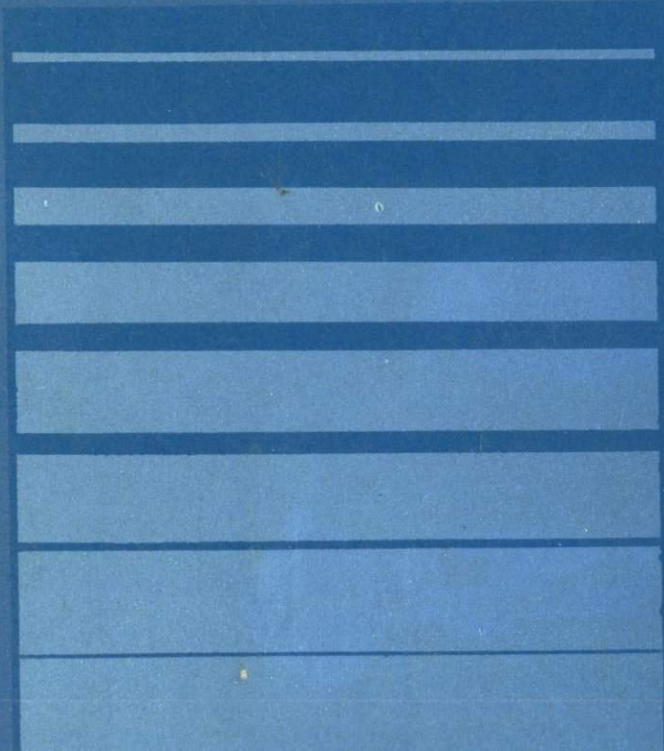




**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСНОВЫ
ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МОЛИБДЕНА**



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

Всесоюзный научно-исследовательский институт
минерального сырья

4010

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСНОВЫ
ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МОЛИБДЕНА**



МОСКВА "НЕДРА" 1983



Геологические основы поисков и оценки эндогенных месторождений молибдена/ВИМС.—М.:Недра, 1983,—176 с.

В книге рассмотрены геологические основы проблемы прогнозирования, поисков и оценки месторождений молибдена. На основе системного анализа позиций этих месторождений в истории развития земной коры, их связей с геотектоническими режимами, структурного и магматического контроля, геологического строения, вещественного состава руд, рудной зональности, геохимических и геофизических особенностей охарактеризованы генетические и формационные типы молибденового оруденения, определены важнейшие региональные и локальные факторы, контролирующие оруденение, сформулированы основанные на них поисковые и оценочные критерии. В книге использованы новейшие отечественные и зарубежные данные, полученные в процессе разведки и изучения молибденовых месторождений. Приведены примеры месторождений различных формационных, генетических и морфологических типов.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся проблемой прогнозирования, поисков и оценки плутогенных месторождений полезных ископаемых.

Табл. 7, ил. 36, список лит. — 46 назв.

Работа составлена *В.Т. Покаловым*.

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Редактор издательства А.О. Чертищев
Обложка художника И.М. Пучкова
Художественный редактор Е.А. Юрковская
Технический редактор О.А. Колотвина
Корректор Е.П. Глуховская
Оператор Н.П. Савостина

Н/К

Подписано в печать 12.04.83. Т—08409 Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-лишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,0. Усл.кр.-отт 11,25. Уч.-изд.л. 12,51. Тираж 700 экз. Заказ 427/12516—2. Цена 65 коп. Заказное.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Г 1904050000 — 324
043 (01) — 83 Заказное

© Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС), 1983

ВВЕДЕНИЕ

Открытие новых крупных и богатых месторождений молибдена, расположенных в освоенных районах или в районах, экономически благоприятных для освоения, — одна из главнейших задач. Решить ее только за счет расширения объема геологоразведочных работ невозможно, необходимо резко повысить их экономическую эффективность.

Повышение экономической эффективности геологоразведочных работ осуществляется одновременно двумя путями. Первый путь — это техническое перевооружение геологической службы, оснащение ее новой техникой: более производительными и экономичными машинами, буровыми станками, геофизической и аналитической аппаратурой и т. д. Второй путь — дальнейшее совершенствование методов прогнозирования месторождений, поисковых и оценочных критериев, а также организации и методики проведения геологоразведочных работ.

Решение проблемы эффективного ведения работ и открытия крупных и богатых месторождений прежде всего зависит от умения правильно оценить проявления рудной минерализации и геохимические аномалии с наименьшими затратами и погрешностями, выделить из них наиболее перспективные. Такая же задача стоит перед геологами и на объектах уже разведываемых, особенно на стадиях поисково-оценочных работ и предварительной разведки, когда, по существу, решается судьба объекта. Поэтому разработка поисково-оценочных критериев на основе системного (формационного) анализа, позволяющего выяснить первопричины рудообразования и условия промышленной концентрации полезных компонентов, является одной из главных задач настоящей работы.

ПРИРОДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ МОЛИБДЕНА

Число молибденовых минералов всего около 20. Главное промышленное значение имеет сульфид молибдена — молибденит. Наиболее крупные его скопления в породах земной коры являются объектами промышленной разработки, и свыше 95 % молибдена извлекается именно из этого минерала.

Большую группу природных соединений составляют молибдаты. В основе их структуры лежат искаженные тетраэдры MoO_4^{2+} , по своим кристаллохимическим особенностям близкие к тетраэдрам WO_4^{2+} , что обуславливает существование в природе изоморфных смесей между молибдатами и вольфраматами. Безводные молибдаты имеют островное строение, близкое к структуре тетрагонального шеелита $\text{Ca}(\text{WO}_4)$. К ним относятся повеллит $\text{Ca}(\text{MoO}_4)$, вульфенит $\text{Pb}(\text{MoO}_4)$, чиллагит $\text{Pb}(\text{Mo}, \text{W})\text{O}_4$, кехлинит $(\text{BiO}_2)[\text{MoO}_4]$. Более сложное, часто слоистое строение имеют основные и водные молибдаты. Из них наиболее распространены ферримолибдит $\text{Fe}_2^{3+}(\text{MoO}_4)_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, линдгрениит $\text{Cu}_3(\text{MoO}_4)_2(\text{OH})_2$, бетпакдалит $\text{CaFe}_2^{3+}(\text{As}_2\text{Mo}_5\text{O}_{24}) \cdot 14\text{H}_2\text{O}$.

Природные молибдаты образуются преимущественно в экзогенных условиях (в зоне окисления молибденовых, вольфрам-молибденовых и медно-молибденовых месторождений) при изменении молибденита, образуя по нему псевдоморфозы (повеллит) или налеты по трещинам и скопления в пустотах (ферримолибдит). Кроме того, молибдаты могут возникать и в гидротермальных условиях (повеллит).

Особую группу составляют молибдаты урана: умохоит $(\text{UO}_2)(\text{MoO}_4)4\text{H}_2\text{O}$, иригинит $\{\text{UO}_2[\text{Mo}_2\text{O}_7] \cdot (\text{H}_2\text{O})_2\} \cdot \text{H}_2\text{O}$, кулькурмолит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_3(\text{MoO}_4)_3(\text{OH}) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, седовит $\text{U}(\text{MoO}_4)_2$ и др. Все эти минералы образуются в зоне окисления молибдено-урановых месторождений и встречаются в виде порошковатых выделений, корок, натечных агрегатов и желваков, обычно окрашенных в черный, темно-зеленый, синий (умохоит), красно-бурый (седовит) и канареечно-желтый (иригинит) цвета. Из минералов молибдена наиболее распространенными являются молибденит, повеллит, ферримолибдит, молибдошеелит (сейригит) и вульфенит.

Молибденит (MoS_2) встречается в виде чешуек различных размеров, обладающих сталью-серым цветом с голубоватым оттенком и весьма сильным металлическим блеском. Молибденит кристаллизуется в виде двух модификаций: 2H-гексагональной ($a = 3,158 \pm \pm 0,002$; $c = 12,275 \pm 0,015$) и 3R-ромбоэдрической ($a = 3,158 \pm 0,002$; $c = 18,35 \pm 0,02$). Гексагональная модификация распространена значительно шире ромбоэдрической, последняя в большинстве случаев встречается совместно с гексагональной в одних и тех же месторождениях и агрегатных выделениях [41]. Кристаллы молибденита несовершенны, имеют гексагональную, реже призматическую и пирами-

дальнюю формы. Обычны листовые и чешуйчатые агрегаты, реже встречаются сферолитовые образования.

В кристаллической структуре гексагонального молибденита атомы молибдена, окруженные шестью атомами серы, находятся в центре тригональных призм, вершины которых занимает сера. Тригональные призмы образуют слои с прочными металлически-ковалентными связями атомов внутри слоя. Между слоями связи слабые, остаточного вандерваальсовского типа. Отчетливо слоистая структура определяет таблитчатый до чешуйчатого габитус кристаллов молибденита и их совершенную спайность (0001).

Твердость молибденита по шкале Мооса равна 1; он пачкает руки, пишет на бумаге так же, как и графит, жирный на ощупь. Плотность минерала $4,75 \text{ г/см}^3$. Микротвердость на разрезах, перпендикулярных к спайности минерала, для $2H$ равна 29 кг/мм^2 , для $3R = 18 \text{ кг/мм}^2$; отражательная способность (для желтого цвета) для $2H: R_0 = 45\%$, $R_e = 27\%$, для $3R: R_0 = 42\%$, $R_e = 22\%$.

Размеры чешуек молибденита весьма различны: от сотых и тысячных долей миллиметра до 10–15 см в поперечнике при толщине кристаллов 2–3 см. Мельчайшие чешуйки молибденита, измеряемые микронами и невидимые простым глазом, встречаются в осадочных месторождениях молибдена (например, в углистых сланцах) или в пластовых месторождениях неясного генезиса (медистые сланцы Мансфельда). Весьма малые чешуйки молибденита, измеряемые сотыми и десятными долями миллиметра, часто наблюдаются в гидротермальных молибденовых и медно-молибденовых месторождениях. Такие чешуйки молибденита распылены среди микрозернистого кварца, часто невидимы невооруженным глазом и угадываются только по синевато-серой окраске кварца, как например, на крупнейшем месторождении Клаймакс в США, на месторождении Шалгия в Казахстане и др.

Более крупный молибденит, выделения которого измеряются миллиметрами, часто встречается среди жильного кварца в слюдистых и грейзеновых зальбандах кварцевых жил.

Наиболее крупные выделения молибденита с боковыми гранями размером несколько сантиметров (до 10–15 см) в поперечнике встречаются в пегматитах и слюдяных зальбандах пегматитовых жил, например в изумрудных коях на Урале.

Молибденит отличается высокой химической чистотой. Он содержит 59,96 % молибдена и 40,04 % серы. Постоянной примесью в молибдените является редкий элемент рений, который в связи с близостью радиусов атомов ($Re = 1,38 \cdot 10^{-9} \text{ нм}$; $Mo = 1,40 \cdot 10^{-9} \text{ нм}$ и четырехвалентных ионов ($Re^{+4} = 0,72 \cdot 10^{-9} \text{ нм}$; $Mo^{+4} = 0,68 \cdot 10^{-9} \cdot \text{нм}$), по-видимому, входит в кристаллическую решетку молибденита и замещает часть ионов Mo^{+4} . Содержание рения в молибдените колеблется от нескольких граммов до нескольких сот граммов и даже килограммов на тонну минерала. Помимо рения в молибдените в заметных количествах концентрируются селен и теллур. Наблюдающаяся прямая пропорциональная зависимость в содержаниях рения и селе-

на в молибдените не исключает возможности нахождения этих элементов в виде селенидов рения.

Молибдошеелит ($\text{Ca}(\text{W}, \text{Mo})\text{O}_4$), по существу, является разновидностью шеелита, в которой часть ионов вольфрама в кристаллической решетке замещена ионами молибдена. Содержание молибдена колеблется от долей процента до 20–22%. Молибдошеелит, так же как шеелит, кристаллизуется в тетрагональной сингонии, дипирамидальном виде симметрии. Облик кристаллических зерен дипирамидальный, псевдооктаэдрический, но чаще встречаются неправильные зерна, окрасенные в желтоватый и грязно-серый цвет. Черта белая, блеск жирный до алмазного. Минерал оптически положительный ($N_g = 1,937$; $N_m = 1,920$; $N_g - N_m = 0,017$), что обуславливает низкую интерференционную окраску его в шлифах. Твердость 4,5, спайность ясная по одному направлению, излом неровный. Минерал хрупкий. Плотность 5,8–6,2 г/см³. При облучении ультрафиолетовыми лучами чистые разновидности шеелита, не содержащие молибдена, светятся ярким голубым светом; разновидности, содержащие 0,5–1,0% молибдена, светятся белым светом, а молибдошеелиты, содержащие свыше 2% молибдена, приобретают желтое свечение, такое же как и повеллит. Разное свечение является лучшим диагностическим признаком, помогающим определять молибдошеелит и отличать его от шеелита.

Иногда зерна молибдошеелита содержат мелкую вкрапленность молибденита, в таких случаях для определения молибдена, входящего в кристаллическую решетку шеелита, производят рациональный анализ на молибден — раздельно определяют содержание общего молибдена и молибдена шестивалентного, входящего в состав молибдошеелита.

Молибдошеелит встречается в скарновых молибден-вольфрамовых месторождениях, а также в виде второстепенной примеси в жильных и штокверковых молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождениях. В случаях значительных концентраций молибдошеелита, например на Тырнаузском месторождении, этот минерал приобретает большое практическое значение как источник получения вольфрама и молибдена.

Повеллит (CaMoO_4) является одним из наиболее распространенных молибденовых минералов зоны окисления. Он содержит 48% молибдена, редко встречаются разновидности, содержащие до 6% вольфрама. Повеллит кристаллизуется в тетрагональной сингонии, пирамидальном виде симметрии, обычно встречается в землисто-листоватых псевдоморфзах по молибдениту, прорастая сквозь чешуйки с поверхности и по плоскостям спайности и постепенно полностью его замещая. Цвет повеллита грязно-серый, иногда зеленоватый; в ультрафиолетовых лучах люминесцирует ярким желтым светом; черта на фарфоровой пластинке светлая с желтовато-зеленоватым оттенком; оптически положительный ($N_g = 1,984$; $N_m = 1,974$; $N_g - N_m = 0,010$), что определяет низкие серые цвета интерференции минерала в шлифах; твердость 3,5; спайность отсутствует. Минерал весьма хрупок,

легко выкрашивается из руды. Растворяется в соляной кислоте, что позволяет определять количество молибдена, связанного в повеллите, отдельно от молибдена в молибдените. В пламени паяльной трубки сплавляется в полупрозрачную массу. С фосфорной солью в окислительном пламени дает стекло желтовато-зеленого цвета, в восстановительном — темно-зеленого.

Повеллит является характерным вторичным минералом зоны окисления молибденовых месторождений. Но известны примеры, когда он встречается на значительных глубинах как результат окисления молибденита пострудными гидротермальными растворами [38].

Ферримолибдит ($\text{Fe}_2^{3+}\text{MoO}_4$)₃ · 7H₂O также является распространенным минералом зоны окисления молибденитовых месторождений и обычно встречается в участках молибденовых руд с повышенным содержанием пирита или пирротина. Кристаллизуется в ромбической сингонии и образует волокнистые или тонкочешуйчатые массы характерного серно-желтого цвета. В отличие от повеллита ферримолибдит не образует псевдоморфоз по молибдениту, а выносятся из первичных мест залегания в пределах 0,5–1,0 м и отлагается в трещинах и пустотах выщелачивания. Твердость ферримолибдита 1–2. Спайность средняя по одному направлению. Плотность — 4,5 г/см³. Минерал легко плавится в пламени паяльной трубки и растворяется в кислотах и щелочах, что позволяет проводить раздельное определение молибдена в ферримолибдите (растворимого в щелочах), повеллите (растворимого в соляной кислоте) и молибдените (не растворимого ни в щелочах, ни в соляной кислоте). Ферримолибдит оптически положительный ($2V = 28^\circ$; $N_g = 1,87\text{--}2,05$; $N_m = 1,73\text{--}1,79$; $N_p = 1,72\text{--}1,78$; $N_m - N_p = 0,12\text{--}0,16$), что определяет яркие цвета интерференции в шлифах. Практическое значение ферримолибдита ничтожно.

Вульфенит (PbMoO_4), так же как и два предыдущих минерала, встречается в зоне окисления молибденовых месторождений, но только в случаях присутствия свинца в первичных молибденовых рудах или молибдена в свинцовых рудах. Вульфенит содержит 27 % молибдена, 57 % свинца. Иногда наблюдаются примеси меди, вольфрама, реже хрома и ванадия. Кристаллизуется в тетрагональной сингонии, пирамидальном виде симметрии в форме квадратных табличек или реже дипирамид. Цвет чаще всего бурый, коричневый, иногда медово-желтый или красный; черта на фарфоровой пластине белая или слабоокрашенная; блеск алмазный; твердость 3; плотность от 6,3 до 7,0 г/см³. Минерал оптически отрицательный: $N_m = 2,4$; $N_p = 2,28$; $N_m - N_p = 0,12$.

Промышленное значение вульфенита ничтожно. Небольшое его количество добывалось в годы первой мировой войны в Северной Словакии. Более значительные концентрации вульфенита известны на месторождениях Маммос и Колинс в Аризоне (США), разрабатываемых на золото, свинец и молибден.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППИРОВКА ПРОЯВЛЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Эндогенные проявления молибдена встречаются в месторождениях практически всех генетических классов, однако промышленные концентрации связаны со скарновым, грейзеновым и гидротермальным (табл. 1). В пегматитовых, карбонатитовых, альбититовых, оловорудных и колчеданных месторождениях молибден не образует промышленных концентраций и лишь иногда может рассматриваться как попутный полезный компонент.

Промышленные концентрации молибдена сосредоточены в кварцевых жилах, штокверках, брекчиевых "трубках", грейзеновых и скарновых залежах. Это руды жильного, прожилково-вкрапленного и брекчиевого характера. Помимо монометалльных молибденовых руд широко распространены руды комплексные, в которых молибден ассоциирует с медью или вольфрамом, висмутом, бериллием, а также ураном.

В месторождениях с медью и вольфрамом молибден нередко характеризуется весьма крупными запасами и присутствует в качестве как основного, так и попутного компонента. В молибден-урановых месторождениях — это сопутствующий компонент, значение которого в общей добыче молибдена не превышает 10–15%.

Породы, вмещающие молибденовое оруденение, в различной мере переработаны процессами калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, серицитизации, окварцевания и аргиллизации, но местами они практически не изменены. Крупные экзогенные концентрации молибдена известны в углях, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах, а также в твердых нефтеструмах. Здесь молибден тесно связан с органическим веществом и обычно ассоциирует с ванадием, ураном, германием, редкими землями. Содержание молибдена в таких месторождениях невысокое, а из-за относительно сложной технологии

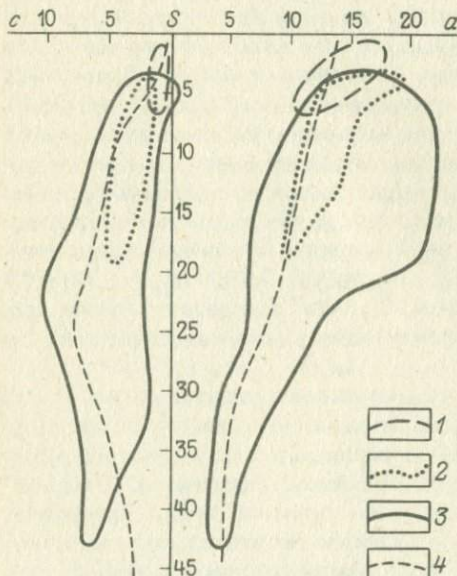


Рис. 1. Схема сопоставления химического состава пород, слагающие плутоны, с которыми ассоциируются месторождения молибдена.

1 — лейкократовые граниты (вольфрам-молибденовая формация); 2 — биотитроговообманковые граниты (молибденовая формация); 3 — породы пестрого состава (медно-молибденовая формация); 4 — линия средних типов пород щелочноземельного ряда (по Р. Дэли)

Таблица 1

Генетическая группировка проявлений молибдена (составил В.Т. Покалов)

Генетический класс	Тип оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентам	по морфологии проявления	
Пегматитовый	Разные с наложенным молибденом	Жильный	Месторождения Норвегии и др.
Карбонатитовый	Редкоземельный с молибденом и другими металлами (Cu, Zn, Pb)	Зоны и участки прожилкового оруденения	Месторождения Восточной Сибири, Кольского п-ова
Скарновый	Вольфрам-молибденовый	Залежи пластообразной, линзообразной и других более сложных форм	Тырныауз (СССР)
	Молибденовый	То же	Янцзя-Чжанзы (КНР)
	Медно-молибденовый	— „ —	Киялых-Узень, Каратас-1 (СССР)
Альбититовый	Редкоземельный с наложенной молибденовой минерализацией	Зона и участки неправильной формы прожилково-вкрапленного оруденения	Месторождения Урала и Восточной Сибири
Грейзеновый	Вольфрам-оловянный с молибденом, висмутом и редкими металлами	Жильный, меньше штокверковый	Месторождения Дальнего Востока СССР, Средней Азии, Южно-Китайской провинции и др.
		Штокверковый	Коктенколь, Оркиткан, Джида (СССР)
	Жильный	Восточный и Северный Коунрад, Акчатау (СССР)	
	Трубы и зоны брекчиевых руд	Булуктай (СССР)	

Генетический класс	Тип оруденения		Примеры месторождений
	по рудным компонентам	по морфологии проявления	
		Залежи линзообразной, столбообразной и других форм	Югодзырь (МНР)
Гидротермальный	Молибденовый	Штокверковый	Бугдая, Жирекен (СССР)
		Жильный	Умальта (СССР)
	Медно-молибденовый	Штокверковый	Каджаран, Сора (СССР)
		Жильный	Айгедзор (СССР)
		Трубы и зоны брекчиевых руд	Каратас-IV (СССР)
Уран-молибденовый	Штокверковые зоны, жилы	Мерисвейл (США)	
Колчеданный	Медный с молибденом	Залежи пластообразной и других более сложных форм	Уруп, ряд месторождений Южного Урала и др. (СССР)
Осадочный	Молибден-ванадиевый с редкими землями в углесто-кремнистых сланцах и углях	Пласты	Месторождения Средней Азии, угли Ангрена и др.

извлечения полезных компонентов эти месторождения пока мало вовлекаются в эксплуатацию и представляют собой резерв ближайшего будущего.

Эндогенные месторождения молибдена, на которых в основном базируется современная промышленность, пространственно связаны с крупными плутонами гранитоидов, прорывающими их дайками и небольшими штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиров, лампрофиров. Наблюдается определенная за-

висимость вещественного состава руд от состава пород, слагающих плутоны (рис. 1), и соотношения корового и подкорового вещества в них, что является следствием по-разному проявленных процессов ассимиляции, контаминации и гибридизма [18, 20, 24]. Роль последних была весьма значительной для плутонов пестрого состава, сложенных монцонитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами (месторождения медно-молибденовых руд), ограниченной для плутонов, сложенных амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами (месторождения собственно молибденовых руд), и практически не проявленной в плутонах калиевых лейкократовых гранитов (месторождения фольфрам-молибденовых руд).

Общими чертами плутонов, с которыми связаны эндогенные месторождения молибдена, являются: формирование в несколько интрузивных фаз, щелочноземельный характер пород в целом, несколько повышенная щелочность и характерные для них парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с пироксеном, роговой обманкой, лабрадором и андезитом, свидетельствующие о высоком потенциале калия в процессе кристаллизации магмы. Все породы характеризуются содержаниями молибдена от 0,2 до 2,5 г/т. При этом плутоны не обнаруживают в отношении молибдена специализации, т. е. повышенных содержаний этого элемента. В диоритах, кварцевых диоритах, монцонитах и гранодиоритах главной интрузивной фазы содержание молибдена составляет в среднем 1,5–2,0 г/т. В гранитах более поздней интрузивной фазы содержание молибдена снижается — в амфибол-биотитовых (повышенной основности) до 0,7–0,8 г/т, в лейкократовых до 0,2–0,5 г/т.

Повышенная щелочность материнских магм способствует миграции молибдена в газовую и водную фазы, с которыми он затем выносится из магматических очагов. Снижение щелочности магмы до нормальной приводит к уменьшению роли молибдена в рудном процессе, обуславливая резкое преобладание вольфрама над молибденом в рудах вольфрам-молибденовых месторождений (Горный Алтай) и меди над молибденом в рудах медно-молибденовых месторождений (месторождения Папуа Новой Гвинеи, Филиппин, Болгарии и др.).

Низкое содержание молибдена в рудопродуцирующих гранитоидах ставит условием промышленной концентрации этого элемента его мобилизацию по всей магматической камере или значительной ее части. Поэтому большое значение для образования месторождения имеют размеры магматической камеры и ее форма, как фактор концентрации рудоносного потока. Анализ большого фактического материала позволяет сделать вывод, что куполо- или конусообразное строение кровли магматической камеры, а затем остывающего плутона концентрированно направляет рудоносный поток в его верхнюю апикальную часть и далее в экзоконтакт. Поэтому однокупольное строение и большая мощность крупных плутонов способствует концентрации над их апикальными частями теплового потока, летучих и оруденения, что и определяет при прочих равных условиях крупные разме-

Принципиальная схема развития постмагматических

Вольфрам-молибденовые месторождения		Соотношения минеральных ассоциаций молибденовых месторождений	Молибденовые
Стадии процесса	Главные минеральные ассоциации		Стадии процесса
Калишпатизация	Калиевый полевой шпат		Калишпатизация
Альбитизация	Альбит + мусковит		Альбитизация
Магнетит-кварцевая	Магнетит + кварц		Магнетит-кварцевая
Молибденит-кварцевая	Молибденит + кварц + пирит + мусковит		Молибденит + кварцевая
Вольфрамит (шеелит) -кварцевая	Вольфрамит (шеелит) + берилл + висмутин + молибденит + браннерит + ильменорутил + флюорит + топаз + кварц + пирит + мусковит		Халькопирит-пирит-кварцевая
			Галенит-сфалеритовая
Аргиллизация			
Карбонатная			
Цеолитовая			
Гюбнерит-кварцевая	Гюбнерит + кварц + флюорит + пирит + мусковит		
Халькопирит-пирит-кварцевая	Халькопирит + кварц + флюорит + пирит + мусковит		
Галенит-сфалеритовая	Галенит + сфалерит + пирит + халькопирит + висмутин + блеклая руда + кварц + мусковит + карбонаты		
Карбонатная	Кальцит + анкерит + родохрозит + сидерит		
Цеолитовая	Десмин + шабазит + гейландит + доломит		

Таблица 2

процессов в эндогенных месторождениях молибдена

месторождения	Медно-молибденовые месторождения	
Главные минеральные ассоциации	Стадии процесса	Главные минеральные ассоциации
Калиевый полевой шпат	Калишпатизация	Калиевый полевой шпат
Альбит + мусковит	Альбитизация	Альбит + мусковит
Магнетит + кварц	Магнетит-кварцевая	Магнетит + кварц
Молибденит + кварц + пирит + мусковит + вольфрамит + шеелит + молибдошеелит	Молибденит-халькопирит-кварцевая	Молибденит + халькопирит + борнит + кварц + пирит + мусковит
Халькопирит + пирит + кварц + флюорит + мусковит	Халькопирит-пирит-кварцевая	Халькопирит + пирит + кварц + флюорит + мусковит
Галенит + сфалерит + пирит + халькопирит + висмутин + блеклая руда + кварц + мусковит + карбонаты	Галенит-сфалеритовая	Галенит + сфалерит + пирит + халькопирит + висмутин + блеклая руда + кварц + мусковит + карбонаты
Каолинит + диккит + карбонат + гематит	Аргиллизация	Каолин + диккит + карбонат + гематит
Кальцит + анкерит + родохрозит + сидерит	Карбонатная	Кальцит + анкерит + родохрозит + сидерит
Десмин + шабазит + гейландит + ломонтит	Цеолитовая	Десмин + шабазит + гейландит + ломонтит

ры и вертикальную протяженность месторождений до 1000—1500 м.

Уплотненная и многокупольная кровля магматической камеры и остывающего плутона не способствует концентрации теплового и рудоносного потоков, рудные компоненты рассеиваются, возникают многочисленные, но незначительные по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления. Не способствуют концентрированию оруденения также резко удлинненные формы плутонов, формировавшихся в узких линейных хорошо проработанных тектонических зонах. С такими плутонами встречаются довольно многочисленные, но мелкие месторождения и рудопроявления. Понятно, что магматические камеры небольших размеров могли обеспечить образование лишь мелких рудопроявлений.

Рудообразующие процессы, формировавшие молибденовые месторождения, развивались стадийно; стадии отделены одна от другой тектоническими движениями и нередко интрузиями жильных пород, они существенно различаются, как это будет показано ниже, характером минеральных ассоциаций и физико-химическими условиями отложения. По-видимому, рудогенерирующая система действовала прерывисто, и после каждой порции выделения рудоносных растворов происходила ее существенная физико-химическая перестройка (табл. 2).

Постмагматические процессы начинались калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией рудоносных гранитоидов или скарнированием пород при развитии этих процессов в карбонатной экзоконтактной среде. На вольфрам-молибденовых месторождениях калишпатизация проявлена незначительно, зато процесс альбитизации развит широко и захватывает апикальные части плутонов лейкократовых гранитов. На молибденовых и медно-молибденовых месторождениях наблюдается обратное соотношение этих процессов: широко проявлены калишпатизированные и незначительно распространены альбитизированные породы.

Процесс калишпатизации протекал с выносом из гранитов Si, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, P и накоплением в них Al и K; в результате альбитизации выносились K, Ca, Mg, Fe и накапливались Na и Al.

Эти щелочные процессы не сопровождались отложением каких-либо рудных минералов и, по данным термометрии газово-жидких включений, протекали в интервале температур от 500 до 700 °С. Калиевые полевые шпаты разных месторождений различаются содержанием в них рубидия, а следовательно, и отношением калия к рубидию — для вольфрам-молибденовых месторождений значения последнего колеблются в пределах 80—150, для молибденовых — 150—500, для медно-молибденовых свыше 500. Таким образом, мы имеем дело с постепенным накоплением рубидия в магматическом и постмагматическом процессе от плутонов пестрого состава и связанных с ними медно-молибденовых месторождений к плутонам лейкократовых гранитов и связанным с ними вольфрам-молибденовым месторождениям; в этом же направлении убывает роль подкорового вещества, практи-

чески исчезающая в лейкократовых гранитах и вольфрам-молибденом оруденении.

Обычными минеральными парагенезисами скарнов являются гранат—пироксен, гранат—пироксен—везувиан, гранат—эпидот, гранат—эпидот—везувиан, гранат—пироксен—плаггиоклаз, гранат—пироксен—волластонит, гранат—пироксен—плаггиоклаз—волластонит. Гранат представлен рядом гроссуляр—андрадит, пироксен — рядом геден—бергит—салит—диопсид. Эти парагенезисы свидетельствуют об известковом характере скарнов, среди которых, согласно В.А. Жарикову (1966 г.), могут быть выделены следующие температурные фации (для давления 100×10^5 Па, что отвечает глубинам около 4 км): пироксен-гранат-волластонитовая ($550-800^\circ\text{C}$), пироксен-гранатовая ($500-550^\circ\text{C}$), гранат-эпидотовая ($400-500^\circ\text{C}$), пироксен-эпидотовая ($400-450^\circ\text{C}$).

Минеральный состав скарнов в значительной мере предопределяется составом исходных скарнируемых пород. При развитии скарнов по известнякам образуются геденбергит и частично салит (с преобладанием железистой молекулы), доломиты обуславливают образование диопсида и салита (с преобладанием магниальной молекулы). В зоне автоскарнов, т. е. при скарнировании гранитоидов, развивается диопсид. Это позволяет сделать вывод, что химический состав вмещающих скарны пород в значительной мере предопределяет химические потенциалы железа и магния в процессе скарнообразования. Из выделяемых В.А. Жариковым в зависимости от μMg и μFe фаций железистости скарнов на молибденовых месторождениях можно встретить следующие: диопсидовую, салитовую, геденбергитовую, андрадитовую.

Вся рудная минерализация месторождений молибдена связана с процессом кислотного выщелачивания. Наиболее ранними на месторождениях всех рассматриваемых генетических классов являются кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, на контакте с которыми во вмещающих породах изменены лишь биотит и роговая обманка, частично замещенные хлоритом и карбонатом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение: вначале молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и кварцевые прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом. В ассоциации с молибденитом обычно находятся пирит и мусковит, присутствующие в очень небольших количествах. Кроме того, на медно-молибденовых месторождениях с молибденитом ассоциируют халькопирит и борнит. Совместно с ранним молибденитом встречаются такие высокотемпературные минералы, как кубанит и рутил, а на медно-молибденовых месторождениях — халькопирит, образующий структуры распада в борните. По данным изучения газовой-жидких включений в кварце, температура образования раннего молибдена $370-440^\circ\text{C}$, позднего — $310-380^\circ\text{C}$, а с учетом поправки на давление отложение молибдена происходило в интервале $380-500^\circ\text{C}$. Около молибденит-кварцевых прожилков и жил обычно породы не изменены или в них наблюдается очень слабая серици-

тизация, но иногда, как, например, на Восточно-Коунрадском или Умальтинском месторождениях, развиты кварцевые и слюдисто-кварцевые грейзены.

После молибденового оруденения на вольфрам-молибденовых месторождениях развивались вольфрамовая минерализация с незначительными проявлениями молибденита, висмутина и аксессуарными ильменорутилом, бериллом, берtrandитом, браннеритом. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивными грейзеновыми преобразованиями вмещающих пород с развитием полной метасоматической колонки кислотного выщелачивания и образованием фторсодержащих минералов флюорита и топаза. Температурный интервал (280–350 °С) проявления этой минерализации с поправкой на давление может быть определен в 320–400 °С.

Далее на месторождениях молибдена всех типов формировались сравнительно широко распространенные кварцевые прожилки с пиритом, пирротином, халькопиритом, местами в небольших количествах в них содержатся арсенопирит, флюорит и очень редко молибденит, золото и серебро. Вмещающие породы около них интенсивно серицитизированы. Температура образования этой минерализации 280–350 °С.

Заканчивался рудный процесс отложением свинцово-цинкового оруденения, имеющего незначительные масштабы проявления и представленного следующей минеральной ассоциацией: пирит, пирротин, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, борнит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит, буланжерит, минералы висмута и серебра, золота, редко уранинит. Среди жильных минералов, сопровождающих это оруденение, кроме кварца и мусковита значительную роль играют карбонаты: кальцит, сидерит, родохрозит, анкерит, доломит. Вмещающие породы безитизированы. Температура процесса 220–290 °С.

На многих молибденовых и медно-молибденовых месторождениях после образования рудной минерализации широко развивался процесс аргиллизации вмещающих пород, а завершалась гидротермальная деятельность образованием прожилков карбонатов и цеолитов, которые отлагались близнейтральными и щелочными, низкотемпературными (60–180 °С) растворами.

Из изложенного видно, что по мере снижения температуры постамагматических растворов в них довольно закономерно менялся режим кислотности–щелочности. Явно щелочные в начале постамагматического процесса растворы постепенно становились более кислотными, достигая максимальной кислотности в период образования слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, а затем кислотность растворов вновь снижалась.

Отложение промышленного молибденового оруденения происходило вслед за щелочными пневматолитовыми процессами — калишпатизацией и альбитизацией пород, от которых оно отделено проявлением магнетит-кварцевой минерализации. С другой стороны, промышленное молибденовое оруденение в основном предшествовало

развитию слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, т. е. проявлению фтора в послемагматическом процессе. Таким образом, молибденовая минерализация связана с высокотемпературными дистиллятами слабощелочного и слабокислого близнеутрального характера.

Экспериментальными работами была выявлена принципиальная возможность переноса молибдена совместно с кремнеземом в виде комплексного соединения в газовой фазе [33]. Более поздние работы [37] показали вероятную устойчивость кремнемолибдат-иона в водных растворах, вплоть до температур порядка 600°C и давлений $6 \cdot 10^7$ Па. В дальнейшем выяснилось, что совместная миграция молибдена и кремнезема в виде общего соединения — кремнемолибденового комплекса невозможна в присутствии сероводорода [34]. Однако последний эксперимент проводился при температурах, не превышающих 240°C , и, поскольку при более высоких температурах молекулы сероводорода являются электрически нейтральными, перенос молибдена все же можно предположить в виде кремнемолибденового комплекса в присутствии сероводорода.

Основываясь на проведенных экспериментах, Л.А. Арутюнян (1967 г.) считает более вероятным перенос молибдена в виде тиомолибдатных соединений, отмечая, что благоприятными условиями их миграции являются щелочные хлоридные растворы, при подкислении которых при высоких температурах может образоваться дисульфид молибдена. Аналогичного мнения придерживается и А.Л. Павлов (1976 г.). Высказываются также предположения о возможности переноса молибдена в виде соединений с фтором. Однако геологические наблюдения показывают, что в эндогенных условиях перенос молибдена осуществлялся высокотемпературными растворами (или скорее флюидами) слабощелочного или близнеутрального характера с неизменным участием серы и кремния на этапе, предшествовавшем появлению фтора в рудном процессе. В мобилизации и переносе молибдена можно предположить участие хлоридных растворов. Переносом молибдена в форме летучего соединения с серой и хлором можно объяснить часто встречающуюся вкрапленность молибденита в гранитоидах и других породах без каких-либо следов изменения последних и присутствия в них вторичного кварца. Нельзя исключить также возможность раздельной миграции молибдена и сероводорода. В этом случае при поступлении молибденоносных растворов в места, предварительно зараженные сероводородом, происходило разрушение молибденсодержащего комплекса двухвалентным ионом серы, в результате чего отлагался молибденит.

Месторождения молибдена тесно связаны с апикальными частями материнских плутонов, они формировались в их тепловых полях, температура которых постепенно понижалась, о чем можно судить по характеру процессов, развивавшихся на магматической и послемагматической стадиях. Снижение температур теплового поля можно представить как опускание изотерм. Поскольку в большинстве



случаев основной причиной отложения полезных компонентов является падение температуры, то в тепловом поле должна существовать изотерма, где скорость отложения полезного компонента равна скорости его растворения. Вне этой изотермы, в сторону уменьшения температуры происходит отложение и накопление полезного компонента. Скорость опускания такой изотермы меньше скорости фильтрующегося рудоносного раствора, поэтому около нее происходит накопление рудного компонента с постепенным опусканием зоны накопления. Для различных рудных компонентов изотермы "отложения" будут разными, вследствие чего и возникает температурная рудная зональность. Однако, поскольку тепловое поле динамично, полной пространственной разобщенности рудных компонентов обычно не наблюдается, в большинстве случаев меняется лишь их соотношение в пространстве.

На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация, как правило, находится в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примером месторождений с такой зональностью могут служить Алмалыкское, Агаракское, Каджаранское, Каратасское и др. Аналогичную зональность можно наблюдать и на месторождениях молибденовой формации с той только разницей, что медь на этих месторождениях проявлена значительно слабее (Жирекенское, Бугдаинское и др.). Вольфрам мало характерен для медно-молибденовых руд, но его несколько повышенные содержания постоянно отмечаются в самых верхних частях месторождений.

В монометаллических молибденовых рудах минералы вольфрама (шеелит и вольфрамит) не являются редкостью, однако их концентрации обычно незначительны и проявляются главным образом на верхних и отчасти средних горизонтах месторождений.

