов математической логики [61]. Один из таких методов предназначен для выявления критериев масштабности и факторов концентрации оруденения с последующей оценкой масштабов рудопроявлений. Так как этот метод подробно описан в указанной литературе, а основные его процедуры в общих чертах охарактеризованы в правой части табл. 15, то ниже приводятся только результаты его применения к исследованию двух формаций оловянного оруденения Приморья — касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной (галенит-сфалеритового типа) [51]. В задачи этого исследования входило решение следующих вопросов:

1) выявление критериев масштабности и факторов концентрации для месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации;

2) сопоставление установленных критериев масштабности и факторов концентрации касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья с выявленными ранее тем же методом, критериями масштабности и факторами концентрации касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья [60];

3) выявление критериев масштабности и факторов концентрации для касситерит-сульфидных (оловянно-полиметаллических) месторождений;

4) сопоставление установленных критериев масштабности и факторов концентрации для обеих оловянных формаций Приморья.

Для исследования касситерит-силикатно-сульфидного оруденения было

Сопоставление общих подходов к решению задач прогнозирования методами распознавания образов и методами математической логики

Методы распознавания образов	Методы математической логики
1. Формирование классов эталонных объектов (например, рудоносных площадей), различающихся характеристикой исследуемого свойства, и задание системы признаков для описания объектов	1. Формирование группы эталонных объектов и задание системы признаков для их описания, включающей также характеристику исследуемого свойства (например, масштаба оруденения)
2. Задание количественных мер для оценки сходства объектов и оценки информативности признаков	2. Задание уравнения алгебры логики, описывающего модель вида связей исследуемого свойства с другими свойствами объектов в данной задаче
3. Сравнение эталонных объектов с целью оценки информативности отдельных признаков или их сочетаний для разделения объектов разных классов	3. Выявление среди набора признаков, характеризующих группу эталонных объектов, комбинаций признаков, удовлетворяющих составленному уравнению
4. Сравнение с помощью заданной меры сходства нового объекта с эталонными и определение его принадлежности к одному из эталонных классов	4. Подстановка в уравнение вместо неизвестных параметров логических переменных, соответствующих оптимальной комбинации признаков, и прогнозирование по полученной формуле исследуемого свойства на новом объекте

выбрано девять месторождений, четыре из которых являлись относительно крупными, а пять — мелкими и очень мелкими объектами. При изучении оловянно-полиметаллического оруденения анализировались данные по восьми месторождениям, пять из которых относились к средним и переходным к мелким (по запасам олова) объектам, а три — к очень мелким.

Чтобы охарактеризовать геологическое строение всех семнадцати месторождений обеих формаций, составлялась единая система признаков. При составлении системы признаков, чтобы по возможности полнее охарактеризовать пространственное соотношение (в плане) рудовмещающих нарушений с установленными на площади разломами, последние предварительно разделялись на несколько классов.

1. Класс А — разломы с максимальными амплитудами смещений свыше пятисот метров и/или протяженностью несколько десятков километров, и/или разделяющие резко разновозрастные толщи, часто типа надвигов, часто сопровождающиеся будинажем и зонами тектонитов.

2. Класс Б — крупные зоны повышенной трещиноватости, представленные сериями сближенных нарушений с максимальной протяженностью отдельных нарушений до 10 км (2–7 км в среднем).

3. Класс В — относительно мелкие зоны повышенной трещиноватости, представленные сериями сближенных нарушений с максимальными амплитудами смещений в десятки метров, и/или максимальной протяженностью отдельных нарушений в первые километры.

4. Класс Г — одиночные нарушения с амплитудами смещений, достигающими первых сотен метров, и/или протяженностью 3–10 км.

В основу такого разбиения на классы были положены признаки, которыми разломы обычно описываются в геолого-съёмочных и геолого-разведочных отчетах.

Выделение перечисленных четырех классов разломов позволило затем отразить в таблице фактических данных ориентировку участка с оруденением и рудовмещающих нарушений внутри него относительно разломов различных классов, а также охарактеризовать удаленность участка с оруденением как от отдельных разломов каждого класса, так и от их пересечений.

Как при формировании системы признаков, так и при описании в этой системе строения месторождений было использовано свыше тридцати отчетов о геолого-разведочных и съёмочных работах, проводившихся Приморским геологическим управлением, а также многочисленные литературные источники. Кроме того, ряд сведений об отдельных объектах были сообщены И.Н. Кигаем, М.М. Николаевым, В.П. Полоховым. В целом сформированная таблица фактических данных включала около двухсот шестидесяти столбцов (описания признаков) и семнадцать строк (описания месторождений). Причем девять строк являлись характеристиками касситерит-силикатно-сульфидных месторождений и восемь — оловянно-полиметаллических.

Анализ составленной таблицы фактических данных методом математической логики включал следующие этапы.

1. Выбор среди рассматриваемых двухсот с лишним признаков геологической обстановки таких признаков, с которыми связан масштаб оруденения (критериев масштабности).

2. Определение вида взаимосвязи выделенных признаков между собой и оруденением с описанием его формулами алгебры логики.

3. Анализ этих формул с целью разбиения выделенного набора признаков на группы, характеризующие разные факторы концентрации оруденения.

При решении первой из поставленных задач — выявления критериев масштабности и факторов концентрации касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья с помощью примененного метода математической логики — выделилось девять групп признаков, с которыми связан масштаб касситерит-силикатно-сульфидных объектов (табл. 16).

Первую из этих групп составили признаки с индексами b_{97} , b_{98} , описывающие соотношение в плане разноориентированных рудовмещающих нарушений¹. Если такие нарушения совмещены в пространстве, наложены в плане друг на друга (признак b_{97}), то это свидетельствует в пользу высокой концентрации оруденения. Если же разноориентированные рудовмещающие нарушения разобщены в плане (b_{98}), то эту особенность геологической обстановки следует рассматривать как отрицательную для формирования крупных месторождений.

Легко видеть, что признаками b_{97} , b_{98} выражается фактор компактности рудовмещающей структуры (фактор Φ_1), причем для случая, когда эта структура представлена разноориентированными нарушениями, что

¹ Признак b_{98} как неблагоприятный для рудообразования в табл. 16 не показан.

Факторы концентрации касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Приморья

Индексы факторов	Факторы	Номер группы признаков	Индексы признаков	Благоприятные признаки
1	2	3	4	5
Φ_1	Компактность рудовмещающей структуры	I	b_{97}	Разноориентированные рудовмещающие нарушения наложены (в плане) друг на друга
Φ_2	Локализация оруденения по отношению к гранитоидам повышенной основности	II	b_{163}	На расстоянии до 3 км от рудовмещающих нарушений выходы гранодиоритов или кварцевых диоритов отсутствуют
Φ_3	Близость рудоконцентрирующих разломов	III	b_{15}	Наличие поперечного изгиба складчатой структуры
Φ_4	Интенсивность трещиноватости на участке с оруденением		b_{16}	Наличие флексуобразных перегибов и ундуляций шарниров складок
			b_{21}	Приуроченность оруденения к узлу пересечения разломов классов А и Б
			b_{22}	Приуроченность оруденения к узлу пересечения разломов классов А и В
Φ_5	Ориентировка рудовмещающих нарушений по отношению к глубинным разломам	IV	b_{42}	Основные рудовмещающие нарушения ориентированы субпараллельно разломам класса А
			b_{44}	Основные рудовмещающие нарушения ориентированы субпараллельно разломам класса Б
			b_{46}	Основные рудовмещающие нарушения ориентированы субпараллельно разломам класса В
Φ_6	Интенсивность проработки рудовмещающих нарушений	V	b_{71}	Амплитуды смещений по рудовмещающим нарушениям достигают десятков метров
			b_{85}	Рудовмещающие нарушения оперяются трещинами отрыва, трещинами типа межпластовых срывов с минерализацией

Т а б л и ц а 16 (окончание)

1	2	3	4	5
			b_{113}	Рудовмещающая структура представлена системами субпараллельных нарушений с минимальным расстоянием между отдельными нарушениями в десятки метров
			b_{52}	Оруденение локализуется в разломах класса В
			b_{53}	Рудовмещающая структура пересекается разломом класса А
Φ_7	Тектонический режим во время рудоотложения	VI	b_{258}	Наличие кокардовых, крустификационных или колломорфных текстур минерализованных тел
Φ_8	Интенсивность калишпатизации на участке с оруденением	VII	b_{151}	Заметное развитие площадной калишпатизации
	—	VIII	b_{148}	Основные рудовмещающие нарушения располагаются в зоне слабого метаморфизма пород
	—	IX	b_{153} b_{154}	Ведущими площадными изменениями одновременно являются хлоритизация и серицитизация

Примечание. В таблице показаны только признаки, характеризующие благоприятное для рудообразования влияние указанных факторов.

свойственно всем девяти рассматривавшимся объектам касситерит-силикатно-сульфидной формации. Роль этого фактора в рудообразовании достаточно ясна.

Во вторую из выделенных групп признаков вошел только один из них — b_{163} , характеризующий удаленность рудовмещающих нарушений от интрузивов с составом от гранодиоритов до кварцевых диоритов. В частности, в благоприятном для выявления промышленных месторождений случае расстояние между рудовмещающими нарушениями и указанными интрузивами (в плане) составляет не менее 3 км. Следует заметить, что эта особенность строения касситерит-силикатно-сульфидных объектов как имеющая связь с масштабами оруденения выделялась многими исследователями [53], которыми подчеркивалось, что наиболее интересные в промышленном отношении объекты располагаются в надинтрузивной зоне, над скрытыми куполами гранитоидов при отсутствии выходов последних вблизи минерализованных тел. Таким образом, можно считать, что второй группой признаков характеризуется локализация касситерит-силикат-

но-сульфидного оруденения по отношению к скрытым на глубине интрузивам, в частности гранитоидам повышенной основности (фактор Φ_2).

Третью из выделенных групп составили следующие признаки: b_{15} — поперечный изгиб складчатой структуры, b_{16} — флексуорообразные перегибы складок и ундуляции их шарниров, b_{21} , b_{22} — приуроченность рудовмещающих нарушений к пересечениям разломов классов А и Б или А и В. Легко видеть, что все эти признаки явно или неявно подтверждают неоднократно отмечавшееся в литературе важное значение для локализации и концентрации оруденения пересечений глубинных разломов различных направлений. Как свидетельствуют признаки b_{21} , b_{22} , для территории Приморья особенно благоприятная ситуация, когда оруденение непосредственно приурочено к узлам пересечений крупных, с амплитудами смещений во многие сотни метров, разломов со скрытыми разломами, проявленными зонами повышенной трещиноватости. Определяющая роль такой ситуации для формирования промышленных оловянных объектов Приморья замечена уже давно [50, 77]. В частности, как установлено, размещение этих объектов контролируется участками пересечений северо-восточных продольных структурных швов с широтными, северо-западными и меридиональными поясами повышенной трещиноватости, отражающими глубинные разломы [20]. Существование поясов повышенной трещиноватости обычно проявляется в различных геологических аномалиях, в том числе в изгибах складчатых структур, ундуляциях шарниров складок и др. [4], чем, видимо, и объясняется выявленная методом математической логики взаимосвязь признаков b_{15} , b_{16} , b_{21} , b_{22} .

Что касается характера влияния на масштаб оруденения пересечений глубинных разломов, то, согласно предложенной И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской металлогенической концепции [69, 77], такие узлы часто играют роль рудоконцентрирующих структур (фактор Φ_3). При этом одним из разломов в узле их пересечения контролируется металлогеническая специализация оруденения, а другим — поступление флюидов, содержащих химически активные элементы, чем создаются необходимые условия для концентрации оруденения.

Очевидно, представление о рудоконцентрирующих разломах не исключает и важной структурной роли узлов пересечений глубинных разломов. В частности, можно считать, что признаками b_{15} , b_{16} , b_{21} , b_{22} также характеризуется такой известный фактор концентрации (фактор Φ_4), как интенсивность трещиноватости на площади с оруденением, обуславливающая проницаемость площади для рудоносных растворов.

Помимо третьей группы, влияние глубинных разломов на масштаб касситерит-силикатно-сульфидного оруденения фиксируется также и четвертой группой признаков, характеризующей взаимную ориентировку рудовмещающих нарушений и разломов классов А–Г, которые установлены вблизи участков с оруденением (не далее 2 км). Так, оказалось, что благоприятной для обнаружения промышленного касситерит-силикатно-сульфидного оруденения является такая ситуация, когда основные рудовмещающие нарушения ориентированы субпараллельно разломам классов А–В (признаки b_{42} , b_{44} , b_{46}), т.е. крупным глубинным разломам. Если же ориентировка рудовмещающих нарушений совпадает с ориентировкой разломов типа Г (одиночных разломов протяженностью менее 10 км

и амплитудами смещений в первые сотни метров — признак b_{48}) или же для рудовмещающих нарушений вообще нельзя установить ведущей ориентировки (признак b_{61}), то это свидетельствует о том, что масштаб оруденения, скорее всего, незначительный. По нашему мнению, признаками четвертой группы характеризуется длительность формирования касситерит-силикатно-сульфидных объектов (фактор Φ_5), которая больше для тех из них, на которых рудовмещающие нарушения сопряжены с долгоживущими глубинными разломами. А, как известно, длительное формирование рудных объектов обычно обуславливает и значительный их масштаб.

Все признаки пятой из выделенных групп (b_{71} , b_{85} , b_{113} , b_{52} , b_{53}) в той или иной мере характеризуют интенсивность проработки рудовмещающих нарушений (фактор Φ_6), которая благоприятна для рудоотложения, когда максимальные амплитуды смещений по этим нарушениям составляют десятки метров (признак b_{71}). Такие амплитуды смещений, близкие по времени к рудоотложению, видимо, приводят к появлению оперяющих трещин отрыва и трещин типа межформационных срывов с оруденением (признак b_{85}), а также способствуют формированию систем субпараллельных рудовмещающих нарушений с минимальным расстоянием между отдельными нарушениями в десятки метров (признак b_{113}). О благоприятной для рудоотложения проработке рудовмещающих нарушений свидетельствует также локализация оруденения в разломах типа В (признак b_{52}) или пересечение рудовмещающих нарушений разломами класса А (признак b_{53}).

Шестая из показанных в табл. 16 групп включает только один признак — b_{258} (кокардовые, крустификационные или колломорфные текстуры минерализованных тел). Относительно этой группы признаков, видимо, можно считать, что ею выражается тектонический режим во время рудоотложения (фактор Φ_7), который в благоприятном для последнего случае при длительном сохранении открытых полостей приводит к появлению в минерализованных телах перечисленных выше текстур.

Седьмая группа также представлена только одним признаком. Этот признак характеризует калишпатизацию пород на участке с оруденением, которая при значительном развитии на площади свидетельствует в пользу промышленных масштабов касситерит-силикатно-сульфидных объектов. На основе имеющихся в литературе данных относительно фактора концентрации, который выражается признаком b_{157} (фактор Φ_8), можно предположить следующее. Не исключено, что заметное развитие на площади с оруденением процесса калишпатизации связано с внедрением в залегающие на глубине купола биотитизированных пород интрузий высококальциевых гранитов, т.е. с формированием структуры "купол в купол". Последняя же, согласно концепции Ю.Н. Размахнина, благоприятна для формирования промышленного касситерит-силикатно-сульфидного оруденения вследствие интерференции нескольких тепловых полей. На присутствие таких гранитов на глубоких горизонтах ряда оловорудных объектов указывают находки их ксенолитов в дайках диабазовых порфиритов, а также данные по скважине, пробуренной на месторождении Дубровском, которая вскрыла на глубине 900 м апикальный выступ интрузива лейкогранитов и гранофиров [80].

Восьмая из девяти представленных в табл. 16 групп признаков характе-

ризуется связь масштаба касситерит-силикатно-сульфидного оруденения с интенсивностью метаморфизма вмещающих пород. В частности, в благоприятном для локализации промышленного оруденения случае все основные рудовмещающие нарушения располагаются в зоне слабого метаморфизма этих пород (признак b_{148}). Подобная связь масштабов касситерит-силикатно-сульфидных объектов Приморья с метаморфизмом вмещающих пород отмечалась многими исследователями, с точки зрения которых благоприятная для локализации промышленного оруденения роль слабо-метаморфизованных пород могла быть вызвана или физико-механическими или физико-химическими свойствами [20]. Существует также точка зрения о том, что связь промышленного касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья с зонами слабометаморфизованных пород чисто внешняя. Как считают В.В. Анахов и Е.А. Радкевич [20], она обусловлена тем, что касситерит-силикатно-сульфидная минерализация локализуется в целом выше фронта региональной биотитизации. Поэтому при большом вертикальном размахе оруденения и незначительном эрозионном срезе она фиксируется в слабометаморфизованных породах. Вертикальный размах оруденения, характеристикой которого, по сути дела, является признак b_{148} , сам зависит от определенных геологических условий формирования касситерит-силикатно-сульфидных объектов, представляет собой их следствие. Поэтому очевидно, что относительно признаков b_{148} нельзя считать, что им характеризуется некоторый фактор концентрации, хотя его и можно рассматривать в качестве критерия масштабности.

Точно такое же соотношение с масштабами оруденения имеет и девятая группа признаков (признаки b_{153} , b_{154}), которая свидетельствует о том, что благоприятной для обнаружения промышленного касситерит-силикатно-сульфидного оруденения является ситуация, когда на участке с оруденением одновременно интенсивно развиты по площади хлоритизация (b_{153}) и серицитизация (b_{154}).

Как в настоящее время установлено [20], хлорит-серицитовые изменения, возникая еще в дорудный этап, где они выступают в роли эквивалентов биотитовых и пропилитовых изменений, сопровождают также и рудный процесс, достигая наибольшей интенсивности вблизи жил. Эти изменения представляют собой важное звено в генетически единой эволюционирующей системе гидротермально-метасоматических преобразований, приводящих в финале к формированию промышленного касситерит-силикатно-сульфидного оруденения. Поэтому одновременное интенсивное развитие хлоритовых и серицитовых изменений, являясь в целом формационным признаком касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, по-видимому, может также служить и одним из критериев их масштабности. Таким образом, можно считать, что для касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья установлены семь групп признаков (группы I—VII в табл. 16), характеризующих восемь различных факторов концентрации.

Как выше отмечалось, аналогичное изучение касситерит-силикатно-сульфидного оруденения было выполнено ранее для Приамурья (табл. 17). В связи с этим вторая задача данного исследования состояла в сопоставлении полученных для обоих регионов результатов. Сравнивая табл. 16 и 17, нетрудно видеть, что в целом формирование промышленного касси-

Факторы концентрации касситерит-силикатно-сульфидных
месторождений Приамурья

Индексы факторов	Факторы	Номер группы признаков	Индексы признаков	Благоприятные признаки
1	2	3	4	5
F ₁	Компактность рудовмещающих структур	I	b ₅₂	Оруденение сосредоточено в одной зоне нарушений
F ₂	Локализация оруденения по отношению к скрытым гранитоидам повышенной основности		b ₁₂₀	Площадь выходов ближайших (не далее 2 км от рудных зон) массивов гранитоидов не превышает 3 км ²
F ₃	Интенсивность трещиноватости на участке с оруденением	II	b ₇	Наличие поперечного изгиба складчатой структуры
			b ₆	Наличие флексуобразных перегибов в осадочной толще
			b ₉₈	Флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов
F ₄	Тектонический режим во время рудоотложения	III	b ₁₅₂	Наличие в рудных зонах крустификационных и кокардовых текстур
			b ₁₅₃	Широкое развитие гребенчатого кварца
			b ₆₀	Амплитуды смещений по рудовмещающим нарушениям достигают десятков метров
F ₅	Интенсивность калишпатизации на площади с оруденением (наличие на глубине апикальных выступов гранитоидов)	IV	b ₁₁₂	Широкое развитие площадной калишпатизации
			b ₇₇	Приуроченность к рудовмещающим нарушениям даек среднего состава
F ₆	Полнота дифференциации гранитоидов повышенной основности	V	b ₁₂₈	Наличие не далее 1,5 км от рудных зон даек кислого состава
F ₇	Близость субширотных рудоцентрирующих разломов	VI	b ₂₂	Пересечение рудных зон субширотными нарушениями, протяженностью в несколько десятков км
			b ₁₅	Пересечение рудных зон субширотными нарушениями с амплитудами смещений более сотни метров
			b ₇₉	Пересечение рудных зон дайками основного состава
			b ₁₀	Наличие выходов осадочных пород среди распространенных на участке с оруденением эффузивов

1	2	3	4	5
			b_4	Моноклиальное залегание осадочных пород на участке с оруденением
F_8	Интенсивность проработки рудовмещающих нарушений	VII	b_{56}	Рудовмещающая структура представлена серией субпараллельных трещин скальвания и дробления
			b_{62}	Рудовмещающие нарушения опережаются трещинами отрыва, трещинами типа межпластовых срывов с минерализацией
			b_{68}	Рудовмещающие нарушения следуют по контакту разнородных толщ осадочных пород
			b_{60}	Амплитуды смещений по рудовмещающим нарушениям достигают десятков метров

терит-силикатно-сульфидного оруденения для Приморья и Приамурья определяется сходными факторами концентрации.

Однако оловорудные районы Приморья по сравнению с Нижним Приамурьем имеют более сложную сеть глубинных разломов и более разнообразные рудовмещающие структуры. Это наложило отпечаток на характер проявления в Приморье некоторых, установленных также и для Приамурья структурно-тектонических факторов. Так, в Приамурье фактор компактности рудовмещающих нарушений (F_1) в благоприятном для формирования касситерит-силикатно-сульфидного оруденения случае выражается приуроченностью минерализованных тел к одной крупной тектонической зоне. В Приморье, для которого в целом независимо от масштабов объектов характерна локализация касситерит-силикатно-сульфидного оруденения в разноориентированных рудовмещающих нарушениях, благоприятное действие этого же фактора выражается в приуроченности минерализованных тел к наложенным друг на друга, совмещенным на одной площади разноориентированным нарушениям.

Другим фактором, действие которого несколько иначе проявлено в Приморье по сравнению с Приамурьем, является близость рудовмещающих нарушений к рудоконцентрирующим региональным разломам. Для Приамурья роль рудоконцентрирующих, как и магмоподводящих, довольно отчетливо играют субширотные разломы [76], близость к которым рудовмещающих нарушений (фактор F_7) характеризуется отдельной группой признаков (см. табл. 17, группа VI). При этом интенсивность трещиноватости на площади с оруденением (фактор F_3), обусловленная главным образом подвижками по системе разломов северо-западного простирания, выражается другой группой признаков (группа II).

Для Приморья, в связи с более густой сетью пересекающихся разломов,

рудоконцентрирующее значение отдельных их направлений (фактор Φ_3) неотделимо от роли пересечений разломов как структурного фактора (фактор Φ_4), обуславливающего интенсивность трещиноватости на площади с оруденением. Этим и объясняется, что оба указанных фактора описываются для территории Приморья одной и той же группой признаков (см. табл. 16, группа III).