На вольфрам-молибденовых месторождениях на верхних горизонтах и на флангах месторождений (или рудных полей) сосредоточены максимальные концентрации вольфрама, висмута и акцессорного бериллия, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в центральных частях месторождений и на более низких горизонтах, т. е. вольфрам и висмут располагаются дальше от источника оруденения, чем молибден. На месторождениях жильного типа эта разобщенность выражена наиболее контрастно, вплоть до практически полного пространственного разделения вольфрама и молибдена (рудное поле Восточно-Коунрадского гранитного массива). На месторождениях штокверкового типа эта зональность проявлена как несовпадение максимумов концентрации молибдена, с одной стороны, и вольфрама и висмута — с другой. При этом молибден пространственно обычно теснее связан с апикальными частями гранитных плутонов, а вольфрам и висмут распространяются дальше в экзоконтактовую зону (Джидинское, Коктенкольское, Джанетское и др.).

Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых мес-

торождениях менее распространена, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Обычно она связана с карбонатными, кварц-карбонатными прожилками и жилами и находится на нижних горизонтах месторождений.

В расположении метасоматически-измененных пород также отмечается зональность. Калишпатизация и альбитизация обычно проявляются в центральных частях месторождений, несколько выше и шире развиты серицитизация и окварцевание и, наконец, еще выше и шире — аргиллизация и эпидотизация. Однако такое расположение метасоматически-измененных пород можно рассматривать лишь как обобщающую схему, поскольку нередко можно наблюдать пространственное совмещение всех или части вышеперечисленных измененных пород. Для всех месторождений молибдена весьма характерно повышенное содержание карбонатов в корневых частях оруденения.

На месторождениях жильного типа промышленное значение имеют обычно средние горизонты жил, нередко характеризующиеся полосчатыми и брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-кварцевой минерализации двух и более генераций. Верхним горизонтам жил присущи редкая вкрапленность молибденита в ассоциации с еще более редким вольфрамитом (или шеелитом), а также наиболее интенсивные грейзенизация и серицитизация вмещающих пород. Нижние части жил, как правило, бедны рудными минералами, здесь появляются выделения калиевого полевого шпата, а вмещающие околожильные породы едва затронуты процессом мусковитизации (месторождения Умальтинское, Восточно-Коунрадское и др.).

Обоснованность оценки оруденения во многом определяется тем, насколько правильно установлены размеры рудного тела, его морфология и внутреннее строение. Степень приближения будет разной на разных стадиях геологоразведочного процесса, но все увеличивающейся по мере интенсификации работ. Однако, как показало изучение степени изменчивости оруденения на обрабатываемых месторождениях, даже детальная разведка не может дать полного представления о строении рудного тела, при этом погрешности в оценке запасов допустимы и даже неизбежны в размере до 20—25%. Только при обработке рудных тел во всех деталях выявляются их морфология и внутреннее строение. Но оценивать оруденение приходится уже на поисковой стадии геологоразведочных работ, когда геолог располагает лишь данными геологической, геохимической и геофизической съемок масштаба 1:50 000 и 1:10 000 плюс результатами опробования и документации сравнительно редкой сети каналов и шурфов. Понятно, что чем более качественной будет съемка, тем более надежной будет и прогнозная оценка оруденения. Однако последняя во многом зависит и от опыта геолога. Поэтому знание факторов, определяющих морфологию рудного тела и его внутреннее строение, их выявление на ранних стадиях геологоразведочных работ (общие и детальные поиски,

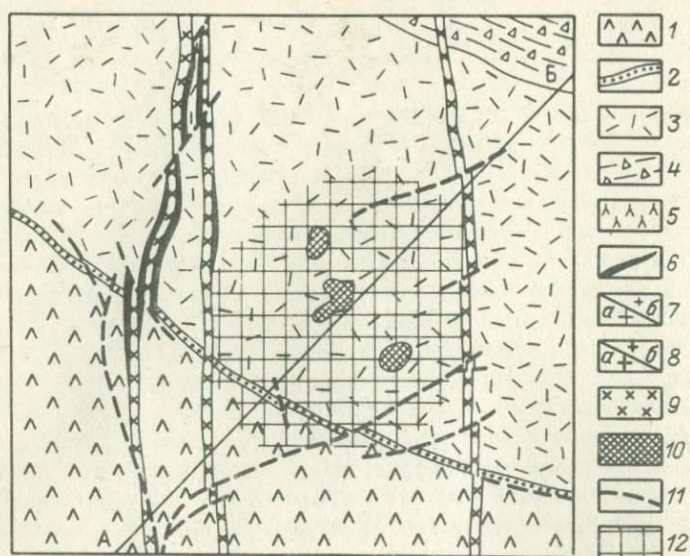


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрез Джанкетовского месторождения. По Г.И. Бедрову и Р.Н. Мальновой.

1—4 — различные липаритовые и дацитовые порфиры и их туфы; 5 — андезитовые порфиры и их туфы; 6 — аплиты; 7 — аляскитовые граниты II фазы: а — среднезернистые граниты, б — мелкозернистые фации контакта; 8 — лейкократовые биотитовые граниты I фазы: а — среднезернистые биотитовые граниты, б — мелкозернистые фации контакта; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — грейзены; 11 — разрывные нарушения; 12 — контур рудной минерализации.

поисково-оценочные работы), позволяет более надежно давать оценку оруденению.

Обычно молибденовые штокверки тесно связаны с апикальными частями рудопроизводящих интрузивов и располагаются в их экзо- и эндоконтактовых зонах (рис. 2). При этом мощность оруденелой экзоконтактовой зоны не превышает 1,5–2,0 км, а эндоконтактовой — 1 км. Вертикальный размах оруденения достигает 1,5–2,0 км.

Несмотря на примерно одинаковые позиции оруденения относительно материнских плутонов, морфология рудных штокверков весь-

ма разнообразна, а их внутреннее строение достаточно сложное. По форме штокверки могут быть разделены на более или менее изометричные, линейновытянутые, кольцеобразные, трубообразные, столбообразные, грибообразные, имеющие форму перевернутого конуса и опрокинутой чаши, а также более сложные, созданные комбинацией вышеперечисленных форм. При этом месторождения можно объединять в те или иные морфологические типы, но в деталях и по своему внутреннему строению они никогда не повторяют друг друга. Рассмотрим факторы, влияющие на общую морфологию рудных штокверков и их внутреннее строение.

Большая часть месторождений расположена в зонах крупных разломов, многие из которых являются глубинными и характеризуются продолжительным унаследованным развитием. Это крупные продольные разломы в складчатых областях, многие из которых, вероятно, были заложены на ранних этапах развития геосинклиналей, но в основной своей массе проявились в связи с эпигеосинклинальными орогеническими процессами. К числу рудоконтролирующих относятся также разломы областей тектоно-магматической активизации, которые, наследуя в определенной мере план складчатых деформаций, нередко косо или поперечно пересекают складчатые области и тектонические структуры разного возраста. Поэтому главные разрывные структуры на месторождениях и в рудных полях обусловлены развитием таких разломов и их оперением. Ориентировка и характер оперяющих структур во многом зависят от направления движения по главному разлому. Нередко эти движения были многократными и разными по направленности.

Часто месторождения находятся в местах пересечения разрывных нарушений разных направлений, т. е. в местах пересечения зоны главного разлома с зонами повышенной трещиноватости косо или поперечно к нему ориентированными, а также с разного рода пликативными нарушениями и возникавшими в связи с ними разрывами, структурами, обусловленными вулканической деятельностью (аппаратами центрального и трещинного типа), и др. Материнские плутоны и их апикальные (рудоносные) части находятся в наиболее ослабленной, легкопроницаемой среде, разрывная тектоника которой была уже подготовлена к моменту внедрения магмы и сыграла решающую роль в том, что именно сюда внедрялась магма.

Характер тектонической обстановки во вмещающих породах во многом определяет строение апикальных частей рудопроизводящих плутонов. В зоне одного нарушения образуется хребтообразный выступ, в узле пересечения тектонических зон — гранитный купол; когда зона одного нарушения пересекается с рядом поперечных зон, хребтообразный выступ сочетается с куполообразным; если зоны повышенной трещиноватости образуют решетку, создаются условия для формирования сложной многокупольной поверхности рудопроизводящего плутона.

Строение верхней части рудоносного плутона имеет важное значение для оценки оруденения. Анализ материалов многих детально изученных месторождений и рудопроявлений свидетельствует, что именно куполо- или конусообразная апикальная часть плутона обеспечивает при прочих равных условиях крупные размеры рудного штокверка. Уплотненная верхняя поверхность плутона, осложненная многочисленными небольшими куполами (с каждым из которых обычно связана рудная минерализация), не способствовала концентрации рудоносного потока; в таких условиях рудные компоненты рассеивались, возникали многочисленные, но незначительные по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления [24].

Условия локализации штокверкового оруденения в экзо- и эндоконтактных зонах материнских плутонов неодинаковы, и это отражается на его морфологических и структурных особенностях. Тектоническая обстановка в экзоконтакте, безусловно, более сложная, поскольку, как это было сказано выше, здесь проявилась и разрывная и пликвативная тектоника, предшествовавшая продуктивному магматизму. История тектонических процессов в эндоконтакте значительно более короткая и связана лишь с периодом становления плутона. Кроме того, породы экзоконтакта, как правило, существенно отличаются от гранитов эндоконтактов происхождением, химическим и минеральным составом, физико-механическими свойствами и нередкой значительной литологической неоднородностью.

Наличие в экзоконтактных зонах пород с разными физико-механическими свойствами (плотность, пористость, прочность на скалывание трещиноватость и др.) создает неодинаковые условия для движения рудоносных растворов и отложения рудных минералов. Одни породы были доступны для движения гидротерм, другие — экранировали их, в связи с чем определенные разности пород более минерализованы, а другие — менее.

Несомненно, что и позиции месторождений относительно материнских интрузивов также в значительной мере определялись соотношением степени трещиноватости и пористости рудоносных гранитов и пород их кровли в период рудообразования.

В том случае, когда породы кровли в значительной мере экранировали рудоносные растворы, т. е. были менее трещиноватыми и пористыми, чем граниты, большая часть рудной минерализации концентрировалась в эндоконтактных зонах, под породами кровли. Это справедливо в отношении Акчатауского, Сорского, центрального участка Караобинского месторождений, оруденения в Восточно-Коунрадском плутоне. К этому же типу, по-видимому, следует относить месторождение Эндако и ряд других в Канаде.

При условии достаточно хорошей проницаемости пород кровли оруденение в основной своей массе локализуется в экзоконтактных зонах рудопродуцирующих плутонов. Примером служат месторождения Коктенкольское, Джанетское, Батыстауское, Верхне-Карактин-

ское, Бугдаинское, Гендерсон, Клаймакс (США) и др. Естественно, существует много месторождений, где оруденение развито примерно в равной мере в экзо- и эндоконтакте материнского плутона. Так, на Джидинском месторождении Первомайский молибденовый штокверк находится преимущественно в материнских гранитах, а более поздние Инкурский вольфрамовый штокверк и Холтосонские вольфрамоносные жилы целиком залегают в породах экзоконтакта.

Присутствие пород с разными теплофизическими свойствами отражается на морфологии теплового поля, что сказывается и на строении рудного тела. Сочетание тепловых проводников и тепловых аккумуляторов создает различные типы природных теплофизических систем: термостатов, тепловых экранов, тепловых изоляторов. Геометрия таких термостатированных структур (Ф.А. Летников, В.А. Нарсеев 1971 г.) различна и в значительной мере обусловлена геологическими факторами. Вместе с трещиноватостью, пористостью, проницаемостью они нередко во многом определяют морфологию и протяженность (по падению и простиранию) рудных тел.

Подчеркивая сложность структурной обстановки экзоконтактных зон, нельзя не отметить также возможное сходство условий локализации оруденения в экзо- и эндоконтакте материнского плутона. В период внедрения магмы и последующего становления плутона разлом, в зону которого интродировала магма, как правило, не ведет себя пассивно, а продолжает развиваться, т. е. по нему продолжают происходить тектонические движения. Это, безусловно, отражается на тектонической структуре формирующегося плутона. Поэтому нередко основные рудоконтролирующие структуры в экзо- и эндоконтакте сходны и по происхождению, и по ориентировке. Однако в эндоконтакте они сочетаются в основном с разрывами контракционно-го происхождения, а в экзоконтакте — с более сложной системой разрывных нарушений, обусловленной более длительной и более сложной историей их развития.

Нередко в работах, посвященных структурам штокверковых месторождений [43], большое значение придается сокращению объема интрузива при его остывании как причины обрушения или проседания его кровли, с чем связывается широкое развитие в ней пологих и кольцевых трещин, вмещающих рудные прожилки. Не отрицая полностью возможности сокращения объема интрузива при остывании, заметим следующее.

Во-первых, кровля интрузива часто имеет сводовый характер, что придает ей большую устойчивость. Кроме того, прочность слагающих ее пород увеличивается в результате процессов ороговикования, базификации и внедрения в нее многочисленных апофиз интрузива, заживающих в ней разрывные нарушения и скрепляющих отдельные блоки пород.

Во-вторых, не учитываются длительность остывания плутона и неспокойная обстановка этого процесса. Плутон остывает постепенно, и мощность корки кристаллической породы, образующейся во внеш-

ней части магматической камеры, постепенно увеличивается разрастаясь от стенок вмещающих пород в глубь магматической камеры. В этой кристаллической корке в результате остывания и тектонических подвижек возникают трещины, которые достигают внутренней, еще не раскристаллизованной части плутона, вызывая подъем магмы. Таким образом, в основном теле плутона образуются дополнительные интрузивы и многочисленные жильные проявления. Процесс повторяется, и поэтому прямые расчеты сокращения объема плутона в целом в результате его охлаждения не отражают истинной величины этого сокращения. Думается, что она во много раз меньше, чем обычно в таких случаях рассчитывается, и не имеет того значения, которое ей нередко придается.

Детальное изучение разрезов кровли плутона и его апикальной части на Коктенкольском и других месторождениях показало, что породы кровли здесь залегают спокойно, без каких-либо признаков обрушения или проседания. Что же касается широкого распространения пологих трещин, вмещающих рудные прожилки, то это объясняется их неоднократным образованием в связи с развитием разных систем сопряженных сколовых крутопадающих трещин в результате смены плана деформаций.

Характеризуя главные факторы локализации штокверкового оруденения, следует отметить, что нередко в штокверковых месторождениях встречаются взрывчатые брекчиевые образования — трубки, зоны, линзы, являющиеся хорошими рудовмещающими структурами. Брекчиевые руды резко выделяются среди прожилково-вкрапленного оруденения своей контрастностью, хотя в общих запасах обычно составляют не более 10—15%. Брекчиевые руды занимают разное положение в штокверке, встречаясь в его центральных и периферических частях и даже за его пределами, в некотором отрыве от основного рудного тела.

Ко времени формирования оруденения тектоническая структура месторождения в основных чертах уже была сформирована. Поэтому строение рудного штокверка нередко определяется закономерной последовательностью проявления стадий минерализации. При этом минерализация ранних стадий нередко занимает центральные, стержневые части месторождений и окружена минерализацией более поздних стадий.

Наконец, нередко большую роль в формировании общей морфологии рудного штокверка, который приходится оценивать, играет пострудная тектоника. Теперь уже достоверно установлено, что пострудные смещения могут достигать нескольких сот метров и разбивать штокверки на достаточно крупные блоки с оруденением, характеризующимся разной степенью эродированности, а следовательно, разными перспективами на глубины. На Коктенкольском месторождении, в центральной его части, находится пострудный грабен с амплитудой перемещения до 400 м. Он характеризуется сохранившейся мощной корой выветривания и преимущественным развитием вольфра-

мовой минерализации, в то время как на Северном и Южном участках, значительно эродированных, полностью отсутствует кора выветривания и в соответствии с рудной зональностью вольфрам-молибденовых месторождений здесь преобладает молибденовая минерализация. На Мало-Ойногорском месторождении его южная часть опущена относительно северной не менее чем на 250 м. На северном участке глубина распространения оруденения не превышает 250—280 м, а на южном — промышленное оруденение начинается с глубины 80—100 м и без признаков затухания прослежено до глубины 500—600 м.

Как правило, плутоногенные штокверковые месторождения тесно связаны с апикальными частями материнских интрузивов. Однако месторождения Орекитканское, Агаскырское, Батыстауское, Шалгинское расположены в боковых экзоконтактах существенно эродированных рудоносных плутонов. Такое положение оруденения можно было бы объяснить залеганием крупных гранитных сателлитов под вышеперечисленными месторождениями, но изучение характера тектонических нарушений в пределах рудных полей показывает, что нельзя исключить возможность перемещения месторождений с опусканием оруденения относительно материнских плутонов.

Внутреннее строение рудного штокверка очень тесно связано с характером трещиноватости горных пород, поэтому знание локальных факторов, определяющих относительную степень ее густоты, безусловно, способствует обоснованной оценке оруденения.

Отложение рудной минерализации совершалось главным образом в открытых полостях трещин. Изучение истории образования месторождений молибдена в связи с развитием контролирующих их тектонических структур и рудопроизводящего магматизма показало, что формирование оруденения происходило в условиях воздымающихся блоков земной коры с господством преимущественно всестороннего тангенциального растяжения. Это обеспечило отложение рудной минерализации в трещинах разной ориентировки и образование преимущественно штокверкового оруденения, хотя кроме него среди молибденовых месторождений достаточно широко распространены следующие морфологические типы оруденения — жильный, скарновых залежей и брекчиевых руд, залегающих в виде трубок, зон, гнезд, линз.

В узлах пересечения трещин нередко возникают кварцевые трубообразные тела, окруженные грейзенизированными породами. Весьма многочисленны такие рудные тела в палеозойских гранитах Восточной Австралии (рис. 3), где в ассоциации с молибденитом находятся касситерит, вольфрамит, висмутин. Диаметр этих трубок невелик — обычно не превышает 1—2 м, на глубину они прослеживаются до 200—300 м. Однако такие рудные тела могут быть и значительно больших размеров. Например, в Монгольской Народной Республике на Цаган-Тологойском месторождении кварцевое тело, имеющее в разрезе размеры 65X100 м, окружено зоной грейзенов мощностью 50—75 м.

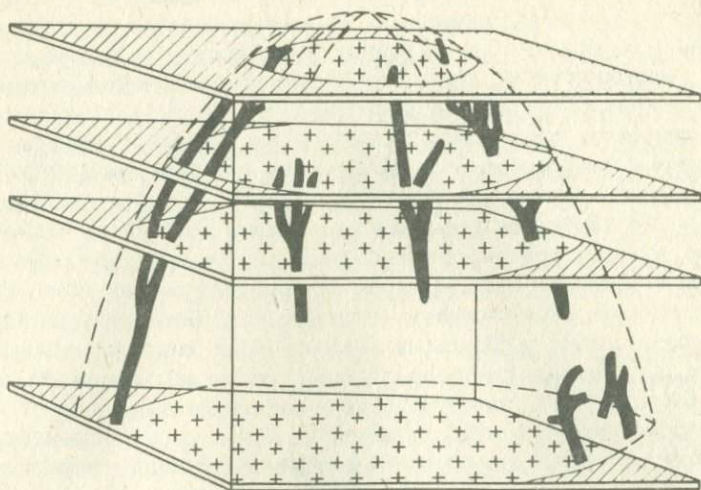


Рис. 3. Стереограмма расположения молибденоносных рудных тел трубчатой формы в краевых частях гранитного массива (Австралия). По Эндрюсу (1916 г.)

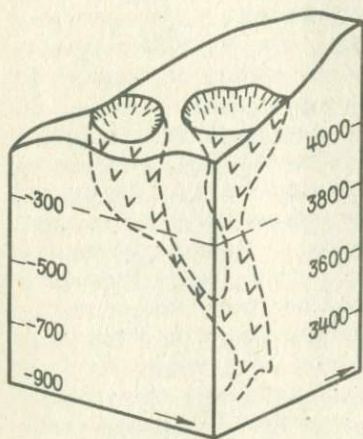


Рис. 4. Стереографическое изображение брекчиевых рудных трубок Коппер-Крик (США). По Вандервильду

Довольно многочисленную группу образуют месторождения брекчиевых руд, залегающих в виде трубообразных тел, гнезд и крутопадающих линз или зон (рис. 4, 5). Руды представляют собой обломки различных горных пород, сцементированных рудным материалом. Рудные брекчии образовывались в близповерхностных условиях в связи с магматической деятельностью, сопровождавшейся явлениями взрыва, обрушения и подземных толчков, вызывавших брекчирование горных пород. Брекчиевые руды довольно часто встречаются в месторождениях штокверкового типа.

Место ождения жильного типа (рис. 6) формировались большей частью в хорошо проработанных трещинах одного направления при одностороннем растяжении или сжатии, а также в трещинах двух на-

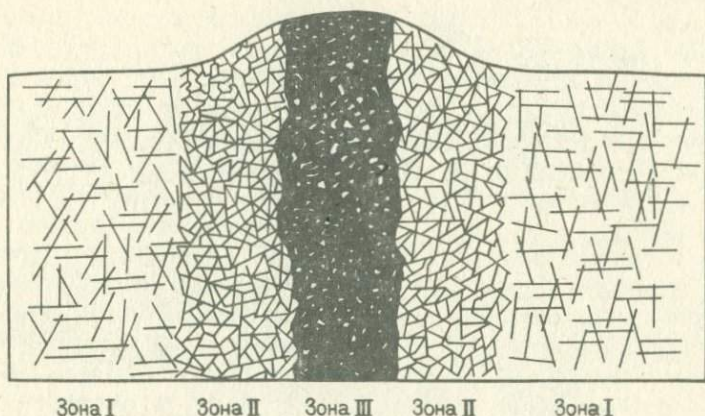


Рис. 5. Схематический разрез одной из брекчиевых трубок Медного бассейна (США). По У.П. Джонстону и Дж.Д. Лоуэллу.

Зона I — система трещин, выполненных минералами; зона II — угловатая брекчия растрескивания, сцементированная кварцем и сульфидами (признаков значительного вращения или смещения блоков не наблюдается); зона III — угловатая брекчия, характеризующаяся ярко выраженным вращением и перемещением блоков (цементирующий материал представлен кварцем и сульфидами)

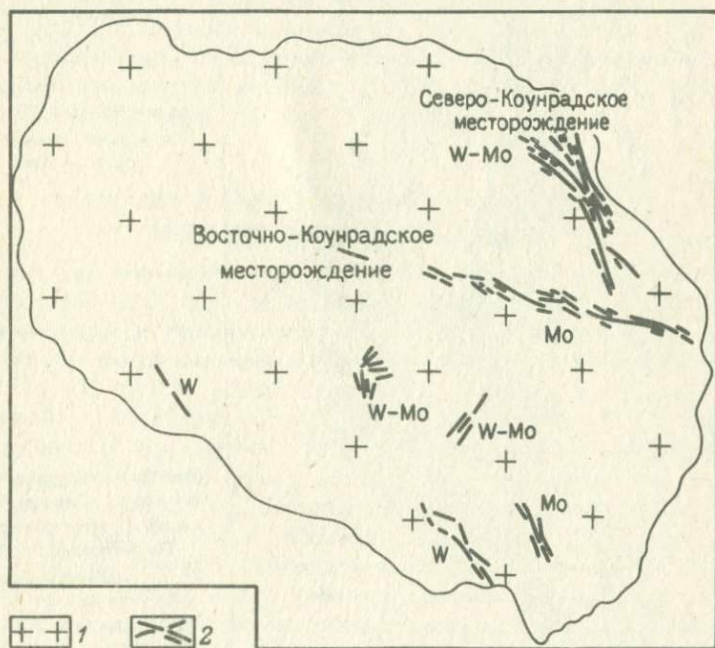


Рис. 6. Схема размещения рудных жил в пределах Восточно-Коунрадского плутона. По Г.Д. Зиновьеву и др.

1 — граниты акчатауского комплекса; 2 — рудные жилы

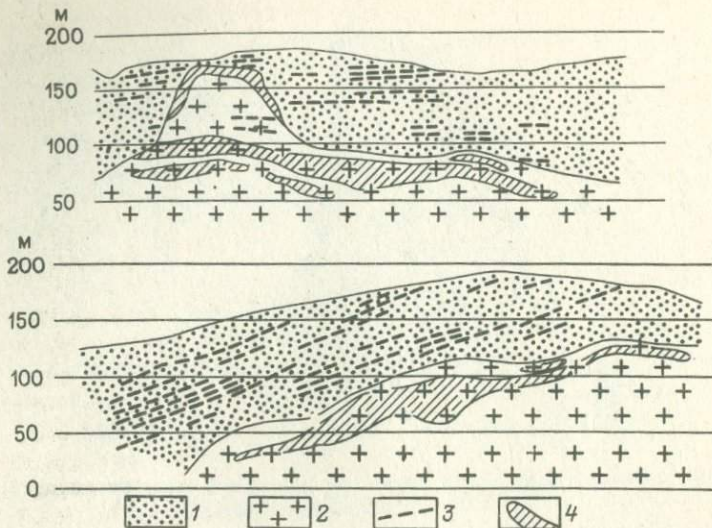


Рис. 7. Линзообразные и пластообразные полого-залегающие грейзеновые тела месторождения Юго-дзырь (МНР).

1 — ороговикованные сланцы палеозоя; 2 — грейзенизированный гранитпорфир; 3 — кварцевые жилы; 4 — рудные тела

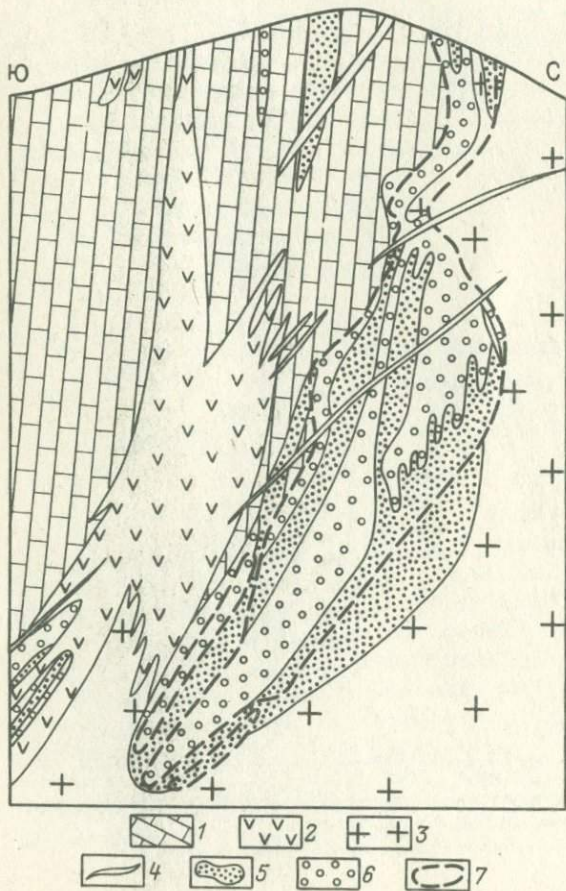


Рис. 8. Вертикальный разрез Киялых-Узеньского месторождения.

По материалам ГРП.

1 — мраморизованные известняки; 2 — габбро-диориты; 3 — граносиениты; 4 — гранитпорфиры, аплиты, перматиты; 5 — кварциты и роговики; 6 — скарны; 7 — контуры рудного тела

равлений с последовательной сменой направления растягивающих или сжимающих усилий в процессе рудоотложения [17, 18, 19]. Мощность жил обычно колеблется от 10—20 см до 1—2 м. Протяженность жил по простиранию составляет от нескольких десятков до нескольких сот метров, то же наблюдается и по падению. В случае сбросового или взбросового характера рудоконтролирующих трещин протяженность рудных тел по простиранию превосходит их протяженность по падению, в случае сдвигового характера трещин соотношение этих параметров обычно бывает обратным.

Гнезда, линзы, пласты, а также тела неправильной формы характерны для грейзеновых рудных тел. Как правило, они характеризуются небольшими размерами. Однако на месторождении Югодзырь (МНР) при средней мощности 3—5 м протяженность пласто- и линзообразных грейзеновых тел, залегающих в эндоконтактной зоне гранитного плутона, достигает многих десятков и даже сотен метров (рис. 7). При достаточно высоких содержаниях полезных компонентов такие рудные тела могут иметь промышленное значение.

Рудные тела в скарнах имеют форму линз, пластообразных полоуго- и крутопадающих залежей, а также тел со сложными, причудливыми очертаниями. При этом морфология рудных тел, во многом зависящая от характера разрывных нарушений, наложенных на скарны, как правило, не согласуется с морфологией скарных тел, поскольку оруденение выходит за пределы последних (рис. 8). Следует отметить, что нередко на одном месторождении одна и та же рудная минерализация представлена разными морфологическими типами. Вертикальная протяженность оруденения достигает штокверкового 1000—1500 м, жильного — от 250 до 400 м.

ФОРМАЦИОННАЯ ГРУППИРОВКА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

В рудную формацию нами объединяются месторождения, характеризующиеся сходством главных рудных элементов или минеральных ассоциаций и геологических факторов, определяющих их вполне закономерное размещение в земной коре и место в истории ее развития [16, 17, 19, 24]. Исходной позицией для такого подхода к формационной группировке молибденовых месторождений (и вообще магматогенного оруденения) является зависимость вещественного состава руд от состава магмы, который, в свою очередь, определяется геолого-тектонической обстановкой. Поэтому рудоносной формацией будет магматическая формация, производной или составной частью которой является соответствующая рудная формация. Это положение представляет собой главную предпосылку при прогнозировании месторождений полезных ископаемых, в том числе и молибденовых, и дает возможность оценивать территории на те или иные виды минерального сырья исходя из их геологического строения и распространенных здесь геологических формаций.

Успех дела зависит от глубины наших знаний и геологической изученности территорий. Конечно, для образования промышленных месторождений недостаточно только проявления благоприятного магматизма. Многие зависят от размеров магматической камеры, глубины застывания интрузива, его морфологии, структурных и физико-химических условий рудоотложения. На характер эндогенной минерализации большое влияние оказывает также вмещающая среда. Однако это влияние сказывается главным образом на морфологии, минеральной форме проявления и концентрации оруденения, а не на ассоциациях рудных компонентов.

Структурные условия определяют морфологический тип оруденения: жильный, штокверковый, прожилково-вкрапленный, брекчиевый и др. При этом нередко на одном и том же месторождении одна и та же рудная минерализация представлена разными морфологическими типами. Например, на многих медно-молибденовых месторождениях оруденение представлено двумя и даже тремя морфологическими типами: штокверковым и жильным (Каджаран, Айгедзор), штокверковым и брекчиевым (Коунрад, Браден, Чукикамата, Токвепала), жильным, штокверковым и брекчиевым (Дастакерт, Сора).

Литологические условия локализации оруденения в основном влияли на минеральный состав руд, обуславливая минеральный тип оруденения. Развитие послемагматических процессов в карбонатной среде приводило к формированию оруденения в скарнах, а в алюмосиликатной — к оруденению в калишпатизированных, альбитизированных, грейзенизированных породах. В алюмосиликатных породах вольфрам, как правило, проявляется в виде вольфрамита, гюбнерита и ферберита, а в скарнах и среде с повышенной карбонатностью — в виде шеелита. Бор в алюмосиликатной среде фиксируется главным образом в форме алюмоборосиликатов, в известковых скарнах и скарноидах — кальциевых боросиликатов и боратов, а в магнезиальных скарнах — магниевых и железомагниевых боратов.

Следовательно, структурные и литологические условия локализации оруденения обуславливают весьма широкое разнообразие морфологических и минеральных типов оруденения, но они не являются первопричиной образования магматогенных месторождений и потому не определяют региональные закономерности размещения разных видов минерального сырья, влияя лишь на локальное размещение оруденения, его минеральные и морфологические типы в пределах рудных полей и месторождений.

При прогнозировании месторождений различных видов минерального сырья следует обращаться к первопричинам их образования и пользоваться категориями, более крупными, чем минеральный и морфологический типы. Такой категорией является рудная формация.

Все месторождения молибдена группируются нами в три рудные формации: медно-молибденовую, молибденовую и вольфрам-молибденовую, каждая из которых характеризуется своими закономернос-

Формационная группировка эндогенных месторождений молибдена (составил В.Т. Покалов)

Наименование рудной формации	Геотектонические условия образования	Магматические комплексы, с которыми связано оруденение		Минеральный тип оруденения	Морфологический тип оруденения	Примеры
		I этап (генетическая связь)	II этап (парагенетическая связь)			
Медно-молибденовая	Формирование геосинклинальных поднятий в орогенную стадию развития геосинклиналей	Крупные плутоны, сложенные монцонитами, гранодиоритами, гранитами, сиенитами, габбро и другими разностями	Дайки и небольшие штоки диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, монцит-порфиров, сиенит-порфиров, латитовых порфиров, лампрофиров	Халькопирит-молибден-лишпатизированных, окварцованных, серицитизированных и аргиллизированных породах	Жильный Штокверковый	Парагачайское, Айгедзорское Каджаранское, Коунрадское, Кальмакырское, Сорское, Бингам, Чукикамата (Чили)
				Халькопирит-молибденитовый в известковых скарнах	Брекчиевый (трубки, столбы, зоны) Залежный (пласты, линзы, тела сложной формы)	Дастакертское, Каратасское, Сорское, Бранден, Коппер-Крик (Канада) Киялых-Узенское, Юленское, Саякское, Каратасское

Наименование рудной формации	Геотектонические условия образования	Магматические комплексы, с которыми связано оруденение		Минеральный тип оруденения	Морфологический тип оруденения	Примеры
		I этап (генетическая связь)	II этап (парагенетическая связь)			
Молибденовая	Активизация тектоно-магматических процессов на платформах и в областях завершённой складчатости; в начальный период широкое развитие крупных наложенных впадин, поднявшихся моласовыми отложениями	Крупные плутоны, сложенные биотитроговообманковыми гранитами; в эндоконтактах подчиненное значение имеют диориты, сиениты, гранодиориты	Дайки и небольшие штоки диоритовых порфиров, лампрофиров, гранитпорфиров, гранодиоритпорфиров	Молибденитовый в калишпатизированных, окварцованных, серицитизированных и аргиллизированных породах	Жильный	Давендинское, Шахтминское, Умальтинское Квеста Бугдаинское, Жирекенское, Клаймакс, Гендерсон, Урад
					Штокверковый	
					Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	

Вольфраммолибденовая	Активизация тектоно-магматических процессов на платформах и в областях завершённой складчатости, начинающаяся с общего воздымания земной коры; развитие крупных наложенных впадин нехарактерно	Плутоны лейкократовых гранитов	Дайки гранитпорфиров, диоритовых порфиров, сиенитпорфиров	Молибденитовый в известковых скарнах	Залежный (пласты, линзы, тела сложной формы)	Азегурское, Янцзя-Чжанзы
				Молибденит-вольфрамитовый (шеелитовый) в альбитизированных, грейзенизированных и менее в калишпатизированных породах	Жильный	Северо- и Восточно-Коунрадское, Джидинское, Калгутинское
				Шеелит-молибденитовый в известковых скарнах	Штокверковый	Коктенкольское, Джидинское, Ореkitканское
					Брекчиевый (трубки, столбы, зоны)	Булуктайское
					Залежный (пласты, линзы, тела сложной формы)	Тырныаузское, Белорецкое

тиями размещения в структурах земной коры, геологическими связями и особенностями вещественного состава руд (табл. 3). Именно поэтому формационный анализ, направленный на выявление геологических связей оруденения, первопричин его образования, состава и концентрации, позволяет разработать критерии для поисков, качественной и количественной оценки оруденения и является наиболее сильным методологическим оружием геолога-поисковика и оценщика.

ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения вольфрам-молибденовой формации содержат около 30 % всех учтенных запасов молибдена. Основными рудными минералами этих месторождений являются молибденит и вольфрамит или шеелит, промышленное значение которых может быть примерно равным, однако в большинстве месторождений один из них преобладает. При комплексной переработке руд попутно с главными рудными компонентами могут извлекаться висмутин, флюорит, сульфиды меди, иногда касситерит. В молибдените присутствует рений, содержание которого обычно не превышает 30 г/т, достигая на отдельных месторождениях 100–130 г/т, что уже может иметь промышленное значение при большом масштабе разработки месторождений. На некоторых месторождениях в вольфрамите концентрируются такие ценные элементы, как тантал и скандий.

Главным морфологическим типом вольфрам-молибденовых месторождений является штокверковый. В его отдельных представителях запасы вольфрама и молибдена составляют многие сотни тысяч тонн при содержании в рудах от сотых долей процента до 0,1–0,2 %. Не менее многочисленными являются жильные месторождения, однако промышленных среди них немного. Редко запасы вольфрама и молибдена в жильных месторождениях достигают 15–20 тыс. т при содержании полезных компонентов в жильной массе до 0,5–1,0 %. Еще реже встречаются вольфрам-молибденовые месторождения в скалах, характеризующиеся рудными телами пластообразной, линзообразной, седловидной и более сложной формами. Размеры таких месторождений могут быть вполне сопоставимы с крупными штокверками. Вольфрам в них и по запасам, и по содержанию в руде обычно преобладает над молибденом.

Пространственно и генетически вольфрам-молибденовое оруденение связано с плутонами лейкократовых гранитов. При этом большая часть оруденения находится над апикальными частями плутонов, в их экзоконтактовых зонах мощностью до 1000–1500 м, мощность же рудоносных эндоконтактовых зон обычно не превышает 200–300 м.