Кроме рассмотренных выше факторов и соответствующих им групп признаков для Приморья, в отличие от Приамурья выделилась группа признаков, характеризующая зависимость масштаба касситерит-силикатно-сульфидного оруденения от ориентировки рудовмещающих нарушений по отношению к разломам различных классов А—Г, которой предположительно выражается длительность формирования рудного объекта (фактор Φ_4). Для Приамурья, из-за того что фактический материал был описан в несколько иной системе признаков, без предварительного разделения разломов на классы, указанная группа признаков фиксироваться не могла. Однако обычное сопоставление данных по тектоническому строению касситерит-силикатно-сульфидных объектов Приамурья показало, что и для этого региона также имеет место выявленная зависимость масштабов оруденения от ориентировки рудовмещающих нарушений по отношению к установленным на площади разломам.

Таким образом, можно считать, что масштаб касситерит-силикатно-сульфидного оруденения обоих регионов контролируется по меньшей мере шестью структурно-тектоническими факторами, слабо различающимися по своим проявлениям в разных регионах. Что касается остальных выделенных факторов, свидетельствующих о зависимости масштабов оруденения от магматической деятельности и связанных с ней процессов, то для них в рассматриваемых регионах имеются серьезные отличия.

Наибольший интерес в этом смысле представляют признаки, отражающие благоприятное пространственное соотношение рудовмещающих нарушений со скрытыми гранитоидами повышенной основности (фактор F_2 для Приамурья и фактор Φ_2 для Приморья). В Приамурье таким признаком является наличие мелких выходов этих гранитоидов вблизи рудовмещающих нарушений. В Приморье этот признак свойствен относительно мелким месторождениям, а объекты с развитием интенсивного оруденения, как правило, характеризуются отсутствием выходов гранитоидов повышенной основности на значительном расстоянии от рудовмещающих нарушений. Это означает, что в Приамурье для обнаружения интенсивной оловянной минерализации благоприятен уровень эрозионного среза, совпадающий с уровнем проникновения во вмещающую толщу апикальных выступов гранитоидного плутона, залегающего на глубине. В Приморье этот благоприятный уровень эрозионного среза по отношению к скрытым на глубине массивам гранитоидов находится значительно выше. Об этом, в частности, свидетельствуют геофизические данные о строении некоторых оловянных месторождений Приморья, согласно которым апикальные выступы массивов гранитоидов находятся на глубине 1,5—2 км [8]. Близкие данные получены и при бурении отдельных скважин.

Результаты математической обработки фактического материала и эти данные позволяют предположить, что для обоих регионов локализация интенсивной оловянной минерализации в вертикальном разрезе обусловлена

особенностями гранитоидных плутонов, залегающих на глубине. Возможно, что позиция этого, благоприятного для формирования оловянных месторождений, уровня, определяется протяженностью рудоподводящих путей, связывающих глубинные слои гранитоидных масс с рудовмещающими структурами. При приблизительно одинаковой протяженности этих путей в различных регионах, но разной мощности гранитоидных масс или разным положении внутри них рудогенерирующих слоев оптимальный уровень рудоотложения окажется в ином пространственном соотношении с апикальными выступами гранитоидов. Такое предположение в наибольшей степени согласуется с точкой зрения И.Н. Говорова [11] о дифференциации андезитовой магмы в интрузивных столбах, сопровождающейся накоплением в остаточных магматических камерах богатого калием и оловом кислого расплава. Указанная точка зрения подтверждается и другими результатами логического анализа. Так, для обоих рассматриваемых регионов интенсивность калиевого метасоматоза выделилась в отдельный фактор концентрации (факторы F_5 , Φ_8). Причем для Приамурья, а также, возможно, и для Приморья этот фактор неотделим от такого, в целом структурного фактора, как наличие апикальных выступов гранитоидов.

Что касается значения для формирования крупных касситерит-силикатно-сульфидных месторождений процессов дифференциации гранитоидной магмы, тот этот фактор выявился лишь для Приамурья (фактор F_6), где, в благоприятном для концентрации олова случае, он фиксируется в появлении кислых даек.

Помимо изучения касситерит-силикатно-сульфидного оруденения, в задаче данного исследования входило также выявление факторов концентрации оловянно-полиметаллической минерализации Приморья и сопоставление этих факторов, а также характеризующих их признаков (табл. 18) с результатами, полученными для касситерит-силикатно-сульфидных объектов.

Для оловянно-полиметаллического оруденения выявилось меньшее число факторов концентрации, чем для касситерит-силикатно-сульфидного (см. табл. 18). Это объясняется главным образом тем, что в исследовании не участвовали крупные оловянно-полиметаллические объекты, которые для территории Приморья неизвестны. Формирование же средних и переходных от средних к мелким объектам, видимо, контролировалось только некоторыми из факторов концентрации, свойственных крупным объектам. Результаты сопоставления приведенных таблиц показывают, что существуют факторы концентрации, которые не зависят от формационного типа оловянного оруденения. Они участвуют в формировании как крупных касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, так и средних оловянно-полиметаллических. Эти факторы следующие: близость площади с оруденением к рудоконцентрирующим разломам и интенсивность трещиноватости на этой площади (факторы Φ_3 , Φ_4 для касситерит-силикатно-сульфидной и Φ_1 , Φ_2 для касситерит-сульфидной формаций), а также интенсивность проработки рудовмещающих нарушений (факторы Φ_6 , Φ_3). Для обеих формаций указанные три фактора характеризуются идентичными признаками.

Незначительно отличаются между собой и группы признаков такого фактора концентрации, как компактность рудовмещающих нарушений.

Факторы концентрации оловянно-полиметаллических месторождений Приморья

Индексы факторов	Факторы	Номер группы признаков	Индексы признаков	Благоприятные признаки
$\hat{\Phi}_1$	Близость рудоконцентрирующих разломов	I	b_{15}	Наличие поперечного изгиба складчатой структуры
			b_{16}	Наличие флексуорообразных перегибов и ундуляций шарниров складок
$\hat{\Phi}_2$	Интенсивность трещиноватости на участке с оруденением		b_{21}	Приуроченность оруденения к узлу пересечения разломов классов А и Б
			b_{22}	То же, классов А и В
$\hat{\Phi}_3$	Интенсивность проработки рудовмещающих нарушений	II	b_{71}	Амплитуды смещений по рудовмещающим нарушениям достигают десятков метров
			b_{85}	Рудовмещающие нарушения оперяются трещинами отрыва, трещинами типа межпластовых срывов с минерализацией
			b_{113}	Рудовмещающая структура представлена системами субпараллельных нарушений с минимальным расстоянием между отдельными нарушениями в десятки метров
			b_{52}	Оруденение локализуется в разломах класса В
			b_{53}	Рудовмещающая структура пересекается разломом класса А
$\hat{\Phi}_4$	Компактность рудовмещающей структуры	III	b_{97}	Разноориентированные рудовмещающие нарушения наложены в плане друг на друга
			b_{96}	Оруденение сосредоточено в одной зоне нарушений
$\hat{\Phi}_5$	Ориентировка рудовмещающих нарушений по отношению к глубинным разломам	IV	b_{43}	Основные рудовмещающие нарушения ориентированы под углом свыше 30° к разломам типа А
			b_{45}	То же, типа Б
$\hat{\Phi}_6$	Локализация оруденения по отношению к гранитоидным интрузиям	V	b_{166}	На расстоянии до 1,5 км от рудных тел интрузии и экструзии кислого состава (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, липариты) не установлены

Примечание. В таблице приведены только признаки, характеризующие благоприятное влияние указанных факторов на рудообразование.

Для оловянно-полиметаллического оруденения по сравнению с касситерит-силикатно-сульфидным в характеризующую этот фактор (фактор $\hat{\Phi}_4$) группу признаков лишь добавляется признак b_{96} — оруденение сосредоточено в одной тектонической зоне. Нетрудно заметить, что таким же признаком в благоприятной ситуации выражается фактор компактности рудовмещающих нарушений для касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приамурья. Поэтому можно заключить, что в данном случае признак b_{96} просто дополняет характеристику рассматриваемого фактора концентрации с учетом объектов среднего масштаба, а не свидетельствует о различном его проявлении для разных оловянных формаций Приморья.

Остальные два фактора из числа влиявших на масштаб оловянно-полиметаллических объектов обнаруживают значительную зависимость от формационного типа оловянного оруденения. Одному из них, фактору $\hat{\Phi}_5$ (для касситерит-силикатно-сульфидной формации фактор Φ_5), свойственна группа признаков, описывающая соотношение ориентировки рудовмещающих нарушений с направлениями глубинных разломов. Как видно из табл. 18, благоприятное для формирования касситерит-силикатно-сульфидных объектов действие этого фактора выражается в совпадении ориентировки рудовмещающих нарушений с ориентировкой разломов классов А и Б. Для оловянно-полиметаллического оруденения благоприятна ситуация, когда рудовмещающие нарушения ориентированы под углом свыше 30° к разломам этих классов (признаки b_{43} , b_{45}). Что касается неблагоприятного действия рассматриваемого фактора (признаки b_{48} , b_{61}), то для обеих формаций оно выражается одинаково.

Выявленная для касситерит-силикатно-сульфидной формации зависимость между масштабами оруденения и ориентировкой рудовмещающих нарушений по отношению к глубинным разломам выше предположительно трактовалась как показатель длительности формирования рудных объектов. Такую же трактовку, по-видимому, можно дать этой зависимости и для оловянно-полиметаллического оруденения, которое в благоприятном для концентрации олова случае развивалось в связи с крупными разломами, хотя и в структурах, находящихся с ними в ином по сравнению с касситерит-силикатно-сульфидным оруденением пространственном и, возможно, временном соотношении.

Другим фактором, проявления которого обнаруживают зависимость от формационного типа оловянного оруденения, является локализация рудовмещающих нарушений по отношению к гранитоидным интрузиям (фактор $\hat{\Phi}_6$ для оловянно-полиметаллического, факторы Φ_2 , F_2 для касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья и Приамурья). Так, для оловянно-полиметаллических объектов в отличие от касситерит-силикатно-сульфидных на интенсивность оловянной минерализации оказывает влияние не расположение этих объектов по отношению к интрузиям гранодиоритов, кварцевых диоритов, а их локализация относительно интрузий и экстрюзий ультракислого состава (гранит-порфиров, кварцевых порфиров, липаритов, фельзитов). Причем благоприятно сказывается на масштабе собственно оловянной минерализации отсутствие выходов этих интрузий и экстрюзий на расстоянии до 1,5 км от рудовмещающих нарушений (признак b_{166}). Подобная зависимость интенсивности оловянной мине-

рализации на оловянно-полиметаллических объектах от локализации последних по отношению к кислым интрузиям и экструзиям выглядит не совсем обычной, тем более что некоторыми исследователями оловянно-полиметаллическое оруденение связывается с глубинными базальтическими очагами [45, 87]. Однако, помимо этой точки зрения, существуют и другие — о формировании этого оруденения в связи с гранитоидной магмой или кислыми дифференциатами этой магмы [14] и др. Полученные результаты свидетельствуют в пользу последней точки зрения.

Таким образом, выполненные исследования показали, что при идентичности в целом факторов концентрации для касситерит-силикатно-сульфидного и оловянно-полиметаллического оруденения Приморья характер проявления некоторых из этих факторов для разных формаций различен. Аналогичное соотношение факторов концентрации и их признаков, т. е. критериев масштабности, имеет место и для одной касситерит-силикатно-сульфидной формации, развитой в разных регионах. Изменчивость критериев масштабности в зависимости от формационного типа и региона развития оловянного оруденения иллюстрирует рис. 36.

При характеристике метода математической логики, которым проводилось данное исследование, упоминается, что с его помощью можно оценивать масштаб рудопроявлений. Для этого используют формулы алгебры логики, описывающие связь масштабов оруденения с выявленными факторами концентрации и характеризующими их критериями масштабности. Эти формулы здесь не приводятся, однако смысл их можно пояснить, пользуясь табл. 16—18.

Так, из табл. 16 для факторов концентрации касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья следует, что для решения вопроса о том, можно или нельзя считать изучаемое рудопроявление потенциально крупным касситерит-силикатно-сульфидным объектом, необходимо пользоваться сочетаниями не менее чем из семи критериев масштабности. Причем для оценки рудопроявлений пригодны только такие сочетания, в которые входят по одному представителю от каждой из групп критериев, указанных в табл. 16 (например, сочетание с номерами признаков 97, 163, 15, 85, 15, 44, 258, 157)¹. Если на оцениваемом рудопроявлении устанавливается хотя бы одно из подобных сочетаний, то это свидетельствует в пользу крупного масштаба оруденения. В ином случае рассматриваемое рудопроявление нельзя относить к потенциально крупным объектам. Аналогичным способом можно сделать заключение и о масштабах оловянно-полиметаллических рудопроявлений.

В целом результаты выполненного исследования сводятся к следующему.

1. Установлено, что на формирование касситерит-силикатно-сульфидных объектов Приморья оказывали влияние по крайней мере восемь факторов концентрации оруденения, в частности: 1) удаленность рудовмещающих нарушений от рудоконцентрирующих разломов; 2) интенсивность проработки рудовмещающих нарушений; 3) интенсивность трещиноватости на участке с оруденением; 4) компактность рудовмещающей структуры; 5) ориентировка рудовмещающих нарушений по отношению к глу-

¹ Можно подсчитать, что в табл. 16 число сочетаний с этим свойством равно 60, а в табл. 18 таких сочетаний 80.

Факторы	Касситерит-силикатно-сульфидная формация		Оловянно-полиметал- лическая формация
	Приамурье	Приморье	Приморье
Удаленность рудовмещающих нарушений от рудоконцентрирующих разломов			
Интенсивность проработки рудовмещающих нарушений			
Интенсивность трещиноватости на участке			
Ориентировка рудовмещающих нарушений по отношению к глубинным разломам			
Компактность рудовмещающей структуры			
Тектонический режим во время рудоотложения			
Локализация рудовмещающих нарушений по отношению к гранитоидным интрузиям			
Степень дифференциации гранитоидной магмы			
Калишпатовый метасоматоз			

а	б	1
		2
		3
а	б	4

Р и с. 36. Факторы концентрации оловянного оруденения Дальнего Востока

1—4 — признаки, характеризующие фактор: 1 — не зависят от региона и формационного типа оруденения (а — установлено, б — предположительно); 2 — зависят от региона развития оруденения; 3 — предположительно зависят только от формационного типа оруденения; 4 — зависят как от региона, так и от формационного типа оруденения (а — установлено, б — предположительно)

бинным разломам; 6) локализация оруденения по отношению к гранитоидным интрузиям; 7) тектонический режим во время рудоотложения; 8) развитие калишпатового метасоматизма. Первые шесть из перечисленных восьми факторов играли также роль и в образовании оловянно-полиметаллических месторождений этого региона.

2. Выявлены признаки строения оловорудных объектов, которые отражают влияние на рудообразование перечисленных факторов и могут слу-

жить критериями масштабности оруденения. Определен характер взаимосвязи масштабов оловорудных объектов Приморья с факторами концентрации и критериями масштабности оруденения. Эта взаимосвязь описывается формулами алгебры логики, которые могут быть использованы для оценки касситерит-силикатно-сульфидных и оловянно-полиметаллических рудопроявлений региона.

3. При сопоставлении факторов концентрации касситерит-силикатно-сульфидного оруденения Приморья с выявленными ранее факторами концентрации аналогичного оруденения Приамурья установлено, что эти факторы в целом идентичны. Причем благоприятное влияние на формирование месторождений структурно-тектонических факторов, за исключением фактора компактности рудовмещающих структур, выражается в обоих регионах сходными комплексами признаков, а положительная роль такого фактора, как локализация оруденения по отношению к гранитоидным интрузиям, — резко различными.

4. При сопоставлении результатов, полученных для касситерит-силикатно-сульфидной и галенит-сфалеритового типа касситерит-сульфидной формаций Приморья оказалось, что положительная роль четырех из шести общих для обеих формаций факторов концентрации проявляется в одинаковых признаках строения оловоносных площадей. Такими факторами являются удаленность рудовмещающих нарушений от рудоконцентрирующих разломов, интенсивность проработки этих нарушений, компактность рудовмещающей структуры, а также интенсивность трещиноватости на участке с оруденением. Благоприятное влияние на концентрацию оруденения двух других факторов — ориентировки рудовмещающих нарушений по отношению к глубинным разломам и локализации оруденения по отношению к гранитоидным интрузиям — выражается для каждой из этих двух формаций существенно разными признаками.

ТУРМАЛИН КАК ИНДИКАТОР ОЛОВОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В развитие идей Р.М. Константинова на основании детального исследования типоморфных особенностей турмалинов проведено сравнительное изучение трех типов оловорудных формаций, среди которых С.С. Смирновым, О.Д. Левишким и др. (1947 г.) намечены два ряда: 1) оловоносные пегматиты — оловоносные грейзены — кварц-полевошпатовые и кварц-турмалиновые жилы; 2) касситерит-сульфидные месторождения.

Среди оловорудных провинций можно выделить районы с сиалическими магмами, характеризующиеся развитием мощной коры (Восточное Забайкалье), и более фемических, представленными калиевыми сериями гранитоидов повышенной основности и свойственные переходным от океана к континенту зонам (Дальний Восток). В пределах каждой оловорудной провинции на фоне преимущественного развития одной оловорудной формации, имеющей промышленное значение, выявляются месторождения или рудопроявления других формационных типов, т. е. устанавливаются черты полиформационности оловянного оруденения. При внешнем сходстве минерального состава однотипных оловорудных месторождений отмечаются генетические различия, проявляющиеся в геохимии редких

Типоморфные особенности турмалинов оловорудных месторождений различных формаций

Формация	Минеральный тип	Разновидность	Цвет
Касситерит-пегматитовая	Сподумен-микроклиновый	Шерлит, шерлоэльбаиты	Черный, синий, зеленый, розовый, бесцветный
	Кварц-полевошатовый	Шерлит	Черный, коричневый
	Шерло-мусковитовый	Дравит-бюргерит	Черный
Касситерит-кварцевая	Грейзеновый	Шерлит, шерлодравит	Черный, травяно-зеленый, смоляно-черный
	Апокарбонатно-грейзеновый	Шерлит, Са-дравит	Коричневый, голубой, зеленый
	Кварц-полевошатовый	Шерлит, шерлодравит	Черный, бутыльно-зеленый, темно-бурый
Касситерит-силикатная	Турмалиновый	Шерло-дравит	
	Малосульфидный подтип		
	Сульфидный подтип	Шерлит, шерлодравит	Черный, бурый, голубой, зеленый
	Многосульфидный подтип	Шерлит, шерлодравит, дравит	

Примечание. $f_O = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100\%$; $f''' = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$; $Ti' = \frac{Ti}{Ti + Mg + Fe^{2+}} \cdot 100\%$.

щелочей магматических пород и гидротермалитов и типоморфных особенностей минералов — спутников оловянных руд. Наблюдающаяся дисперсия индикаторного K/Rb отношения в магматических породах и гидротермалитах Приамурья и Приморья (60–280) свидетельствует о различных глубинах зарождения оловоносных магм. Полученные результаты показывают, что индикаторные K/Rb отношения в магматических породах и гидротермалитах Приамурья и Приморья выше типичных коровых и ниже базальтовых, причем более высокие значения характерны для гидротермалитов Приморья (280), что указывает на формирование магм на более низких уровнях коры, в пределах базальтового слоя.

Проведенное детальное исследование типоморфных особенностей турмалинов оловорудных месторождений, распространенных в пределах оловорудных провинций с различным профилем земной коры, свидетельствует о значительной контрастности его свойств, что позволяет отнести его к

Парагенезис	Типоморфные элементы	Парагенезис микроэлементов
Микроклин, мусковит, альбит, колумбит, касситерит, мусковит, микроклин, кварц, альбит, касситерит, сподумен, лепидолит, берилл	Al, Mn, F	Sc, Ga, Mn, Ti, Ta, Nb, Be
Микроклин, мусковит, кварц, альбит, касситерит, гранат, колумбит	Fe ²⁺ , F	Ga, Mn, Ti, Ta, Nb
Микроклин, плаггиоклаз, кварц, мусковит, биотит, касситерит	Fe ³⁺ , Ti	Ga, Be, Mn, Ba, Ti
Кварц, касситерит, топаз, сидерофиллит, мусковит, кварц, серицит	Fe ²⁺ , Mn, F Ca, Mg	Sc, Sn, Ga, Mn, V, Ti
Полевой шпат, фенакит, хризоберилл, кварц, флюорит, мусковит, касситерит, карбонат	Ca, F, Al Fe ²⁺ , Al	Sc, Sn, Ga, Mn, Be, Sr
Полевой шпат, кварц, касситерит, вольфрамит, мусковит	Mg, Ca, Na	Sc, Zr, Cr, V, Ga, Mn
Кварц, серицит, касситерит	Mg	Sc, Ga
Кварц, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, галенит, сфалерит, пирротин	Mg, Fe ²⁺ , Ti	Mn, Co
Кварц, касситерит, вольфрамит, халькопирит, арсенопирит	Fe ²⁺ , F, Ti	Cr, V, Ti, Ni

индикаторам оловорудных формаций. В работе использован комплекс методов многомерной статистики, позволивших классифицировать изучаемые месторождения в формационно-генетические группы и выявить их степень сходства и различия.

Объектами исследования явились уникальные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации Комсомольского и сопредельного Баджалского рудных районов [9], месторождения турмалинового типа Приморья – Ярославское, Смирновское (Медвежий и Лево-Китайский участки), Высокогорское, Нижнее, Лучистое [8] и месторождения касситерит-пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций Забайкалья и Казахстана (табл. 19). Шерлиты из редкометальных пегматитов как микроклин-сподуменного, так и кварц-полевошпатового типов, генетически связанных с лейкогранитовой формацией (Забайкалье, Казахстан), характеризуются высокой общей железистостью (85–95%) и повышенными содер-

Формация	Среднее			Изученные месторождения
	f_0	f'''	Ti'	
Касситерит-пегматитовая	53-87	0,07-0,46	1,31-3,30	Завитая (Борщовочный кряж), В. Баймура (Казахстан)
	81	0,04	2,93	Адун-Чолон, Малая Кулинда, Ингодинское (Забайкалье)
	42	0,62	8,30	Мамское (Сибирь)
Касситерит-кварцевая	55-96	0,02-0,05	0,78-3,78	Шерловогорское (Забайкалье), Баджал, Чалбинское (Дальний Восток)
	5-64	0,008-0,01	0,0-2,2	Ярославское (Приморье)
	38-72	0,01-0,05	2,69	Зун-Ундурское, Ононское, Костречинское, Ушмунское (Забайкалье), Чалбинское
Касситерит-силикатная	42	0,12	3,38	Лучистое (Приморье), Валькумей (Северо-Восток)
	61	0,06	3,09	Солнечное, Придорожное, Перевальное, (Дальний Восток), Сопка Большая (Забайкалье), Высокогорское (Приморье)
	81	0,05	3,17	Фестивальное (Дальний Восток), Нижнее (Приморье)

жаниями алюминия и фтора по сравнению с турмалинами гидротермальных образований. Шерлиты из пегматитов микроклин-сподуменового типа, кроме того, отличаются повышенными содержаниями лития и марганца. Турмалины из пегматитов Комсомольского района, ассоциирующих с гранитоидами повышенной основности, имеют пониженную общую железистость и повышенную титанистость.