Примерами вольфрам-молибденовых месторождений являются Тырнаузское, Джанетское, Коктенкольское, Батыстауское, Карабинское, Джидинское, Мало-Ойногорское, Булуктайское, Бом-Горхонское, Ореkitканское, за рубежом — Серро-Асперо и Серро-Асперезис

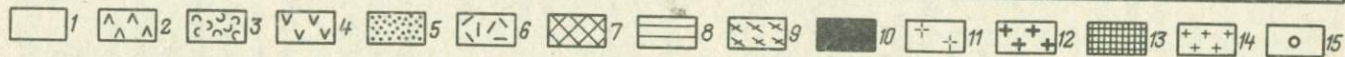
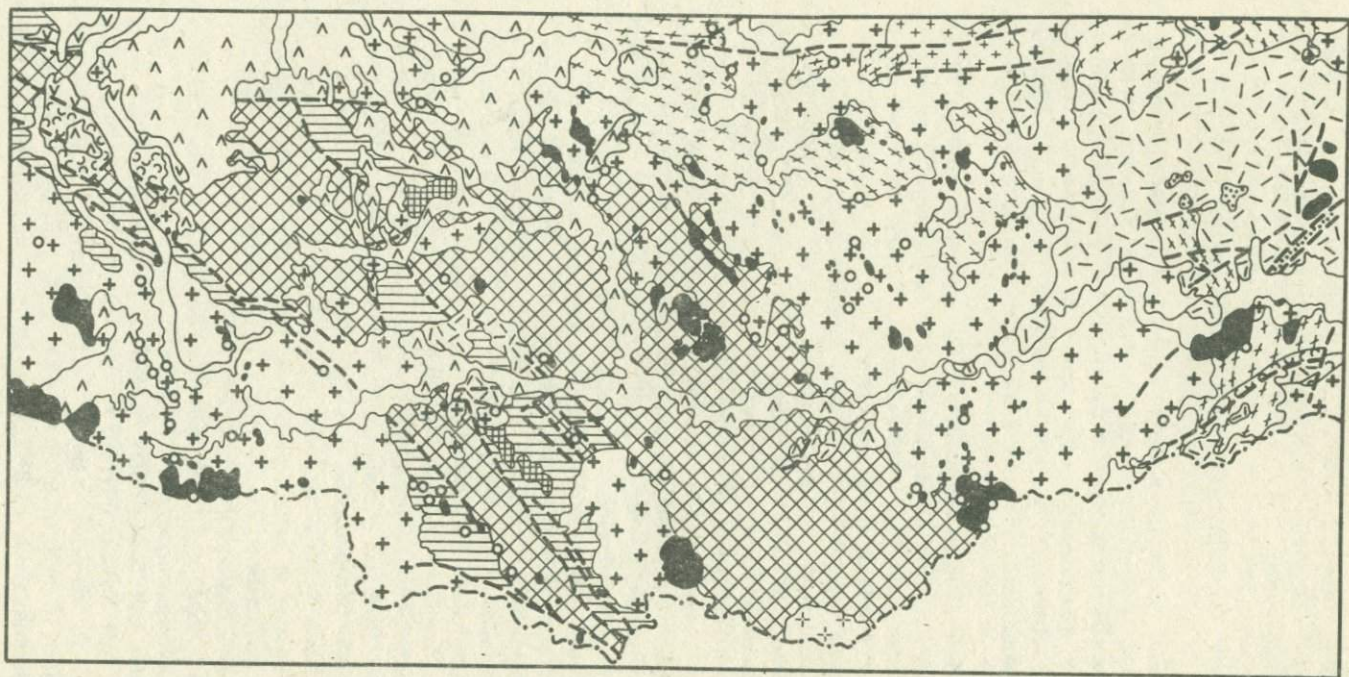
в Аргентине. Материалы, опубликованные Кларком и др. ("Рудные месторождения США", 1972 г.), свидетельствуют, что Клаймакс характеризуется чертами, сближающими его с вольфрам-молибденовыми месторождениями.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ

Оруденение рассматриваемой формации распространено в связи с процессами эпиплатформенной орогении на Кавказе по южной окраине Скифской платформы, в Центральном Казахстане в области герцинид и их каледонском обрамлении, в байкалидах и каледонидах Западного Забайкалья, в допалеозойском фундаменте Южно-Американской платформы, а также в юго-восточной части Южно-Китайской платформы.

Северный склон Главного Кавказского хребта. Здесь распространены проявления молибденита в ассоциации с арсенопиритом, шеелитом, касситеритом и антимонитом. Среди них наибольшее значение имеет Тырнаузское месторождение. Оно находится в Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоне западно-северо-западного простирания, по которой Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин проводят южную границу эпигерцинской Скифской платформы. Однако работами М.М. Мстиславского, И.Н. Зубрева, А.П. Семашко и других на территории Лабино-Малкинской зоны, Балкарии, Дигории и Осетии установлена предплинсбахская поверхность выравнивания, фиксирующая этап эпигерцинской стабилизации, на которой сформировался континентальный чехол платформенных олигомиктовых обломочных, угленосных и вулканогенных формаций плинсбаха. Эти данные позволили вышеназванным исследователям сделать вывод о том, что вся территория горстантиклинория Центрального Кавказа входит в состав эпигерцинской Скифской платформы. Следовательно, Тырнаузское месторождение находится в краевой части этой платформы. Пшекиш-Тырнаузская тектоническая зона имеет протяженность свыше 100 км при ширине 3—4 км. На севере она ограничена докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами, на юге — мигматитами и гранитами, которые относятся к докембрию или нижнему палеозою. В самой зоне распространены терригенные, карбонатные и вулканогенные породы девона, карбона и нижнего лейаса, которые прорваны биотитовыми и лейкократовыми гранитами. С последними ассоциируется оруденение Тырнаузского месторождения, развитое главным образом в скарнах и роговиках.

Первые определения абсолютного возраста тырнаузских гранитоидов, произведенные И.Т. Гурвичем на материалах Г.Д. Афанасьева, показали для биотитовых гранитов (эльджуртинских) 6—12 млн. лет. Затем А.Л. Хуцаидзе (1967 г.) для них же назвал интервал в 1,0—4,0 млн. лет и, наконец, данные А.М. Барсука, М.М. Аракелянца и Л.Л. Шанина [1] показали 20 млн. лет для дорудных лейкократовых гранитов массива Паук и 1,8—2,0 млн. лет для эльджуртинских гранитов.



Распространение тырныаузских гранитоидов, по существу, ограничено пределами Тырныаузского рудного поля. Весьма вероятно, что их развитие здесь обусловлено влиянием на Пшекиш-Тырныаузскую зону другой региональной структуры — меридиональной тектонической зоны, вызвавшей перегиб структур общекавказского направления и развитие молодых изверженных пород в районе Кавказских Минеральных Вод. Таким образом, данные по определению абсолютного возраста тырныаузских гранитоидов и их геологическая позиция позволяют связывать образование Тырныаузского месторождения с процессами тектоно-магматической активизации южной окраины Скифской платформы, происходившей в мезозое и кайнозое.

Западное Забайкалье. Образование вольфрам-молибденовых месторождений Западного Забайкалья до настоящего времени связывалось с процессами тектоно-магматической активизации, охватившей здесь байкалиды и ранние каледониды в мезозое. Однако новые данные о геологическом развитии этого региона во второй половине палеозоя и абсолютном возрасте оруденения свидетельствуют о том, что формирование вольфрам-молибденовых месторождений произошло также в палеозое.

Пространственно оруденение ассоциировано с интрузивами лейкократовых гранитов, выходы которых имеют небольшие размеры и широко распространены в бассейне р. Джиды (рис. 9), откуда прослеживаются на восток до бассейнов рек Чикоя и Уды и далее на северо-восток в бассейны верхнего течения Битима, Нерчи, Тунгира. Граниты и оруденение тяготеют к зонам крупных разломов, к контактам разновозрастных комплексов пород, к зонам контактов древних интрузивов с вмещающими их осадочными и метаморфическими породами, к зонам повышенной трещиноватости в ядрах антиклинальных структур. В южной части региона они контролируются разрывными нарушениями разных направлений, но преимущественно

Рис. 9. Схема размещения вольфрам-молибденового оруденения в Джидинском районе.

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — кайнозойские базальтоиды; 3 — нижнемеловые конгломераты, песчаники, аргиллиты, битуминозные сланцы и угли сонгинской свиты; 4 — верхнеюрские конгломераты, песчаники, аргиллиты, битуминозные сланцы и угли хилокской свиты; 5 — триасовые вулканогенные породы (ортофиры, липариты и их туфы) цаган-хунтейской свиты; 6 — триасовые вулканогенные породы (андезитовые порфириты и их туфы) петропавловской свиты; 7 — среднекембрийская (?) джидинская свита (конгломераты, песчаники, сланцы); 8 — нижнекембрийская хохюртовская свита (андезитовые порфириты, туфы, ортоклазы, известняки); 9 — верхнепротерозойские гнейсы, мраморы, метаморфические сланцы; 10 — лейкократовые граниты гуджирского комплекса; 11 — щелочные граниты малокуналейского комплекса; 12 — палеозойский джидинский интрузивный комплекс (граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты, габброиды); 13 — раннепалеозойский цакирский интрузивный комплекс (серпентиниты, пироксениты, перидотиты); 14 — докембрийские граниты, граносиениты, диориты; 15 — месторождения и рудопроявления

северо-западного, согласного в общем плане с простираем Джидинского синклиория. По представлениям Е.Е. Батуриной (1967 г.), позиция наиболее значительных месторождений определяется узлами сочленения и пересечения северо-западных тектонических зон с древними глубинными разломами близмеридионального, близширотного, северо-восточного простираем.

Северо-западное направление — это главное тектоническое направление рассматриваемого региона, заложенное еще в докембрии. Раннекаледонский тектогенез, начавшийся с вендского времени, проявился в активизации вертикальных движений вдоль сравнительно узких, разобщенных, часто унаследованных зон в складчато-метаморфических образованиях байкалид (В.П. Арсентьев, П.М. Хренов, 1976 г.). В дальнейшем он привел к заложению асимметричных приразломных прогибов, развившихся в грабен-синклиории, одним из которых является Джидинский с широким распространением в нем вулканитов, преимущественно среднего и основного составов. Следовательно, разломы северо-западной ориентировки, согласные с простираем Джидинского синклиория, закладывались и развивались вместе с этим крупным тектоническим элементом. Помимо рудоносных лейкократовых гранитов они контролируют небольшие интрузивные тела серпентинитов, перидотитов, пироксенитов, дунитов нижнепалеозойского цакирского комплекса, а также более поздних габбро, габбро-диоритов и различных гранитоидов средне-позднепалеозойского и мезозойского возраста. Таким образом, тектонические зоны северо-западного простираем в Джидинском районе являются зонами глубинного заложения, неоднократно подновлявшимися на протяжении всего палеозоя и мезозоя.

П.И. Налетов (1957 г.) объединил рудоносные лейкократовые граниты в единый гуджирский комплекс мезозойского возраста, который получил, по существу, всеобщее признание. Однако прямых геологических данных для определения его возраста было явно недостаточно. В бассейне среднего течения р. Джиды небольшие тела гранит-порфиров с молибденовой минерализацией прорывают эффузивы, относимые к петропавловской свите, условно имеющей в данном районе триасовый возраст [42], а галька лейкократовых гранитов, местами грейзенизированных с флюоритом, встречается в базальных конгломератах гусиноозерской серии среднеюрского-поздне мелового возраста [31, 42]. При столь скудных геологических данных большое значение приобретают определения абсолютного возраста гранитов и ассоциированного с ним оруденения.

Для гранит-порфиров Джидинского месторождения калий-аргоновым методом по биотиту был определен возраст от 120 до 147 млн. лет [42], для лейкократовых гранитов Булуктайского месторождения — 172 млн. лет (А.Ф. Носков, Г.И. Туговик, 1962 г.), для лейкократовых гранит-порфиров Орекитканского месторождения, находящегося в активизированных каледонидах севера Бурятской АССР, — 165—178 млн. лет [17]. Однако при изучении сравнительно недавно

открытого Мало-Ойногорского месторождения были получены иные данные, по-новому освещающие проблему образования вольфрам-молибденового оруденения в Западном Забайкалье [27, 28]. Это месторождение находится в Джидотской тектонической зоне северо-западного простирания в 45 км к востоку от Джидинского месторождения. Последнему оно не уступает по масштабам оруденения, но существенно отличается незначительной ролью вольфрама в рудах, представленного шеелитом в отличие от гюбнерита на Джидинском месторождении, обилием пирита и особенно пирротина, практически полным отсутствием редкометальной минерализации и проявлением никель-кобальтовых минералов, правда в незначительных количествах. Лейкократовые граниты Мало-Ойногорского месторождения хотя и не схожи по внешнему облику с гранит-порфирами Джидинского месторождения, однако существенно не отличаются от них ни в минеральном составе, ни петрохимически.

В.Т. Покаловым и В.В. Васиным было проведено сравнительное изучение абсолютного возраста Джидинского и Мало-Ойногорского месторождений. Исследования выполнены в ВИМСе Е.М. Колесниковым калий-аргоновым методом по биотиту гранитов и мусковиту рудной минерализации. Содержания радиогенного аргона определялись методом изотопного разбавления с трассером ^{32}Ar на масс-спектрометре "ММ-600-Майкромасс".

Полученные данные (табл. 4) по Джидинскому месторождению хорошо согласуются с ранее выполненными определениями абсолютного возраста другими исследователями. Абсолютный же возраст Мало-Ойногорского месторождения (около 300 млн. лет) оказался резко отличным от всех известных определений абсолютного возраста других вольфрам-молибденовых месторождений Джидинского района.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что в Джидинском районе имеются вольфрам-молибденовые месторождения палеозойского и мезозойского возраста. В палеозое они формировались в низах верхнего карбона, в мезозое — в юре — нижнем мелу. Рассмотрим, насколько согласуются полученные данные с историей геологического развития Джидинского района.

Проблема средне-позднепалеозойской тектоники и магматизма в южной части Западного Забайкалья стала привлекать к себе повышенное внимание лишь в самое последнее время. Для ее решения необходимо учитывать особенности тектонической эволюции всего Саяно-Байкальского горно-складчатого пояса. В.П. Арсентьев, П.М. Хренов (1976 г.), И.В. Гордиенко (1976 г.) и др. приходят к выводу, что на территории бассейнов рек Джиды, Селенги, Турги, Уды, Зазы и Хилки в среднем и позднем палеозое на месте полициклически развивавшегося геосинклинального пояса байкалид и ранних каледонид Саяно-Забайкальского нагорья образовалась область средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизации, состоящая из разломно-блоковых структур, насыщенных вулcano-плутоническими формациями. При этом магматизм наиболее интенсивно развивался на

Результаты определения радиологического возраста Джидинского и Мало-Ойногорского вольфрам-молибденовых месторождений калий-аргоновым методом

№ опыта*	Анализируемый минерал, название месторождения	K, %	Радиогенный ^{40}Ar , $\text{см}^3/\text{г}$	Возраст, млн. лет
1	Мусковит из рудных прожилков в гранит-порфирах Джидинского месторождения	9,10	$4,46 \cdot 10^{-5}$	123 ± 3
2	То же	9,10	$4,35 \cdot 10^{-5}$	120 ± 3
3	Биотит гранит-порфиров Джидинского месторождения	7,93	$3,96 \cdot 10^{-5}$	125 ± 4
4	То же	7,93	$3,89 \cdot 10^{-5}$	123 ± 3
5	Биотит, Мало-Ойногорское месторождение	7,96	$9,63 \cdot 10^{-5}$	281 ± 6
6	То же	6,93	$8,54 \cdot 10^{-5}$	280 ± 6
7	Мусковит из рудных прожилков в гранитах Мало-Ойногорского месторождения	8,68	$10,29 \cdot 10^{-5}$	281 ± 6
8	То же	8,69	$10,53 \cdot 10^{-5}$	285 ± 6

* 1—4 независимые определения на масс-спектрометре МИ-1309 (отечественный) дали 129 ± 6 млн. лет. При расчете возрастов использовались константы распада $\lambda_k = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, $K/K = 0,0001193$.

границе байкальской и раннекаледонской структурно-формационных зон, а также внутри последней. В его развитии намечаются два этапа. В первый происходило излияние преимущественно кислых и средних известково-щелочных эффузивов с внедрением комагматичных им субвулканических и гипабиссальных гранитоидов повышенной щелочности, которые А.Н. Дистанова (1971 г.) выделяет в среднепалеозойский гранит-граносиенитовый комплекс, перекрытый мунустайской свитой трахиандезит-базальтов, считающейся пермской по аналогии с такими же образованиями Монголии.

Магматизм второго этапа представлен преимущественно щелочно-базальтоидными вулканическими и плутоническими комплексами пород корового и мантийного происхождения. В Западном Забайкалье это трахиандезит-базальтовые покровы, субвулканические штоки и дайки щелочных и известково-щелочных габброидов. Исходя из характера магматизма, проявившегося в период средне-позднепалеозойской активизации, и учитывая, что продуктивными на молибден являются гранитоиды повышенной щелочности, следует сделать вывод, что в палеозое рудопроизводящим вольфрам-молибденовое

оруденение может быть магматизм первого этапа, когда формировались гранитоиды повышенной щелочности. Это находится в полном соответствии с определениями абсолютного возраста Мало-Ойногорского месторождения.

В период мезозойской тектоно-магматической активизации Саяно-Байкальского складчатого пояса магматизм развивался также в два этапа (В.П. Арсентьев, П.М. Хренов, 1976 г.). При этом эволюционная направленность магматизма — от преимущественно кислого в ранний этап к трахибазальтовому в поздний — по существу, повторяет эволюционную направленность в развитии средне-позднепалеозойского магматизма. Так же как и в период палеозойской активизации, мезозойское вольфрам-молибденовое оруденение связано с лейкократовыми гранитами раннего этапа магматической деятельности.

Таким образом, байкалиды и ранние каледониды Западного Забайкалья подвергались процессам тектоно-магматической активизации дважды — во второй половине палеозоя и в мезозое. Проявления палеозойского и мезозойского магматизма характеризуются чертами сходства и имеют одинаковую эволюционную направленность от преимущественно кислых с повышенной щелочностью на раннем этапе к щелочно-основным на позднем. Данные определения абсолютного возраста и характер тектоно-магматического развития земной коры позволяют сделать вывод, что вольфрам-молибденовое оруденение в Западном Забайкалье формировалось не только в мезозойское время, как это считалось раньше, но и во второй половине палеозоя в связи с проявлением кислых магм повышенной щелочности [28].

Этот вывод имеет значение для дальнейшего прогнозирования вольфрам-молибденового оруденения в регионе и выбора направлений поисковых работ. Возникает ряд новых задач по разработке диагностических признаков палеозойского и мезозойского оруденения, оценке общих масштабов того и другого, выявлению поисково-оценочных критериев оруденения, ревизии объема гуджирского комплекса гранитов.

Повторяемость характера магматизма и сопровождающего его оруденения в одной структурно-фациальной зоне в связи с повторением процессов тектонической активизации и корового магматизма свидетельствует в пользу унаследованности и зависимости характера магматизма и рудной минерализации от литологического и химического состава земной коры, в которой они развивались.

Таким образом, процессы тектоно-магматической активизации происходили в Западном Забайкалье неоднократно, начиная со среднепалеозойского времени, и, по-видимому, связаны с развитием соседних геосинклинальных зон.

Центральный Казахстан. Широко развитые в Центральном Казахстане позднепермские вольфрам-молибденовые месторождения ассоциируются с лейкократовыми гранитами акчутуского комплекса, которые широко распространены в герцинидах Джунгаро-Балхашья, а также в окружающих их поздних каледонидах, главным образом

в пределах краевого вулканического пояса, выделенного А.А. Богдановым (1959 г.).

Основная часть вольфрам-молибденовых месторождений и рудопроявлений находится в следующих тектонических структурах: в зоне стыка Жаман-Сарысуйского антиклинория и других, расположенных к югу от него каледонских складчатых структур, с герцинскими структурами Джунгаро-Балхашья; в Успенской зоне смятия, развившейся по северной окраине Жаман-Сарысуйского антиклинория; в Караоба-Шалгинской зоне разломов, приуроченной к осевой части каледонского синклинория, расположенного между Чуилийским и Чажогай-Атасуйским каледонскими антиклинориями; в Токрауском и Северо-Балхашском герцинских синклинориях; в зоне Центрально-Казахстанского разлома, пересекающего в близмеридиональном направлении каледониды Чингизского мегантиклинория и герциниды Джунгаро-Балхашья.

Следовательно, граниты акчатауского комплекса и связанное с ними оруденение наложены на области каледонской и герцинской складчатости, не подчиняются плану складчатых деформаций и контролируются зонами тектонических разломов и швов (рис. 10).

Внедрению гранитов акчатауского комплекса в каледонидах и герцинидах предшествовали разные тектонические процессы и магматизм. В обрамляющих герциниды поздних каледонидах, начиная с нижнего девона, магматизм был вулканическим, преобладали магмы средне-основного и среднего состава при подчиненной роли кислых; продолжительность магматической деятельности измеряется двумя эпохами девонского периода (ранней и средней), после чего здесь формировались прогибы, заполнявшиеся терригенными и карбонатными отложениями.

Джунгаро-Балхашская область вступила на путь орогенного развития после саурской складчатости. Начиная со среднего визе в ее внешней зоне осадконакопление протекало на суше в условиях интенсивной вулканической деятельности, а во внутренней зоне в визейско-пермское время накапливались терригенные, туфогенно-терригенные и карбонатные преимущественно морские отложения. Проявления субсеквентного вулканизма здесь чередовались с интерседентным плутонизмом (топарский и калдырминский комплексы), при этом преобладающими были магмы кислого (сиалического) состава, а время этого магматизма составило целый период — со второй половины визе до ранней перми включительно.

С позиции позднепермского возраста акчатауских гранитов и связанного с ними вольфрам-молибденового оруденения их присутствие в каледонидах и герцинидах можно истолковать двояко. Во-первых, граниты акчатауского комплекса не связаны с предшествующим герцинским магматизмом и образовались в результате тектоно-магматических процессов, наложенных как на каледониды, так и на герциниды Центрального Казахстана в позднепермское время. Во-вторых, эти граниты и вольфрам-молибденовое оруденение являются неотъемле-

мой частью эпигеосинклинального комплекса герцинид периода их субсеквентного развития. В этом случае граниты акчатауского комплекса, распространенные на участках земной коры каледонской консолидации, следует рассматривать как проявления, индуцированные движениями, развивающимися в герцинидах. Однако следует признать, что акчатауские граниты и связанное с ними оруденение имеют тот же характер, что и в вышеперечисленных областях тектоно-магматической активизации.

Южный Урал. В восточной части Южного Урала известны месторождения и рудопоявления, аналогичные вольфрам-молибденовым месторождениям Центрального Казахстана. Они распространены в восточной части Оренбургской, на западе Кустанайской и в Актюбинской областях. Эта территория относится к Уральской складчатой системе, развившейся в позднем протерозое и палеозое на древнем основании. Чередующиеся здесь геосинклинальные и геоантиклинальные структурно-фациальные зоны характеризуются чертами значительно сходства, обусловленного однотипностью слагающих их геологических формаций. Вместе с тем эвгеосинклинальное развитие этих зон происходило не одновременно, а как бы мигрируя во времени с запада на восток, что и создало сложную картину развития магматизма в этом регионе. И если плутоны выделенных здесь плагиогранитной и гранодиоритовой формаций распространены более или менее равномерно во всех структурно-фациальных зонах с постепенным омоложением их возраста с запада на восток, то плутоны гранитной формации, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение, образуют широкий, но достаточно отчетливо выраженный пояс, который протягивается из Тагило-Магнитогорского прогиба на северо-северо-восток в Зауральское поднятие, пересекая под острым углом различные структуры уралид (рис. 11). Протяженность пояса свыше 600 км при ширине в средней части 100 км. Средняя часть пояса характеризуется наибольшей концентрацией гранитных плутонов, в крайних частях их количество сокращается, и площади выхода на дневную поверхность уменьшаются. Плутоны пересекают образования плагиогранитной и гранодиоритовой формаций, прорывают и метаморфизуют отложения визе-намюрского возраста во многих местах разных структурно-фациальных зон. Таким образом, граниты, с которыми связано вольфрам-молибденовое оруденение Южного Урала, образуют пояс, занимающий секущее положение по отношению к уралидам.

Аргентина. В провинции Кордова лейкократовые граниты палеозойского возраста, с которыми ассоциируют вольфрам-молибденовые месторождения Серро-Асперезис и Серро-Асперо, прорывают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийского фундамента Южно-Американской платформы [4].

Во всех рассмотренных регионах рудоносные плутоны контролируются разрывными нарушениями, различными по ориентировке, времени заложения и происхождению. Это зоны крупных разломов, тектонических швов, контактов пород разного происхождения, скрытых

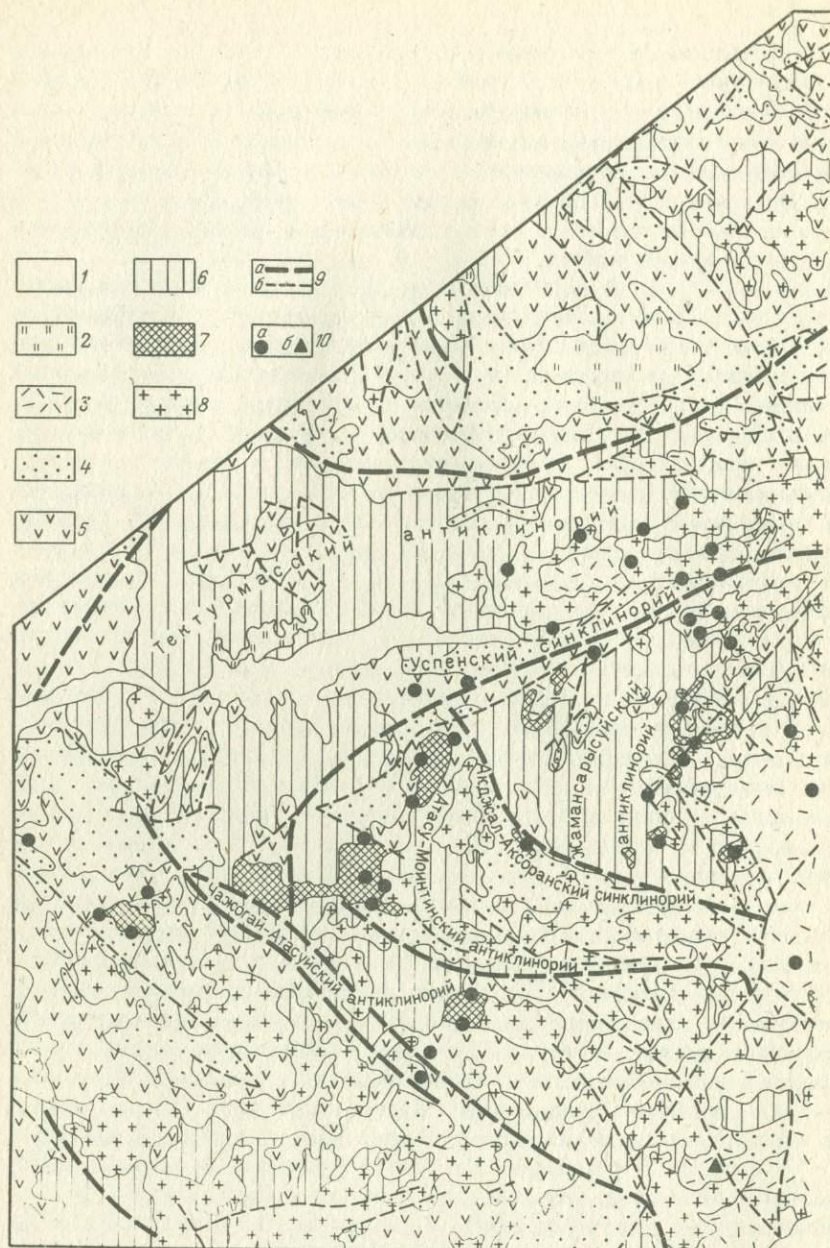
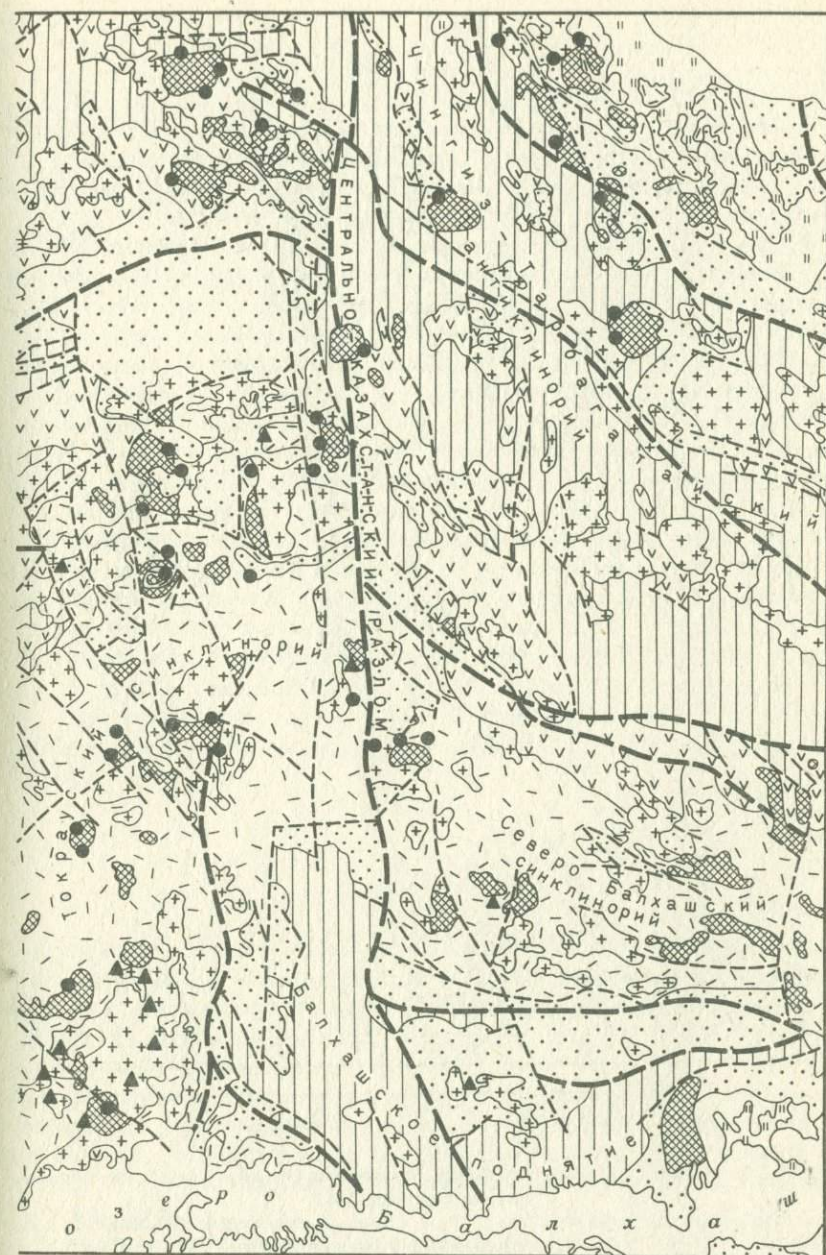


Рис. 10. Схема размещения вольфрам-молибденового и

1 — отложения четвертичного возраста; 2 — отложения мезо-кайнозойского возраста; 4 — осадочные отложения девонского и каменноугольного возрастов; 5 — осадочные отложения раннепалеозойского возраста; 7 — позднепермские граниты; 8 — допозднепермские граниты; 9 — тектонические нарушения: первого (а) и второго (б) порядков; 10 — месторождения и рудопроявления:



медно-молибденового оруденения в Центральном Казахстане.

3 — вулканогенные отложения каменноугольного и пермского возраста; 5 — вулканогенные отложения девонского возраста; 6 — отложившиеся граниты; 9 — тектонические нарушения: первого (а) и второго (б) порядков; 10 — месторождения и рудопроявления: а — вольфрам-молибденовые, б — медно-молибденовые

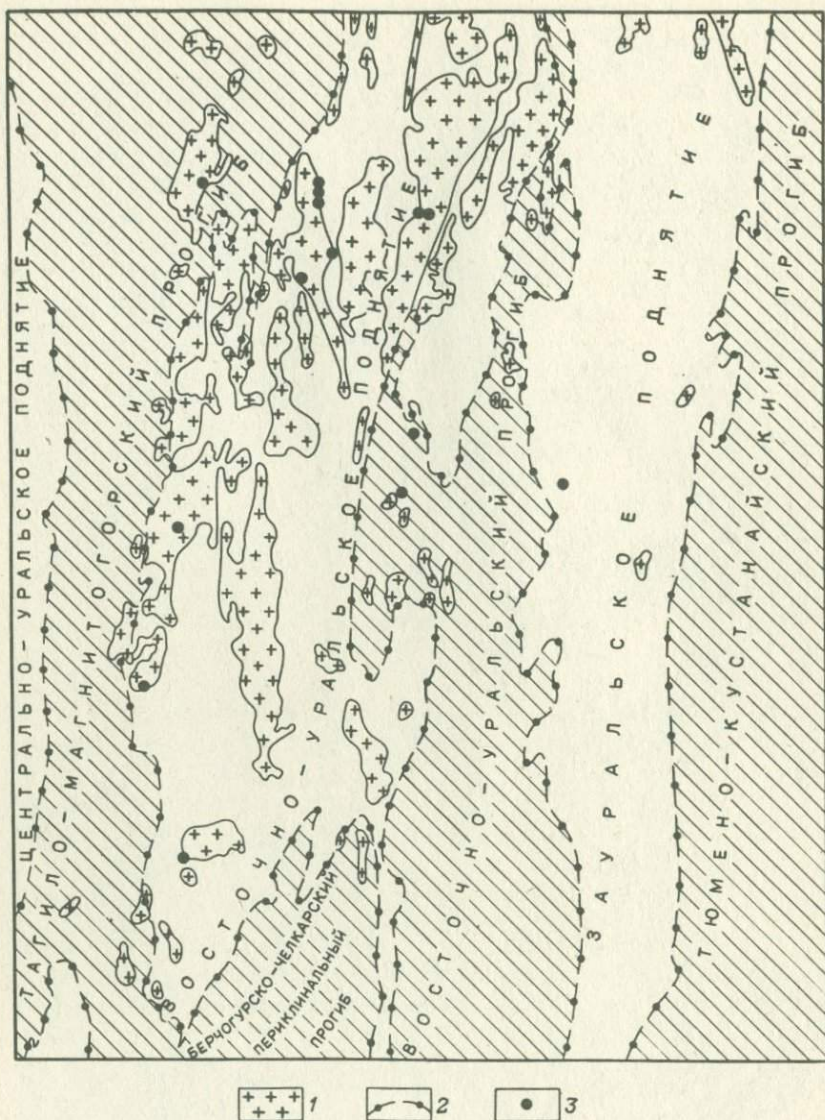


Рис. 11. Пояс гранитов Южного Урала, сопровождающийся вольфрам-молибденовым оруденением.

1 — позднепалеозойские граниты; 2 — границы структурно-фациальных зон; 3 — месторождения и рудопроявления

разломов, повышенной трещиноватости в осевых частях складчатых структур. Граниты и оруденения формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры, и в целом их распростра-

нение носит не столько узколинейный или поясовый, сколько широкий площадной характер, часто не зависящий от структурного плана складчатой области, в которой они находятся.

Магматизм, приведший к образованию вольфрам-молибденовых месторождений, проявлялся в консолидированных участках земной коры и был отделен в ряде провинций (Западном Забайкалье, северном склоне Главного Кавказского хребта, Кордова в Аргентине, Катазия в КНР, частично в Центральном Казахстане) от их геосинклинального развития значительным периодом относительного покоя, составляющим не менее чем целый геологический цикл. Следовательно, в перечисленных провинциях вольфрам-молибденовые месторождения связаны с процессами тектоно-магматической активизации платформ и областей завершенной складчатости, или, что то же самое, с эпиплатформенной орогенцией. В герцинидах Джунгаро-Балхашья и Южного Урала позднепалеозойские вольфрам-молибденовые месторождения проявились вслед за субсеквентным вулканизмом с относительно небольшим отрывом во времени от эпигеосинклинальной орогенции этих областей. Однако магматизм, влияющий на образование вольфрам-молибденового оруденения, имеет здесь ту же природу и тот же характер, что и в областях, где он явно связан с процессами эпиплатформенной орогенции. Это, по-видимому, объясняется тем, что гранитный магматизм развивался здесь также в уже полностью сформированной континентальной коре, хотя и без большого перерыва от периода ее эпигеосинклинального развития. Поэтому вольфрам-молибденовое оруденение этих областей автор связывает также с процессами тектоно-магматической активизации областей завершенной складчатости.

МАГМАТИЗМ

Гранитные плутоны, с которыми ассоциирует вольфрам-молибденовое оруденение, характеризуется в плане изометричной, нередко овальной, удлинённой и более сложными формами. Размеры их выходов на поверхность колеблются в широких пределах — от сотен квадратных метров до нескольких сот квадратных километров, что зависит и от глубины эрозионного среза интрузивов, и от их размеров. Вертикальная протяженность плутонов, по данным геофизических исследований, проводившихся в Центральном Казахстане, достигает 8—10 км. Глубина формирования верхних частей плутонов определяется в 3—4 км.

Вследствие развития магматического процесса в несколько фаз рассматриваемые плутоны имеют сложное внутреннее строение, хотя слагающие их разновидности гранитов близки по минеральному и химическому составу. Преобладают лейкократовые граниты с крупно- и среднезернистой, иногда порфирированной структурой, которые в крае-

вых частях массивов постепенно сменяются мелкозернистыми порфировидными. Среди этих гранитов залегают сложные, часто многослойные тела средне- и мелкозернистых порфировых гранитов II фазы. Породы I и II фаз прорваны дайками аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, диоритовых порфиритов и лампрофиров. В составе гранитов преобладают калиевый полевой шпат (30—35, 25—40 %) и плагиоклаз (12—30 %), из темноцветных минералов присутствует только биотит (до 2—4 %). Соотношение породообразующих минералов изменяется в сторону увеличения калиевого полевого шпата и кварца за счет биотита и плагиоклаза в гранитах более поздних фаз, вплоть до образования аляскистов.

Плагиоклаз представлен олигоклазом, состав которого колеблется в разных массивах от № 17 до 27. Состав калиевого полевого шпата позволяет сделать вывод о том, что его затвердевание протекало в интервале температур от 560 до 600 °С. Биотит характеризуется сравнительно низкой железистостью — от 27 до 35 % ($n_g = 1,620-1,630$), в редких случаях она повышается до 40 % ($n_g = 1,635$). Вместе с этим биотиту описываемых гранитов присущи высокие значения отношения щелочей к глинозему — от 0,53 до 0,86, что отвечает гранитам с несколько повышенной щелочностью третьей, четвертой и пятой групп из шести групп гранитов, выделенных А.А. Маракушевым и И.А. Тарариным (1965 г.). Высокие значения отношения калия к натрию, возможно, свидетельствуют о повышенной активности калия в магматическом процессе.

Наиболее распространенными акцессорными минералами являются магнетит, ильменит, рутил, циркон, апатит, сфен, анатаз, монацит, реже встречаются ортит, ильменорутит, молибденит, корунд, ксенотим, блонстрандин и некоторые другие.

В целом граниты носят анхизвтектический характер. По химическому составу они отличаются от щелочноземельного гранита (по Р. Дэли) более высокими содержаниями щелочных металлов и кремнезема и более низкими — извести и ферромагнезиальных компонентов. Щелочные и ферромагнезиальные компоненты находятся в переменных количествах, а их содержания обычно связаны обратной зависимостью. Среди щелочных металлов калий заметно преобладает над натрием. Граниты поздних фаз характеризуются большей щелочностью. Породы в целом сильно пересыщены алюминием при весьма низком содержании магния и переменном, но также небольшом содержании железа, что объясняется значительным избытком глинозема в калиевых полевых шпатах против их теоретического состава (рис. 12).

Рудные элементы, характерные для вольфрам-молибденовых месторождений, в рассматриваемых гранитах содержатся в следующих количествах (в г/т): Mo — 0,5—0,9; Sn — 3,0—4,0; W — 2,0; Pb — 20,0; Cu — 15,0. За исключением молибдена, содержания перечисленных элементов близки к их средним значениям для гранитов, по А.П. Виногорадову. Содержание молибдена заметно меньше.