В оловоносных грейзенах Забайкалья и Баджальского района развит исключительно высокожелезистый шерлит (f_0 ср. = 96%), а в грейзенах Дальнего Востока — шерло-дравит с общей железистостью 55%.

В месторождениях кварц-полевошпатового типа касситерит-кварцевой формации Забайкалья образуется шерлит с общей железистостью 72%, а для рудопроявлений Дальнего Востока, связанных с гранитоидами повышенной основности, характерен шерло-дравит с низкой общей железистостью (37%).

В оловянных месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной формации состав шерлитов широко варьирует в зависимости от типа оловянных руд. В рудах малосульфидного типа (Лучистое, Приморье; Валькумей,

Северо-Восток) развит шерло-дравит, в полисульфидных (Солнечное, Перевальное, Придорожное, Приамурье; Сопка Большая, Забайкалье; Высокогорское, Приморье) — шерлит и шерло-дравит, а в многосульфидных медно-оловянных рудах (Фестивальное, Приамурье; Нижнее, Приморье) — высокожелезистый шерлит.

Отличия в типоморфных признаках турмалинов месторождений различных формационных типов проявляются в изменении кристаллохимических особенностей — степени окисленности железа и характере распределения железа по структурным позициям [12]. Менее всего окислены турмалины редкометалльных и кварц-полевошпатовых пегматитов и грейзенов, что свидетельствует о восстановительной среде образования этих ассоциаций. В месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной формации степень окисленности железа в турмалине составляет в среднем 0,17, причем устанавливается зависимость степени окисленности турмалинов от времени выделения и характера вертикальной зональности месторождений. По данным ЯГР-спектроскопии ионы железа в структуре турмалина из месторождений касситерит-пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций занимают (b)-позицию; Fe^{2+} в структуре турмалина из месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации размещаются по двум позициям, замещающая магний и алюминий, причем чем более железисты турмалины, тем большая часть ионов Fe^{2+} входит в позицию (c).

Формационные различия турмалинов наиболее отчетливо проявляются при сравнении парагенезиса микроэлементов (Sc, Zr, Ni, Cr, V, Sn, Ga, Mn, Ti), которые характеризуются четкой информативностью и определяются формационным и генетическим типами месторождений и продуктивностью минеральных ассоциаций (табл. 20).

Турмалины оловоносных гранитов и пегматитов обогащены Ta, Nb, Sc, Ga, Mn, Ti и бедны халькофильными элементами; более высокий уровень содержания Sc, Cr, V, Mn и Ti присущ турмалину Анаджаканских пегматитов, ассоциирующих с монзонит-гранитной формацией (Приамурье). Отмечается повышенная марганцовистость турмалинов редкометалльных пегматитов по сравнению с калий-натриевыми.

Характерная особенность турмалинов оловянных месторождений касситерит-пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций — их низкая оловоносность по сравнению с турмалинами месторождений касситерит-сульфидной формации. Более высокие содержания олова обнаружены в турмалинах гранитов и шерловогорских грейзенов — 0,04—0,05%, в остальных эта величина не превышает 0,01—0,03%. Турмалины из пегматитов, в которых турмалин образовался в пегматоидную фазу (Малая Кулинда), более обогащены титаном по сравнению с турмалином, выделившимся в гидротермальную стадию (Адун-Чолон).

Специфическая особенность турмалинов грейзенов — их повышенная марганцовистость, что наиболее отчетливо проявляется в баджальских и забайкальских грейзенах, представленных кварц-сидерофиллитовой фацией. В турмалине грейзенов Приморья, среди которых наиболее распространены более низкотемпературные кварц-серицитовая и кварц-топаз-флюоритовая, содержание марганца значительно ниже.

Турмалины оловорудных месторождений кварц-полевошпатового типа по парагенезису микроэлементов тяготеют к турмалинам оловоносных пег-

Среднее содержание элементов-примесей в турмалине ($n \cdot 10^{-4} \%$)

№ п/п	Месторождение и зоны	Sc	Zr
1	2	3	4
Комсомольский район			
<i>Солнечное</i>			
1	Главная 1 (продуктивный горизонт)	25	131
2	Главная 2 (нижний горизонт)	46	151
3	Главная 3 (надрудный горизонт)	44	202
4	Главная 5 (северо-восточный интервал, верх)	33	47
5	Главная 4 (северо-восточный интервал)	9	56
6	Главная 6 (горизонт 620 м)	26	138
7	Главная 7 (дальний интервал)	24	199
8	Главная 8 (южный интервал)	63	126
<i>Фестивальное</i>			
9	Ягодная 1 (продуктивный горизонт)	14	103
10	Ягодная 2 (продуктивный горизонт)	24	106
11	Ягодная 3 (подрудный горизонт)	16	120
12	Линейные зоны	41	140
13	Перевальное, Северная	77	131
14	Снежное, Снежинка	42	118
15	Снежное, Соболиная	35	143
16	Придорожное, Придорожная	46	207
17	Придорожное, Центральная	29	155
<i>Непромышленная зона</i>			
18	Гаражная	35	160
19	Капрал	61	222
20	Радиус	46	147
21	Длинная	35	200
22	Циркуль	23	260
23	Снежное, Делювиальная	17	320
24	Перевальненская	36	150
25	Придорожное, Новая	18	200
26	Лунное, Тропная	34	38
<i>Чалба</i>			
27	Турмалиновые граниты	62	91
28	Пегматиты	32	28
29	Роговики турмалиновые	17	42
30	Грейзены	50	66
31	Кварц-полевошпатовые	21	22
32	Кварц-турмалиновые с альбитом	108	82
33	Чалбинские линейные	25	117
34	Марсовая (поверхность)	17	44
35	Марсовая (штольня)	37	42
Баджал			
36	Омот-Макит	45	86
37	Правоурмийская	26	37

Ni	Cr	V	Sn	Ga	Mn	Ti	Число анализов
5	6	7	8	9	10	11	12

Комсомольский район

28	45	110	440	43	523	3044	25
25	75	195	344	39	429	3293	27
33	64	193	88	33	488	4650	13
39	27	161	510	39	213	1866	3
22	19	77	638	56	205	2220	5
32	50	167	368	32	342	3430	5
29	52	160	283	40	498	7100	5
100	58	217	54	38	437	3600	3

14	29	81	495	52	609	2594	19
14	21	80	705	41	519	2341	36
15	25	61	464	41	562	3668	18
28	53	158	302	70	356	2970	5
19	53	152	1150	35	744	3980	9
14	38	171	458	41	490	3280	5
17	31	115	349	37	439	3209	11
37	116	210	611	36	414	4823	11
26	68	174	865	29	431	5576	10

25	55	175	510	41	400	4020	4
35	58	123	269	32	390	3550	5
44	85	195	112	43	547	5066	3
8	11	40	450	30	280	2200	4
28	57	180	21	33	380	4500	5
8	63	100	580	16	280	2700	1
60	55	120	150	72	352	3900	1
14	62	100	1000	40	690	6600	1
11	7	57	740	33	630	3300	1

8	23	108	519	106	1800	4800	2
13	23	55	34	56	364	5300	2
72	850	530	113	63	615	4200	1
8	57	187	189	94	352	4140	4
32	162	275	376	77	259	2100	4
27	37	269	363	107	347	2250	5
29	45	145	296	89	269	3240	13
24	19	33	123	436	843	2240	10
36	16	176	132	36	832	6041	17

Баджал

7	15	88	1640	48	463	2620	12
2	13	53	159	51	1900	1700	8

Таблица 20 (окончание)

1	2	3	4
	Приморье		
38	Лучистое	31	111
39	Нижнее	38	181
40	Высокогорское	16	371
41	Дубровское	11	24
42	Смирновское (Медвежий)	35	108
43	Ярославское	22	41
	Забайкалье		
44	Пегматиты	27	20
45	Грейзены	53	23
46	Кварц-полевошпатовый тип	37	65
47	Касситерит-силикатный тип	115	107

Примечание. Аналитики Т.В. Сверкунова, Т.К. Бабова (ДВГИ АН СССР).

матитов и грейзенов. Повышенным уровнем содержаний сидерофильных и халькофильных элементов отличаются турмалины кварц-полевошпатовых зон Чалбинской рудоносной площади (Комсомольский рудный район) по сравнению с забайкальскими и баджалскими. Турмалины оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации характеризуются высокой оловоносностью и парагенезисом халькофильных и сидерофильных элементов с оловом.

Использование кластер-анализа, основанного на сравнении генетических групп с помощью коэффициентов подобия, позволило среди изученных месторождений различных формаций (около 50) выделить 7 генетических групп, в каждой из которых выбран наиболее типичный и хорошо изученный объект в качестве эталонного. Эталонные объекты представлены месторождениями Солнечным, Фестивальным, Перевальным, Марсовым (Комсомольский район), Право-Урмийским (Баджалский район), Лучистым и Высокогорским (Приморье).

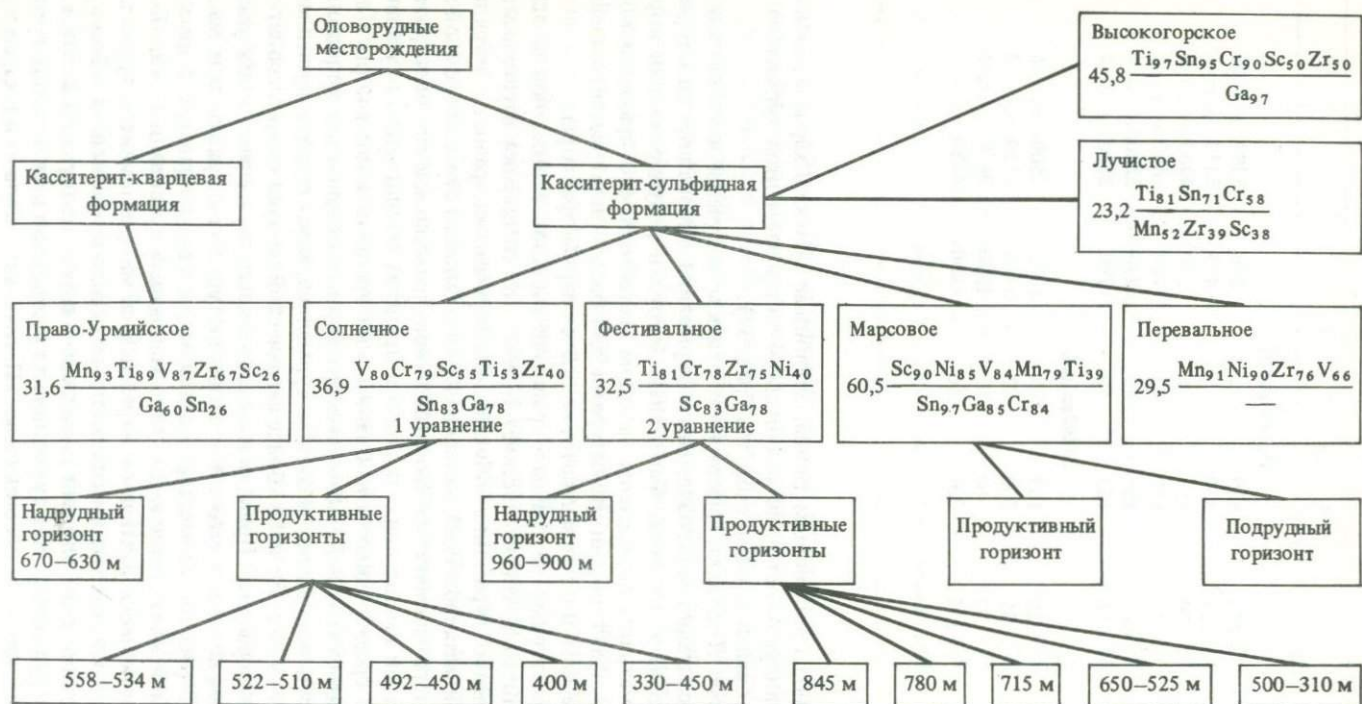
Для количественной оценки ассоциаций микроэлементов турмалина использованы дискриминантный, факторный и регрессионный анализы и метод канонических переменных [2]. С помощью пошагового дискриминантного анализа получены функции, отражающие различия между эталонными объектами и позволяющие их классифицировать. По значению F -статистики однофакторного дисперсионного анализа выявлена степень информативности микроэлементов турмалина, определяющих классификацию эталонов. Ряд элементов ранжирован по вкладу в различие между эталонными месторождениями: $Mn-V-Sc-Ti-Zr-Sn-Cr-Ni-Ga$. Метод канонических переменных позволил снизить размерность исходного признакового пространства. В пространстве первой и второй канонических переменных получено наглядное представление о взаимном расположении изучаемых объектов. Из графика видно, что эталоны четко различаются между собой и наиболее контрастно отличается от других Право-Урмийское месторождение,

5	6	7	8	9	10	11	12
Приморье							
34	94	245	929	42	206	5394	19
28	72	224	1330	28	483	5330	3
9	25	70	1856	36	370	4983	9
28	13	31	670	43	140	2800	1
60	51	160	195	43	270	3320	6
21	24	56	133	40	1790	2820	5
Забайкалье							
9	20	20	182	133	1200	2500	5
9	1	88	530	72	3460	1510	4
8	42	77	64	85	1920	3610	6
35	32	355	330	46	250	4280	5

представленное грейзеновым типом. Эталонные объекты характеризуются четкой индивидуальностью по ассоциациям микроэлементов турмалина наряду с некоторыми чертами сходства (рис. 37).

С помощью *R*-техники факторного анализа получены количественные описания ассоциаций микроэлементов турмалина, основанные на корреляционных связях признаков. Факторные нагрузки редуцированной корреляционной матрицы определены методом максимального правдоподобия. Устойчивыми факторными структурами для большинства месторождений, кроме Солнечного и Фестивального, являются первые факторы.

Анализ факторных диаграмм и сравнение составов турмалинов на основании *F*-статистики свидетельствует о том, что специфика парагенезисов микроэлементов турмалина обусловлена причинами разного порядка: региональной металлогенией, зависящей от глубинного строения земной коры и характера магматизма, формационной принадлежности месторождений, литологией вмещающих пород и в пределах рудного тела — уровнем эрозионного среза рудных зон. Сиалический профиль земной коры в пределах Баджалского и Комсомольского рудных районов предопределяет специфическую ассоциацию в составе турмалина, характеризующуюся антагонизмом Ti—V—Cr—Zr к Sn. Более фемический профиль коры, свойственный восточным районам Приморья, обуславливает парагенезис халькофильных и сидерофильных элементов с оловом в турмалине приморских месторождений. Турмалин из месторождений касситерит-кварцевой формации (Право—Урмийское) отличается преобладающей ассоциацией Mn—Ti, с V—Zr. Отмечающиеся различия в парагенезисе микроэлементов турмалина оловорудных зон касситерит-силикатно-сульфидной формации обнаруживают корреляции с литологией вмещающих пород, продуктивностью и зональностью оруденения. Для турмалина из рудных зон в вулканитах среднего и основного состава (Фестивальное, Перевальное, Лучистое) характерна ассоциация Ti—Cr—Ni либо Ni—V наряду с преобладающей V—Cr—Sc—Zr.



Р и с. 37. Ранговая схема распознавания оловорудных месторождений по микроэлементам турмалина

Таким образом, изучение типоморфных особенностей турмалина свидетельствует о том, что его свойства обусловлены не только физико-химическими условиями минералообразования, но и в значительной степени региональными геохимическими особенностями оловоносных провинций и характером магматизма, с которым связано оловянное оруденение.

Выявленные типоморфные признаки турмалинов оловянных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации позволяют использовать их в качестве минералого-геохимических критериев при оценке продуктивности рудных зон.

Характерная геохимическая особенность турмалинов — повышенное содержание олова в турмалине продуктивных ассоциаций и корреляция олова в минерале с оловоносностью рудной зоны, что является объективным показателем продуктивности оловянного оруденения. Установлено, что на фоне стабильной повышенной оловоносности турмалинов месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации максимальные концентрации олова (0,05–0,09%) свойственны турмалинам продуктивных горизонтов крупных промышленных объектов (см. табл. 19), в то время как турмалины надрудных метасоматитов и кварц-турмалиновых пород нижнерудных горизонтов бедны оловом (0,01–0,05%). В зонах непромышленного типа и на флангах рудных зон содержание олова в турмалине также низкое.

Характер распределения микроэлементов в турмалинах из минеральных ассоциаций различных уровней оруденения имеет сложную картину, причем отмечается четкая специфика турмалинов продуктивных горизонтов, что свидетельствует о своеобразных физико-химических условиях в период отложения продуктивных ассоциаций.

Проведенный статистический анализ вертикальной зональности оловорудных зон Комсомольского района (зоны Главной месторождения Солнечного и Ягодной месторождения Фестивальное) позволил построить статистическую модель зональности, свидетельствующую о контрастном различии между надрудным, продуктивным и нижнерудным интервалами. Выявлена ассоциация микроэлементов турмалина, определяющая это разделение: Ti—Cr—Mn—Sn — для зоны Главной и Sn—Ni—Sc—Ga—Ti — для зоны Ягодной.

Линейные дискриминантные функции позволяют проводить разделение продуктивного интервала на верхнерудный, несколько продуктивных и нижнерудный горизонты как для зоны Главной, так и для Ягодной. Факторный анализ микроэлементов турмалина дает возможность разделять продуктивные горизонты между собой и, что очень важно, отделять продуктивный интервал от нижнерудного.

Для количественной оценки уровня эрозионного среза рудных зон построена версия линейной модели зональности — уравнение регрессии, использующее метод наименьших квадратов, отражающее зависимость парагенезиса микроэлементов турмалина от уровня оруденения:

$$Y_1 = 214,468 - 0,290 \text{ Sc} - 0,074 \text{ Zr} + 6,970 \text{ Ni} + 0,837 \text{ Cr} - 0,120 \text{ V} - 0,241 \text{ Sn} + 0,282 \text{ Ga} + 0,078 \text{ Mn} + 0,050 \text{ Ti} \text{ — для зоны Главной;}$$

$$Y_2 = 896,780 + 7,025 \text{ Sc} + 0,348 \text{ Zr} - 2 \times 0,89 \text{ Ni} - 6,244 \text{ Cr} + 0,818 \text{ V} - 0,359 \text{ Sn} + 2,537 \text{ Ga} + 0,110 \text{ Mn} - 0,109 \text{ Ti} \text{ — для зоны Ягодной.}$$

Применяя эти уравнения, можно определять относительный уровень

эрозионного среза оловорудных зон, классифицируемых в группу эталонного месторождения Солнечного или Фестивального. Средняя точность прогноза для первого уравнения составляет ± 27 м, для второго ± 54 м. С помощью уравнения регрессии, построенного на факторах, выявлена "глубинная" ассоциация микроэлементов: V—Cr—Sc—Ti—Sn — для зоны Главной и Ti—Sn—Cr—Sc—Ga — для зоны Ягодной. При использовании построенной прогнозной модели сравнение экзаменуемых и эталонных объектов рекомендуется проводить с помощью *t*-критерия. Это позволяет статистически надежно классифицировать экзаменуемую группу в эталонную.

Построенная иерархическая прогнозная система дает возможность по ассоциациям микроэлементов турмалина судить о формационном типе изучаемых объектов и уровне эрозионного среза оловорудных зон с достаточной степенью точности.

С помощью разработанного методического подхода удалось по парагенезисам микроэлементов турмалина построить статистическую модель вертикальной зональности оловорудных месторождений. Сложный дискретный характер зональности рудных тел, который мы наблюдаем по изменению ассоциаций микроэлементов в турмалине, видимо, является следствием комплексной зональности, включающей зональность отложения, фаціальную и стадийную. Зональность отложения, фиксируемая сменой минеральных парагенезисов и подтверждаемая результатами термобарогеохимии, затушевывается наложением зональности фаціальной и стадийной, что отражается на составе микроэлементов турмалина, проявляющего аномальные свойства в пределах продуктивных горизонтов.

Таким образом, установлены типоморфные особенности турмалинов трех типов оловорудных формаций — касситерит-пегматитовой, касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной. Так, для месторождений касситерит-пегматитовой формации характерны высокожелезистые шерлиты с общей железистостью 80—90% и низким коэффициентом окисления, близкие по составу к турмалинам гранитов. Турмалины грейзеновых месторождений имеют аномально высокую железистость (95%) и практически не окислены. На месторождениях кварц-полевошпатового типа касситерит-кварцевой формации железистость их понижена (60—70%) по сравнению с шерлитами пегматитов, а степень окисленности находится в тех же пределах. Типохимические особенности турмалинов касситерит-силикатно-сульфидной формации отличаются от типоморфных свойств турмалинов касситерит-пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций и имеют широкие вариации состава в зависимости от типа оруденения.

Анализ типоморфных признаков турмалина подтверждает намеченные ранее С.С. Смирновым и О.Д. Левицким ряды оловорудных формаций. В связи с породами лейкогранитовой формации оловоносные ассоциации представлены следующим рядом: оловоносные граниты—пегматиты—грейзены—кварц-полевошпатовые и кварц-турмалиновые жилы.

Второй ряд, связанный с магмами повышенной основности, представлен месторождениями касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной формаций. Среди месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации выделяются два промышленных минеральных типа — касситерит-хлоритовый и касситерит-турмалиновый. Есть основания пред-

полагать, что проявление того или иного минерального типа в оловорудных объектах определяется характером магматизма, с которым связано оловянное оруденение. Касситерит-турмалин-сульфидная минерализация пространственно и, видимо, генетически связывается с батолитами монзонитоидного ряда, флюиды которых богаты бором и определяют кислотный характер постмагматических растворов. Касситерит-хлорит-сульфидное оруденение, вероятнее всего, можно связывать с лейкократовыми фазами монзонитоидных магм, характеризующимися более низкотемпературной сероводородной дистилляцией. Это подтверждается преимущественным распространением монзонитоидов и турмалин-касситеритового оруденения в Комсомольском районе и, наоборот, преобладанием калиевых гранитоидов с фтор-сульфидной минерализацией в Приморье. Турмалиновый тип оруденения здесь известен только в виде мелких зон непосредственно вблизи массивов или даек монзонитов (месторождения Арсеньевское, Дубровское). Отмеченные особенности, видимо, свойственны и другим оловорудным провинциям мира.

Широкое развитие турмалиновой минерализации, четко выраженный типоморфизм турмалина оловянных месторождений позволяют эффективно использовать его в рудно-формационном анализе и для решения конкретных задач геолого-разведочной практики.