В апикальных частях плутонов и их эндоконтактных зонах по

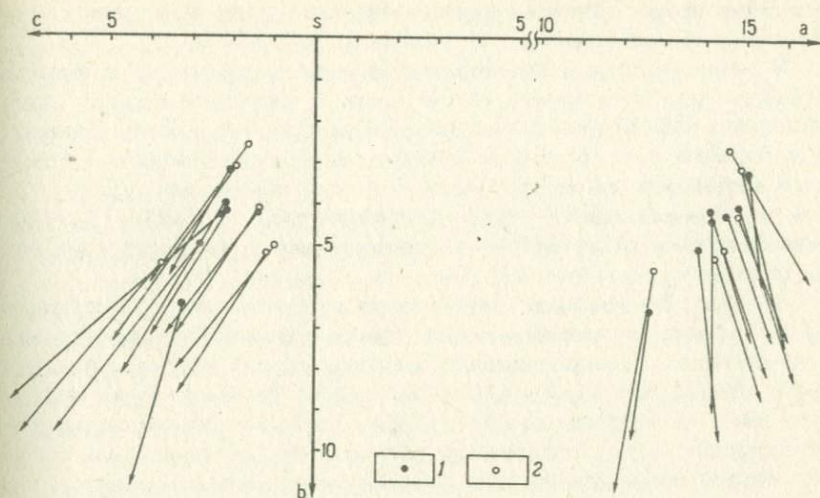


Рис. 12. Диаграмма химических составов гранитов акчатауского комплекса. 1 — фигуративные точки акчатауских гранитов; 2 — то же, средних составов магматических пород (по Р. Дэли); 116 — аляскит; 9 — щелочноземельный гранит; 45 — гранодиорит

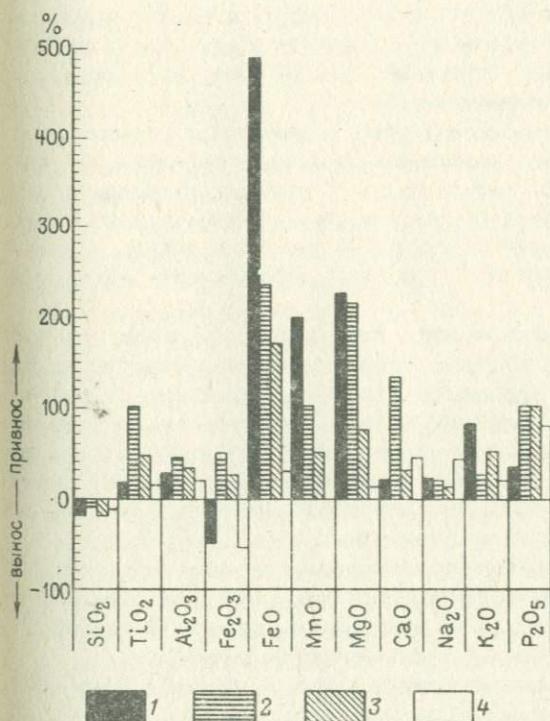


Рис. 13. Изменение содержаний петрогенных элементов при биотитизации пород (в % к исходному содержанию): 1 — в песчаниках; 2 — в туфах кварцевых порфиров; 3 — в дацитовых порфирах; 4 — в андезитовых порфиритах

направлению к контактам с вмещающими породами в минеральном составе гранитов уменьшается содержание калиевого полевого шпата, пертитов в нем и биотита и увеличивается содержание кислого пла-

гиоклаза; в химическом составе возрастает содержание натрия и рубидия и снижается калия.

В экзоконтактах интрузивов на магматической стадии развивались процессы ороговикования, базификации и фельдшпатизации. Ороговикование наблюдается в зоне мощностью до 300 м и более. Минеральные парагенезисы роговиков отвечают следующим фациям контактового метаморфизма (от гранитов в сторону вмещающих пород): пироксен-роговиковой (0–15 м), амфиболитовой (15–100 м), эпидот-амфиболитовой (100–250 м) и зеленосланцевой (на расстоянии свыше 250 м).

Процесс базификации заключается в биотитизации (флогопитизации), местами амфиболитизации ороговикованных и неороговикованных пород и сопровождался выносом из них SiO_2 и привнесом Al, Ti, Fe, Ca, Mn, Mg, P, K, Na, Cr, V (рис. 13). Нередко он захватывал зону мощностью до 800–1000 м. Фельдшпатизация выразилась в образовании многочисленных полевошпатовых прожилков, число которых по мере удаления от гранитов постепенно сокращается, а на расстоянии свыше 300–500 м встречаются редко. Мощность прожилков обычно не превышает 1,0–1,5 см, на 95–96 % они сложены калиевым полевым шпатом, в небольших количествах присутствуют альбит-олигоклаз, биотит и кварц. Калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мирмекитов.

Охарактеризованные экзоконтактные изменения в сочетании с лейкократовыми гранитами эндоконтактных зон являются показателем преобладающей роли инфильтрации в процессе взаимодействия магмы с вмещающими породами, вследствие чего большая часть компонентов, избыточных против котектического состава магмы, выносилась во вмещающие породы, производя базификацию последних (В.Т. Покалов, 1966 г.).

Дайки аплитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров, диорит-порфиритов, сиенит-порфиров, лампрофиров, диабазовых порфиритов прорывают плутоны лейкократовых гранитов и залегают как в их пределах, так и на значительном расстоянии от них. Общей закономерностью образования этих жильных пород является последовательная смена во времени кислых разностей более основными: на Джидинском и Булуктайском месторождениях аплиты → гранит-порфиры → сиенит-порфиры → бостониты; на Коктенкольском — апатиты → гранит-порфиры → диоритовые порфириты → спесартиты; на Байназарском и Мирбайкарском [43] аплиты → гранит-порфиры → граносиенит-порфиры → гранодиорит-порфиры → монцонит-порфиры → диоритовые порфириты → диабазовые порфириты.

По минеральному и химическому составу, а также структурно-текстурным особенностям породы, слагающие дайки на вольфрам-молибденовых месторождениях, во многом аналогичны породам, слагающим дайки на медно-молибденовых и молибденовых месторождениях. Для них, исключая аплиты и гранит-порфиры, характерны парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с лабрадором и

пироксеном, андезином и роговой обманкой. По своим петрохимическим особенностям они относятся к ряду щелочноземельных пород, характеризующихся повышенной щелочностью.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Послемагматическая минерализация четко подразделяется на дорудную, рудную и послерудную. Дорудные образования — это полевошпатовые метасоматиты, развивавшиеся по алюмосиликатным породам, главным образом по рудоносным гранитам, и известковые скарны, возникшие преимущественно в карбонатных породах или в зонах контакта карбонатных и алюмосиликатных пород. Рудные минеральные ассоциации связаны с кварцевыми и слюдисто-кварцевыми образованиями. Послерудные проявления представлены кварц-карбонатными, карбонатными и цеолитовыми прожилками.

Калишпатизированные породы имеют ограниченное развитие в апикальных частях рудоносных plutонов. По минеральному составу они ничем не отличаются от калишпатизированных пород медно-молибденовых и молибденовых месторождений и представлены зонами мощностью 5—10 см с довольно резкими переходами в неизменную породу. На 95—96 % эти зоны состоят из щелочного полевого шпата, промежутки между кристаллами которого выполнены кварцем. Калишпатизированные породы по сравнению с вмещающими гранитами всегда характеризуются более высокой пористостью, заметной даже на глаз.

Альбитизированные породы, широко распространенные в апикальных частях и эндоконтактовых зонах рудоносных plutонов, прослеживаются в глубь интрузива на 100—200 м. Альбитизация проявляется неравномерно: наблюдается чередование участков и зон более или менее интенсивно альбитизированных гранитов с участками практически неальбитизированными. Процесс этот выразился главным образом в развитии альбита № 4—10 по плагиоклазу. Калиевый полевой шпат мало затронут альбитизацией, только в небольшой части зерен развит шахматный альбит. Наряду с образованием альбита по плагиоклазу и калиевому полевому шпату происходило замещение биотита мусковитом. Однако полное замещение биотита мусковитом наблюдается редко. Лишь иногда в гранитах встречаются зоны мощностью 10—20 см, состоящие из альбита и реликтов кварца.

Скарны с вольфрам-молибденовым оруденением развиты на Тырнаузском, Смирновском, Белорецком, Котларском и других месторождениях. Развивались они главным образом в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород; при этом скарнированию подвергались как карбонатные, так и алюмосиликатные породы. Наиболее распространены крутые и пологие залежи скарнов линзообразной и пластовой форм простого и сложного строения, расщепляющиеся и изогнутые в виде складок с раздувами в замковых частях; нередко скарны окаймляют контакты интрузивов в виде непрерывных или

прерывистых зон. Размеры скарновых залежей также разнообразны — от очень крупных тел, протяженностью в несколько километров до небольших, измеряемых лишь десятками метров. Иногда зоны скарнов небольшой мощности образуют штокверкообразные тела.

Магнетит-кварцевые жилы и прожилки являются самыми ранними среди других кварцевых проявлений и распространены обычно нешироко. Магнетит в кварце образует гнездовые и равномерно вкрапленные выделения. Однако на Ореkitканском месторождении магнетит-кварцевые прожилки и жилы имеют значительное развитие; их мощность достигает 30–40 см, содержание магнетита составляет 30–40 %. На контакте с ними во вмещающих породах биотит замещен хлоритом, а полевые шпаты слабо серицитизированы.

Молибденовая минерализация формировалась в два, три этапа, о чем можно судить по пересечениям одних молибденит-кварцевых образований другими. Самые ранние проявления молибденит-кварцевых прожилков часто сопровождаются вкрапленностью молибденита во вмещающих породах, которая иногда встречается и без видимой связи с прожилковыми образованиями. Ранний молибденит характеризуется крупнокристаллическими формами, местами сферолитового и розеточного строения. Он ассоциирует с пиритом, рутилом, иногда кубанитом, заключенным в пирите. В более поздних молибденит-кварцевых проявлениях молибденит представлен мелкочешуйчатыми выделениями. Околожилные изменения обычно выражены слабой мусковитизацией вмещающих пород на самом контакте с жильным выполнением, лишь на некоторых месторождениях (Восточно-Коунрадском) развиты слюдисто-кварцевые грейзены.

Вольфрамовая минерализация развивалась вслед за молибденовой. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивной грейзенизацией вмещающих пород с образованием фторсодержащих минералов, и обычно представлена двумя стадиями. Ранней является ассоциация вольфрамита или шеелита с висмутином, флюоритом, топазом, небольшими количествами молибденита, иногда касситерита, встречающимися в аксессуарных количествах бериллом, берtrandитом, гельвином, браннеритом и ильменорутилом. Позднее формировались кварцевые жилы и прожилки с гюбнеритом, пиритом и мусковитом.

Г.И. Соболева экспериментально установила, что берилл кристаллизуется в результате взаимодействия бериллий-фторсодержащих растворов с калиевым полевым шпатом при pH 2,7–4,8. Эти данные, а также наблюдающиеся явления замещения калиевого полевого шпата бериллом в вольфрамит-кварцевых жилах позволяют сделать вывод, что вольфрамовая минерализация отлагалась растворами кислого характера.

Кварцевые прожилки с пиритом и халькопиритом рассекают кварцевые образования с молибденовой минерализацией. Помимо названных минералов в них изредка встречаются молибденит и флюорит, на некоторых месторождениях присутствует магнетит.

Соотношение рудных минералов и кварца в прожилках непостоянное — местами прожилки имеют преимущественно кварцевый состав, но чаще в них преобладает пирит или пирит с халькопиритом. В маломощных, волосовидных прожилках для кристаллов пирита, магнетита и халькопирита характерен резко уплощенный габитус. Вмещающие породы на контакте с этими прожилками слабо серицитизированы.

Свинцово-цинковая минерализация завершила рудный процесс. Для нее характерна следующая минеральная ассоциация — сфалерит, пирит, пирротин, марказит, галенит, халькопирит, борнит, минералы висмута, блеклая руда, сульфосоли; жильные минералы представлены мусковитом, кварцем и карбонатами — кальцитом, родохрозитом, анкеритом и сидеритом. Околожилные изменения вмещающих пород выражены серицитизацией, местами березитизацией. В том случае, когда в жильном выполнении преобладают карбонаты, вмещающие породы практически не изменены. Появление карбонатов свидетельствует о повышении щелочности гидротермальных растворов.

Заканчивался гидротермальный процесс образованием прожилков карбонатов (кальцит, родохрозит, анкерит, сидерит) и цеолитов (десмин, шабазит, гейландит, ломонтит), которые отлагались низкотемпературными близонейтральными и щелочными растворами.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Характер взаимоотношений оруденения с магматическими породами — наиболее надежный критерий, по которому можно судить о связях оруденения с магматизмом. Молибден-вольфрамовое оруденение тесно связано с апикальными частями вышеохарактеризованных плутонов лейкократовых гранитов, т. е. оно наложено на эти граниты. Значительно сложнее взаимоотношения оруденения с дайками, которые, согласно В.С. Коптеву-Дворникову, делятся на дайки первого этапа (аплиты, аплит-пегматиты, гранит-порфиры) и дайки второго этапа (диоритовые порфиры, лампрофиры и некоторые другие разности). Так, на Караобинском месторождении ранние кварцевые жилы с молибденитом отделены от более позднего молибден-вольфрамового оруденения внедрением даек гранит-порфиров, по Г.А. Абдрахманову, А.Н. Строганову. На Джидинском месторождении дайки второго этапа — бостониты и керсаниты — образовались после молибденовой минерализации и секутся более поздними проявлениями рудного процесса, начиная с кварцевых жил с вольфрамовым оруденением (М.М. Повилайтис, 1960 г.). На Коктенкольском месторождении автор неоднократно наблюдал, что дайки первого этапа — аплиты и гранит-порфиры — предшествуют рудной минерализации, но дайки диорит-порфиритов являются секущими по отношению к кварцевым прожилкам с молибденовым и вольфрамовым оруденением, предшествуя, в свою очередь, свинцово-цинковому оруденению и прожилками карбонатов и цеолитов.

Эти и им подобные взаимоотношения даек и оруденения прежде

всего свидетельствуют о неполной завершенности магматического процесса в период рудообразования, о появлении на определенной стадии охлаждения рудоносных интрузивов изолированных рудных и магматических очагов, может быть, на разных глубинах, и о параллельном, по-видимому, не связанном друг с другом дальнейшем развитии этих очагов, являвшихся источником рудной минерализации и магм, образовавших дайки. Связь даек порфировых пород с молибден-вольфрамовым оруденением, вероятно, может рассматриваться как парагенетическая, т. е. и оруденение, и дайки — производные предшествовавшего им магматизма.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДНЫЕ ОРЕОЛЫ

Строение плутогенных месторождений во многом зависит от характера теплового ореола экзо- и эндоконтактных зон: его размеров, морфологии, вертикального размаха температурных ступеней. В период рудообразования этот характер определяется: а) количеством выделяемого тепла, обусловленного температурой плутона, его размерами и морфологией; б) механизмом теплопереноса, в котором существенную роль играют степень насыщенности магматического расплава летучими компонентами и конвективный теплообмен; в) составом и теплофизическими свойствами пород экзоконтакта; г) глубиной формирования оруденения.

Большое значение имеет также характер изменения теплового ореола в процессе рудоотложения. В соответствии с температурными ступенями теплового ореола вольфрам, висмут и бериллий, отлагавшиеся в интервале 280—350 °С, сосредоточены на верхних горизонтах и флангах месторождений, а основное молибденовое оруденение с температурой образования 350—450 °С находится в их центральных нижних частях. На штокверках — это несовпадение максимумов рудных концентраций, на жильных месторождениях мы имеем дело с более полным пространственным разобщением.

Свинцово-цинковая минерализация обычно находится в периферических частях рудных полей, в этом случае она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися серицитизацией пород. Но на ряде месторождений (Коктенкольское и др.) она приурочена преимущественно к карбонатным жилам и прожилкам и находится в корневых частях.

Молибден, вольфрам, висмут, бериллий и олово являются элементами — индикаторами месторождений вольфрам-молибденовой формации. Они образуют разные по размерам, но достаточно крупные первичные ореолы, которые в зависимости от строения месторождения и глубины его эрозионного среза могут быть на выходе на дневную поверхность совмещены, частично или полностью разобщены, характеризоваться разной концентрацией рудных элементов. В принципе, чем крупнее месторождение, тем крупнее должны быть его рудные ореолы. Площадь выхода ореола молибдена на поверхность может

достигать 20–25 км², а мощность его по вертикали превышать 1,5 км. Обычно объем ореола в 10–20 раз больше объема промышленных руд. Общее же количество молибдена в ореоле в 2,0–2,5 раза больше, чем в промышленных рудах.

Ореолы молибдена формировались в молибденовую и в меньшей мере в вольфрамовую стадии рудного процесса. Не менее крупными размерами характеризуются и ореолы вольфрама, образованные вольфрамитом и шеелитом, распространявшимися во вмещающих породах в вольфрамовые стадии рудного процесса. Ореолы бериллия, висмута и олова обычно меньше ореолов молибдена и вольфрама. Их образование связано с распространением в породах минералов висмута и бериллия, а также мусковита, содержащего в повышенных количествах олово. Происходило это в стадию вольфрамовой минерализации. Ореолы меди, а также свинца и цинка менее выразительны, хотя ореолы меди могут быть очень крупными и иногда не уступают по размерам ореолам молибдена и вольфрама. Ореолы свинца и цинка незначительны по размерам и обычно развиты на флангах и в нижних частях месторождений.

Таким образом, наиболее крупными и ярко выраженными первичными ореолами на месторождениях вольфрам-молибденовой формации являются ореолы прямых элементов-индикаторов — молибдена и вольфрама. Сопоставление в плане выходов первичных ореолов молибдена и вольфрама с их вторичными ореолами в рыхлых отложениях обычно показывает их примерное совпадение, хотя вторичные ореолы резко ослаблены по сравнению с первичными. При этом максимумы вторичных ореолов, как правило, отвечают максимумам первичных. В зависимости от характера рельефа местности вторичные ореолы могут быть несколько сдвинуты вниз по склону относительно первичных. В соответствии с вышерассмотренной рудной зональностью, характеризующей вольфрам-молибденовые месторождения, по соотношению молибдена, вольфрама, висмута и бериллия во вторичных ореолах можно судить о глубине эрозионного среза оруденения и его перспективах на глубину.

ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тырныаузское месторождение находится на северном склоне Главного Кавказского хребта в Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне западно-северо-западного простираения. В пределах рудного поля (рис. 14) в Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоне наиболее древними, по-видимому, являются мраморы фамена, а также толща песчаников и сланцев с прослоями конгломератов, гравелитов и мраморов условно раннедевонского — позднекаменноугольного возраста. На них с размывом налегают нижнекаменноугольные вулканогенные породы — туфы и туфопесчаники с прослоями яшм и сланцев, пласты диабазов, спилитов, порфиритов, кварцевых порфиритов. Далее по времени образования следуют песчаники, конгломе-

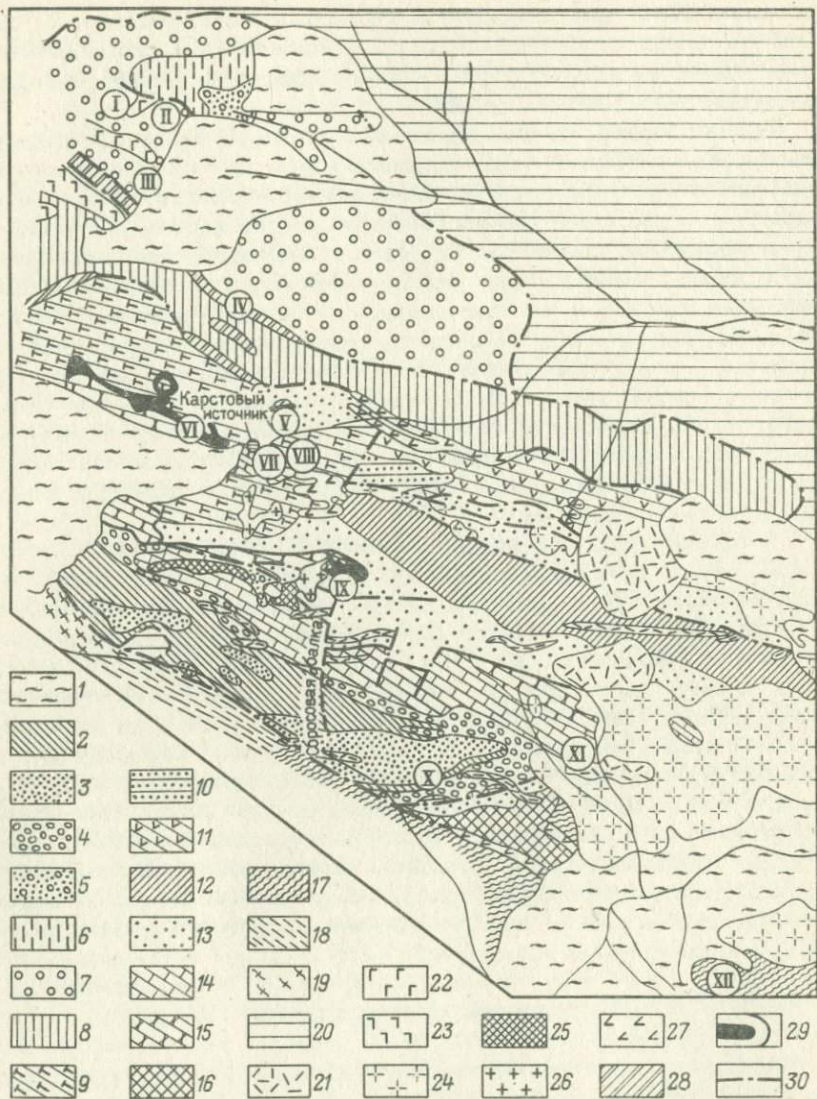


Рис. 14. Схематическая геологическая карта рудного поля месторождения Тырыньяуз. По А. Пэку.

1 — современные отложения; 2–4 — породы мукуланской свиты: черные сланцы (2), песчаники (3), конгломераты (4); 5 — красноцветные песчаники; 6 — темно-серые алевриты и сланцы; 7 — конгломераты и песчаники; 8 — филлиты; 9 — вулканогенная свита; 10 — темно-серые аркозовые песчаники зеленокаменной свиты; 11 — диабазы, порфириды, кварцевые альбитофиры зеленокаменной свиты; 12 — кварцевые плагиопорфиры; 13 — биотитовые роговики; 14 — слоистые мраморы; 15 — массивные мраморы; 16 — породы эльджуртинской свиты; 17 — мигматиты; 18 — слоистые сланцы; 19 — гранитогнейсы; 20 — кристаллические сланцы и гнейсы; 21 — липариты; 22 — авгитовые порфириды;

23 — кварцевые кератофиры; 24 — эльджуртинские граниты; 25 — брекчии биотитовых роговиков, сцементированные гранит-аплитами; 26 — лейкократовые гранитоиды; 27 — ультраосновные породы; 28 — кварц-карбонатные породы; 29 — скарны; 30 — тектонические нарушения; I — сурьмяное месторождение Гитче-Тырныауз, участок 3; II — то же, участок 2; III — то же, участок 1; IV — VI — геофизические аномалии; VII — сульфидное месторождение Тырныауз; VIII — золото-арсенопиритовые жилы балки 3; IX — месторождение Тырныауз; X — Мукуланское месторождение андалузитовых сланцев; XI — полиметаллическое месторождение Малый Мукулан; XII — месторождение Тютю

раты и глинистые сланцы с остатками флоры верхов среднего карбона или низов верхнего карбона. В южной части рудного поля находятся конгломераты, песчаники и глинистые сланцы мукуланской свиты нижнего лейаса, залегающие резко несогласно на мраморах фаменского возраста.

Пешиш-Тырныаузская тектоническая зона явилась ареной интенсивной магматической деятельности в мезо-кайнозойское время. Наиболее ранние нижнеюрские ультрабазиты представлены дайками серпентинизированных пироксенитов и перидотитов. Последующие эльджуртинские порфировидные биотитовые граниты образуют относительно крупный массив удлинённой формы, ориентированный в западно-северо-западном направлении, который прорывает и метаморфизует отложения нижнего лейаса. Минеральный состав гранитов следующий (в об. %): калиевый полевой шпат* — 34,5, плагиоклаз № 24 — 30, кварц — 25,7, биотит — 7,8. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом. В контакте с мраморами эльджуртинские граниты существенно изменяются, превращаясь в лейкократовые разности, которые отвечают по составу гранодиоритам, диоритам, лабрадорovým аплитам и плагиоклазитам.

Близкие к ним по возрасту лейкократовые гранитоиды залегают в виде штоков, неправильных тел и, главным образом, в форме сложных ветвящихся даек. В пределах месторождения они имеют два выхода на поверхность — один на северном склоне хребта Уллу-Тырныауз, названный "Самолетом", другой на южном склоне, по форме близкий к изометрическому телу с отходящей от него сложной системой даек, получивший название "Паук". Кроме того, лейкократовые гранитоиды вскрыты на площади северного участка. Наиболее крупные тела сложены гранит-порфирами, а дайки небольшой мощности — преимущественно аплитами. В составе гранит-порфиров (в %): кварца 32—35, калиевого полевого шпата 36,0—39,5, плагиоклаза (№ 10—20) 26, биотита и мусковита 2 и акцессорных (apatит, циркон, ортит, магнетит, сфен) — 0,5.

В дайках, залегающих среди карбонатных пород, так же как и в

* Низкий санидин ($2v = 40-45^\circ$); состав: 68% — чистого калиевого полевого шпата, 30% — альбита, 2% — анортита.

эльджуртинских гранитах на контакте с мраморами, состав лейкократовых гранитов резко меняется в сторону повышения основности, вплоть до лейкократовых диоритов и пород типа плагиоклазитов. При этом калиевый полевой шпат исчезает из состава пород, содержание биотита уменьшается до 0,5 %, а основность плагиоклаза повышается до андезита № 45 и выше. А.В. Пэк (1962 г.) и другие исследователи считают, что магма, образовавшая эти породы, имела состав, отвечающий гранит-порфирам и гранит-аплитам, т. е. весьма близкий к составу эльджуртинского гранита, но, проникая по трещинам в мраморы, она ассимилировала известь, результатом чего явились дайки подобного состава. Лейкократовые гранитоиды внедрялись неоднократно, о чем свидетельствуют их взаимоотношения с орудением.

Гранитоиды "Паука" пересечены гранат-пироксеновыми и молибденит-кварцевыми жилками, в то время как гранитоиды "Самолета" рассекают шеелитоносные скарны. Изучая пересечения лейкократовыми гранитами роговиков, образовавшихся в контакте с эльджуртинскими гранитами, Л. Варданыц пришел к выводу, что лейкократовые гранитоиды моложе эльджуртинских гранитов. Однако изучение контакта этих двух пород, встреченного в керне одной из скважин, позволило Н.А. Хрущову (1958 г.) считать эльджуртинский гранит более молодым. А.В. Пэк рассматривает становление эльджуртинских гранитов как длительный процесс и связывает с ним образование лейкократовых гранитоидов, кристаллизовавшихся, по его мнению, из той же магмы, что и эльджуртинские граниты, но изменивших свой состав при взаимодействии с мраморами.

Следующие по времени внедрения изверженные породы — липариты, близкие по химическому составу и акцессорным минералам к эльджуртинским гранитам. Они образуют сравнительно крупные неки и дайки, которые прорывают ранее названные магматические породы и рудные тела. Дайки витрофира и базальта являются самым поздним проявлением магматической деятельности в рудном поле Тырнаузского месторождения. В противоположность всем ранним интрузивным телам они характеризуются меридиональным, а не западно-северо-западным простиранием.

В экзоконтакте эльджуртинских гранитов вмещающих их породы превращены в роговики преимущественно амфиболитовые фации. По алюмосиликатным породам здесь широко развиты андалузитовые и андалузит-кордиеритовые разновидности. После ороговикования на магматической стадии процесса породы экзоконтакта были базифицированы, т. е. местами амфиболитизированы и широко биотитизированы ("биотитовые роговики"). Содержание биотита в них колеблется от 5 до 50 %. В процессе биотитизации в породах накапливались щелочные металлы, магний, железо, титан, алюминий, выносилась кремнекислота. Далее в базифицированных породах также на магматической стадии развивались существенно полевошпатовые жилки с амфиболом, биотитом и кварцем.

Распространение охарактеризованных магматических проявлений,

по существу, ограничено пределами Тырнаузского месторождения. Вероятно, их развитие здесь обусловлено влиянием на Пшекиш-Тырнаузскую зону другой региональной структуры — меридиональной тектонической зоны, вызвавшей перегиб структур общекавказского направления.

В районе Тырнаузского месторождения палеозойские породы образуют крупную Чатбашскую сундучную синклиналь, южное крыло которой, а также ее донная часть осложнены складками более высоких порядков. Продольными разломами (Центральным, Северным и Южным) западно-северо-западного простирания, а также оперяющими их разрывами близмеридионального простирания Чатбашская синклиналь разбита на тектонические блоки, смещенные относительно друг друга.

Главной складчатой структурой месторождения является веерная антиклиналь, в ядре которой находятся карбонатные породы фаменского возраста. Антиклиналь характеризуется крутым погружением шарнира на восток и крутыми падениями крыльев на север и юг. Южное крыло антиклинали переходит в смежную синклиналь, ядро которой сложено ороговикованными песчаниками, а южное крыло — карбонатными породами фамена.

По контакту внедрившихся сюда лейкократовых гранитов и известняков проходит лишь тонкая скарновая оторочка. Главная же масса скарнов приурочена к контакту роговиков и известняков. Следуя складчатой структуре месторождения, пластообразная залежь скарнов повторяет ее контуры, образуя мощный раздув в сводовой части (рис. 15). Многочисленные разрывные нарушения существенно усложнили складчатую структуру месторождения и послужили в свое время веским аргументом "сколовой" гипотезы генезиса Главного рудного тела [30]. Согласно этой гипотезе, оно представляет собой брекчию биотитовых роговиков и в меньшей мере мраморов, образовавшуюся при "тектоническом внедрении" мраморов в биотитовые роговики и впоследствии переработанную гидротермальными растворами в скарны.

В центре рудного поля залегают главные рудные тела с молибден-вольфрамовым оруденением в скарнах. Вблизи них, главным образом к северу и югу, в роговиках и лейкократовых гранитоидах находится молибденовая минерализация с незначительным вольфрамовым оруденением. К северо-западу и юго-востоку залегают скарны, обогащенные сульфидами с оловянным, висмутовым и медным оруденением (скарны Малого Мукулана и Северные скарны). В северо-западной части рудного поля находятся свинцово-сурьмяные руды хребта Гитче-Тырнауз, за которыми на крайнем северо-западном фланге обнаружено проявление киновари.

Молибден-вольфрамовые рудные тела представлены Главным рудным скарном и сопряженными с ним Северо-Западным, Мукуланским, Центральным и Южным скарнами, а также скарнированными мраморами. Главный рудный скарн заключает в себе основные запасы вольф-

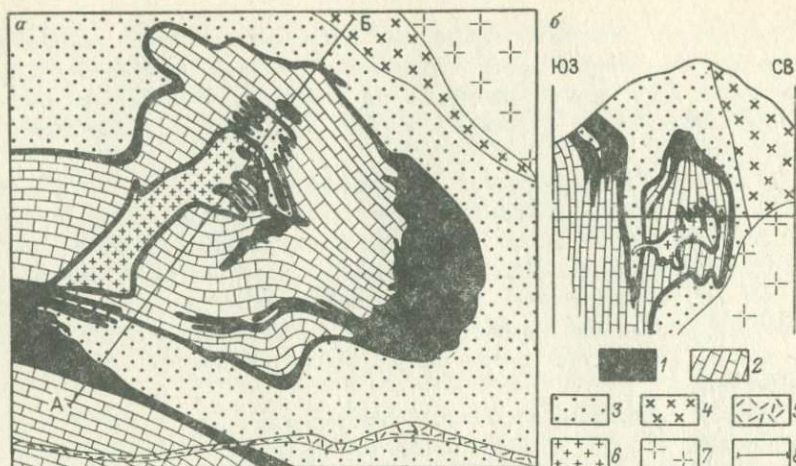


Рис. 15. Рудоносные скарны Тырнаузского месторождения в плане (а) и разрезе (б) по линии АБ (по данным разведки и эксплуатации). Отношение масштаба разреза к масштабу плана 1:2.

1 — рудоносные скарны; 2 — мраморы; 3 — ороговикованные песчаники и сланцы; 4 — плагиограниты; 5 — лейкократовые гранит-порфиры; 6 — эльджуртинские биотитовые граниты; 7 — дайки липаритов; 8 — линии разрезов

рама и бóльшую часть запасов молибдена. Форма этого рудного тела определяется как седловидная залежь с большой мощностью в сводовой части антиклинали и постепенно уменьшающейся по мере удаления от свода к крыльям складки.

Северо-Западный скарн представляет собой непосредственное продолжение Главного скарна на северо-запад. Он характеризуется небольшой мощностью, что вполне закономерно вследствие расположения этой части крыла антиклинали далеко от ее свода. Для него характерно кроме обычных вольфрама и молибдена присутствие значительных количеств меди.

Центральный скарн залегает в мраморах и представляет собой небольшое рудное тело пластообразной формы, образовавшееся за счет скарнирования прослоя песчано-сланцевых пород. Аналогичны Центральному скарну и нижние залежи, расположенные на нижних горизонтах месторождения.

Мукуланский скарн, по Н.А. Хрущову, является продолжением Главного рудного тела. Наиболее мощная его часть не выходит на поверхность, она срезана сбросом, выше которого скарн представлен раздробленным и маломощным телом, не имеющим промышленного значения. Ниже этого сброса Мукуланский скарн залегает строго в контакте между мраморами и роговиками и характеризуется правильной пластообразной формой с большой и постоянной мощностью. Южный склон находится среди биотитовых роговиков. Он образовался за счет скарнированного прослоя мрамора и имеет правильную пластовую форму.

По минеральному составу скарны Тырнауза четко подразделяются на скарны по роговикам и по мраморам. Скарны по роговикам составляют 60–80 % от общего объема рудных скарнов. Их основным диагностическим признаком является присутствие значительного количества реликтов роговиков и биотитизированных пород. При этом амфибол-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые околоскарновые породы, в составе которых доминируют плагиоклаз с основностью 45–80 и пироксен, содержащий 60–70 % диопсидовой молекулы, характеризуются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием неправильных полос разнозернистых агрегатов. Пироксен-гранатовые и гранат-пироксеновые скарны образуют зоны среди вышеназванных околоскарновых пород. Внутренние зоны этих скарнов обычно сложены гранатом (андрадит-гроссулярового состава) с включениями пироксена; они обрамляются гранат-пироксеновыми зонами, а внешними являются пироксеновые зоны.

Отличительной особенностью скарнов по алюмосиликатным породам является постоянное присутствие в них сфена и высокое содержание окиси титана — 0,8–1,2 против 0,1–0,2 % в скарнах по мраморам.

Скарны по мраморам залегают в непосредственном с ними контакте. Это отчетливо полосчатые и в общем довольно светлые породы. В них на фоне белого агрегата лейстовидных зерен волластонита с примесью рассеянных зерен пироксена, граната и везувиана выделяются неправильные жилкообразные полосы и струи розового граната и оливково-зеленого везувиана. Гранат и везувиан содержат многочисленные включения пироксена и волластонита. Везувиан представлен довольно крупными зернами и местами образует прожилки, пересекающие агрегаты граната. Кое-где в таких скарнах встречаются реликты белого мрамора.

В пригранитном скарне, образующем маломощную (не более 3 м) оторочку на контакте лейкократовых гранитов, местами наблюдается четкая зональность: лейкократовый гранит, пироксен-гранатовый эндоскарн, за которым следуют зоны экзоскарно-пироксеновая, гранат-пироксеновая и гранат-волластонитовая [5]. Зональность, присущая экзоконтакту, характерна и для других скарновых тел, образовавшихся по мраморам.

В прожилках, отходящих от скарновых тел и залегающих среди карбонатных пород, внешние зоны в основном сложены волластонитом, лейстообразные выделения которого ориентированы перпендикулярно к контактам. В волластонитовых зонах всегда имеется примесь пироксена, содержание которого возрастает по направлению к следующим внутренним пироксеновым зонам. Последние практически никогда не бывают мономинеральными, в них всегда содержится гранат. Крупность зерен пироксена и содержание граната возрастают по направлению к внутренним частям скарновых жилкок, которые преимущественно сложены гранатом. Состав граната (в %): 63 гроссуляра, 30 андрадита, 4 альмандина и около 3 спессартина.

В иных скарновых жилах внешние волластонитовые зоны практически отсутствуют; в составе скарна преобладает гранат (94 % андрадита), содержащий включения пироксена. Таким образом, зоны гранатового скарна развивались за счет зон пироксенового и волластонитового скарнов, при этом по мере развития этого процесса железистость граната увеличивалась. Сложное полосчатое строение скарновых тел обусловлено, с одной стороны, зональным строением метасоматических зон, с другой — одновременным развитием многих метасоматических зон в связи с поступлением растворов по системам параллельных трещин.

Наряду со скарнами в пределах рудных тел широко распространены жилы и зоны метасоматических образований разнообразного состава, среди которых преобладают кварц-пироксен-плаггиоклазовые и кварц-плаггиоклаз-флогопитовые. Оруденение наложено на скарны, о чем свидетельствуют неравномерность распределения рудных минералов в скарнах и их явная приуроченность к более поздним жилкам.

В перечисленных выше скарновых рудных телах основными рудными минералами являются шеелит, молибденит и молибдошеелит; отношение триоксида вольфрама к молибдену колеблется от 4:1 до 8:1.

В Главном скарне вольфрам и молибден распределены неравномерно — фланги седловидной залежи, в особенности северный фланг, обогащены молибденом, а мощная "шарнирная" часть — вольфрамом. С глубиной происходит резкое увеличение содержания вольфрама, при этом содержание четырехвалентного молибдена снижается, а шестивалентного увеличивается, однако общий уровень содержания молибдена остается все время постоянным [38]. По данным О. Коновалова и Е. Граменицкого (1972 г.), с глубиной уменьшается роль молибдена и чистого шеелита и постепенно возрастает роль молибдошеелита с высокими содержаниями (10–20 %) Mo^{6+} , что, по мнению этих исследователей, прежде всего обусловлено повышением температуры рудообразования в связи с приближением к источнику минералообразующих растворов.

Молибденовое оруденение в роговиках, как и в скарнированных мраморах, в отличие от скарновых рудных тел не имеет геологических границ, и его промышленный контур устанавливается по результатам опробования в соответствии с выбранным бортовым содержанием. Участки промышленного оруденения в биотитовых роговиках залегают висячем боку Главного скарна, они приурочены к его северо-западному и юго-восточному флангам, установлены на Северном и других участках.

Молибденовое оруденение в лейкократовых гранитах распространено небольшими участками, промышленные контуры которых также определяются по результатам опробования. Оруденение тяготеет к эндоконтактовым зонам гранитоидов, прилегающим к биотитовым роговикам и реже к мраморам. Формы рудных тел неправильные. Отношение триоксида вольфрама к молибдену в этих рудных телах ко-

леблется от 1:4 до 1:8, т. е. оруденение преимущественно молибденовое.

На месторождении могут быть выделены следующие стадии рудной минерализации, наложенной на скарны, роговики и гранитоиды. Наиболее ранним является отложение магнетита, который цементирует брекчированный лежащий бок Главного скарна. Весь шеелит в скарнах, по мнению А.В. Пэка, образовался в самую раннюю рудную стадию. С ним ассоциирован в небольших количествах молибденит, присутствующий также в шеелите в виде микроскопических включений. Кроме того, в шеелите находится шестивалентный молибден в виде изоморфной примеси. В алюмосиликатных породах — роговиках и лейкократовых гранитах — с этой минерализацией параллелизуются ранние кварцевые жилки с бедной вкрапленностью молибденита. В них встречаются столбчатые зерна пироксена и амфибола. Мощность прожилков колеблется от 1 до 10 мм. В скарнах шеелит и молибденит обычно пространственно разобщены — шеелит в основном тяготеет к пироксену, а молибденит — к гранату гроссулярового состава.