Проведенный сравнительный анализ типоморфных особенностей турмалинов из однотипных месторождений, распространенных в пределах оловорудных провинций с различным профилем земной коры (Забайкалье—Дальний Восток), свидетельствует о значительной контрастности их свойств. Так, шерлиты из месторождений Забайкалья и Баджальского рудного района, генетически связанных с лейкогранитовой формацией, характеризуются высокими общей железистостью и восстановленностью железа, низким содержанием халькофильных и сидерофильных элементов и парагенезисом Sn, Mn, Ga, в то время как турмалин из рудопроявлений касситерит-кварцевой формации Дальнего Востока (Приамурье, Приморье), ассоциирующих с монзонит-гранитной формацией, отличаются низкой железистостью, повышенной известковистостью, более высоким окислением Fe и парагенезисом халькофильных и сидерофильных элементов с оловом.

Парагенезис сидерофильных и халькофильных элементов в турмалинах грейзенов Приморья и Приамурья свидетельствует о фемическом профиле минерализации в этих районах и, вероятно, более глубоких уровнях зарождения оловоносных магм. Этот вывод подтверждает предположение о существовании генетической связи грейзенов и кварц-полевошпатовых образований Чалбинской площади в пределах Комсомольского района с силинским интрузивным комплексом, представленным монзонит-гранодиоритовой формацией, в то время как грейзенам Забайкалья (Шерловая гора) и Баджальского района свойствен сиалический профиль минерализации, что обусловлено их связью с лейкогранитной формацией.

При сравнении парагенезисов микроэлементов турмалинов оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации различных районов — Комсомольского, Баджальского, Кавалеровского и Фурмановского (Приморье) и Шерловогорского (Забайкалье) — отмечаются статистически значимые различия по некоторым элементам — Sc, Ni, V, Cr и Ti. Характерным является повышение уровня содержания сидерофильных эле-

ментов в турмалинах месторождений Приморья, Забайкалья и Комсомольского района, причем максимальные величины Ni, Cr, V присущи турмалинам Сопки Большой, а Ti — турмалинам приморских месторождений (Лучистое, Нижнее). Эти различия характеризуют региональные геохимические особенности рудных районов и отражают, видимо, геохимическую специализацию оловянных магм. В то же время проведенная работа показала и ограниченность метода, обусловленную "валовым" характером использованного анализа, не исключающего примесей инородных минералов (касситерита, сульфидов, циркона, рутила и др.), случайного набора различных зон кристаллов или одновременных генераций.

Очевидно, этими факторами обусловлена дискретность, а не направленная зональность парагенезисов микроэлементов турмалина в различных зонах месторождений. Этим ограничений можно избежать с использованием высокочувствительного локального анализа, в чем авторы раздела видят продолжение работ по парагенезисам микроэлементов в индекс-минералах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение возрастных и пространственных взаимоотношений между различными рудными формациями представляет собой важную область рудно-формационного анализа. Закономерные сочетания рудных формаций (их комплексы, рудные серии, ряды и др.) и их приуроченность к рудоносным площадям с определенным типом геологического развития дают возможность прогнозной оценки этих площадей, производить поиски недостающих членов таких ассоциаций. Важную роль при этом играют особенности пространственного соотношения рудных формаций — проявления ярусности или зональности оруденения, ее связь с конкретными магматическими интрузивными телами, метасоматическими фронтами, структурными ярусами, положение разнотипного оруденения в орогенных и доорогенных структурах.

Знание закономерностей взаимоотношений рудных формаций позволяет прийти к целеустремленным поискам новых типов рудных месторождений. Один из путей в этом направлении — привлечение внимания к характеристике минерального состава и взаимоотношениям с другими, более традиционными типами месторождений, рудоносных углеродистых метасоматитов, обогащенных минералами титана (в Приморье — ильменитом), самородными металлами, карбидами и специфическим комплексом химических элементов — тантала, ниобия, германия, вольфрама и т.д.

Их геотектоническая позиция различна, так же как изменив состав металлов, находящихся в них в повышенных количествах. В целом эти метасоматиты пока мало изучены, но имеющиеся данные, касающиеся их минерального состава, связи с региональными глубинными разломами, образования из сухих восстановленных флюидов мантийного происхождения, догранитный возраст позволили выделить их в группу формаций рудоносных углеродистых метасоматитов, в которой наиболее отчетливо выделяются золотоносная, оловоносная и вольфрамоносная формации и весьма вероятно молибденовоносная, редкометальная, рениеносная.

При повышенных содержаниях металлов углеродистые метасоматиты сами могут выступать в качестве рудных месторождений, но их основные значения заключаются в том, что при наложении гидротермальных растворов постмагматического этапа многие металлы могут быть мобилизованы и переотложены из углеродистых метасоматитов, давая промышленные скопления при благоприятных условиях. Это доказано на примере олова и золота.

Существенный интерес представляют данные о многократном возникновении углеродистых метасоматитов, начинающих, по-видимому, каждый новый цикл эндогенной активности.

Авторам представляется чрезвычайно актуальным дальнейшее всестороннее изучение углеродистых метасоматитов и их пространственных и возрастных соотношений с гидротермальной минерализацией и магматизмом. Среди этих образований могут быть обнаружены и новые типы месторождений.

Большое внимание в работе уделено проблеме рядов рудных формаций. На примере месторождений благородных металлов выявлены возрастные ряды с закономерной сменой во времени различных рудных формаций. На формационную принадлежность этих месторождений оказывает влияние и предыстория их возникновения — приуроченность к эв- или миогеосинклиналям, вулканическим поясам и т.д. Большое влияние на минеральный состав месторождений оказывает и фациальный тип магматических пород, ассоциирующих с оруденением.

Важным направлением рудно-формационного анализа является изучение закономерной приуроченности различных рудных формаций (обычно разновозрастных) к различным вертикальным уровням разреза земной коры. При этом закономерная смена одних рудных формаций другими позволяет построить их эволюционные вертикальные ряды или колонки. Подобный анализ имеет большое значение для глубинного прогноза оруденения.

Конкретные исследования в этой области позволили выделить два типа таких рядов, или колонок. Один из них, изученный на примере медно-порфириновых, золоторудных, оловорудных месторождений, характеризуется наличием в основании колонки крупных штокверковых месторождений сложного состава (базовые формации), которые выше по разрезу (и иногда на флангах) сменяются жильными более простого состава, но содержащими те же главные металлы, что и базовые формации.

Второй тип колонок более сложный и полигенетичный. Так, на примере Чаткало-Кураминского региона, где разнообразная минерализация связана с орогенным этапом, установлено, что при переходе от более глубинных структурных ярусов и горизонтов меняется не только формационная принадлежность месторождений какого-либо металла (висмута, вольфрама, полиметаллических), но и ассоциации этих рудных формаций (рудные комплексы, серии), причем в пределах рудных полей и узлов разноглубинных ярусов оруденения наблюдается зональность в размещении рудных месторождений, привязанная к магматическим поясам, жерлам или отдельным блокам кальдер или куполов. В каждом структурном ярусе (или ярусе оруденения) рудные поля и узлы находятся в различной структурной позиции. Наблюдается омолаживание месторождений по мере движения снизу вверх в пределах колонок. Эти исследования только начаты и несомненно заслуживают самого пристального внимания.

При определении формационной принадлежности месторождения, имеющем немалое значение при металлогенических работах, важную роль могут играть геохимические исследования, изучение типоморфизма минералов. На примере турмалина показано, что этот минерал из месторождений различных оловорудных формаций отличается комплексом элементов-примесей и некоторыми физическими свойствами. Подобные исследования

могли бы быть продолжены и на примере других минералов, например сфалерита из оловорудных, полиметаллических, золоторудных месторождений и т.д.

Особый раздел в работе посвящен использованию при оценке масштабов оруденения месторождений различных рудных формаций логико-информационных методов.

Затронутые проблемы формационного анализа месторождений опираются на новый фактический материал и в ряде случаев приводят авторов к обобщениям, которые могут иметь непосредственное значение для прогноза оруденения. Особой актуальностью обладает проблема глубинных ярусов оруденения, которая может в дальнейшем быть развита до уровня теоретической основы глубинного прогноза. С этой проблемой непосредственно связаны развиваемые представления о базовых и сопутствующих формациях.

Выявление эндогенных "черных сланцев" — углеродистых метасоматитов может иметь следствием обнаружение нового класса рудообразующих процессов, связанных с восстановленными сухими флюидами. Авторы отдают себе отчет в том, что поднятые проблемы нуждаются в дальнейшей углубленной разработке. Именно в этом направлении возможно совершенствование рудно-формационного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983, 256 с.
2. *Афифи А., Эйзен С.* Статистический анализ: Подход с использованием ЭВМ. М.: Мир, 1982, 488 с.
3. *Баратов Р.Б., Мушкин И.В.* Металлогеническая специализация в связи с особенностями состава глубинных зон // Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. С. 260–264.
4. *Баскина В.А.* Рудоконцентрирующие структуры Приморья // Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983, С. 30–56.
5. *Благодарева Н.С.* Микроминералы сульфидных руд Дальнегогорского района // Геохимия вулканоплутонических ассоциаций и эндогенные месторождения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, С. 69–72.
6. *Буряк Б.А.* Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения // Геология руд, месторождений, 1975, Т. 17, № 2, С. 37–46.
7. *Гарьковец В.Г.* О выделении углеродисто-рудной формации (на примере Южного Тянь-Шаня) // Узб. геол. журн. 1976, № 5, С. 17–21.
8. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980, 250 с.
9. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука, 1971, 335 с.
10. *Гладков Н.Г., Руб М.Г., Руб А.К.* Два возрастных этапа оловянного оруденения и их соотношение с магматизмом в Кавалеровском районе Приморья // Докл. АН СССР. 1974, Т. 258, № 2, С. 442–445.
11. *Говоров И.Н.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977, 250 с.
12. *Гореликова Н.В., Перфильев Ю.Д., Бабешкин А.М.* Распределение ионов железа в структуре турмалинов по данным мессбауэровской спектроскопии // Зап. ВМО, Сер. 2, 1976, Ч. 105, С. 418–427.
13. *Горжевский Д.И., Макеева И.Т.* Рудные формации // Итоги науки и техники. Рудные месторождения. М.: ВИНТИ, 1986, Т. 16, С. 1–102.
14. *Добровольская М.Г.* Минеральные парагенетические ассоциации и стадийность минералообразования свинцово-цинковых месторождений (на примере Дальнегогорского рудного района) // Минеральные ассоциации, структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального процесса. М.: Наука, 1984, С. 108–150.
15. *Дунин-Барковская Э.А.* Геохимия и минералогия висмута: (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент: Фан, 1978, 272 с.
16. *Евстрахин В.А., Ицксон М.И.* Порфиновый тип рудных месторождений // Разведка и охрана недр. 1980, № 1, С. 9–16.
17. *Жариков В.А.* Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, С. 220–302.
18. *Жариков В.А.* Некоторые закономерности метасоматических изменений боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966.
19. *Зленко Б.Ф., Губанов А.М.* Минерало-петрографические критерии оценки промышленной значимости шеелит-молибденитовой минерализации в горах Могол-Тау // Минералогия Таджикистана, 1982, № 6, С. 57–62.
20. Зональность и глубинность оловянного оруденения. М.: Наука, 1980, 180 с.
21. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.*

Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металллоносности осадочно-метаморфических пород // Сов. геология. 1984, № 2, С. 90–99.

22. *Климачев Л.А., Полохов В.П., Митюшкин Н.Т.* Стадийность минералообразования на Sn–Pb–Zn месторождениях позднемелового-палеоценового этапа в Приморье (Южное и Темногорское месторождения) // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1985, № 12, С. 99–107.

23. *Комаров П.В., Комарова Г.Н.* Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм. М.: Наука, 1986. 176 с.

24. *Комарова Г.Н.* Основные формации флюорита // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, Т. 1, С. 269–322.

25. *Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.

26. *Константинов Р.М.* Основы формационного анализа. М.: Наука, 1973. 215 с.

27. *Константинов Р.М., Дмитриев А.Н.* Использование математических методов анализа геологических факторов, влияющих на масштабы оруденения (на примере месторождений касситерит-сульфидной формации) // Геология руд месторождений, 1970, № 2, С. 56–64.

28. *Коржинский Д.С.* Общие закономерности постмагматических процессов // Метасоматические изменения базовых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 7–15.

29. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967, С. 163–169.

30. *Котляр В.Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, С. 491–544.

31. *Кузнецов В.А.* Рудные формации // Геология и геофизика, 1972, № 6, С. 3–14.

32. *Куршакова Л.Д.* Физико-химические условия образования скарновых боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976, 274 с.

33. *Лавров Н.Н., Томсон И.Н., Полужтов В.Н., Кочнева Н.Т.* Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения // Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 20–42.

34. *Линдгерн В.* Дифференциация и рудоотложение в области Кордильер в США // Геология рудных месторождений западных штатов США. М.: ОНТИ, 1937. С. 168–200.

35. *Малахов А.А.* Семейство родственных рудных формаций – основа принятой систематики // Эндогенные рудные формации Узбекистана, Ташкент: Фан, 1966, Т. 1, С. 55–108.

36. *Мацукуми Т., Хорикоси Е.* Обзор месторождений Кууроко в Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, С. 129–150.

37. *Мерзляков В.И., Шпикерман В.И.* Стратиформная рудоносность Омурского поднятия // Тихоокеан, геология, 1985, № 5, С. 67–71.

38. *Металлогенетический анализ в областях активизации.* М.: Недра, 1977, 176 с.

39. *Нарсеев В.А., Сидоров А.А.* О связи золоторудных месторождений с формациями вкрапленных и массивных сульфидных руд // Докл. АН СССР, 1985, Т. 284, № 1, С. 189–192.

40. *Некрасов Е.М.* Гидротермальная природа руд золота, локализованных в железистых кварцитах (на примере месторождений Зимбабве) // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1983, № 10, С. 109–121.

41. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 285 с.

42. *Носенко Н.А., Шербинин Б.М., Чернышев А.В.* Волластониты Приморья // Волластонит. М.: Наука, 1982, С. 78–81.

43. *Овчинников Л.Н.* Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1973, Вып. 213, С. 318–399.

44. *Онихимовский В.В., Гаврилов В.И.* Оловоносность Дальневосточного региона. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1985.

45. *Осипова Г.А.* Дайка базитов и оловянное оруденение Кавалеровского рудного района Приморья // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, С. 74–88.

46. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.

47. *Петровская Н.В., Сафронов Ю.Г.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений золота // Источники рудного вещества. М.: Наука, 1976, С. 307–320.

48. Попов В.С. Геология и генезис медно-молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 204 с.

49. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. М.: Наука, 1960. 328 с. (Тр. ИГЕМ. АН СССР; Вып. 34).

50. Радкевич Е.А. Металлогения Южного Приморья. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 110 с.

51. Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Сов. геология. 1968. № 1. С. 14–24.

52. Рао С.Р. Линейные статистические методы и их приложения. М.: Наука, 1968. 547 с.

53. Размахнин Ю.О. О признаках верхнемелового абиссального магматизма Сихотэ-Алиня и его роли в геологии олова // Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 60–70.

54. Рахматуллаев Х.Р. К вопросу о доломитизации карбонатных пород рудопроявления Кокпатав // Вопросы геологии Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. С. 9–22.

55. Ростовский Ф.И. Геология и генетические особенности свинцово-цинкового оруденения Садового рудного поля (Дальнегорский рудный район Приморья): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1975. 23 с.

56. Рудные формации эндогенных месторождений / Под ред. Г.А. Соколова. М.: Наука, 1976. Т. 1. 343 с.; Т. 2. 359 с.

57. Рябчиков И.Д., Новгородова М.И. Восстановительные флюиды в гидротермальном рудообразовании // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 6. С. 1453–1456.

58. Рудоносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня. М.: Наука, 1985. 150 с.

59. Сидоров А.А., Еремин Р.А., Василенко В.П. и др. Геолого-структурные и минералогические особенности проявлений золото-мышьяк-сурьмяной формации // Материалы по геологии и полез. ископаемым СВ СССР. 1978. № 24. С. 101–111.

60. Сиротинская С.В. Логико-математическое моделирование формирования оловянного оруденения в Нижнем Приамурье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 7. С. 82–92.

61. Сиротинская С.В. Логические методы анализа геологической информации. М.: Недра, 1986. 158 с.

222

62. Слободский Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.

63. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1967. С. 586–649.

64. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений // Геология руд. месторождений. 1970. № 6. С. 3–15.

65. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 171 с.

66. Тананаева Г.А. Кальдерная зональность оруденения в некоторых рудных районах Карамазара (Кураминский хребт) // Вертикальная зональность магматогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1984. С. 158–176.

67. Томсон И.Н., Константинов Р.М., Полякова О.П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1964. № 2. С. 38–51.

68. Томсон И.Н., Константинов Р.М. О соотношениях между рудными формациями на примерах некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса // Там же. 1961. № 4. С. 61–70.

69. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Сов. геология. 1968. № 10. С. 6–20.

70. Томсон И.Н., Полякова О.П. О критериях оценки масштабности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 97–106.

71. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности // Геология руд. месторождений. 1982. № 4. С. 21–33.

72. Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.П. Соотношение скарново-полиметаллической и касситерит-силикатно-сульфидной формаций Приморья // Сов. геология. 1982. № 9. С. 89–93.

73. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах востока СССР // Геология руд. месторождений. 1984. № 6. С. 19–31.

74. Уиссер Эд. Связь оруденения с купольными структурами в североамериканских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. Вып. 2. С. 9–196.

75. Фаворская М.А., Томсон И.Н.,

Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.

76. Фаворская М.А., Кушев В.Б., Сапожникова Е.Н. Особенности образования и развития Мяо-Чанской купольной структуры // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972. С. 17-40.

77. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 263 с.

78. Федорчук В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1969. 367 с.

79. Филимонова Л.Г. О находке самородных металлов в вулканитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 4. С. 962-965.

80. Финашин В.К. Формационный анализ оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня как основа прогнозирования // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 66-73.

81. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы Западного Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 471 с.

82. Хетчиков Л.Н. Геологическое строение и минералогия месторождения Первый Советский рудник (Тетюхе) // Материалы по геологии, полезным ископаемым и минералогии южной части Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 53-167.

83. Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Сопряженные рудно-метасоматические системы и источники веществ месторождений Карамазара // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 143-158.

84. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1972. 293 с.

85. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 71 с.

86. Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф. и др. Новая схема тектоники и металлогении Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1975. Т. 233, № 4. С. 961-964.

87. Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связи с ними оруденения. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 282 с.

88. Штернберг Л.Е., Васильева Г.А. Самородные металлы и интерметалли-

ческие соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 133-139.

89. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 405 с.

90. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.

91. Щербakov Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Недра, 1967. 268 с.

92. Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1986. 193 с.

93. Albers J.P. A lithologic-tectonic framework for the metallogenic provinces of California // Econ. Geol. 1981. Vol. 76, N 4. P. 765-790.

94. Batton A. Transvaal and Hamersley basins - review of basin development and mineral deposits // Miner. Sci. Eng. 1976. Vol. 8, N 4. P. 262-293.

95. Joralemon P. A Major gold belt takes shape in Nevada // Mining Eng. 1978. N 7. P. 759-762.

96. Radtke A.S., Scheiner B.G. Studies of hydrothermal gold deposition Carlin Gold Deposit Nevada the role of carbonate materials in gold deposition // Econ. Geol. 1970. Vol. 65, N 2. P. 87-102.

97. Reimer T.O. Alternative model for the derivation of gold in the Witwatersrand Supergroup // J. Geol. Soc. 1984. Vol. 141, Pt 2. P. 263-272.

98. Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N. Porphyry tin deposits in Bolivia // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 5. P. 913-927.

99. Sillitoe R.H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits // Ibid. 1973. Vol. 68, N 6. P. 799-815.

100. Steyn J.G.D. The mineralogy of the more important tin-bearing pipes in Staden // Mem. Geol. Surv. S. Afr. 1962. N 51. С. 603.

101. Tischendorf G., Westernack J., Bolduan H., Bein E. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland mit Bemerkungen über ihre Bedeutung für die Verteilung der endogenen Lagerstätten // Zeitschr. angew. Geol. 1965. Bd. 11, H. 8. S. 410.

102. Wallace A.B. Possible signatures of buried porphyry copper deposits in Middle to Late Tertiary volcanic rocks of Western Nevada // Programs and abstr. V Symp. Snowbird; Alta (Utah): 1978. P. 198.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Взаимоотношения формаций углеродистых метасоматитов с послегранитной гидротермальной минерализацией	7
Графит-ильменитовые метасоматиты оловорудных районов Приморья и взаимоотношения с ними гидротермальной минерализации. <i>О.П. Полякова, И.Н. Томсон, В.П. Полохов, Н.Т. Митюшкин</i>	8
Основные этапы флюидного и гидротермального процессов на золоторудных узлах Южного Тянь-Шаня. <i>Х.Р. Рахматуллаев</i>	19
Взаимоотношения графит-ильменит-сульфидной и скарново-боросиликатной минерализации в Дальнегорском рудном районе. <i>И.Н. Томсон, В.П. Полохов, Ю.К. Пустов, О.П. Полякова, Н.Т. Митюшкин, Н.А. Носенко</i>	38
Взаимоотношения углеродистых метасоматитов, магматизма и гидротермальной минерализации Центрального Кызылкума. <i>И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева</i>	48
Глава 2. Базовые формации массивных и вкрапленных руд и их взаимоотношения с сопутствующими формациями жильных месторождений	57
Основные представления о базовых и сопутствующих рудных формациях. <i>А.А. Сидоров</i>	57
Золото-сульфидные месторождения в графитизированных толщах как типовая базовая формация. <i>А.А. Сидоров</i>	60
Медно-порфировая базовая формация и ее соотношения с сопутствующими формациями жильных месторождений. <i>А.А. Сидоров</i>	68
Базовая формация оловорудных цвистеров и их соотношение с сопутствующими жильными месторождениями. <i>И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева</i>	72
Глава 3. Латеральные и возрастные ряды рудных формаций	79
Латеральные ряды рудных формаций в золотоносных провинциях. <i>М.М. Константинов</i>	79
Взаимоотношения формаций флюоритовых месторождений. <i>Г.Н. Комарова</i>	105
Соотношение касситерит-силикатно-сульфидной и скарново-полиметаллической рудных формаций Приморья. <i>И.Н. Томсон, Л.А. Климачев, В.П. Полохов, О.П. Полякова, Н.Т. Митюшкин</i>	125
Глава 4. Взаимоотношения рудных формаций в полихронных рудных узлах и глубинные ярусы оруденения	139
Взаимоотношение различных типов скарновой минерализации и глубинные ярусы оруденения Дальнегорского рудного узла. <i>Н.А. Носенко</i>	139
Особенности взаимоотношений полихронной минерализации на Эгитинском месторождении флюорита в Забайкалье. <i>Г.Н. Комарова</i>	159
Соотношение рудных формаций в разноглубинных структурных ярусах Кураминского свода. <i>Г.А. Тананаева</i>	166
Глава 5. Рудно-формационные критерии для оценки масштаба и типа оруденения	186
Критерии масштабности и факторы концентрации оловянного оруденения Приморья (по результатам применения методов математической логики). <i>С.В. Сиротинская</i>	186
Турмалин как индикатор оловорудных формаций. <i>Н.В. Гореликова, С.А. Щека, В.В. Наумова</i>	203
Заключение	217
Литература	220

3 р. 70 к.

5150