Далее образовалось основное молибденовое оруденение. Наиболее богатым оказалось северное крыло Главного скарна, где на молибденит-шеелитовую минерализацию наложен штокверк молибденит-кварцевых жил и прожилков. Среди них наблюдаются короткие жилки мощностью 1—3 см, полосчатые жилы мощностью 20—70 см и "сухие" молибденитовые швы. Штокверк тяготеет к скарнам и роговикам. После молибденового оруденения отложился флюорит с кварцем и небольшими количествами пирита и пирротина. Завершался рудный процесс образованием ассоциации пирита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, халькопирита, марказита, тетраэдрита, теннантита, буланжерита, станнина, полибазита, алабандина. С этой же стадией минерализации связаны кварц, карбонаты и ливерит, содержащий 1 % олова. Далее следовало отложение карбонатов с антимонитом и закончился гидротермальный процесс образованием прожилков опала и халцедона.

Большинство исследователей Тырнаузского месторождения генетически связывают его с эльджуртинскими гранитами и лейкократовыми гранитоидами, поскольку оруденение наиболее близко во времени и в пространстве ассоциирует именно с этими магматическими породами.

Коктенкольское штокверковое месторождение находится в пределах краевого вулканического пояса, разделяющего области герцинской и каледонской складчатости.

На территории месторождения (рис. 16) распространены средневерхнедевонские вулканогенные и осадочные породы, представленные (снизу вверх): андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами, туфами липаритовых порфиров, переслаивающимися пластами песчаников, алевролитов и туфопесчаников, углисто-кремнистыми сланцами, мергелями и известняками франского яруса. Залегание этих пород осложнено спокойными брахиформными складками близши-

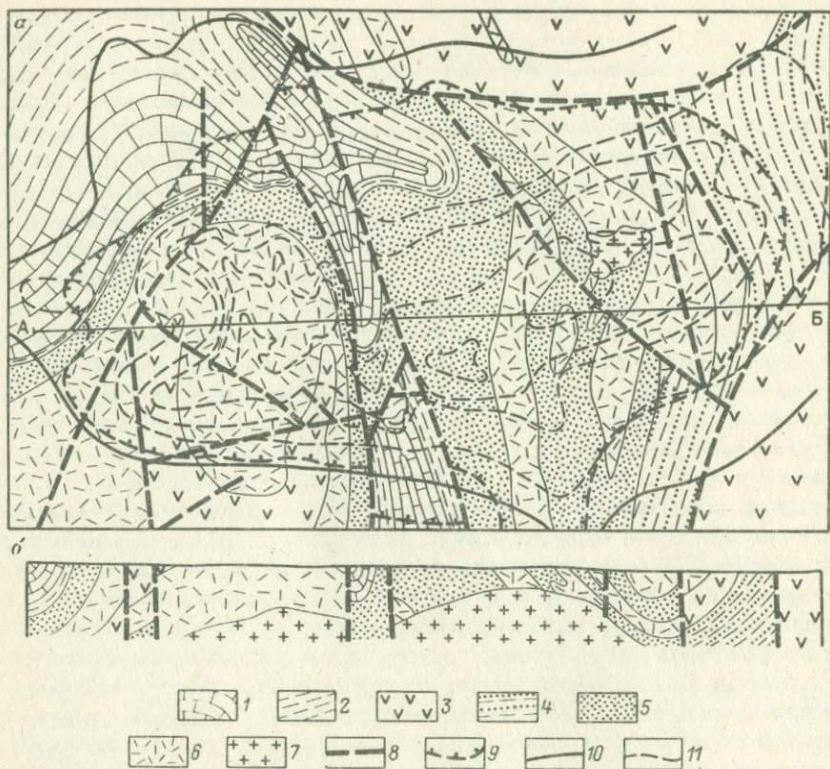


Рис. 16. Схематическая геологическая карта (а) и разрез по линии АБ (б) Коктенкольского месторождения. По Г.А. Паркадзе и К.Н. Фаткулину.

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинистые и кремнисто-углистые сланцы, мергели и кремнистые известняки; 3 — андезитовые порфиры и их туфы; 4 — полимиктовые песчаники с прослоями туфов кварцевых порфиров; 5 — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; 6 — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; 7 — лейкократовые граниты акчатауского комплекса; 8 — разрывные нарушения; 9 — ореол вольфрамовой минерализации; 10 — ореол молибденовой минерализации; 11 — изолинии содержания молибдена

ротного простирания — антиклинальной на севере и юге месторождения, синклиальной в центре. Осевая часть синклиальной структуры осложнена узкой (0,5 км) грабен-синклиалью с сохранившейся в ней корой выветривания мощностью свыше 100 м. По ограничивающим близширотным разломам породы грабен-синклинали опущены не менее чем на 200—300 м.

Кроме разрывных нарушений близширотного простирания в породах месторождения зафиксированы смещения и зоны дробления по разломам близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний.

Вулканогенные и осадочные породы девонского возраста прорваны лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса (P_2), которые едва вскрыты современным эрозионным срезом на площади $0,15 \text{ км}^2$ в северной части месторождения. На глубине от 0 до 500 м граниты образуют тело удлиненной, несколько серповидно изогнутой, хребтообразной формы, протяженностью около 5 км, ориентированное близмеридионально. При общем пологом погружении на юг его северная и южная оконечности увенчаны куполообразными возвышениями, из которых северное обнажено, а южное залегает на глубине 300 м ниже дневной поверхности. С глубиной массив гранитов постепенно расширяется. Его контакты падают в сторону вмещающих пород; угол падения западного контакта — 45° , восточного — $30-40^\circ$. В породы кровли от плутона отходят многочисленные апофизы. В целом граниты представляют апикальную часть крупного плутона овальной формы с осями 15 и 18 км; его нижняя кромка, по данным гравиметрической съемки, находится на глубине 10 км. Около гранитов вмещающие их алюмосиликатные породы ороговикованы, интенсивно биотитизированы и фельдшпатизированы, а карбонатные породы скарнированы.

Молибденовое оруденение с попутной вольфрамовой, медной и висмутовой минерализацией связано со штокверком кварцевых, кварц-полевошпатовых прожилков, мощность которых колеблется от 1–2 мм до 10–15 см, но преобладает 0,5–2,0 см. На северо-западном фланге месторождения имеется несколько кварцевых жил с гюбнеритом мощностью 0,5–1,0 м. Наиболее густая сеть прожилков сосредоточена над верхней центрально-осевой частью гранитного тела и особенно над его южным куполовидным выступом; вместе с погружением контактов последнего сеть рудных прожилков редет и оруденение постепенно затухает.

Коктенкольский штокверк находится в тектонической зоне северо-северо-западного простираения, пересекающейся в южной и центральной частях месторождения разломами и тектоническими зонами близширотного простираения. По своему строению и характеру рудной минерализации он отчетливо делится на три участка: Южный, Промежуточный и Северный. Промежуточный участок в структурном отношении — это относительно узкий грабен близширотного простираения с амплитудой перемещения до 400 м. Здесь сохранилась мощная (до 100 м и более) кора выветривания, ниже которой карбонатные, местами скарнированные породы постепенно переходят (на глубине 300–350 м) в сплошные скарны. Участок характеризуется преимущественно вольфрамовой минерализацией, при резко подчиненной роли молибдена. На Южном и Северном участках кора выветривания практически полностью отсутствует; здесь развиты алюмосиликатные породы и преобладает молибденовое оруденение, что в соответствии с рудной зональностью вольфрам-молибденовых месторождений свидетельствует о значительной эродированности рудного штокверка. При этом, если на Южном участке вольфрамовая минерализация в ка-

кой-то части сохранилась на верхних горизонтах и в целом аркообразно охватывает молибденовую, то на Северном она развита незначительно и только по периферии молибденовой, что свидетельствует об еще более глубоком эрозионном срезе последнего.

На Южном участке месторождения штокверк заключен в интенсивно измененных приконтактовым метаморфизмом девонских эффузивах (андезитах, дацитах, липаритах) и лишь частично своими нижними горизонтами он находится в апикальной части гранитного купола. В плане рудное тело имеет форму овала, длинная ось которого ориентирована на восток-северо-восток. В центральной осевой зоне участка (восточно-северо-восточного простириания) оруденение наиболее концентрированное и равномерное, а в направлении его периферии неравномерность оруденения постепенно возрастает. Рудные прожилки контролируются крутопадающими в противоположных румбах трещинами сколового характера, близширотного, близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирианий; многочисленны также прожилки, залегающие в пологих трещинах отрыва с наклоном $5-10^{\circ}$. От северо-восточного фланга Южного участка оруденение широкой зоной протягивается на северо-северо-запад. В этом же направлении глубина его распространения постепенно сокращается и по мере приближения гранитного массива к дневной поверхности оруденение выклинивается в пределах гранитов, обнаженных эрозионным срезом. В северной части месторождения рудный штокверк в основном заключен в метаморфизованных липаритовых туфах, туфопесчаниках, песчаниках, скарнированных карбонатных породах экзоконтакта апикального выступа интрузива, а в гранитах, так же как и на Южном участке, находится лишь небольшая часть штокверка. Здесь преобладают прожилки, круто падающие на северо-запад и со средними углами падения на восток, юго-восток и юго-запад.

Общий вертикальный размах оруденения на флангах месторождения составляет 800—900 м. При этом на экзоконтактовую зону приходится 700—800 м, а на эндоконтактовую 100—200 м.

В прожилках в различных сочетаниях и количественных соотношениях находятся следующие рудные и жильные минералы: распространенные — молибденит, вольфрамит, пирит, халькопирит, висмутин, магнетит, гюбнерит, рутил, мусковит, кварц, флюорит, полевые шпаты, кальцит, гранат, афросидерит, десмин, ломонит, гейландит; малораспространенные и аксессуарные — галенит, сфалерит, пирротин, борнит, самородный висмут, блеклая руда, бертрандит, браннерит, гелвин, фенакит, шеелит, сидерит, анкерит, апатит, биотит, барит, эпидот, шабазит.

Развитие постмагматического процесса происходило в следующей последовательности. Самыми ранними являются пневматолитовые щелочные процессы — калишпатизация и альбитизация гранитов. Калишпатизированные граниты наблюдаются в виде редких маломощных (2—5 см) зон, центральные части которых на 95—98 % сложены калиевым полевым шпатом, а в направлении неизмененного гранита

они сменяются гранитом, калишпатизированным в убывающей степени. Альбитизированные граниты распространены значительно шире калишпатизированных и прослеживаются до глубины 100—200 м. Альбитизация проявилась неравномерно — зоны более или менее интенсивно альбитизированных гранитов чередуются с участками практически неизменных гранитов. Процесс выразился главным образом в замещении плагиоклаза альбитом № 4—10, а также в развитии шахматного альбита по калиевому полевоému шпату. Развитие ранних щелочных процессов не сопровождалось отложением рудных минералов. Последовавший за ними процесс рудообразования был многостадийным.

Наиболее ранними являются кварцевые прожилки с молибденитом. Их мощность колеблется от 1—2 мм до 1—2 см, реже достигает 5—10 см. Молибденит распределен в прожилках более или менее равномерно, концентрируясь в зальбандах или вытягиваясь цепочками вдоль прожилков, создавая в них полосчатое строение. Местами содержание молибденита в прожилках резко увеличивается и прожилки становятся существенно молибденитовыми. Контакты молибденит-кварцевых прожилков с вмещающими породами резкие. Около них изменения во вмещающих породах выразились в хлоритизации биотита и образовании редких выделений мусковита по полевым шпатам. Часто встречаются пересечения одного молибденит-кварцевого прожилка другим, что свидетельствует о неоднократном импульсном поступлении растворов, отлагавших молибденовое оруденение.

В следующую стадию развивались кварцевые прожилки, содержащие вольфрамит, пирит, вису́тин, молибденит; в небольших количествах — мусковит, флюорит; аксессуарные — берtrandит, фенакит, гельвин, самородный висмут, базовисмут, браннерит и ильменорутил. Мощность прожилков от 1 до 5 см. Они сложены крупнозернистым светлым кварцем, кристаллы которого ориентированы перпендикулярно к стенкам вмещающих их трещин. В зальбандах развит мусковит, образующий весьма характерные для них слюдяные оторочки.

Последовательность выделения минералов в прожилках следующая. Раньше других, по-видимому, выделялся молибденит, распространенный в зальбандах и в гидротермально-измененных вмещающих породах. Далее кристаллизовался берилл, характеризующийся резким идиоморфизмом по отношению к остальным минералам. Приспосабливаясь к формам кристаллов берилла и местами корродируя их, выделялись мусковит и кварц. В ряде случаев наблюдались деформация и разрыв листочков мусковита гранями кристаллов пирита. Затем выделялся вольфрамит, нередко заключающий в своих кристаллах чешуйки молибденита и кубики пирита. Флюорит явно ксеноморфен по отношению ко всем другим минералам прожилков и, очевидно, является самым поздним.

Породы около прожилков грейзенизированы. На контакте с прожилками они состоят из кварца и мусковита; их сменяют зоны, в которых ассоциируют кварц, мусковит и калиевый полевоый шпат, далее следуют зоны с кварцем, мусковитом, калиевым полевым шпатом

и альбитом; наконец, во внешних зонах изменения пород проявились в развитии хлорита по биотиту и частичной серицитизации плагиоклаза. В эндоконтакте гранитного массива встречаются относительно небольшие тела грейзенов, состоящие в основном из кварца и мусковита и содержащие флюорит и вольфрамит. Их образование, по-видимому, следует относить к стадии вышеохарактеризованной минерализации.

Далее следовала стадия гюбнеритового оруденения. Она представлена кварцевыми жилами с гюбнеритом, пиритом и мусковитом. Кварц крупнокристаллический, шестоватый, местами перекристаллизован в мелкозернистый агрегат. Гюбнерит заключен в нем в виде пластинчатых кристаллов, часто лучистого расположения. На контакте с жилами вмещающие породы превращены в кварц-мусковитовые грейзены, которые в направлении неизмененного гранита сменяются гранитами, серицитизированными в убывающей степени. Кварцевые жилы с гюбнеритом на Коктенкольском месторождении распространены весьма ограниченно главным образом на его северо-западном фланге.

Следующими по времени образования были маломощные (от 0,5—2,0 до 1—2 мм) кварцевые прожилки, с пиритом, халькопиритом, магнетитом, флюоритом, серицитом. Количественные соотношения перечисленных минералов в прожилках непостоянны — от кварцевых с пиритом и халькопиритом до существенно пиритовых. Отличительной особенностью минералов является резко уплощенный габитус, особенно у пирита, магнетита и халькопирита. Прожилки сопровождаются слабым изменением пород, которое выразилось в хлоритизации темноцветных минералов и частичной серицитизации плагиоклаза.

Свинцово-цинковая минерализация завершала рудный процесс. С ней связано образование карбонатных и кварц-карбонатных прожилков с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, баритом, блеклой рудой. Карбонаты представлены кальцитом, родохрозитом, анкеритом, сидеритом. Минерализация этой стадии распространена очень ограниченно на нижних горизонтах месторождения.

Заканчивался гидротермальный процесс образованием цеолитов. Сложенные ими прожилки, мощность которых колеблется от долей миллиметра до 1,0—1,5 см, характеризуются массивным, поперечно-шестоватым, местами друзовым строением. В нитевидных тонких прожилках наблюдаются резко уплощенные кристаллы цеолитов. Цеолиты представлены десмином, шабазитом, гейландитом, ломонитом. Спорадически в цеолитовых прожилках встречается кальцит.

На Коктенкольском месторождении широко проявилось наложение последующих стадий минерализации на предшествовавшие, что привело к образованию в прожилках весьма многочисленных и сложных минеральных ассоциаций и обусловило большое разнообразие типов рудных прожилков. Особенно резко усложнило картину наложение кварца с рудными минералами на дорудные полевошпатовые прожилки, образовавшиеся в процессе фельдшпатизации пород экзоконтакта. В результате здесь сформировались многочисленные кварц-полевошпатовые прожилки с разными количественными соотношениями и сочетаниями кварца, полевых шпатов и рудных минералов.

Разрез месторождения (рис. 17) показывает, что максимальные концентрации молибдена в основном сосредоточены в экзоконтакте гранитов, над их апикальной частью, и лишь небольшая часть молибденового оруденения находится в самих гранитах. Наиболее высокие содержания вольфрама, висмута и олова, заключенного в мусковите, расположены над областью максимальных концентраций молибдена. Основная медная минерализация распространена на флангах месторождения. Максимальные содержания свинца находятся на его нижних горизонтах, концентрируясь в корневых частях молибденового оруденения и меньше по его периферии.

Практически на всех уровнях Коктенкольского месторождения молибден является главным полезным компонентом, вольфрам — попутным, и только в грабен-синклинали центральной части месторождения, опущенной на 200—300 м ниже соседних участков, вольфрам резко преобладает над молибденом. По-видимому, основная часть вольфрамового оруденения, располагавшаяся выше главной молибденовой минерализации, была эродирована.

МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В месторождениях молибденовой формации сосредоточена немалая доля учтенных запасов молибдена. Молибденит является главным полезным компонентом этих месторождений, и лишь на некоторых из них возможна попутная добыча небольших количеств меди и очень редко вольфрама и золота. В молибдените содержится рений. Обычно присутствующие в месторождениях молибденовой формации вольфрам, свинец и цинк, как правило, не имеют практического значения. Наиболее распространенными морфологическими типами оруденения являются жильный и штокверковый. В последнем главное развитие имеют прожилковые и прожилково-вкрапленные руды, реже встречаются вкрапленные и брекчиевые руды.

Месторождения молибденовой формации пространственно и генетически тесно связаны с плутонами умеренно кислых гранитоидов и находятся главным образом в их апикальных частях, экзо- и эндоконтактных зонах мощностью до 700—800 м.

Примерами месторождений молибденовой формации являются Бугдая, Шахтама, Жирекен, Давенда, Сырыгичи, Аманан-Макит (СССР), Квеста, Клаймакс, Юред-Гендерсон (США), Яндзя-Чжанзы, Ченцоло, Цин-Дуй-Чен (КНР).

ГЕСТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ

Оруденение рассматриваемой формации распространено в районах проявления мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации. Это Монголо-Охотский пояс в южном складчатом обрамлении Сибир-

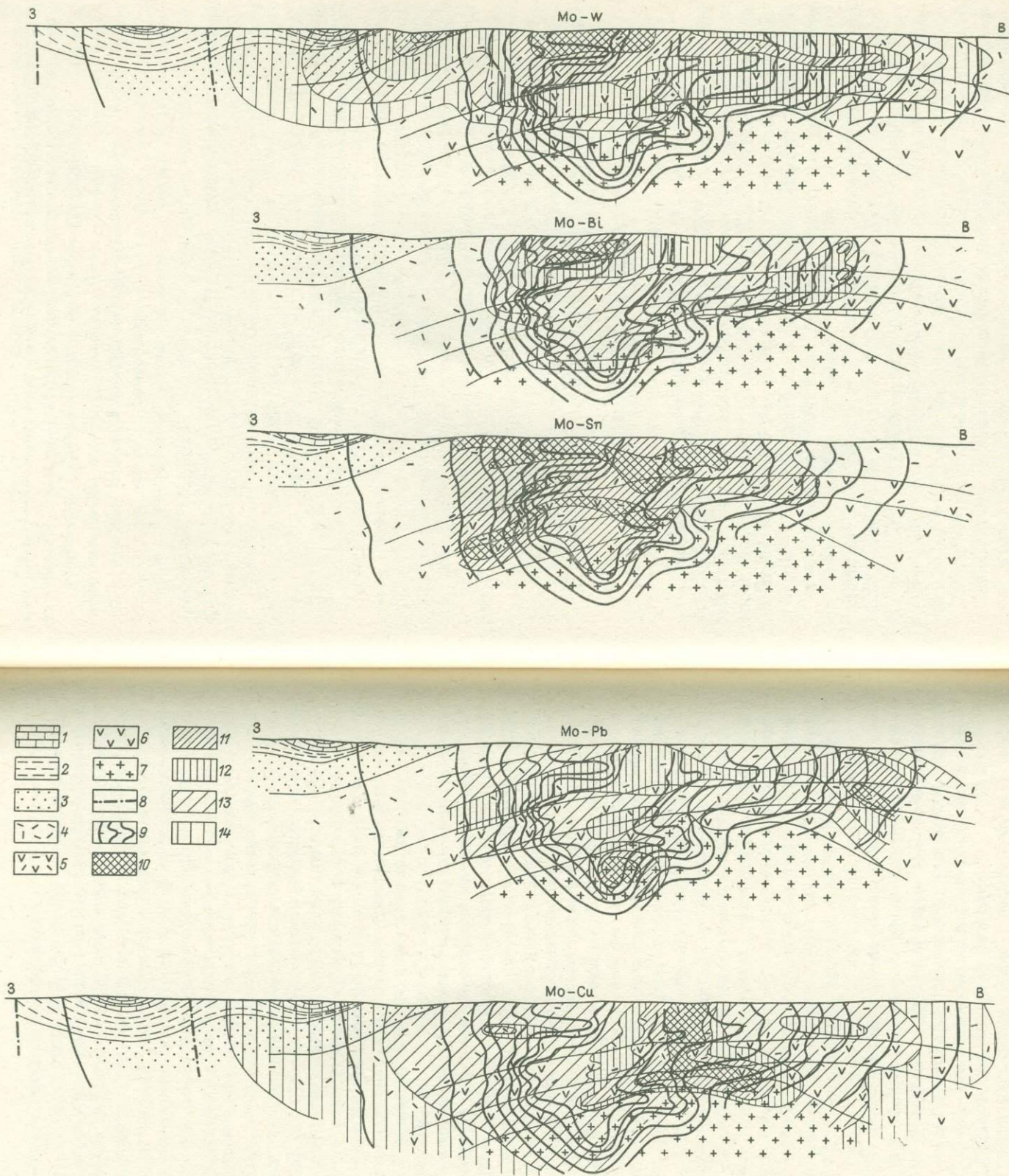


Рис. 17. Геологический разрез Коктенкольского месторождения с изоконцентрациями рудных компонентов.

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинисто- и кремнисто-углистые сланцы, переходящие в верхней части разреза в мергели и кремнистые известняки; 3 — песчаники и алевролиты с прослоями туфов кварцевых порфиров; 4 — липаритовые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; 5 — дацитовые порфиры; 6 — андезитовые порфириты и их туфы; 7 — лейкократовые граниты; 8 — тектонические нарушения; 9 — изолинии содержания молибдена; 10–14 — концентрации сопоставляемых металлов (от высоких содержаний к низким)

ской платформы, многие районы Корейско-Китайской платформы, Скалистые горы восточного обрамления плато Колорадо, возникшие на западной окраине Северо-Американской платформы.

Монголо-Охотский пояс характеризуется интенсивной глыбовой тектоникой и интенсивным магматизмом в мезозойское время. Он протягивается более чем на 1000 км от Забайкалья до побережья Охотского моря через области палеозойской и протерозойской складчатости. Здесь выделяются следующие, наиболее крупные структурные элементы:

а) поднятия, сложенные главным образом палеозойскими и допалеозойскими породами, — Агинское, Приаргунское, Шахтаминское, Газимуровское, Шилка-Олекминское, Станового хребта, Бурейнского кристаллического массива и др.; б) прогибы, выполненные мезозойскими морскими и континентальными терригенными отложениями, — Восточно-Забайкальской, Ингодино-Шилкинский, Пришилкинский, Амурско-Зейский, Чульманский, Бурейский и др. Большие мощности молассовых накоплений во впадинах, достигающие 6—7 тыс. м, свидетельствуют о контрастных движениях блоков земной коры большой амплитуды. Природа мезозойских тектонических движений Восточной Азии, так же как и типы структур, образованных ими, еще не понята до конца и трактуются в литературе по-разному. В.В. Белоусов (1954 г.) и В.Н. Козеренко (1956 г.) рассматривали перечисленные впадины как замкнутые остаточные геосинклинальные овалы—парагеосинклинали. М.С. Нагибина (1963 г.) одна из первых обратила внимание на то, что уже в палеозое сформировалось складчатое основание Монголо-Охотского пояса, и пришла к выводу о внегеосинклинальном развитии мезозойских впадин, подчеркнув относительно короткий период их развития и пестроту выполняющих их терригенных формаций.

В истории мезозойских движений достаточно отчетливо выделяются два самостоятельных этапа — ранне- и позднемезозойский. Раннемезозойские структуры представлены прогибами двух типов — с морскими фациями и с континентальными молассами и вулканитами, а также с поднятиями, занимающими обширные площади. А.П. Зоненшайн (1972 г.), так же как и М.С. Нагибина, признает, что морские прогибы, примерами которых являются Ингодино-Шилкинский и Восточно-Забайкальский, представляют собой четко выраженные наложенные и изолированные друг от друга структуры, возникшие на раздробленном гетерогенном складчатом основании, и считает их ответвлениями мезозойской геосинклинали Приморья. Прогибы и впадины, выполненные континентальными отложениями, распространены значительно шире морских. В их составе преобладают континентальные вулканиты и молассы, залегающие резко несогласно на домезозойском гетерогенном основании. А.П. Зоненшайн обращает внимание на то, что по мере движения с запада на восток с приближением к областям мезозойской складчатости Приморья интенсивность мезозойских тектонических движений возрастает.

Позднемезозойский (средняя юра — ранний мел) этап развития Восточной Азии трактуется как орогенный. Породы этого времени, представленные озерными и речными терригенными и угленосными отложениями в межгорных прогибах и вулканогенными накоплениями трахиандезитовой формации, отделены крупным несогласием от подстилающего раннемезозойского комплекса. Н.А. Беляевский (1966 г.) придает большое значение этому внутриюрскому перерыву (бат-байос), отвечающему складкообразованию, в результате которого геосинклинальное развитие не затронуло Западное Приморье. По его мнению, в отголосках этой внутриюрской складчатости Сихотэ-Алиня и следует усматривать несогласие в средней юре на смежных, ранее консолидированных территориях.

Таким образом, мезозойские структуры Восточной Азии, в том числе Монголо-Охотского пояса, представляют собой образования в какой-то мере промежуточные между платформенными и геосинклинальными, наложенные на разнородный субстрат и развивавшиеся преимущественно в континентальной обстановке. В целом и особенно для позднемезозойского этапа их можно квалифицировать как результат эпиплатформенного орогенеза.

Движения позднемезозойского этапа сопровождались образованием крупных масс гранитоидов, с которыми пространственно связано молибденовое оруденение, расположенное в поднятиях. Внедрение плутонов контролировалось разломами разных направлений — близширотного, близмеридионального и северо-восточного, а также местами их пересечений (рис. 18), что нашло свое отражение в морфологии и ориентировке интрузивов и прорывающих их даек порфировых пород. Анализ пространственного расположения молибденовых рудопроявлений показывает, что все они находятся в пределах поднятий, по существу нигде не переходя в прогибы, а наиболее крупные и промышленно ценные из них в большинстве своем присутствуют в зонах обрамления впадин. В период тектоно-магматической активизации эти зоны характеризовались наибольшей мобильностью, а в настоящее время здесь развиты рудоносные плутоны с наименьшей глубиной эрозионного среза или даже не вскрытые эрозией. Это обстоятельство в значительной мере определяет благоприятную перспективу поисков здесь крупного промышленного оруденения.

В южной части Восточного Забайкалья эти гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижней и средней юры и не имеют четких контактов с верхнеюрскими эффузивами. Однако А.Ф. Мушников (1958 г.), ссылаясь на описанное И.Н. Тихомировым залегание обломочно-эффузивных пород верхнеюрской толщи на гранодиоритах шахтаминского комплекса, считает доверхнеюрский возраст этих пород доказанным. Допозднеюрский возраст Запокровского интрузивного массива, аналогичного шахтаминскому, Е.Н. Лавренко и А.А. Локерман (1961 г.) определяют на основании того, что этот массив рассекается Запокровским надвигом, отчетливо перекрытым ненарушенными верхнеюрскими осадочно-вулканогенными породами.

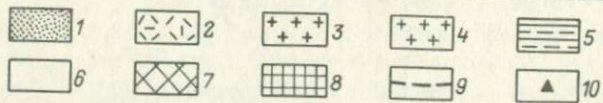
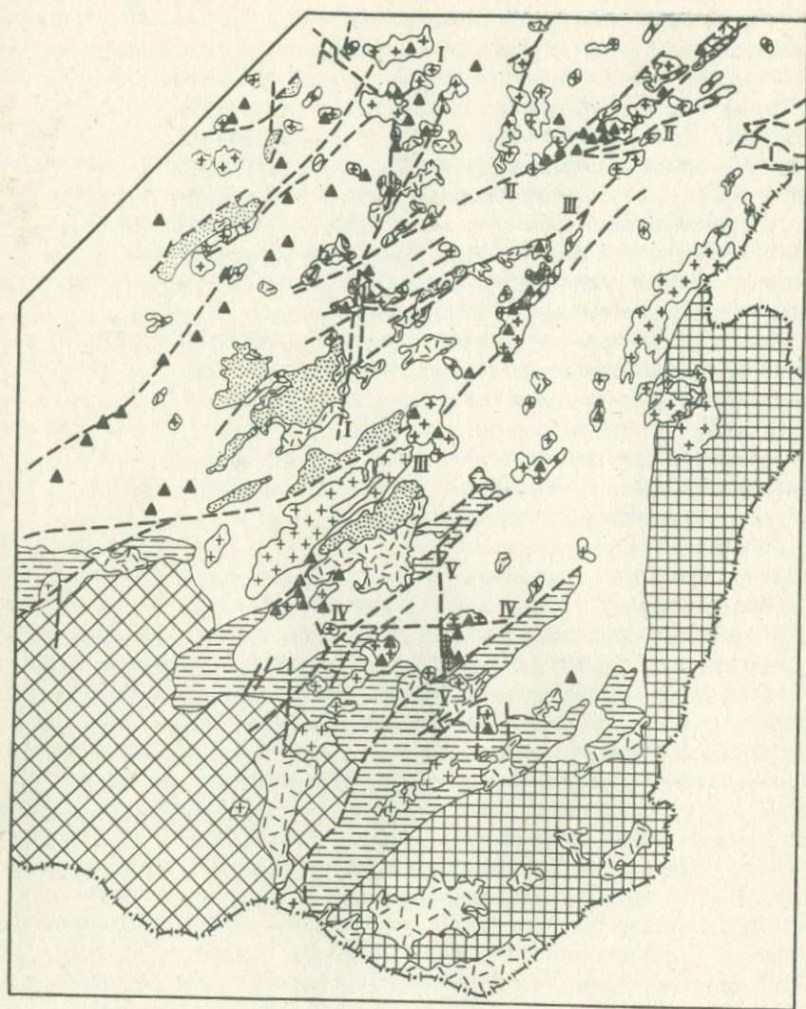


Рис. 18. Схема размещения молибденового оруденения в Восточном Забайкалье. 1 — меловые и кайнозойские отложения приразломных впадин; 2 — верхнеюрские вулканогенные породы; 3 — молибденоносные граниты среднеюрского возраста; 4 — лейкократовые граниты среднеюрского возраста; 5 — крупные наложенные впадины мезозойского возраста; 6 — области каледонской и герцинской складчатости с преимущественным развитием палеозойских гранитов; 7 — Агинское поднятие, сложенное преимущественно песчано-сланцевыми породами палеозойского возраста; 8 — Приаргунское поднятие, в строении которого существенную роль играют нижнепалеозойские терригенные и карбонатные породы; 9 — разломы и пояса разрывных нарушений; 10 — месторождения и рудопроявления молибдена. Тектонические зоны: Алеуро-Олекминская (I), Амуджикано-Ключевская (II), Сретенск-Усть-Карская (III), Шахтаминская (IV), Бугдинская (V)

Таблица 5

Абсолютный возраст молибденовых месторождений Восточного Забайкалья

Месторождение	Порода	Минерал	Возраст, млн. лет	Место проведения анализа	Автор
Жирекен	Метасоматически-измененные граниты	КПШ	171 ± 7	ИГЕМ АН СССР	В.И. Рехарский
То же	То же	Серицит	160 ± 7	То же	То же
Давенда	Метасоматически-измененные граниты	КПШ	167 ± 10	ИГЕМ АН СССР	Г.А. Тананаева
То же	Свинцово-цинковая минерализация	Серицит	142 ± 7	То же	То же
Кудикан	Грейзен	Мусковит	154 ± 6	ИГЕМ АН СССР	О.П. Полякова
Шахтама	Слюдистые метасоматиты	Серицит	168 ± 8	ИГЕМ АН СССР	О.П. Полякова
То же	Кварц-пирит-молибденит-серицитовые образования	То же	166 ± 6	То же	В.И. Рехарский

Таким образом, в южной части Восточного Забайкалья более или менее достоверно по геологическим данным устанавливается, что интрузии молибденоносных плутонов происходили на границе средней и поздней юры.

Возраст молибденового оруденения и материнских гранитов, развитых к северу от р. Шилки, устанавливается на основании радиологических определений, поскольку прямых геологических данных для определения возраста здесь не существует. Данные, приведенные в табл. 5, показывают, что молибденовые месторождения в Восточном Забайкалье имеют абсолютный возраст в пределах 150–170 млн. лет, т.е. формировались во второй половине средней юры в связи с процессами эпиплатформенной орогении.

Основная масса месторождений и рудопроявлений молибдена Восточного Забайкалья сосредоточена в двух поднятиях — Шилка-Олекминском и Шахтаминском. Обе структуры являются фрагментами области палеозойской складчатости и в основном сложены палеозойскими гранитами при подчиненной роли вмещающих палеозойскими кварцитов, мраморов, доломитов, а также докембрийских кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов. Оба поднятия являются областями широкого развития мезозойского магматизма. Наибольшая

концентрация молибденовых проявлений наблюдается в районах: 1) бассейнов р. Алеура — верхнего течения р. Олекмы; 2) Могочи; 3) Сретинска-Усть-Кары; 4) верхнего течения р. Унды.

В бассейнах р. Алеура и верхнего течения р. Олекмы молибденовые проявления образуют пояс шириной 30—40 км, протягивающийся на расстоянии свыше 200 км в северо-северо-восточном направлении. Этот пояс приурочен к зоне крупного тектонического нарушения, которое отчетливо проявлено в долине р. Алеура мощной (несколько сот метров) зоной катаклаза и разгнейсования, а также развитием пояса мезозойских даек порфириновых пород северо-северо-восточного простираения. На большей части распространенных здесь месторождений главные рудоконтролирующие структуры ориентированы также в северо-северо-восточном направлении, что свидетельствует об едином структурном плане их формирования в связи с развитием региональной тектонической зоны того же направления [19].

Вместе с нарушениями, согласными с общим простираем зоны, немаловажную роль в зоне играют разрывные нарушения других направлений, — северо-восточного, близширотного и северо-западного. В период мезозойского магматизма и рудообразования сложная система этих нарушений неоднократно подновлялась и усложнялась, что обусловило сложную блоковую структуру зоны в целом.

В Могочинском районе молибденовые месторождения сосредоточены в Амуджикано-Ключевской тектонической зоне близширотного простираения, которая развита в палеозойских гранитах и характеризуется повышенной трещиноватостью, приуроченностью к ней относительно крупных массивов мезозойских гранитоидов (Амуджиканского, Ирбитского, Давендинского и др.) и пояса даек более поздних порфириновых пород. В целом она имеет сложное блоковое строение. Ширина зоны 15—25 км, протяженность до 100 км. Здесь преобладают нарушения близширотного простираения, повсеместно развиты нарушения северо-западного, близмеридионального и северо-восточного простираений. Нарушения северо-восточного простираения наиболее существенное значение приобретают в восточной части зоны — на Давендинском месторождении, где они контролируют рудные тела и большую часть даек.

В районе Сретинск-Усть-Кары довольно многочисленные, но незначительные по масштабам рудопроявления молибдена сосредоточены в Пришилкинской зоне разломов. Они образуют пояс северо-восточного простираения шириной 20—25 км и протяженностью 120—130 км. Оруденение пространственно ассоциируется с крупными выходами массивов мезозойских гранитоидов.

Помимо охарактеризованных тектонических зон, несущих большую часть молибденового оруденения, в Шилка-Олекминском поднятии много проявлений молибдена приурочено к тектоническим зонам, окаймляющим верхнеюрские впадины, как, например, молибденовое оруденение Бугарихто-Джекдачинской тектонической зоны в верхнем течении р. Тунгира и др.

В южной части Восточного Забайкалья территория распространения молибденового оруденения непосредственно примыкает к северной окраине Восточно-Забайкальского прогиба. Шахтаминское месторождение находится в одноименной тектонической зоне широтного простирания, к которой приурочены Шахтаминский и Усть-Аленуевский широтно ориентированные массивы мезозойских гранитоидов и пояс даек порфировых пород. Ширина пояса 7—8 км, протяженность около 40 км. Помимо резко преобладающих широтных нарушений в зоне развиты нарушения северо-западной, северо-восточной и близмеридиональной ориентировки, также контролирующие верхнеюрские дайки. Рудные тела Шахтаминского месторождения залегают в гранитах Шахтаминского массива и представлены серией жил, между которыми находится оруденение штокверкового типа.

Другой рудоносной структурой юга Восточного Забайкалья является Бугдаинская тектоническая зона меридионального простирания, в которой сконцентрированы дайки и небольшие штоки мезозойских магматических пород, контролируемые разрывными нарушениями преимущественно близмеридионального простирания. Известны здесь разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания. Штокверковое оруденение этой зоны находится в месте пересечения нарушений близмеридионального и северо-западного простирания.

Таким образом, молибденовые месторождения Восточного Забайкалья находятся в участках земной коры, которые с самого начала мезозойской тектоно-магматической активизации испытывали поднятие. Месторождения приурочены к тектоническим зонам разной ориентировки — близширотной, близмеридиональной и северо-восточной. Эти зоны обычно имеют региональный характер и располагаются как в центральных, так и в краевых частях поднятий и часто в непосредственном обрамлении наложенных впадин. Разная ориентировка тектонических зон и сложная морфология мезозойских интрузивов и рудных тел свидетельствуют о том, что мезозойский магматизм и рудообразование протекали в условиях тангенциального растяжения земной коры в связи с ее общим воздыманием в регионе в средне-верхнеюрское время.

С аналогичными же тектоно-магматическими процессами связано молибденовое оруденение в областях хребтов Станового, Джугджур, в бассейнах рек Селемджи и Буреи.

В Становом поднятии наиболее перспективной в отношении выявления промышленных месторождений молибдена представляется северная Тимптоно-Сутамская (включая Алгоминскую) структурно-металлогеническая зона, расположенная на стыке Алданского щита с Джугджуро-Становой системой. В пределах этой зоны сосредоточены все наиболее крупные и значительные из известных сейчас рудопроявлений — Бадис, Дауркачан, Джелиндакан и др.

В Верхне-Буреинском районе большая часть месторождений и рудопроявлений расположена в кристаллическом обрамлении Буреин-

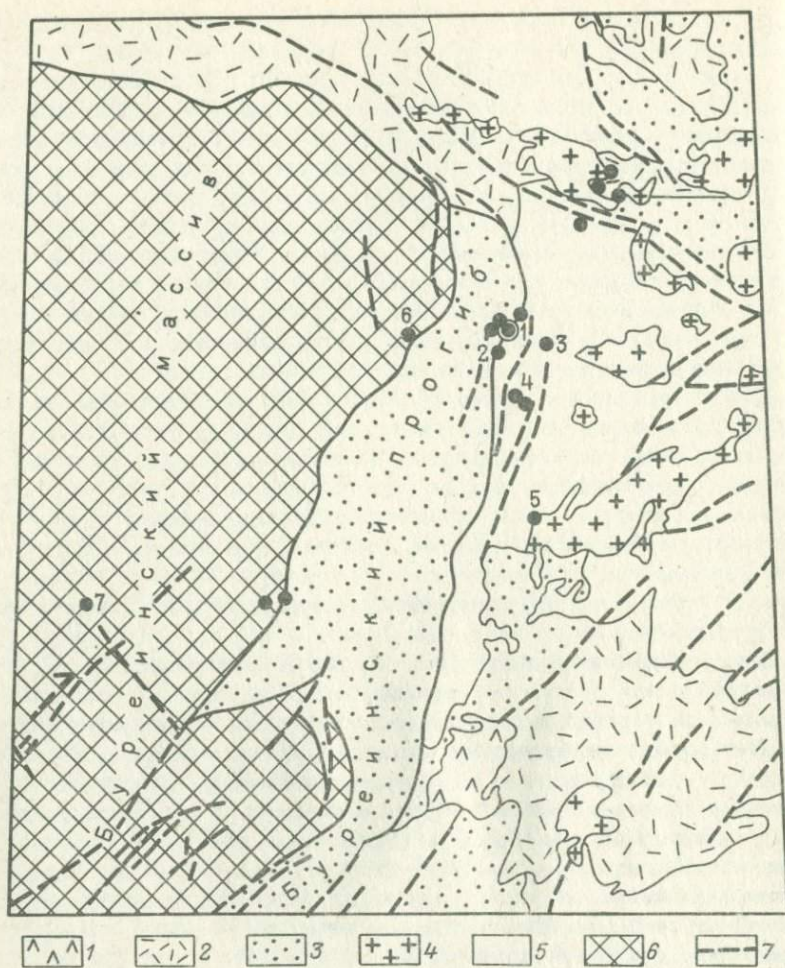


Рис. 19. Размещение молибденовых проявлений в Бурейском районе.

1 — плиоценовые и четвертичные базальты и их туфы; 2 — верхнемеловые дациты, андезиты и их туфы; 3 — мезозойские, преимущественно терригенные отложения; 4 — гранитоиды мелового возраста; 5 — допалеозойские осадочные, метаморфизованные и магматические породы; 6 — Бурейский кристаллический массив, сложенный преимущественно палеозойскими гранитами; 7 — тектонические нарушения. Месторождения и рудопоявления: Умальтинское (1), Усть-Мальмьтинское (2), Мальмьтинское (3), Дешское (4), Янканское (5), Биронджинское (6), Мельгинское (7)

ского прогиба; другие находятся в тектонических зонах, не обнаруживающих непосредственной связи с этим прогибом и имеющих северо-восточное, близширотное и северо-западное простирания (рис. 19).

При движении с запада на восток в Монголо-Охотском поясе на-

блюдается заметное омоложение магматизма и оруденения. В Восточном Забайкалье возраст молибденовых месторождений и магматических пород, с которыми они связаны, — среднеюрский; в области Станового поднятия — позднеюрский-раннемеловой; в области хребта Джугджур и в бассейнах рек Селемджи и Буреи — позднемеловой.

Южная часть Скалистых гор, образующая восточное обрамление плато Колорадо, относится к области ларамийской орогении (рис. 20). Однако в отличие от остальной части ларамид, сформировавшихся в результате эпигеосинклинальной орогении, в этом регионе развивались эпиплатформенные орогенические процессы. Здесь в самом основании геологических разрезов находятся докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы и граниты, составляющие фундамент Северо-Американской платформы. На них с резким угловым несогласием спокойно залегают терригенные и карбонатные отложения платформенных фаций, характеризующиеся небольшими, но выдержанными на большом пространстве мощностями (Кинг). Эти отложения накапливались с перерывами на протяжении всего палеозоя и мезозоя.

В позднемеловое и третичное время здесь происходили сложные блоковые движения земной коры. В результате сформировались поднятия с широкими сводами, в ядрах которых на поверхность выведены докембрийские породы. Их разделяют узкие и широкие впадины (бассейны), заполненные грубыми конгломератами.

В среднетретичное время внедрялись плутоны, сложенные главным образом гранитами и в значительно меньшей мере гранодиоритами и монцонитами. Их прорывают дайки порфировых пород. Примерно тогда же и несколько позже происходила интенсивная эффузивная деятельность с накоплением андезитов, трахиандезитов, липаритов, трахилипаритов, дацитов (поля Сан-Хуан и Датил). Молибденовое оруденение пространственно ассоциирует с плутонами гранитов и имеет возраст 30–22 млн. лет, т. е. оно формировалось примерно на границе палеогена и неогена. Структурный контроль гранитов и связанных с ними месторождений осуществляется зонами разрывных тектонических нарушений, простирание которых согласно с общим простиранием ларамийской орогенной зоны (Квеста) или поперечно к ней (Клаймакс, Юред-Гендерсон).

Итак, геотектоническое развитие участков земной коры, в которых находятся месторождения монометалльных молибденовых руд, характеризуется следующими особенностями:

- 1) до начала тектоно-магматических процессов, с которыми связано образование молибденовых месторождений, эти участки земной коры были консолидированы и представляли собой платформы или области завершенной складчатости с корой континентального типа;
- 2) активизация тектоно-магматических процессов начиналась с развития крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся молассой;
- 3) молибденовое оруденение и магматизм, с которым оно связано,

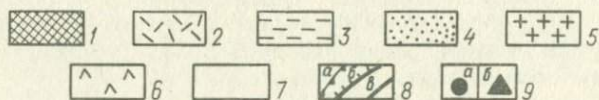
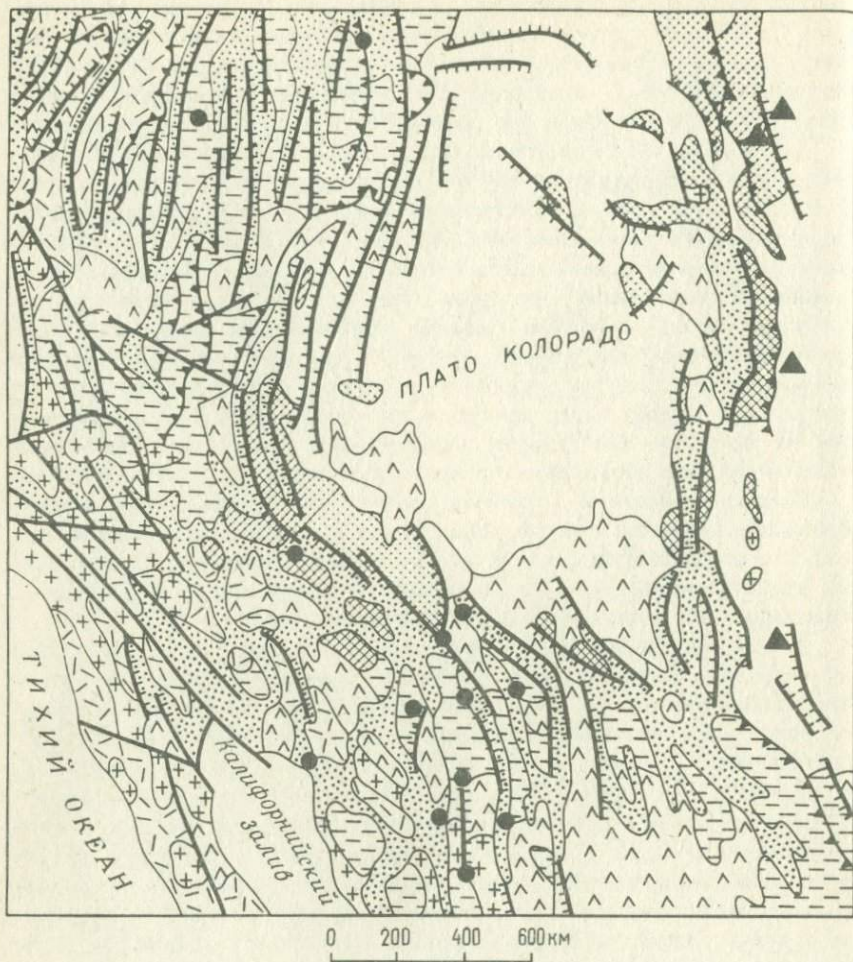


Рис. 20. Молибденовые и медно-молибденовые месторождения в структуре Скалистых гор США. Тектоническая основа дана по Ф.Б. Кингу (1972 г.).

1 — докембрийские образования; 2 — эвгеосинклинальные отложения складчатого пояса Кордильер; 3 — миогеосинклинальные отложения складчатого пояса Кордильер; 4 — неотектонические впадины, выполненные неоген-четвертичной молассой; 5 — гранитные плутоны; 6 — посторогенный вулканический покров; 7 — платформенный чехол на докембрийском фундаменте; 8 — разрывные тектонические нарушения: а — надрывы, б — разломы, в — сдвиги; 9 — месторождения: а — медно-молибденовой формации, б — молибденовой формации

проявлялись в участках земной коры, которые с начала тектоно-магматической активизации испытывали поднятие;

4) месторождения контролируются тектоническими зонами разной ориентировки; эти зоны обычно имеют региональный характер и располагаются как в центральных, так и краевых частях поднятий и часто в непосредственном обрамлении наложенных впадин;

5) оруденение наиболее тесно во времени и в пространстве связано с плутонами гранитоидов и прорывающими их дайками с небольшими штоками порфировых пород;

6) развитие магматизма и рудного процесса происходило в обстановке общего тангенциального растяжения земной коры, в связи с чем зоны тектонических разрывных нарушений, контролирующих молибденовое оруденение, имеют сложное блоковое строение, характеризуются разными простираниями и различны по времени своего заложения и происхождению.

МАГМАТИЗМ

Рассмотрение геотектонических позиций месторождений молибденовой формации показывает, что эти месторождения во времени и в пространстве ассоциируются с достаточно крупными плутонами гипабиссальных гранитоидов и прорывающими их дайками порфировых пород.

Типичными представителями молибденоносных плутонов в Восточном Забайкалье являются Жирекенский, Сырыгинский, Давендинский, Шахтаминский, Шаманский и многие другие, аналогичные им. Площади выходов этих интрузивов колеблются от нескольких квадратных километров до многих сотен, что обусловлено разной глубиной их эрозионного вскрытия. В плане плутоны имеют удлинненную, овальную, крестообразную и иногда более сложные формы. Внутренние их части сложены амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, которые в сравнительно узких эндоконтактных зонах постепенно переходят в кварцевые монцониты, кварцевые диориты, кварцевые диорит-монцониты, граносиениты, диориты. Все перечисленные разности пород по содержанию породообразующих минералов близки к средним щелочноземельным типам, отличаясь от них большим содержанием полевых шпатов, в том числе и калиевого, и меньшими количествами кварца и темноцветных минералов.

Состав породообразующих минералов обычен для магматических пород щелочноземельного ряда. Калиевый полевой шпат характеризуется $2V = 54-60^\circ$. Для его молекулярного состава типично относительно высокое содержание альбитовой и анортитовой составляющих. Равновесие между полевошпатовыми фазами устанавливалось в интервале температур от 520 до 590°C . Состав плагиоклаза колеблется следующим образом: в диоритах, кварцевых диоритах, диорит-монцонитах, монцонитах и кварцевых монцонитах — андезин № 33-42; в гранодиоритах — олигоклаз № 24 — андезин № 32; в гранитах — олигоклаз № 25-28. Роговые обманки имеют показатели преломления: $n_g =$

$= 1,656-1,667$; $n_m = 1,644-1,656$ и $n_p = 1,633-1,641$; $cNg = 16-22^\circ$; $2V = 65-82^\circ$. Общая железистость роговых обманок по показателям преломления колеблется в пределах 28–34 %. Биотит представлен темно-коричневой и красновато-бурой разновидностями, общая железистость которых, по данным химических анализов и замерам показателя преломления ($n_g = n_m = 1,634-1,640$), колеблется от 39 до 52 %.

В последовательности выделения минералов наблюдаются отклонения от обычного для щелочноземельных пород порядка, соответствующего известному реакционному ряду Н. Боуэна. Это выражено в более ранней, чем обычно, кристаллизации калиевого полевого шпата, сосуществовании без каких-либо замещений роговой обманки и биотита, калиевого полевого шпата и роговой обманки. Наблюдаются следующие парагенетические ассоциации минералов: калиевый полевой шпат + андезин + роговая обманка; калиевый полевой шпат + андезин + роговая обманка + пироксен + биотит; калиевый полевой шпат + олигоклаз + биотит. Наиболее четко эти ассоциации проявлены во вкрапленниках, где в соотношении породообразующих минералов наблюдается резкий сдвиг в сторону калиевого шпата (до 40–60 %) по сравнению с плагиоклазом (20–30 %), амфиболом (5–8 %), биотитом (5–12 %), кварцем (5–20 %).

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, рутилом, анатазом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

Для пород, слагающих внутренние части плутонов, характерны крупно-среднезернистые структуры, которые в направлении краевых частей постепенно сменяются порфиroidной структурой.

Главнейшими петрохимическими особенностями рассматриваемых пород являются (рис. 21): 1) их принадлежность к породам щелочноземельной серии, 2) умеренно кислый состав, 3) повышенная щелочность, по сравнению с породами ряда аплит-гранит-диорит, по Р. Дэли.

От соответствующих типов пород щелочноземельной серии они отличаются несколько меньшим содержанием кремнекислоты и ферромагнезиальных компонентов и более высоким содержанием алюминия и щелочных металлов, особенно калия.

Повышение щелочности расплава приводит к обеднению железомagneзиальных силикатов алюминием, который замещается железом и титаном. Поэтому несколько повышенная железистость биотитов, местами высокое содержание в них титана, увеличенное отношение суммы щелочных металлов к алюминию вместе с отмеченными выше парагенезисами породообразующих минералов свидетельствуют о несколько повышенной щелочности магмы, из которой кристаллизовались охарактеризованные породы, и о высокой активности калия в магматическом процессе.

Породы, слагающие дайки, довольно четко подразделяются на два ряда — лейкократовый и меланократовый.

Основную группу лейкократовых пород по составу и структур-

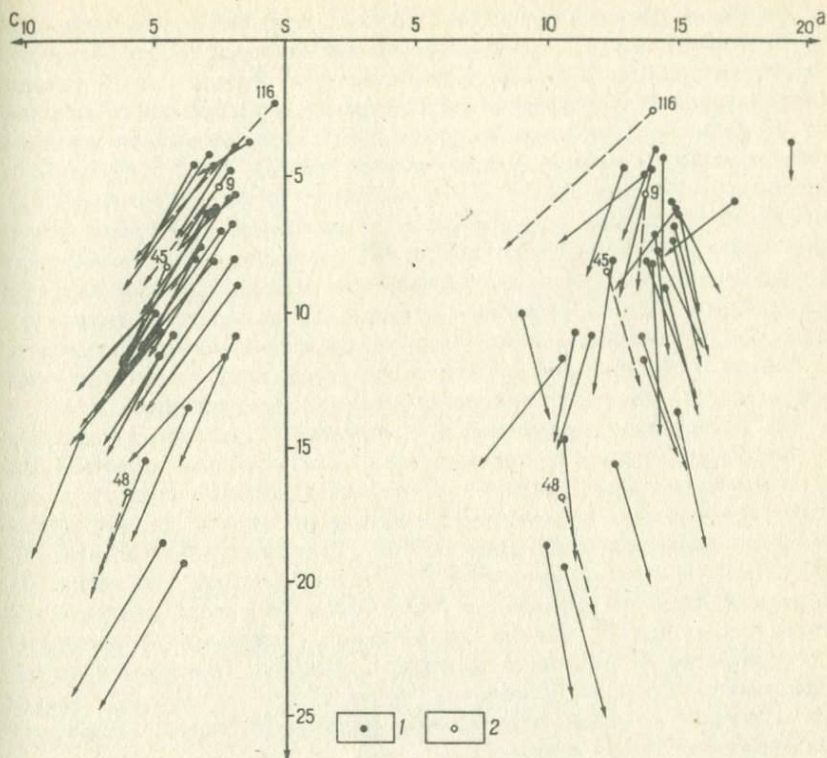


Рис. 21. Диаграмма составов магматических пород, слагающих в Восточном Забайкалье молибденоносные плутоны юрского возраста.

1 — фигуративные точки интрузивных пород Восточного Забайкалья; 2 — то же, магматических пород среднего состава (по Р. Дэли); 116 — аляскит, 9 — щелочноземельный гранит, 45 — гранодиорит, 48 — диорит

ным особенностям можно объединить под общим названием гранит-порфиры. Они образуют небольшие штоки, дайки и тела более сложных ветвистых форм. Нередко, например на Жирекенском месторождении, гранит-порфиры являются цементом эруптивных брекчий.

Вкрапленники представлены полевыми шпатами, кварцем и биотитом, изредка встречаются единичные опацизированные зерна роговой обманки. В общей массе породы они составляют от 30 до 50 %, с глубиной их количество возрастает. Состав плагиоклаза в ядре зерен отвечает андезину № 30–40, во внешних зонах — олигоклазу № 18–24. Калиевый полевой шпат ($-2V = 35-70^\circ$) представлен санидином, промежуточным псевдомоноклином и высоким ортоклазом. В нем содержится в среднем 8–10 % пертитов распада. Биотит представлен идиоморфными выделениями бурого цвета, с показателем преломления $n_g = n_m = 1,633-1,636$; железистость его 37–38 %.

Основная масса (базис) гранит-порфиров состоит главным образом

из кварца и калиевого полевого шпата с подчиненным количеством плагиоклаза и биотита. Она характеризуется аллотриоморфнозернистой структурой в сочетании с гранофировой, фельзитовой и псевдосферолитовой. В минеральном составе гранит-порфиров при относительно устойчивом содержании кварца (25—28 %) наблюдаются довольно существенные колебания в содержаниях биотита (от 2,5 до 9,0 %) и полевых шпатов (от 61 до 70 %), связанные обратной зависимостью. Минеральный состав вкрапленников в сравнении с составом основной массы характеризуется резко повышенным содержанием полевых шпатов с преобладанием плагиоклаза, несколько более высоким содержанием биотита и низким — кварца. Состав основной массы (базиса) по соотношению кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата близок к составу тройной эвтектики. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом и изредка сфеном.

По содержанию кремнекислоты, алюминия, щелочных металлов и ферромагнезиальных компонентов гранит-порфиры отвечают ряду щелочноземельных пород — от послекембрийского гранита до породы, занимающей промежуточное положение между щелочным гранитом и кварцевым кератофиром, по Р. Дэли. Их отличительной особенностью является повышенное содержание кальция, что нашло отражение в высокой основности плагиоклаза, не совсем обычной для этого типа пород. В полном соответствии с изменениями минеральных соотношений отчетливо проявлена обратная зависимость между содержанием ферромагнезиальных компонентов и щелочных металлов и прямая — между содержанием ферромагнезиальных компонентов и полевошпатовой извести.

На Жирекенском месторождении на глубине 400—500 м и, по-видимому, не более 600—700 м от кровли плутона, вмещающего дайки гранит-порфиров, степень раскристаллизованности основной массы гранит-порфиров увеличивается. Они становятся с трудом отличимыми от вмещающих их гранитов по структуре, минеральному и химическому составу (рис. 22). Это позволяет рассматривать дайки гранит-порфиров как результат внедрения гранитной магмы из внутренних частей магматической камеры в уже образовавшуюся гранитную корку остывающего магматического очага.

Ряд меланократовых дайковых пород объединяет весьма разнообразные по основности разности — от пород гранодиоритового состава до занимающих промежуточное между щелочноземельным авгитовым сиенитом и кварцевым габбро. Породы различной основности связаны полной серией постепенных переходов. При этом менее основные породы нередко пересекаются более основными.

Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и кварцем. Кристаллы калиевого полевого шпата обладают как четкой кристаллографической, так и овальной формой. Они достигают 5—7 см в длину. Угол оптических осей $2V$ колеблется от 47 до 68°. Триклинность не обнаруживается или проявлена очень слабо, что в сочетании с величинами уг-

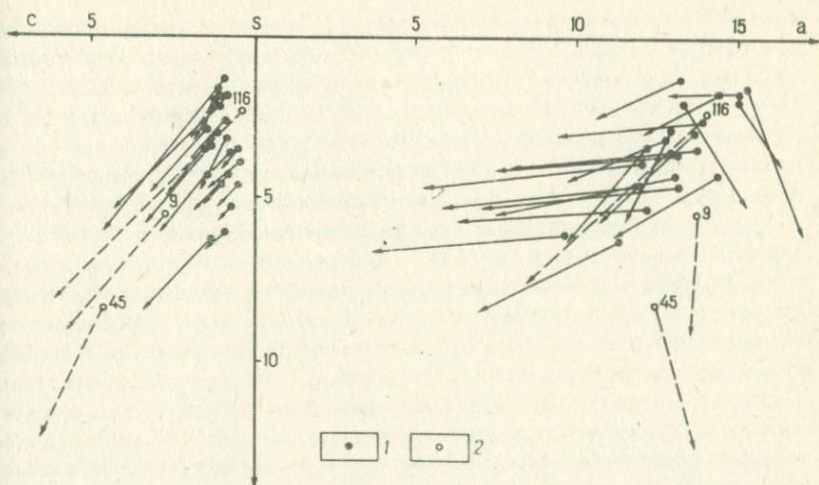


Рис. 22. Диаграмма химических составов гранит-порфиров Жирекенского месторождения.

1 — гранит-порфиры; 2 — биотит-роговообманковые граниты

лов оптических осей позволяет определить калиевый полевой шпат (низкий санидин и псевдомоноклинный высокий ортоклаз). Пертитовые выделения в калиевом полевоом шпате или отсутствуют, или содержатся в небольшом количестве (до 10–15%). Местами внутреннее строение калиевого полевого шпата характеризуется наличием разнообразных по составу и характеру расположения включений, количество которых составляет 10–30%, а иногда превышает 50 и даже 70% объема вмещающих их кристаллов. Включения эти, часто располагающиеся в виде концентрических колец, представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, кварцем и сфеном.

Состав плагиоклаза в ядре кристаллов отвечает андезину (№ 35–40), в краевых частях олигоклазу (№ 24–30). Местами плагиоклаз характеризуется обратной зональностью; нередко он содержит включения зерен калиевого полевого шпата, кварца, биотита, роговой обманки.

Роговая обманка во вкрапленниках представлена зеленой и буровато-зеленой разновидностями, железистость которых колеблется от 13–14 до 30–35% ($n_g = 1,646–1,686$; $n_m = 1,637–1,677$; $n_p = 1,626–1,670$; cN_g — от 14–15° до 20°; $-2V = 70–75^\circ$).

Биотит представлен темно-коричневой и красновато-бурой разновидностями с железистостью от 30 до 40% ($n_g = n_m = 1,625–1,640$). Характер распределения железа в сосуществующих роговых обманках и биотитах показывает, что они представлены магнизальными разновидностями, обычными для щелочноземельных магм.

По составу основной массы (базиса) среди описываемых пород можно выделить группы с основной массой гранодиоритового, кварц-

диоритового и лампрофирового состава. В более кислых представителях основная масса состоит из амфибола, биотита, плагиоклаза (№ 18—24), меньших количеств кварца и калиевого полевого шпата. В более основных разностях основная масса представлена плагиоклазом (№ 30—32), роговой обманкой и биотитом. На долю темноцветных минералов приходится 30—50%. Для описываемых пород весьма характерен парагенезис — калиевый полевой шпат + роговая обманка + биотит + андезин, что свидетельствует о высокой активности калия в магматическом процессе.

В породах меланократового ряда наиболее кислые разности близки к гранодиоритам, заметно отличаясь от них меньшим количеством кальция, как связанного с анортитовой составляющей, так и идущего на построение темноцветных минералов. Породы с большей основностью по содержанию ферромагнезиальных компонентов близки к кварцевым диоритам, диоритам и кварцевым габбро, однако довольно резко отличаются от них более низким содержанием извести и более высоким содержанием щелочных металлов, отклоняясь, таким образом, в сторону лампрофиров.

В целом охарактеризованные породы, слагающие дайки на месторождениях молибденовой формации, по своему химическому составу и петрохимическим характеристикам близки к породам Йеллоустонского парка, что вместе с характерными для них парагенетическими ассоциациями минералов свидетельствует об их повышенной щелочности.

Температура образования дайковых пород определяется следующим образом. Температура равновесия между полевошпатовыми фазами, определенная по двуполевошпатовому геотермометру И.Д. Рябчикова (1965 г.), составляет 560—650 °С. Это, по-видимому, нижний предел затвердевания пород. В то же время парагенезис санидина с плагиоклазом указывает на то, что начало кристаллизации магмы происходило при температуре не ниже 900 °С (Т.С. Лавринг, 1955 г.). Следовательно, образование дайковых пород по сравнению с вмещающими их гранитоидами, слагающими крупные рудопродуцирующие плутоны (540—590 °С), происходило при более высоких температурах, но при меньших давлениях.

Более высокая температура кристаллизации дайковых пород, по-видимому, определялась меньшим давлением в условиях меньших глубин, что было обусловлено непрерывным воздыманием блоков земной коры с застывающими плутонами гранитоидов и интенсивной эрозией их кровли. Разрыв во времени между внедрением гранитоидов и сопровождающих их даек нередко определяется в 3—5 млн. лет. Этого срока вполне достаточно для эрозии толщи мощностью 2—3 км.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

На основании изучения минеральных парагенетических ассоциаций и их взаимоотношений выделены следующие стадии метасомати-

ческих изменений и рудной минерализации, которые типичны для месторождений молибденовой формации.

Калишпатизированные породы распространены в апикальных частях рудопроизводящих плутонов в виде сложной и довольно густой сети зон и линз, а также тел гнездо-, столбо- и паукообразных форм. Зоны калишпатизированных гранитов мощностью от 1–2 см до нескольких метров ориентированы в одном или нескольких направлениях в соответствии с характером трещиноватости пород, предшествовавшей процессу калишпатизации. Обычно наиболее интенсивно процесс калишпатизации проявлен в центральных частях месторождений на площадях до 0,5–1,0 км². Глубина распространения калишпатизированных пород, прослеженная скважинами на Жирекенском месторождении, превышает 600 м. Процесс калишпатизации гранитоидов выражен в замещении плагиоклаза, кварца и темноцветных минералов калиевым полевым шпатом, свойства которого отвечает низкому санидину и высокому псевдомоноклинному ортоклазу (степень триклинности $\Delta = 0$, а величина угла оптических осей — $2V = 40$ до 56° , причем вариационная кривая замеров этого угла отвечает закону нормального распределения величин с модой 40°). Зоны калишпатизированного гранита на 95–98 % сложены калиевым полевым шпатом, с которым ассоциируется кварц, выполняющий промежутки между его зернами. Структура этих пород обычно крупнокристаллическая. Переход от неизмененного гранита к такой калишпатизированной породе довольно резкий и его можно проследить на расстоянии 1–2 см (в одном-двух шлифах) независимо от мощности всей зоны калишпатизации. Этот переход происходит через нечетко выраженные зоны, в которых граниты характеризуются разной степенью изменения с разными ассоциациями минералов.

На контакте с неизмененным гранитом находится зона, в которой роговая обманка замещена карбонатом, а биотит — карбонатом и хлоритом; остальные минералы гранита практически не изменены, лишь местами наблюдается явная коррозия плагиоклаза калиевым полевым шпатом. За ней следует зона, порода которой состоит из калиевого полевого шпата, кварца и альбита, заключенного в зернах калиевого полевого шпата в виде пертитов. Практически весь плагиоклаз, за исключением немногочисленных реликтов, замещен здесь калиевым полевым шпатом. Наконец, перед мономинеральной калишпатовой породой находится зона, сложенная калиевым полевым шпатом и кварцем.

Сравнение данных химических анализов образцов неизмененного гранита и образцов из зон калишпатизированного гранита и расчет привноса и выноса компонентов с учетом изменения пористости пород показывают, что процесс калишпатизации протекал с выносом из пород Si, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, P и накоплением в них Al и K. При этом нарушался баланс вещества, что приводило к резкому увеличению пористости вновь образованной метасоматической породы. Последнее обстоятельство в дальнейшем способствовало отложению в калишпатизированных породах молибденовой минерализации.

Альбитизированные породы обычно имеют ограниченное распространение в виде редких зон и линз небольшой мощности (до 10—20 см). Процесс альбитизации гранитоидов проявился в замещении плагиоклаза и калиевого полевого шпата альбитом, а биотита — мусковитом.

Кварцевые прожилки с магнетитом являются самыми ранними кварцевыми образованиями среди других послемагматических кварцевых проявлений. Магнетит наблюдается в них в виде гнездовых скоплений и равномерной вкрапленности. На контактах с магнетит-кварцевыми прожилками вмещающие граниты изменены очень слабо, лишь биотит замещен хлоритом.

Молибденовая минерализация развивалась в два-три импульса и по сравнению с другими процессами была значительно растянута во времени, о чем можно судить по пересечениям одних молибденит-кварцевых образований другими. Такие пересечения широко наблюдаются как на штокверковых, так и на жильных месторождениях. Наиболее ранними являются кварцевые жилы и прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, а также молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, сопровождающий кварцевые образования и встречающийся без видимой связи с ними. Нередко в ассоциации с ранним молибденитом в незначительных количествах встречаются рутил, пирит, пирротин, кубанит, вольфрамит, шеелит или молибдошеелит. На Жирекенском месторождении во вмещающих гранитах местами наблюдаются небольшие (от единиц до 10—15 см) гнезда и разнообразные по форме прожилки молибдошеелита с довольно равномерной вкрапленностью мелкочешуйчатого молибденита.

Позднее развивались кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом, в ассоциации с которым на ряде месторождений, например Бугдаинском, Жирекенском и др., в небольших количествах встречен халькопирит. В жильном кварце молибденит распространен более или менее равномерно, при этом часто его чешуйки составляют цепочки, ориентированные параллельно контактам прожилков. Кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом являются наиболее продуктивными, но особенно богатые руды наблюдаются в местах наложения позднего молибденита на ранний. При образовании жильных месторождений мелкозернистый кварц с мелкочешуйчатым молибденитом накладывается на ранние кварцевые жилы с крупночешуйчатым молибденитом, создавая в них участки очень богатых (до 1—3 % Mo) брекчиевых и полосчатых руд.

С удалением от контура промышленных руд число молибденит-кварцевых прожилков постепенно сокращается, при этом уменьшается их мощность, а соотношение кварца и молибденита в них изменяется в сторону увеличения молибденита. На далекой периферии месторождения в основном встречаются редкие существенно молибденовые прожилки, известные в литературе под названием "сухих" прожилков.

Заканчивая характеристику молибденит-кварцевых образований,

необходимо подчеркнуть, что на большинстве жильных и штокверковых месторождений они обычно сопровождаются незначительными изменениями вмещающих пород. Лишь на самом контакте с жильным выполнением в породах наблюдаются хлоритизация биотита и образование редких чешуек серицита по плагиоклазу. Уже на расстоянии 1—2 см от прожилка или жилы вмещающие породы практически не изменены. Однако на верхних горизонтах некоторых месторождений, например на Умальтинском, бывают развиты кварц-мусковитовые грейзены, которые с глубиной постепенно исчезают.

Кварц-турмалиновые прожилки не характерны для молибденовых месторождений, но иногда встречаются. Они отличаются темным, почти черным цветом, их мощность обычно не превышает 1—2 см. В прожилках содержится значительное количество турмалина, представленного удлиненными, часто игловидными кристаллами его зеленой разновидности — шерла. Кроме того, в прожилках часто встречаются очень мелкие (сотые и десятые доли миллиметра) кристаллы адуляра. Граниты около прожилков практически не изменены.

Кварцевые прожилки с пиритом и халькопиритом пересекают кварцевые образования с молибденитом; часто эта минерализация накладывается на зальбандовые зоны молибденит-кварцевых жил. Помимо названных минералов в них очень редко встречаются молибденит, золото и флюорит. Соотношение рудных минералов и кварца в прожилках непостоянно — местами прожилки имеют преимущественно кварцевый состав, но чаще в них преобладает пирит или пирит с халькопиритом. Граниты на контакте с этими прожилками превращены в кварц-мусковитовый агрегат.

Свинцово-цинковая минерализация заключена в кварцевых, кварц-карбонатных и существенно карбонатных жилах и прожилках. В них главными рудными минералами являются пирит, пирротин, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, висмутин, самородный висмут, второстепенными и редкими — галеновисмут, буланжерит, арсенопирит, пираргирит, гессит, джемсонит, аргентин, самородное серебро и самородное золото. Прожилки и жилы с этой минеральной ассоциацией пересекают как пирит-кварцевые, так и все более ранние вышеописанные минеральные образования.

На верхних горизонтах месторождений прожилки и жилы с описываемой полиметаллической минерализацией в основном сложены сульфидами. С глубиной содержание сульфидов уменьшается, но зато возрастает роль жильных минералов. Среди сульфидов на верхних горизонтах преобладает галенит, а на нижних — сфалерит. В составе жильных минералов характерно повышение с глубиной роли карбонатов. На одних месторождениях, например Жирекенском, Давендинском, Бугдаинском, свинцово-цинковая минерализация распространена в периферических частях рудного поля, на других — Шахтаминском, Умальтинском — она развита по контактам молибденит-кварцевых жил с вмещающими породами и, главным образом, на средних и нижних горизонтах месторождений. В первом случае эта минерали-

зация связана с кварцевыми или слюдисто-кварцевыми жилами и прожилками, во втором — с кварц-карбонатными и карбонатными. Около первых вмещающие породы интенсивно серицитизированы и березитизированы, около вторых — по существу, не изменены.

Аргиллизированные породы образуют зоны мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и прослеживаются на глубину до 500 м. Процесс аргиллизации состоял в замещении главным образом плагиоклаза и темноцветных минералов гранитоидов агрегатом глинистых минералов и карбонатом. На глубоких горизонтах месторождений выделялись мельчайшие зерна гематита. Калиевый полевой шпат и кварц наиболее устойчивы в этом процессе и часто практически не подвергаются изменениям. В составе агрегата глинистых минералов установлены каолинит, диккит, монтмориллонит и галлуазит. Карбонат представлен анкеритом и кальцитом. Для диагностики глинистых образований наиболее эффективно применение ИК спектров поглощения минералов.

Карбонатная минерализация представлена маломощными (до 2—3 см) прожилками, в составе которых участвуют такие минералы, как анкерит, кальцит, родохрозит, сидерит. Все ранее охарактеризованные кварцевые прожилки с сульфидными минералами пересекаются карбонатными прожилками; часто карбонаты цементируют обломки пород с разнообразными рудными минералами. Карбонатная минерализация большей частью распространена на нижних горизонтах месторождений.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Взаимоотношения оруденения с магматическими породами в значительной мере проясняют вопрос об отношении рудного процесса к магматизму. Месторождения молибденовой формации обычно приурочены к плутонам гранитоидов умеренно кислого состава или к их ближайшим экзоконтактовым зонам. Именно такими позициями характеризуются молибденовые месторождения Восточного Забайкалья и восточной ветви Скалистых гор США.

Еще более тесно во времени и в пространстве рудная минерализация ассоциируется с дайками порфировых пород, сопровождающими и прорывающими плутоны гранитоидов. На месторождениях Сыргичинском, Аманан-Макитском, Бугдаинском, Шахтаминском и некоторых других дайки лейкократовых и меланократовых пород предшествовали оруденению. Здесь все проявления послемагматической минерализации наложены на дайки, вместе с ними контролируются одними тектоническими структурами. На Давендинском месторождении дайки лейкократовых и меланократовых пород также предшествовали оруденению, однако здесь имеется много даек диорит-порфиров и лампрофиров, пересекающих молибденит-кварцевые и турмалин-кварцевые жилы и прожилки, в то время как карбонат-халцедо-

новая минерализация наложена на эти дайки (М.Б. Бородаевская, 1956г.).

На Жирекенском месторождении автором было установлено, что гранит-порфиры во многих случаях подвергаются процессу калишпатизации с развитием в них вкрапленного крупночешуйчатого молибденита и пересекаются молибденит-кварцевыми прожилками. В то же время наблюдались бесспорные пересечения молибденит-кварцевых прожилков дайками гранит-порфиров. Последние, в свою очередь, пересекаются прожилками кварца с пиритом и халькопиритом, а также подвергаются процессу аргиллизации.

Аналогичны взаимоотношения рудной минерализации и с дайками меланократовых пород, т. е. одни из них предшествовали оруденению, другие (обычно более основного состава — диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты) содержат рудные ксенолиты и пересекаются кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом. В то же время твердо установлены факты пересечения даек меланократовых пород дайками гранит-порфиров и, наоборот, дайки меланократовых пород секут дайки гранит-порфиров и заключают в себе ксенолиты последних. Следовательно, обе группы пород внедрялись по меньшей мере дважды, развивались независимо и в какой-то мере параллельно друг к другу.

Наличие внутрирудных даек не отражается на ходе развития послемагматического процесса по сравнению с его развитием на тех месторождениях, где нет внутрирудных проявлений. Это позволяет сделать вывод о том, что процесс рудообразования развивался независимо от процесса формирования даек и связь между ними может рассматриваться как парагенетическая, т. е. и оруденение, и дайки являются производными предшествовавшего им магматизма — плутонов умеренно кислых гранитов.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДНЫЕ ОРЕОЛЫ

В целом на месторождениях молибденовой формации рудная зональность проявляется не очень ярко. При формировании месторождений жильного типа приоткрывание одних и тех же трещин и последовательное отложение в них минеральных ассоциаций разных стадий приводило не только к телескопированию разной минерализации, но и к возникновению вертикальной зональности. Так, на Умальтинском месторождении на верхних горизонтах преимущественное распространение имеет высокотемпературный крупнозернистый кварц с крупночешуйчатым молибденитом и вольфрамитом. Оруденение продуктивных стадий, представленное мелкозернистым кварцем и мелкочешуйчатым молибденитом, локализовано на средних горизонтах. И, наконец, низкотемпературное свинцово-цинковое оруденение в ассоциации с карбонатной и кварц-карбонатной минерализацией преобладает на нижних горизонтах [38]. В то же время на месторождениях Давенда, Бугдая, Жирекен (СССР), Квеста (США) свинцово-цинковое оруде-

нение развито в периферических частях месторождений, где оно заключено в слюдисто-кварцевых жилах и прожилках и сопровождается интенсивной березитизацией вмещающих пород. Однако свинцово-цинковая минерализация не образует сплошного кольца вокруг молибденовых месторождений и проявляется лишь на отдельных участках.

Другим проявлением рудной зональности является закономерное изменение соотношения молибдена и меди в рудных частях месторождений. Как правило, отношение содержаний молибдена к содержаниям меди уменьшается в направлении от центра месторождения к его флангам и увеличивается с глубиной.

Молибден и медь являются наиболее надежными элементами — индикаторами месторождений молибденовой формации. Они образуют крупные и весьма выдержанные эндо- и экзогенные ореолы этих месторождений. Площадь выхода эндогенного ореола молибдена среднего по размерам месторождения достигает 5—6 км², его размах по вертикали превышает 700 м. Естественно, что размеры ореолов крупных штокверковых месторождений намного превосходят названные параметры и нередко их площадь выхода на поверхность достигает 20 км² и более. Ореолы меди в целом совмещены с ореолами молибдена, хотя максимальные концентрации меди могут совпадать или не совпадать с максимальными концентрациями молибдена. Ореолы меди несколько крупнее ореолов молибдена. Например, на Жирекенском месторождении на флангах при явно устойчивом падении содержания молибдена содержание меди несколько увеличивается.

Такие элементы, как В, F, W, Pb, Zn, Bi, Sb, входящие в состав малораспространенных на месторождениях минералов (турмалина, флюорита, вольфрамита, шеелита, галенита, висмутина, висмута, блеклой руды, сфалерита), не образуют значительных по размерам и выдержанных по простиранию и падению первичных ореолов. Их несколько повышенные по сравнению с фоном концентрации относительно редко встречаются в породах месторождений и потому не могут считаться надежным ориентиром при поисках месторождений молибденовой формации.

Вместе с тем заметные концентрации вольфрама на уровне эрозионного среза свидетельствуют о неглубокой эродированности оруденения, поскольку вольфрам характерен для верхних горизонтов месторождений молибденовой формации.

Наиболее крупными и ярко выраженными первичными ореолами на месторождениях молибденовой формации являются ореолы прямого элемента-индикатора — молибдена. Сопоставление в плане выходов первичных ореолов молибдена с его вторичными ореолами в рыхлых отложениях обычно показывает их примерное совпадение. При этом максимумы одного отвечают максимумам другого, т. е. вторичные ореолы молибдена, по существу, отражают первичные, правда, с уменьшенной концентрацией молибдена в них в зависимости от мощности рыхлых отложений и ряда других причин. Кроме того, характер рельефа местности определяет вторичные ореолы, которые могут быть несколько смещены по склону относительно первичных.

ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

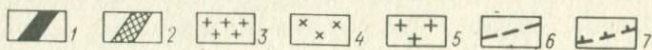
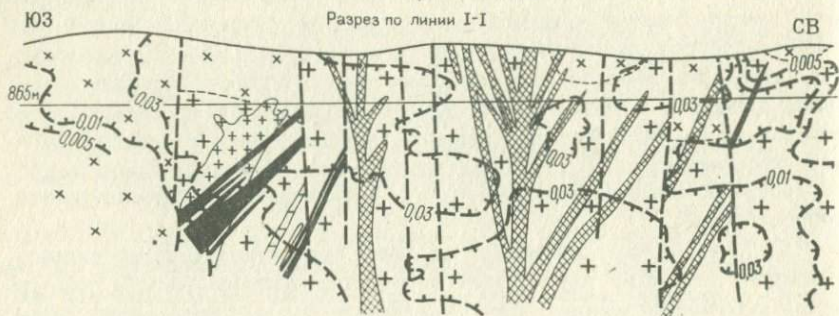
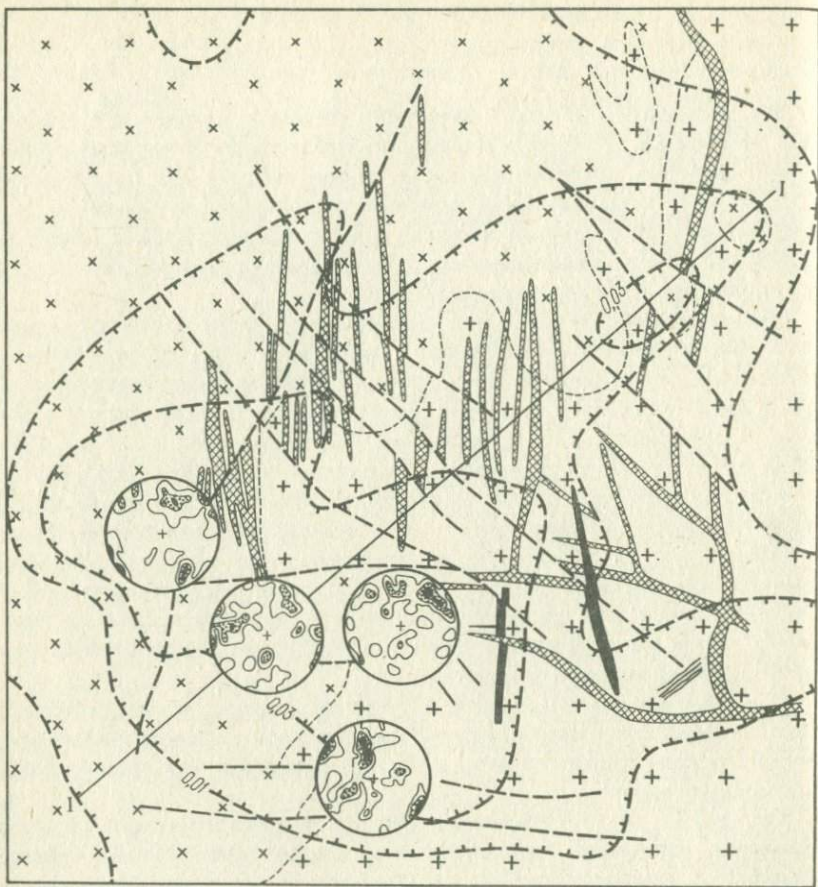
Жирекенское штокверковое месторождение находится в Восточном Забайкалье. С одной стороны, оно приурочено к северному обрамлению широтно ориентированной впадины, наложенной на палеозойские граниты и выполненной континентальными терригенными и вулканогенными отложениями верхней юры и нижнего мела, с другой — к висячему боку меридионально ориентированного крупного Алеурского разлома, круто падающего на восток.

Месторождение расположено в апикальной части плутона, сложенного биотит-роговообманковыми гранитами (J), обнаруженного на площади около 80 км². Здесь широко развиты дайки гранит-порфиров и диорит-порфиров (рис. 23), наибольшая мощность которых 20—30 м, протяженность по простиранию 400—500 м. На глубине 400—500 м от дневной поверхности и, по-видимому, не более 600—700 м от кровли плутона степень раскристаллизованности основной массы гранит-порфиров увеличивается; они становятся трудноотличимыми от вмещающих их гранитов и по структуре, и по минеральному и по химическому составу. Это, очевидно, позволяет рассматривать дайки гранит-порфиров как результат внедрения гранитной магмы из внутренних частей магматической камеры в образующуюся гранитную корку остывающей магматической камеры.

С приближением к дневной поверхности дайки гранит-порфиров ветвятся. Местами гранит-порфиры цементируют брекчированные биотит-роговообманковые граниты, а также образуют в них сложную сеть маломощных жилков.

Как видно из геологической карты, на месторождении развиты разрывные нарушения близширотного, близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. В его южной части находится серия параллельных сбросов близширотного простирания, обусловившая ступенчатый характер структуры этого участка; в северной части месторождения широко распространены разрывные нарушения северо-западного простирания, а по его западному флангу проходит нарушение северо-восточного простирания. Диаграммы массовых замеров трещин в горных выработках показывают, что в южной части месторождения преобладают трещины близширотного и северо-восточного простираний, а в центре месторождения преимущественно развиты трещины близмеридионального, северо-западного и близширотного простираний.

Пространственная ориентировка даек гранит-порфиров и диорит-порфиров полностью согласуется с распространением трещин разных систем в гранитах рудного поля. При этом дайки контролируются нарушениями, главным образом близмеридионального и близширотного простираний, к месту пересечения которых и приурочено месторождение. Разрывные нарушения северо-западного простирания хотя и были частично заложены до рудообразования и внедрения гранит-порфи-



ров, в основном являются послерудными. Сложная сеть разрывных нарушений, образовавшаяся до интрузии даек, была еще более усложнена экстрезивными процессами периода этих интрузий.

Многочисленные трещины и участки брекчирования в биотит-роговообманковых гранитах были путями движения гидротермальных растворов и местами отложения рудных минералов. Здесь широко проявились метасоматические процессы, среди которых наиболее развиты дорудная калишпатизация и послерудная аргиллизация пород при подчиненном значении альбитизации, мусковитизации и серицитизации.

Процесс калишпатизации привел к образованию сложной сети зон калишпатизированного гранита (96–97 % калиевого полевого шпата, остальное — кварц) мощностью от 1–2 см до нескольких метров. Калишпатизированные граниты распространены в центральной части месторождения на площади около 0,5 км² и прослежены на глубину до 600 м.

Аргиллизация проявилась в породах месторождения значительно шире калишпатизации. Зоны аргиллизированных гранитов мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров образуют сложную сеть и распространяются на глубину до 500 м и более.

Участок оруденелых гранитов в плане имеет изометричные очертания. Наследуя додайковую трещиноватость, оруденение сконцентрировано преимущественно в местах развития серий даек порфириновых пород, но сами дайки при этом как самые молодые и наименее трещиноватые породы обычно не несут промышленного оруденения. Оруденение крайне неравномерное: в общем контуре его развития богатые руды сложно чередуются с бедными. В целом оно заметно погружается в северо-восточном направлении и на северо-восточном фланге месторождения прослежено до глубины 400–600 м.

Руды представлены тремя типами — вкрапленными, прожилковыми и в меньшей мере брекчиевыми. Пространственно они не обособлены друг от друга и часто сочетаются. В них сравнительно редко встречаются кварцевые прожилки с магнетитом, мощность которых обычно колеблется от 1 до 2 см. На контактах с этими прожилками во вмещающих породах лишь биотит частично замещен хлоритом. Молибденовое оруденение представлено кварцевыми прожилками с молибденитом и молибденитом, вкрапленным во вмещающие породы, часто без видимой связи с прожилковым оруденением. Пересечения одних

Рис. 23. Схематическая геологическая карта и разрез Жирекенского месторождения.

1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — мелкозернистые порфиридные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — средне-крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — разрывные тектонические нарушения; 7 — изолинии содержания молибдена; в кружках показаны диаграммы трещиноватости (200 измерений 1–3–6 %)

молибденит-кварцевых прожилков другими свидетельствуют о том, что процесс их образования неоднократно возобновлялся.

Наиболее ранний крупнозернистый светлый кварц с неравномерно распределенным в нем крупночешуйчатым розетчатым молибденитом образует прожилки мощностью от 1—2 до 3—5 см. Позже развивались прожилки мелкозернистого кварца мощностью от 1—2 мм до 2—3 см, в которых мелкочешуйчатый молибденит распределен более или менее равномерно. Нередко в молибденит-кварцевых прожилках присутствует халькопирит. Граниты под влиянием охарактеризованной минерализации изменены слабо, лишь биотит частично замещен хлоритом, да редкие чешуйки серицита развиты по плагиоклазу. Температура молибденит-кварцевой минерализации 420—370 °С.

Иногда на месторождении встречаются небольшие гнезда молибдошеелита с равномерной вкрапленностью в нем молибденита. Эти выделения сопровождаются побурением вмещающих гранитов, что обусловлено развитием карбоната пс плагиоклазу и биотиту и выделением мельчайшего гематита в плагиоклазе. Четких взаимоотношений этой минерализации с молибденит-кварцевыми прожилками не встречено. По аналогии с другими месторождениями рассматриваемой группы она, вероятно, близка по времени образования к основному молибденовому оруденению, возможно к образованию ранних вкрапленных руд.

В общей последовательности развития рудного процесса не определено положение турмалин-кварцевых прожилков и солнцобразных выделений турмалина. Прожилки имеют темный, почти черный цвет; мощность их обычно не превышает 1—2 см; встречаются они сравнительно редко. Содержание турмалина в них составляет 25—30 %. Кроме того, в прожилках часто встречаются очень мелкие (сотые и десятые доли миллиметра) кристаллы адуляра. Граниты около прожилков не изменены.

Кварцевые прожилки с пиритом и небольшим количеством халькопирита, а также редко встречающимися в них флюоритом и молибденитом распространены широко. Соотношение рудных минералов и кварца в них непостоянное — местами прожилки имеют преимущественно кварцевый состав, но чаще в них преобладает пирит или пирит с халькопиритом. Граниты на контакте с этими прожилками превращены в мусковит-кварцевый агрегат.

Рудный процесс завершился отложением маломощных прожилков, состоящих из кварца, пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды, сульфосолей, висмутина. Граниты около них интенсивно серицитизированы. В центральной части месторождения эта минерализация встречается сравнительно редко, значительно шире она развита на периферии, особенно на северном и северо-западном флангах.

Основной полезный компонент руд Жирекенского месторождения — молибден; в качестве попутного может извлекаться медь, распространенная в контуре молибденовой минерализации и несколько увели-

чивающаяся на ее флангах. Вольфрам проявляется в незначительных количествах и только на верхних горизонтах.

На описываемом месторождении интересны взаимоотношения оруденения с магматическими породами. Дайки гранит-порфиров во многих случаях подвергаются процессу калишпатизации и пересекаются молибденит-кварцевыми прожилками. В то же время наблюдаются бесспорные пересечения молибденит-кварцевых прожилков дайками гранит-порфиров. При этом последние в свою очередь рассеяны прожилками кварца с пиритом и халькопиритом, а также подвергаются процессу аргиллизации. Аналогичны взаимоотношения рудной минерализации и с дайками диорит-порфиров. Неоднократно наблюдались пересечения некоторых из этих даек кварцевыми прожилками с молибденитом. Но в других дайках диорит-порфиров часто встречаются ксенолиты гранитов с заключенными в них молибденит-кварцевыми прожилками. Дайки диорит-порфиров с рудными ксенолитами не пересекаются кварцевыми прожилками с молибденитом, но они всегда секутся кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом и подвергаются аргиллизации. Следовательно, так же как и гранит-порфиры, одни дайки диорит-порфиров предшествовали молибденовой минерализации, а другие внедрялись в граниты после ее образования.

Что касается взаимоотношений даек диорит-порфиров с дайками гранит-порфиров, то здесь твердо установлены факты пересечения даек диорит-порфиров дайками гранит-порфиров и наоборот. Из этих взаимоотношений видно, что гранит-порфиры и диорит-порфиры внедрялись в граниты по меньшей мере дважды. При этом обе группы пород, по-видимому, развивались независимо друг от друга и в какой-то мере параллельно друг к другу, питаясь от разных очагов, возможно находившихся на разной глубине.

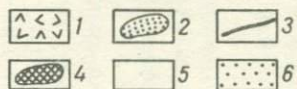
Рассмотренное выше развитие рудного процесса является типичным для подавляющего большинства месторождений молибденовой формации. И даже наличие внутрирудных даек никак не отразилось на ходе этого развития по сравнению с развитием оруденения на месторождениях, где нет внутрирудных магматических проявлений. Очевидно, это позволяет сделать вывод о том, что рудный процесс на Жирекенском месторождении протекал независимо от формирования распространенных здесь порфировых пород, хотя и близодновременных с их интрузиями.

Месторождение Юред-Гендерсон* относится к числу крупнейших молибденовых месторождений мира. Оно находится в штате Колорадо (США), недалеко от города Эмпайра, в горах Ред-Маунтин. Как и месторождение Клаймакс, от которого оно отстоит на расстоянии 46 км к северу-востоку, Юред-Гендерсон расположено в рудном поясе Колорадо, простирающемся в северо-восточном направлении

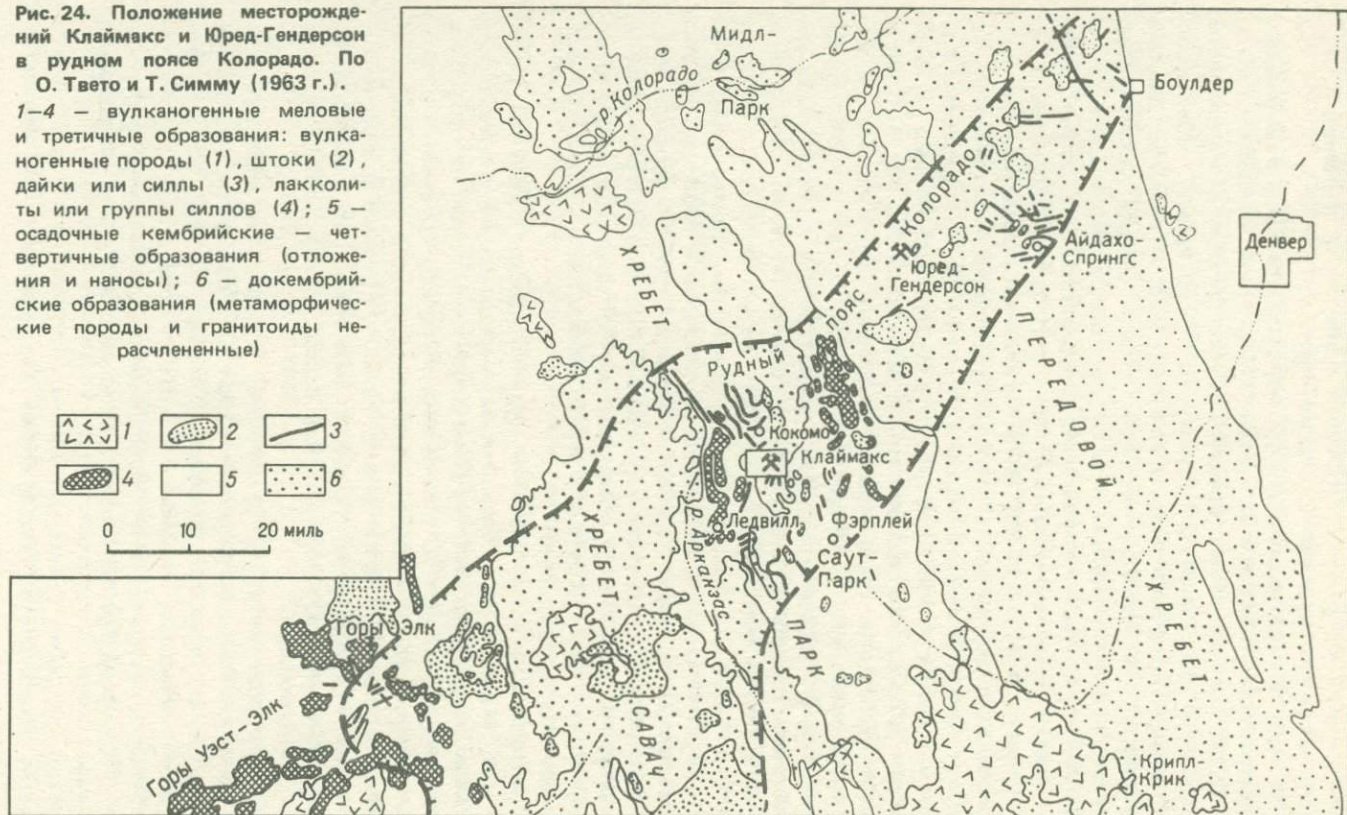
* Описание месторождения приводится по материалам С.Я. Веллеса и др. 1978 г.

Рис. 24. Положение месторождений Клаймакс и Юред-Гендерсон в рудном поясе Колорадо. По О. Твето и Т. Симму (1963 г.).

1-4 — вулканогенные меловые и третичные образования: вулканогенные породы (1), штоки (2), дайки или силлы (3), лакколиды или группы силлов (4); 5 — осадочные кембрийские — четвертичные образования (отложения и наносы); 6 — докембрийские образования (метаморфические породы и гранитоиды нерасчлененные)



0 10 20 миль



поперек горных хребтов и основных тектонических структур восточной части Скалистых гор. Пояс Колорадо совпадает с зоной докембрийских нарушений, которая в ларамийское время была активизирована и интродуцирована магмой, образовавшей пояс порфировых интрузивов и связанных с ними рудных месторождений (рис. 24).

Месторождение приурочено к вулканическому некку риолитовых пород олигоценового возраста (комплекс Ред-Маунтин), прорывающему докембрийские граниты батолита Силвер-Плюм в его центральной части. Нижняя часть некка на глубине 1350 м интродуцирована гранитом Гендерсон, образующим купол апикальной части плутона (рис. 25).

Два разлома северо-восточного простирания, сходящиеся в районе Ред-Маунтин, являются здесь главными разрывными нарушениями — один из них проходит юго-восточнее месторождения, другой — к западу от него. На поверхности в комплексе Ред-Маунтин выделяется несколько разновидностей пород, которые образуют неоднородное тело длиной 720 м и шириной 240—360 м. Главные разновидности пород залегают в виде крутопадающих столбообразных тел, слагающих в совокупности некк, который с глубиной приобретает более однородное строение и постепенно расширяется — на глубине 1200 м от поверхности некк имеет диаметр 1350 м.

Породы комплекса Ред-Маунтин весьма близки по составу и облику. Главными породообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат и альбит № 5, биотит встречается редко. Перечисленные минералы присутствуют в виде фенокристаллов и обломков разного размера, заключенных в тонкозернистой основной массе, состоящей из кварца и щелочного полевого шпата. В породах наряду с порфировой структурой широко развиты пирокластические структуры. Местами на контакте некка с докембрийскими гранитами, а также внутри него развиты брекчии. Сложное строение некка, развитие в нем брекчий и брекчиевых структур в породах свидетельствуют о неоднократном движении магмы по каналу, выполненному жерловыми фациями вулканических пород.

Центральная часть вулканического аппарата окружена системами радиальных и кольцевых риолитовых даек, которые внедрились в разное время.

Геологи, изучавшие месторождение, насчитывают до 15 этапов и подэтапов магматической активности, в результате которой сформировался комплекс пород Ред-Маунтин. При этом наиболее крупными являются тела, образованные поздними порфирами Ред-Маунтин, занимающими центральную верхнюю часть некка, и кварцевыми порфирами Юред, составляющими нижнюю, расширяющуюся часть некка. Кроме того, в самой нижней центральной части некка выделяется небольшое тело, сложенное порфирами Примос. Абсолютный возраст пород комплекса Ред-Маунтин определен от 23 до 30 млн. лет.

Самыми молодыми магматическими породами являются граниты Гендерсон, обнаруженные буровыми скважинами на глубине свыше

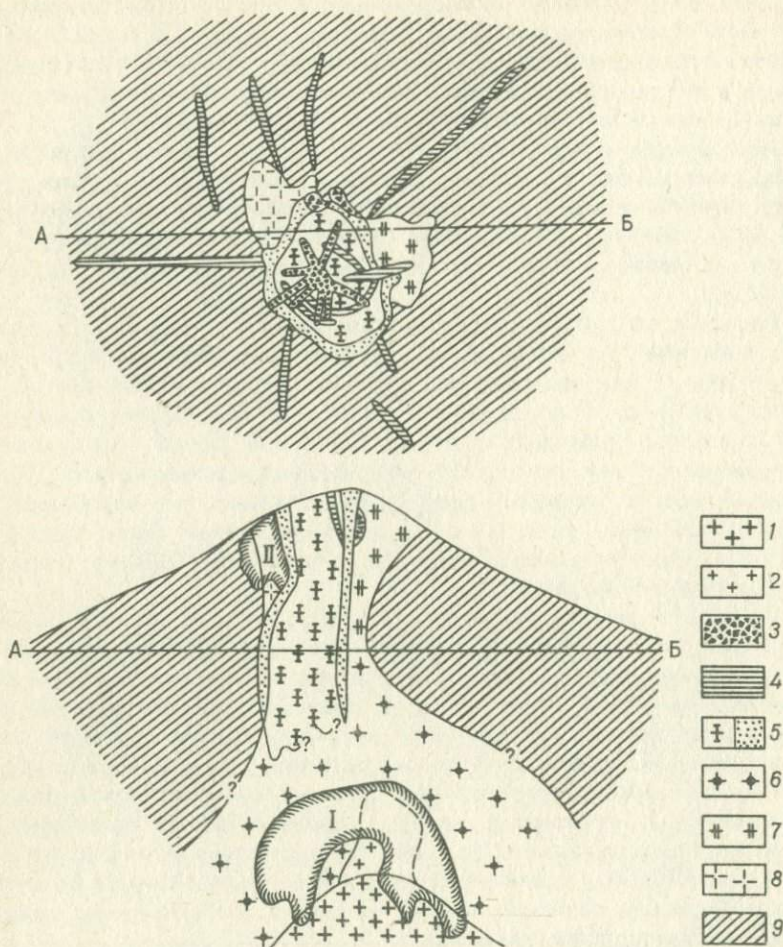


Рис. 25. Схема геологического строения месторождения Юред-Гендерсон. По С.Р. Уоллесу и др. (1967 г.), У.Б. Маккензи (1970 г.).

Породы палеогена: 1 — порфировидный гранит, 2 — аплит-порфиры, 3 — интрузивные брекчи (поздние, ранние и внутрирудные), 4 — поздние порфиры и риолит-порфиры; 5 — порфир Ред-Маунтин и его краевая фация; 6 — порфир Юред; 7 — порфир Восточный Ноб; 8 — порфировый комплекс; 9 — докембрийские граниты. Рудные тела: I — Гендерсон, II — Юред.

1350 м. Граниты порфировидные, с мелкозернистой до среднезернистой основной массой. На контакте гранитов с вмещающими породами пересечено несколько пегматитовых тел. Отмечается, что в приконтактной зоне с гранитом структура порфировых пород становится более крупнозернистой, что, как представляется автору, является результатом перекристаллизации и ороговикования порфиров.

Месторождение находится в области сочленения двух региональных

разломов — Бертхуд-Пасс на востоке (северо-восточного простирания) и Васкез-Пасс на западе (северо-северо-восточного простирания). Эти разломы заложены в докембрии, но были активизированы в ларамийское время и вместе с оперяющимися разрывами рассекают породы комплекса Ред-Маунтин и обнаруживают пострудные движения.

Разлом Бертхуд-Пасс, проходящий в 16 км к юго-востоку от месторождения, рассматривается как возрожденная докембрийская зона сдвига. Разлом Васкез-Пасс в рудном поле месторождения имеет направление 24° СВ и падение на северо-запад под углом 67° . Он представлен зоной сильнотрещиноватых пород мощностью 27 м с глиной трения мощностью 3 м висячем боку и зоной дробленых пород мощностью 6 м в лежащем боку. Разлом затухает в месте сочленения с зоной трещиноватости разлома Бертхуд-Пасс.

Единственное крупное разрывное нарушение на месторождении — это "главная трещина" рудного тела Юред. Разлом характеризуется дорудной и пострудной историей развития, сечет докембрийские граниты, а также большую часть олигоценовых магматических пород и рудную минерализацию. Горными выработками разлом был прослежен на протяжении 450 м. При его общем северо-западном простирании восточный фланг меняет простирание на северо-восточное, обуславливая дугообразный изгиб разлома. Падение разлома северное под углом 50° . Мощность зоны разлома 0,3—4,5 м, в ней наблюдаются как участки минерализованной (оруденелой) брекчии, так и пострудной глины трения. На западном фланге разлом ослабевает и разветвляется. Разлом рассматривается как коническая трещина, образование которой связано с одним из этапов внедрения кварцевого порфира.

Изменения вмещающих пород исследователи месторождения связывают со стадийным гидротермальным рудообразованием. В размещении разных типов этих изменений установлена определенная зональность. Самой глубокой, центральной является зона калишпатизации с биотитовой подзоной; вверх и в стороны от нее следуют зоны: кварц-топазовая, серицит-кварц-пиритовая, аргиллитовая и обширная пропилитовая, которая на поверхности занимает площадь эллипсообразной формы длиной 3,2 км. Безусловно, эти зоны не имеют четких границ и существенно перекрываются, однако общая тенденция в размещении разных типов гидротермально-измененных пород выражена достаточно четко. Вместе с тем, по-видимому, не все перечисленные изменения следует квалифицировать как гидротермальные, связанные с рудообразованием. Так, калишпатизация и биотитизация, развитые в экзоконтакте гранитов Гендерсон, вероятно, в значительной мере обусловлены воздействием гранитной магмы на вмещающие породы и являются результатом базификации и деазификации экзоконтактной зоны на магматической стадии, что обычно и наблюдается над апикальными частями гранитных плутонов.

В гранитах Гендерсон установлен лишь один тип изменений — грейзеновый. Грейзены сопровождают главным образом кварцевые жилы и прожилки и состоят из кварца, мусковита, топаза; в них присутствуют также флюорит, молибденит, пирит, магнетит.

На месторождении два штокверковых рудных тел — Юред и Гендерсон. Первое — относительно небольших размеров, с выходом на поверхность; второе — уникально крупное по запасам промышленной руды с высоким содержанием молибдена, не выходит на поверхность.

Рудное тело Юред, расположенное в зоне юго-западного контакта некка, известно с начала века. Добыча велась на уровне 5 тыс. т руды в сутки до 1974 г., когда запасы были исчерпаны и добыча прекратилась. Всего за время эксплуатации штокверка Юред было переработано 13,7 млн. т руды со средним содержанием молибдена в ней 0,21%. Общие запасы молибдена в рудном теле составили немногим более 30 тыс. т металла. Штокверк с бортовым содержанием 0,12% имеет протяженность около 360 м при максимальной ширине 150 м и глубине распространения 285 м. В плане он характеризуется дугообразным изгибом в соответствии с изгибом главной рудоконтролирующей структуры — главной трещины. Оруденение развито как в кварцевых порфирах, так и докембрийских гранитах. Внутреннее строение штокверка характеризуется тем, что он состоит из зон более и менее богатой руды. Эти зоны параллельны "главной трещине" и погружаются на север по направлению к порфиру Ред-Маунтин. На западном окончании тела Юред главные рудные зоны приобретают вертикальное падение. Трещины, контролирующие рудные прожилки, могут быть разделены на три группы: 1) главная система трещин, дугообразная в плане, параллельная длинной оси рудного тела, с умеренным погружением к северу; 2) радиальная система трещин и 3) редкие разноориентированные трещины. Кроме прожилковых руд в рудном теле Юред присутствуют зоны и "жилы" рудной брекчии с очень высоким содержанием молибдена, иногда достигавшим 4%. Жилы или дайки рудной брекчии характеризуются четкими контактами, плитообразной формой и небольшой мощностью — до 60 см. Зоны богатой брекчиевой руды развиты также вдоль "главной трещины", особенно часто они встречались в ее висячем боку.

Рудное тело Гендерсон, расположенное над куполом гранитов Гендерсон в зонах калишпатизации и окварцевания, было открыто в 1964 г. при проведении работ в связи с оценкой месторождения Юред. В плане рудное тело Гендерсон при бортовом содержании молибдена 0,12% представляет собой эллипсообразный штокверк длиной около 900 м и шириной 690 м. Длинная ось штокверка имеет северо-восточное простирание. В целом форма штокверка — это опрокинутая асимметричная чаша, мощность рудного тела колеблется от 120 до 240 м. Глубина залегания верхней границы штокверка в среднем составляет 1050 м. Руды — вкрапленно-прожилковые, запасы молибдена в них при борте 0,12% составляют 1 млн. т при среднем содержании молибдена в руде 0,24%. Молибденит является единственным извлекаемым промышленным минералом. Другие рудные минералы — пирит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит и гюбнерит, — развитые в рудных телах и около них, практического значения не имеют. Молибденит присутствует, по существу, во всех основных выделяемых разновиднос-

тях кварцевых порфиров и в граните Гендерсон в виде вкрапленности и прожилков. Преобладающую часть запасов месторождения составляет мелкочешуйчатый молибденит в прожилках. Прожилки тонкие; мощность от 0,3 до 2,00 мм, реже до 25 мм. В их состав входят кварц, серицит, калиевый полевой шпат, флюорит, пирит. Местами молибденит преобладает над жильными минералами, и тогда прожилки приобретают вид "сухих" налетов молибденита на стенках трещин. Цвет прожилков в зависимости от содержания молибденита меняется от темно-серого до синевато-черного.

В нижней части рудного тела Гендерсон и особенно в граните мощность прожилков заметно увеличивается до 5—25 мм. Они сложены серым стекловатым кварцем, мусковитом, топазом, флюоритом, местами в них содержится биотит. Молибденит присутствует в виде крупных сростков и розеток до 3 мм в поперечнике, распределенных по зальбандам прожилков. Агрегаты такого молибденита с топазом, мусковитом, магнетитом и пиритом образуют линзы и гнездообразные обособления в граните. Все это позволяет связывать образование молибденита, распространенного в гранитах, с грейзеновым процессом.

Гюбнерит встречен в виде тонких прерывистых зон вблизи вершины рудного тела Гендерсон. Содержание триоксида вольфрама в отдельных образцах находится в пределах тысячных долей процента. Пирит — наиболее распространенный сульфид — в основном сконцентрирован выше рудного тела Гендерсон и по его периферии. Нижняя часть пиритовой зоны несколько перекрывает верхнюю часть рудного тела Гендерсон. Пирит присутствует в виде вкрапленности во вмещающих породах и в прожилках разного состава, в том числе совместно с молибденитом. Однако большая часть пирита находится в прожилках без молибденита, которые пересекают более ранние молибденитсодержащие образования. В зоне пиритизированных пород, совпадающей с верхней частью зоны окварцевания и нижней частью зоны аргиллизации, содержание пирита составляет 6—10%. В рудном теле Юред пирита значительно меньше, не более 1—2%. Его заметная концентрация наблюдается в юго-западной части этого штокверка. В нижней части пиритового ореола, перекрывающего рудное тело Гендерсон, четко наметилась зона распространения магнетита. Магнетит мелкозернистый содержится в зальбандах пиритовых жил и образует самостоятельные жилы и прожилки. В аномальных количествах магнетит присутствует также в зоне грейзенового изменения в нижней части рудного тела Гендерсон и ниже.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения медно-молибденовой формации имеют очень большое промышленное значение на медь, разведанные запасы которой составляют в них около 50% от общих мировых разведанных запасов. Молибден из этих месторождений обычно добывается попутно.

Но иногда, например на Каджаранском, Сорском и некоторых других месторождениях, значение молибдена выше меди, и тогда основным продуктом добычи из таких месторождений является молибденовый концентрат, а медный рассматривается как попутный. В целом эти месторождения являются комплексными — медно-молибденовыми, в которых отношение меди к молибдену в среднем приблизительно может быть оценено как 10:1 — 15:1. Доля разведанного молибдена в них составляет не менее 35 % от общих мировых запасов. Наряду с главными полезными компонентами из некоторых медно-молибденовых месторождений могут попутно извлекаться висмут, иногда свинец и цинк. Эти месторождения являются также значительным источником рения, который заключен в молибдените (до 400—800 г/т).

Главным морфологическим типом медно-молибденовых месторождений является штокверковый (медно-порфиновые месторождения прожилково-вкрапленных руд). В отдельных месторождениях этого типа запасы молибдена колеблются от десятков до многих сотен тысяч тонн при содержании в руде от тысячных до сотых долей процента, достигая в редких случаях 0,1 %. Штокверки характеризуются изометричной, линзо- и трубообразной, линейно вытянутой и более сложными формами.

Широко распространены также месторождения брекчиевых руд. По размерам в основной своей массе они значительно уступают штокверковым, однако отдельные представители, как, например, Эль-Тениенте, вполне сопоставимы с крупными месторождениями прожилково-вкрапленных руд. Для них характерны трубо- и линзообразные формы рудных тел. Брекчиевые руды часто встречаются в пределах штокверковых месторождений, играя значительную роль в общих запасах рудной массы.

Жильные месторождения в настоящее время не имеют промышленного значения, хотя содержание молибдена в жильной массе может достигать 1 %, а содержание меди быть еще выше, из-за незначительных запасов и малоэффективного способа подземной отработки. Медно-молибденное оруденение в скарнах не составляет большой доли от общих запасов медно-молибденовых руд, а крупные скарновые месторождения вообще редки. Рудные тела в скарнах характеризуются пластообразными, линзообразными и более сложными формами.

Около 70 % медно-молибденовых месторождений находится в эндоконтактных зонах плутонов пестрого состава, 20 % — в их ближайшем экзоконтакте и 10 % — в далеком экзоконтакте. В последнем случае рудные тела часто залегают в вулканогенных породах и иногда контролируются жерлами вулканов.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ

Месторождения медно-молибденовой формации наиболее распространены в земной коре. Будучи связаны с магматизмом эпигеосинклинальной орогении, они встречаются в большей части складчатых облас-

тей, хотя продуктивность последних в отношении этого оруденения разная.

Промышленные месторождения медно-молибденовых руд распространены в складчатых областях фанерозоя — от каледонид до альпид. Месторождения мезо-кайнозойского возраста размещены в молодых складчатых областях: Андах (Браден, Чукикамата, Токвепала, Серро-Колорадо), Кордильерах (Кананеа, Сьеррита, Моренси, Рей, Инсперейшн, Санта-Рита, Коппер-Крик, Бингем, Бетлехем, Ред-Маунтин), на Малом Кавказе, в Иранском Карадаге (Сар-Чешмех), Среднегорье Болгарии (Медет, Елаците, Прохорово), а также на Камчатке. Месторождения позднепалеозойского возраста распространены в Кураминской, Прибалхашской и других (например, в Монголии) зонах Центрально-Азиатской складчатой системы герцинид. Раннепалеозойское оруденение развито в Батеневско-Беллыкском поднятии Алтае-Саянской области каледонид и в Чингиз-Тарбагатайской структуре каледонид Казахстана.

Наиболее продуктивными являются области молодой мезо-кайнозойской складчатости, а самым грандиозным рудным поясом с оруденением этого типа является Тихоокеанский и особенно его американская часть. Здесь пояс медно-молибденовых месторождений практически непрерывно прослеживается от Алеутских островов и Аляски, через Британскую Колумбию Канады, западные штаты США (Юту, Аризону, Нью-Мексико), северную часть мексиканского штата Сонора, Пуэрто-Рико, Панаму, Перу, Чили, западную часть Аргентины, граничащую с Чили, и намечается в Антарктиде, где в последние годы выявлен ряд медно-молибденовых месторождений, ассоциирующих с интрузивными штоками и батолитами мелового и третичного возраста.

Пожалуй, наиболее многочисленны медно-молибденовые месторождения в Северной Америке, что обусловлено длительным (порядка 200 млн. лет) периодом орогенного развития области Северо-Американских Кордильер в мезо-кайнозойское время и неоднократно проявлявшимся здесь умеренно кислым магматизмом, предшествовавшим образованию месторождений медно-молибденовой формации. Тектонические структуры, образующие складчатый пояс Кордильер, формировались и консолидировались в разное время, в соответствии с чем плутоны умеренно кислых гранитоидов и сопровождающее их медно-молибденное оруденение имеют возраст от 198 до 3 млн. лет.

В юго-западной части Тихоокеанского пояса медно-порфиновые месторождения расположены на островах Филиппин, Индонезии, Папуа Новой Гвинеи, Соломоновых, Фиджи и др. Островные дуги этой части Тихого океана рассматриваются как зоны современных геосинклиналей, характеризующиеся интенсивным проявлением магматической деятельности. Развитые здесь меднопорфиновые месторождения с абсолютным возрастом от 3 до 22–24 млн. лет хотя и имеют много сходных черт с месторождениями Американского континента, но отличаются от последних более низким содержанием молибдена и более высоким — золота, серебра, магнетита. Предшествовавший

оруденению магматизм менее щелочной, а его типичным проявлением являются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и их порфиоровые аналоги.

Альпиды Тетиса также характеризуются достаточно широким развитием медно-молибденового оруденения — в Сардинии, Греции, Среднегорье Болгарии, Турции, Армянской ССР, Иранском Карадаге. Однако, за исключением Болгарии и Советской Армении, крупное месторождение известно пока лишь в Иране — Сар-Чешмех.

Не так давно медно-молибденовые месторождения палеозойского возраста установлены в Аппалачах Северной Америки и на востоке Австралии. Возраст меднопорфировых месторождений Аппалачского орогенического пояса недостаточно изучен, ограниченное число радиологических работ дали до некоторой степени противоречивые результаты. Холистер и др. (1974 г.) утверждают, что месторождение Мэринер раннекембрийского возраста (580 млн. лет), а месторождения Кэтхерт и Салли образовались в ордовикское время (457 млн. лет). Для месторождения Гаспе указывается девонский возраст в интервале от 346 до 395 млн. лет. Ивендейл определил его возраст в 365 млн. лет.

Меднопорфировые месторождения в Тасманском орогеническом поясе значительно моложе, чем в Аппалачах. Их большая часть, если не все, имеет позднепалеозойский или даже мезозойский возраст и находится в Квинсленде. Все они связаны с крупными интрузивами района, имеющими примерно гранодиоритовый состав. Обычной рудной ассоциацией является пирит — халькопирит — молибденит, которая развита как в эндо-, так и в экзоконтактовых зонах интрузивов. Содержание полезных компонентов в рудах невысокое, в настоящее время отработка этих месторождений считается нерентабельной.

Докембрийские месторождения с чертами, схожими с меднопорфировыми месторождениями, найдены в пределах Канадского щита. Они связаны с плутонами среднего состава. Рудная ассоциация — золото — медь — молибден. Эти докембрийские месторождения занимают зеленокаменные пояса и рассматриваются как источник образования фанерозойских месторождений.

Анализ материалов, касающихся медно-молибденовых месторождений, показывает, что общая продуктивность складчатых областей на медно-молибденовое оруденение закономерно возрастает от более древних к более молодым. Но это не означает, что масштабы месторождений зависят от возраста. Имеются крупные месторождения каледонского и герцинского возраста, которые вполне сопоставимы с киммерийско-альпийскими и по содержанию полезных компонентов, и по масштабам оруденения. Учитывая относительно небольшую глубину формирования медно-молибденовых месторождений (от 0,8—1,0 до 2,0—2,5 км), можно полагать, что разная продуктивность складчатых областей разного возраста (в том виде, как она проявлена в настоящее время) во многом обусловлена различной глубиной их эрозионного среза. Наиболее продуктивными по насыщенности месторожде-

ниями являются киммерийско-альпийский складчатый пояс, развитый по западной окраине Американского континента, а также альпиды Тетиса.

В Андах медно-молибденовые месторождения наиболее широко распространены в центральных и северных районах Чили и в южной части Перу (рис. 26), где они образуют сравнительно неширокий (порядка 15 км) пояс, протягивающийся на тысячи километров и пространственно совпадающий с геоантиклиналью Внутренних Анд. Здесь, согласно материалам М. Кристи (1969 г.), Г. Герта (1959 г.) и др., в среднетриасовое время на коре континентального типа вдоль западной окраины Бразильского щита образовались геосинклинальные прогибы, заполнявшиеся в среднем и позднем триасе терригенными осадками и кератофирами. В юре и раннем мелу зарождается геоантиклинальное поднятие; условия осадконакопления преимущественно мелководные, лагунные и континентальные; образовалась мощная толща пород андезитовой формации. В позднемеловое-третичное время продолжается дальнейший рост геоантиклинального поднятия, сопровождающийся интенсивной вулканической деятельностью и накоплением вулканического материала трахиандезитовой формации и продуктов его разрушения. Море окончательно регрессирует, происходит интенсивная складчатость. Развитие Анд в позднем мелу и палеогене характеризуется уникальным по масштабам проявления гранитоидного плутонизма внедрением так называемого "андийского батолита". В составе образовавшихся плутонов участвуют диориты, гранодиориты, граниты, монцониты, лейкократовые граниты при преобладающей роли гранодиоритов, тоналитов, монцонитов.

В палеогене и главным образом в неогене формируются медно-молибденовые месторождения (Эль-Тениенте, Чукикамата, Эль-Сальвадор, Потрерильос, Токвепала и др.), которые пространственно тяготеют к выходам диоритов, гранодиоритов, монцонитов, дацитовых и латитовых порфиров, лампрофиров. В четвертичное время здесь продолжались горообразовательные движения, сопровождающиеся извержением базальтоидных лав.

Таким образом, медно-молибденовые месторождения Чили и Перу приурочены к геоантиклиналям Внутренних Анд, сформировавшейся в результате инверсии эвгеосинклинального прогиба. Их образование связано с гранитоидным плутонизмом орогенного развития складчатого пояса. Месторождения находятся, как подчеркивают [45], в местах пересечения разрывных нарушений, согласных с общим простиранием складчатости, и нарушений, косо секущих их.

Кордильеры Северной Америки являются грандиозным складчатым поясом, с которым по насыщенности медно-молибденовыми и молибденовыми месторождениями не может соперничать ни одна другая провинция мира. Этот пояс шириной от 650 до 1600 км протягивается на 8000 км по западному краю континента, от Аляски до севера Центральной Америки, и практически на всем своем протяжении содержит указанные месторождения (рис. 27). Однако геологи-

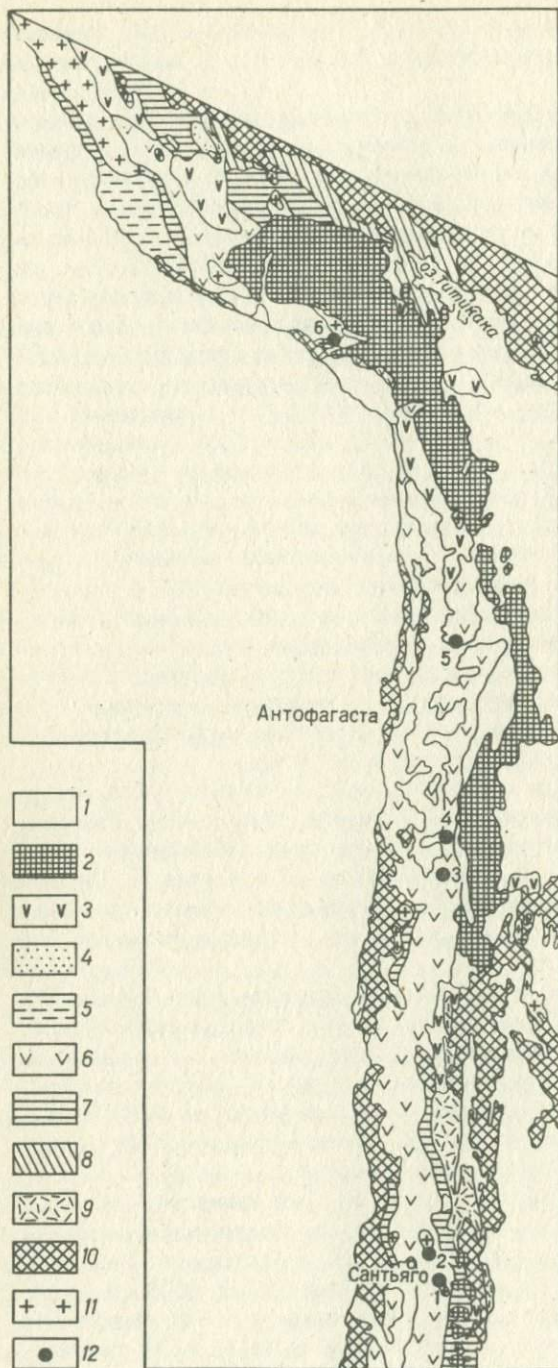


Рис. 26. Медно-молибденовые месторождения в структуре Анд.

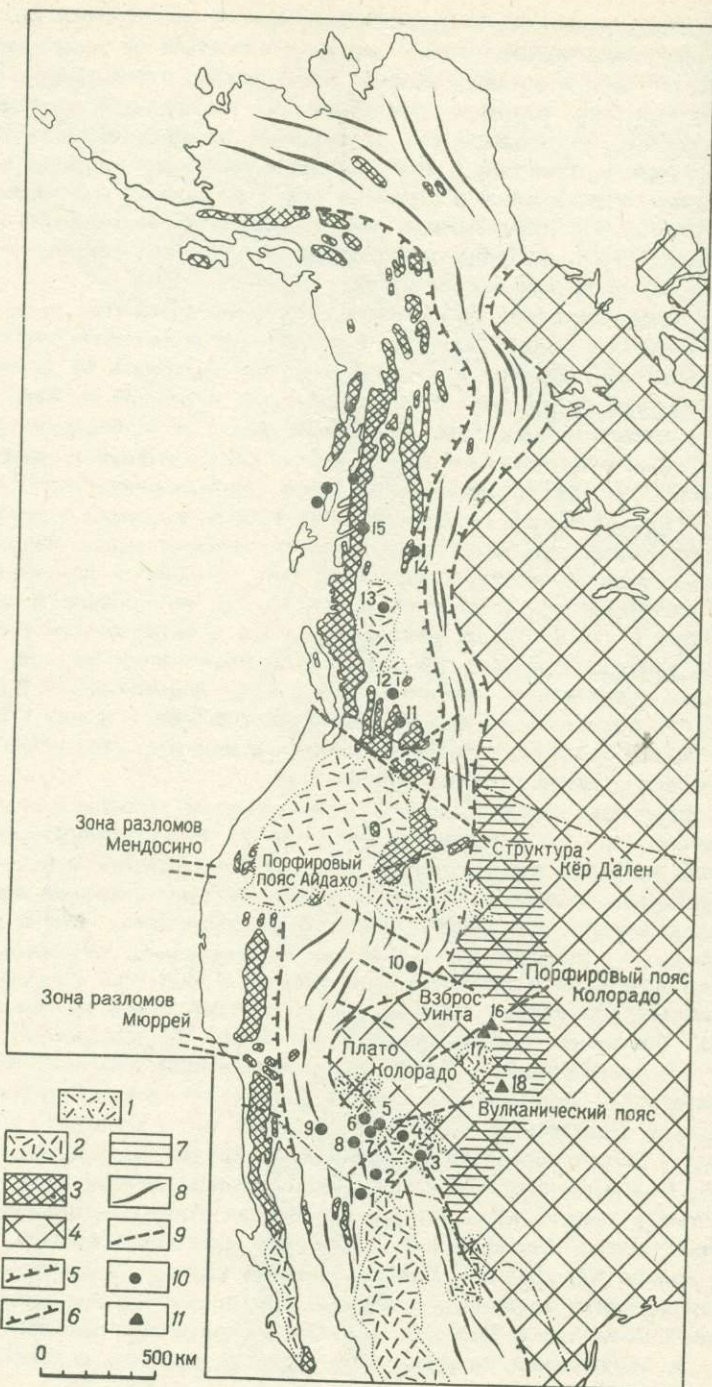
1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — четвертичные базальты; 3 — третичные вулканогенные породы; 4 — третичные континентальные отложения; 5 — третичные морские отложения; 6 — мезозойские изверженные породы; 7 — мезозойские континентальные отложения; 8 — меловые континентальные отложения; 9 — кератофиры триаса; 10 — до-мезозойские породы; 11 — мезозойские и третичные интрузивные породы; 12 — медно-молибденовые месторождения: Эль-Тениенте (1), Рио-Бланко (2), Потрерильос (3), Эль-Сальвадор (4), Чукикамата (5), Токвепала (6)

ческие позиции последних в разных сегментах складчатого пояса существенно различаются, что не могло не сказаться на общей геологической ситуации в пределах рудных полей и месторождений, их структурном контроле, возрасте оруденения, его морфологии и вещественном составе. Закономерности размещения рассматриваемого оруденения и его особенности в том или ином сегменте могут быть поняты лишь с учетом общего строения пояса Кордильер и особенностей его развития. Поэтому, прежде чем перейти к характеристике медно-молибденового и молибденового оруденения в этом районе, отметим ряд его геологических особенностей.

Складчато-глыбовое сооружение Кордильер относится к числу самых крупных в мире. С востока оно почти на всем своем протяжении обрамлено центральным кратоном Северной Америки, на западе граничит на всем протяжении с Тихим океаном, отделяясь от него узким континентальным шельфом. На северо-западе к побережью Тихого океана вплотную прилегает Алеутский желоб с глубинами, превышающими 6000 м. Вдоль остального, более протяженного участка побережья, глубина океана составляет 3000—4000 м, и желоба отсутствуют.

Пояс Кордильер образовался на месте геосинклинали, заложенной более 1 млрд. лет назад. Однако ни одна из многих доневадийских эпох диастрофизма, начиная с гренвильской, не привела к общему поднятию и стабилизации, проявляясь лишь в складчатости и относительно кратковременных поднятиях отдельных частей региона, таким образом, созревание геосинклинали, как подчеркивает В.Е. Хаин (1970 г.), продолжалось весьма длительный период — около 1200 млн. лет. Период орогенного развития начался в юре и продолжался до четвертичного времени в течение 200 млн. лет.

Кордильеры характеризуются неоднородным строением как в поперечном, так и в продольном направлении. В поперечном сечении с востока на запад выделяются следующие зоны: 1) прерывистая полоса передовых прогибов; 2) так же прерывистая окраинная зона эпиплатформенного орогенеза; 3) миогеосинклинали зона с поздне-меловым — раннепалеогеновым, или ларамийским, возрастом главной складчатости (Скалистые горы Канады и Монтаны, западная часть Скалистых гор южных штатов США, восточная часть Большого Бассейна, Восточная Сьерро-Мадре в Мексике), 4) эвгеосинклинали зона с позднеюрским — раннемеловым, или невадийским, возрастом складчатости (Аляскинский хребет, Береговой хребет Юго-Восточной Аляски и Британской Колумбии, западная часть Большого Бассейна и хребет Сьерра-Невада в США, Западная и Южная Сьерро-Мадре в Мексике), 5) Притихоокеанская зона с интенсивным погружением и складчатостью в течение кайнозоя, объединяющая отдельные поднятия (Береговые хребты Калифорнии) и крупные межгорные прогибы (Большая долина Калифорнии, Калифорнийский залив). Помимо этих пяти зон выделяются срединные массивы — Юконский на Аляске и "платформа" Коахуила в Мексике, а также молодые вулканические наложенные образования, размещенные главным образом в эвгеосинкли-



нальной зоне — в Каскадных горах, на плато Колумбии, в Западной Сьерро-Мадре, Южной Мексике, в Сальвадоре и Никарагуа.

На территории США Кордильеры обладают наибольшей шириной и в них хорошо представлены все вышеперечисленные зоны. К северу и югу Кордильеры заметно сужаются главным образом за счет выпадения зон эпиплатформенного орогенеза. Что же касается эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон, то они четко проявлены на всем протяжении пояса. Все продольные зоны Кордильер разделяются глубинными разломами того же направления. Поперечные глубинные разломы делят пояс Кордильер на отдельные сегменты, существенно различающиеся историей своего развития. Такие разломы развиты по границам канадского, собственно американского (США), мексиканского и центральноамериканского сегментов, где они подчеркиваются линейным расположением молодых вулканов. Неоднородность отдельных сегментов выразилась в неодновременности проявления поднятий, складчатости, надвигов и интрузий, а также в миграции этих элементов тектогенеза как в поперечном, так и в продольных направлениях. Так, в байкальское, герцинское и альпийское время диастрофизм начинался и заканчивался раньше в Канадско-Американском, т. е. в центральном отрезке Кордильер, и позднее проявлялся на Аляске и в Мексике.

В позднем триасе — средней юре образовалась Центральная геоантиклиналь Кордильер, разделившая эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны. Периодически проявлявшиеся поднятия этой геоантиклинали сопровождалась складчатостью, местами надвигами и гранитоидным плутонизмом, положившим начало (граница триаса и юры) образованию крупных батолитов Западных Кордильер. С этого времени начинается формирование медно-молибденовых месторождений в Британской Колумбии (Бетлехем — 198 млн. лет, Копи Маунтин — 192 млн. лет, Лорейн — 177 млн. лет, Бренда — 168 млн. лет и др.), которые в целом тяготеют к западной части Центральной геоантиклинали. В конце юры — начале мела воздымание сопровождалось формированием надвигов вдоль древнего антлерского

Рис. 27. Месторождения молибдена в структуре Кордильер. По материалам Ф.Б. Кинга и других американских геологов.

1 — вулканогенные породы третичного и четвертичного возраста, сформировавшиеся поверх деформированных пород орогенических поясов; 2 — третичные эффузивы трахиандезитовой формации; 3 — кислые плутонические породы во внутренних частях орогенических поясов; 4 — Северо-Американская платформа; 5 — область эвгеосинклинального развития; 6 — область миогеосинклинального развития; 7 — область платформы, активизированная в мезозое; 8 — обобщенные простирания складчатых структур; 9 — разломы и пояса разрывных нарушений; 10 — медно-молибденовые месторождения: Кананеа (1), Бисби (2), Санта-Рита (3), Моренси (4), Глоб (5), Майами (6), Рей (7), Моммонт (8), Ахо (9), Бингам (10), Бренда (11), Бетлехем (12), Эндако (13), Босс-Маунтин (14), Алис-Арм (15); 11 — молибденовые месторождения: Юред-Гендерсон (16), Клаймакс (17), Квеста (18)

комплекса, а продолжавшиеся орогенические процессы — гранитоидным магматизмом и формированием более молодых месторождений молибдена — Эндако (138 млн. лет), Босс-Маунтин (102 млн. лет), Инджеби (81 млн. лет) и др.

Начиная с поздней юры развитие Северо-Американских Кордильер вступило в стадию преобладания поднятий над погружениями. Поднятия сопровождалась интенсивной складчатостью, образованием надвигов, мощным магматизмом и на западе региональным метаморфизмом. В классической американской литературе этот орогенез подразделяется на две эпохи: невадийскую (примерно граница юры и мела) и ларамийскую (граница мела и палеогена). Однако, согласно исследованиям У. Уайта и других американских геологов, большая часть мезозоя являлась временем "непрерывно-прерывистого орогенеза". Поэтому А.Дж. Ирдли предложил различать в составе каждой из выше-названных эпох три фазы — раннюю, среднюю и позднюю, а Ф. Кинг (1971 г.) подчеркнул, что в Северных Кордильерах для мезозойского времени в различных местах эвгеосинклинальной зоны происходила почти непрерывная орогеническая деятельность, не позволяющая обоснованно выделять отдельные всплески орогении. Этот вывод чрезвычайно важен для понимания закономерностей размещения и времени формирования молибденовых и медно-молибденовых месторождений Северо-Американских Кордильер, абсолютный возраст которых определяется до 6,3 млн. лет.

В среднемеловое время (поздненевадийская фаза) воздымания распространились на большую часть Кордильерской геосинклинали, впервые выйдя в аляскинском и собственно американском (США) сегментах за пределы эвгеосинклинальной зоны, в область миогеосинклинали, достигнув ее восточной границы — линии Уосатч. Западная геоантиклиналь слилась с Центральной, образовав Центральное поднятие Кордильер, протянувшееся от Аляски на севере до Мексики на юге. В это время завершилось формирование крупнейшего пояса гранитоидных батолитов. К этому же времени относится образование наиболее многочисленной группы медно-молибденовых месторождений Кордильер с абсолютным возрастом от 45 до 72 млн. лет. Это Аякс, Алис-Арм, Глесье Галч, Грейниэл, Кэтфейс, Лаки Шип, Берг, Ред Бирд, Гем и другие месторождения Британской Колумбии, расположенные в области Западной геоантиклинали; месторождения штатов Юта и Аризона в США, развитые в миогеосинклинальной зоне Кордильер.

Ларамийская орогения начинается с середины сенона, когда вдоль всей системы Скалистых гор усиливается приток крупнообломочного материала, а в Канаде морские фации сменяются континентальными. В Центральных Скалистых горах продолжается и усиливается образование направленных к востоку надвигов, которое завершается лишь в течение двух следующих фаз ларамийского орогенеза.

На рубеже мела и палеогена к западу от Центрального поднятия возникла новая геоантиклинальная зона Береговых хребтов (ее аналогом в Южной Аляске является геоантиклиналь Чугач). Отделенная

от Центрального поднятия межгорными прогибами Большой долины, она продолжала свое развитие в течение всего кайнозоя. По другую сторону Центрального поднятия деформации на протяжении раннего палеогена охватили принадлежащую ранее к платформе область Восточных Скалистых гор, которая в дальнейшем испытала общее воздымание, образовав восточное крыло Кордильерского свода.

На юге в раннем палеогене поднятия и складчатость распространились на Мексиканскую геосинклинали, преобразовав ее в складчатую зону, окаймленную с востока прерывистой полосой узких передовых прогибов. На крайнем севере поднятия распространились практически на всю территорию Аляски, положив конец накоплению осадков в большинстве межгорных прогибов, кроме самых южных.

Парамийские поднятия и складчатость сопровождалась внедрением многочисленных гипабиссальных интрузий (лакколиты, штоки, некки, рои даек, а также крупные батолитического характера плутоны) кислого и среднего состава, а в Восточных Скалистых горах заметно повышенной щелочности. Интрузивы сконцентрированы преимущественно вдоль поперечных разломов и проникают глубоко в пределы платформенного обрамления. Именно с этим периодом связано образование в Восточной ветви Скалистых гор месторождений молибденовой формации Клаймакс, Гендерсон, Квеста и других, обрамляющих с востока плато Колорадо. Образование этих месторождений связано с процессами эпиплатформенной орогении западной окраины Северо-Американской платформы, и они не имеют ничего общего с месторождениями медно-молибденовой формации остальной части Кордильер.

Позднеальпийский этап развития Кордильер (олигоцен-антропоген) характеризуется завершением складчатости почти на всем их протяжении, за исключением Притихоокеанской зоны, межгорных прогибов Южной Аляски и передовых прогибов Мексики. Однако восходящие движения продолжались, их скорость достигала максимума дважды — сначала в позднем миоцене — раннем плиоцене и затем в конце плиоцена — начале плейстоцена. Для этого этапа развития Кордильер характерны следующие типы магматизма: 1) орогенный андезитовый вулканизм островных дуг; проявлявшийся в связи с продольными разломами периферии Тихого океана, в вулканических зонах Алеутского архипелага, Южной Аляски, Каскадных гор и Сальвадора — Никарагуа; 2) ареальный толеит-базальтовый миоценовый вулканизм плато Колумбия; 3) латит-монцитонитовый магматизм с излияниями лав и образованием небольших интрузивных штоков, охвативший область Большого Бассейна и прилегающие с юга районы, включая южную часть Сьерро-Мадре; 4) вулканизм, отличающийся наибольшим разнообразием состава своих продуктов, варьирующих от базальтов до риодацитов, распространенных в Вулканической Сьерро Южной Мексики, в полосе от плато Колорадо в Аризоне до Нью-Мексико и зоны Снейк — Ривер — Абсарока — Йеллоустонский парк в США. С позднеальпийским этапом связаны месторождения меднопорфировых руд в Каскадных горах с абсолютным возрастом от 6,25 до 24,0 млн. лет

и Алеутского архипелага с абсолютным возрастом от 3,3 до 6,2 млн. лет.

В целом развитие орогенических процессов в Кордильерах продвигалось с востока на запад с разрастанием в этом же направлении поднятий и продвижением фронта гранитоидного магматизма и образованием медно-молибденовых (меднопорфировых) месторождений. Лишь в поздненевадийское (среднемеловое) и ларамийское время область проявления орогенических процессов разрасталась не только в западном, но и в восточном направлении. Здесь мы имеем классический пример распространения магматизма и сопровождающего его медно-молибденового оруденения в период орогенного развития геосинклинали из эвгеосинклиальной зоны в миогеосинклиальную. Последнее обстоятельство В.Е. Хаин (1971 г.) объясняет неравномерным развитием здесь эвгеосинклиальной и миогеосинклиальной зон (в пределах США эвгеосинклиальная зона в полтора-два раза, а в Канаде — в два-три раза шире, чем миогеосинклиальная). По его выражению, поднятия, складчатость и магматизм, охватив миогеосинклиальную зону, быстро перешагнули через нее и распространились на часть платформы, а к олигоцену воздымания в ослабленной форме (не сопровождаясь складчатостью) проявились и в области Великих равнин. Однако, как нам представляется, дело не только в неравномерном развитии эвгеосинклиальной и миогеосинклиальной зон. Дело в том, что зона эпиплатформенного орогенеза в Кордильерах имеет прерывистый характер и области его проявления сопряжены с зонами глубинных поперечных разломов, что особенно ярко проявилось в центральном сегменте Кордильер. Это структуры Кер Д'Ален, поперечный порфировый пояс Айдахо, пояса Глоб и Санта-Рита, которые так или иначе расположены на продолжении зон трансформных разломов Мендосино и Мюррей, установленных в коре Тихого океана. Особенность геотектонических позиций медно-молибденовых месторождений Северо-Американских Кордильер заключается в том, что они формировались в течение всего длительного периода орогенного развития этого региона, начиная с ранней юры и вплоть до позднего неогена. При этом, как показал анализ, и в пространстве, и во времени эти месторождения и влияющий на их образование магматизм тесно связаны главным образом со структурами поднятий, формировавшихся здесь в разное время в результате эпигеосинклиальных орогенических процессов.

В связи с этим точка зрения [32], что лишь юрско-раннемеловые медно-молибденовые месторождения связаны с периодом орогенного развития Кордильер, а эоценовые и олигоценные медно-молибденовые месторождения должны быть отнесены к активизированной области Скалистых гор, находится в противоречии с историей геологического развития этого региона. Вряд ли целесообразно также классифицировать магматизм и связанное с ним оруденение, проявляющиеся в период эпигеосинклиальной орогении в миогеосинклиальных зонах, как процессы тектоно-магматической активизации плат-

форм и областей завершенной складчатости. В последнее время термин активизация получил очень широкое толкование и порой вносит путаницу и неопределенность. Поэтому вместо него лучше употреблять более четкий термин эпиплатформенная орогения применительно к процессам, обусловившим образование так называемых структур "третьего типа", что и делают В.В. Белоусов, В.Е. Хаин и др.

На Малом Кавказе медно-молибденовые месторождения находятся в области альпийской складчатости, в так называемой складчатой зоне Армении, выделенной К.Н. Паффенгольцем и расположенной к юго-западу от области раннеальпийской Малокавказской эвгеосинклинали. Согласно Е.Е. Милановскому и В.Е. Хаину (1968 г.), этот участок земной коры представляет собой обломок срединного массива, который в сеноне — эоцене оказался втянутым в крупное погружение с накоплением флишоидных и вулканогенных образований. В олигоцене начинаются общее воздымание зоны и ее наиболее интенсивная складчатость. В олигоцене — миоцене формируется толща андезитов, трахиандезитов, липаритов, трахилипаритов, их туфов и туфолесчаников. В это же время в связи с процессами воздымания зоны образуются плутоны пестрого состава.

По радиологическим исследованиям (Р.Х. Гукасян, Б.М. Меликсетян, 1965 г.), установлен возраст ранней габбро-монзонит-граносиенитовой фазы 37—39 млн. лет (поздний эоцен — олигоцен) и более поздней гранодиорит-гранитной фазы — 23—24 млн. лет (ранний миоцен). С этими плутонами и прорывающими их дайками порфириновых пород ассоциируют следующие месторождения медно-молибденовых руд: Джиндаринское, Парагачайское, Дастакертское, Анкаванское. В плиоцене некоторые из рудоносных плутонов были выведены на поверхность и перекрыты угленосными отложениями. Плиоцен и четвертичное время — завершающий этап орогенного развития альпийской геосинклинали Малого Кавказа, он характеризуется обширными излияниями базальтов и андезито-базальтов.

В зоне Балхашского антиклинория и на сопредельных с ней территориях развиты медно-молибденовые месторождения герцинского возраста (см. рис. 10). Эта зона находится в области Центрально-Казахстанской герцинской складчатости, которая с трех сторон окружена каледонидами. Каледонская складчатость не привела здесь к ликвидации геосинклинального режима (А.А. Богданов, 1959 г., А.М. Барсук, 1956 г.), и в первой половине девона эта территория была частью обширного морского бассейна, ограниченного с севера, востока и запада сушей, на которой происходила интенсивная вулканическая деятельность с накоплением пирокластов кислого и среднего состава. В морском бассейне вплоть до турнейского времени накапливались терригенные осадки, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками, туффитами, мелкообломочными туфами, пирокластическими образованиями дацитового, андезитового и липаритового состава и реже с карбонатными отложениями.

В фаменско-турнейское время были заложены основные элемен-

ты позднепалеозойской структуры рассматриваемой территории — Балхашское поднятие и обрамляющие его крупные прогибы со следами вулканической деятельности и отложением пирокластов (Северо-Балхашский и Токрауский синклиории).

Начиная с восточной территории Северо-Балхашского и Токрауского синклиориев в континентальных условиях накапливались вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения, а на территории Балхашского антиклинория преимущественно в морских и прибрежно-морских условиях — карбонатные, терригенные и туфоогенно-терригенные отложения, среди которых встречаются и континентальные образования. В это время продолжали развиваться все крупные структурные элементы Северного Прибалхашья, заложенные в фаменско-турнейское время. Формирование этих структур завершилось внедрением крупных плутонов, сложенных гранодиоритами, гранитами и диоритами, прорывающими верхнекаменноугольные отложения. С этими гранитоидами и прорывающими их дайками и штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, лампрофиров ассоциируется медно-молибденовое оруденение. В контроле интрузивных пород и оруденения большую роль играют разрывные нарушения северо-западного, близширотного и близмеридионального простираний.

Кураминскую зону трактуют как срединный массив, расположенный между каледонским и герцинским Тянь-Шанем (Белоусов, 1978 г.). В позднем силуре — раннем девоне на месте Кураминской зоны образовалось каледонское антиклинальное поднятие с широким развитием в нем вулканогенных пород андезитового, андезит-дацитового, дацитового и липаритового состава, а также адамеллитов, аляскитовых гранитов, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, которые завершили каледонский цикл развития Кураминской зоны.

В живетский век в условиях глыбовых перемещений происходит общее погружение территории и заложение прогиба, в котором накапливались мощные (до 3,0—3,5 тыс. м) толщи карбонатных и терригенно-карбонатных пород ($D_2\text{gv} - C_{1-2}$). Эти породы смяты в крупные линейные складки северо-восточного простирания. На них с резким угловым несогласием залегает ниже-среднекаменноугольная минбулакская свита вулканических пород среднего и кислого состава, прорванная крупными интрузивами, в составе которых гранодиориты, граносиениты, граниты, диориты, монзониты, сиенит-диориты, габбро. Возраст этих интрузивных пород определяется условно как средне-позднекаменноугольный. В позднем карбоне и перми здесь формируется вулканическая толща, сложенная эффузивами андезитового, трахиандезитового, липаритового, дацитового и трахидацитового состава.

Медно-молибденовое оруденение (рис. 28) развито в экзо- и эндо-контактных зонах крупных интрузивов, где оно ассоциируется с дайками и штоками гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, гранит-порфиров, диорит-порфиров и лампрофиров. Дайки и рудная минерализация контролируются разрывными нарушениями близширотного

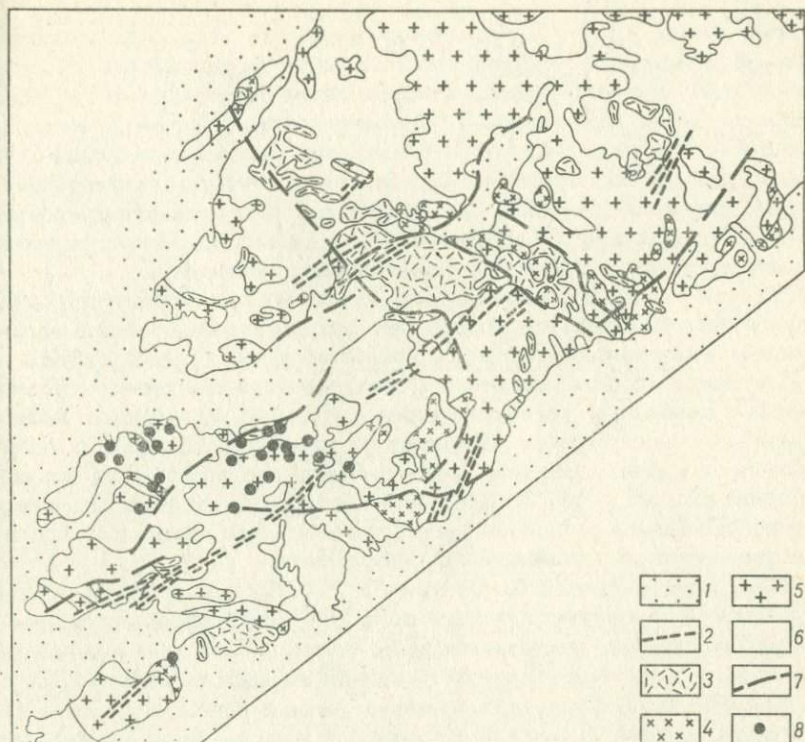


Рис. 28. Схема размещения медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений в зоне Кураминского антиклинория.

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — пояса кислых и основных даек пермского возраста; 3 — вулканогенные образования пермского возраста; 4 — аляскинские граниты, граносиениты, сиенит-диориты; 5 — гранодиориты, диориты; 6 — палеозойские образования, вмещающие плутоны пестрого состава; 7 — тектонические нарушения; 8 — месторождения и рудопроявления

и северо-западного простирания, а также местами пересечения этих нарушений. Подчеркивается большое значение ряда крупных разломов — Карабуланского, Бургундинского, Мисканского, Баштавакского и других, которые расчленяют всю территорию на отдельные блоки.

Верхний возрастной предел медно-молибденового оруденения Кураминской зоны устанавливается на основании того, что в районе месторождения Сары-Чеку в породах жерловых фаций пермского возраста обнаружены ксенолиты медно-молибденовых руд (Дж. Матчанов, Р.А. Мусин, 1967 г.).

Нередко меднопорфировые месторождения Кураминской зоны связывают с процессами тектоно-магматической активизации [32]. Однако правомерно ли это? Превратилась ли Кураминская зона в результате каледонской складчатости в платформу или область завер-

шенной складчатости? В герцинское время эта область погружалась, здесь формировался глубокий прогиб, заполнявшийся достаточно мощной толщей морских осадков, которые затем были смяты в линейные складки. Далее здесь широко проявился магматизм, ничем не отличающийся от магматизма, характерного для эпигеосинклинальной орогении складчатых областей. Следовательно, период формирования позднегерцинских плутонов и связанного с ними меднопорфирового (медно-молибденового) оруденения, на наш взгляд, нельзя отрывать от орогенной стадии развития герцинской геосинклинали.

Южная часть Красноярского края является отчетливо выраженной молибденоносной провинцией. Молибденовые и медно-молибденовые месторождения и рудопроявления здесь широко развиты в относительно хорошо изученных в геологическом отношении и экономически освоенных районах восточного склона Кузнецкого Алатау и его восточных отрогов (Хакасская автономная область), а также в менее изученных районах Восточно-Саянского хребта. Вся эта территория входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса и в тектоническом отношении является областью байкальской и в большей своей части раннекаледонской складчатости.

Как подчеркивают В.П. Арсентьев и П.М. Хренов (1976 г.), раннекаледонский тектогенез, начавшийся с вендского времени, проявился вертикальными движениями вдоль сравнительно узких ослабленных зон в консолидированном складчато-метаморфическом субстрате. Эти движения обусловили заложение асимметричных приразломных прогибов, которые в кембрии расширились и заполнялись преимущественно карбонатными и рифогенно-вулканогенными образованиями. Преобразование прогибов в грабен-синклинии и последующие глыбово-складчатые дислокации позволили В.П. Арсентьеву и П.М. Хренову считать венд-кембрийские тектонические процессы самостоятельными.

Важной особенностью раннекаледонского этапа развития рассматриваемой территории является то, что, несмотря на относительно слабую вулканическую деятельность периода седиментации, здесь широко проявился гранитоидный магматизм (раннепалеозойские батолиты Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и его восточных отрогов), связанный с периодом эпигеосинклинального орогенного развития ранних каледонид.

Раннепалеозойские тектонические структуры восточных отрогов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна разделены группой Минусинских впадин, которые развивались в течение среднего и позднего палеозоя. Впадины выполнены континентальными красноцветными обломочными и вулканогенными формациями от основного до кислого состава, в значительной своей части щелочными или повышенной щелочности. Девонские вулканогенные породы распространены преимущественно по окраинам впадин в связи с разломами, отделяющими эти впадины от выступов нижнепалеозойского фундамента. Вся формация вулканогенных образований прорвана сиенитами, кварцевыми

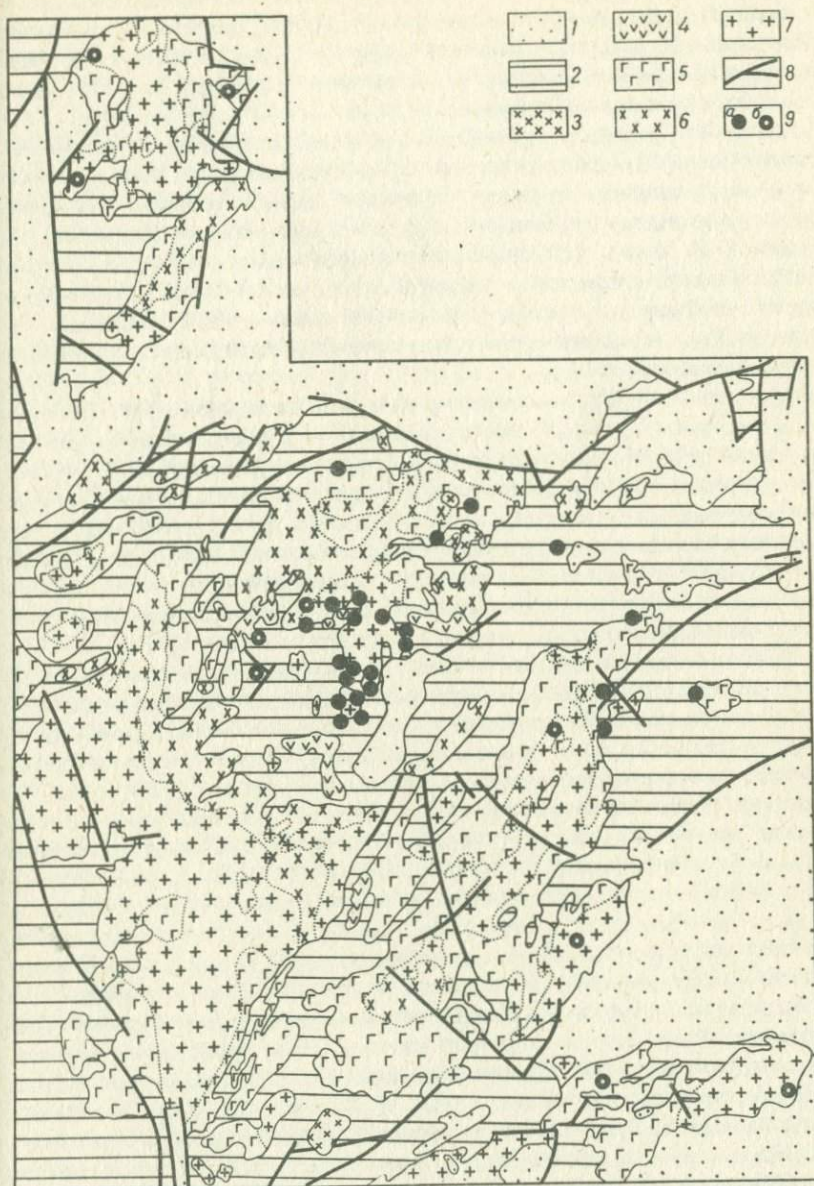


Рис. 29. Размещение молибденовых месторождений и рудопроявлений на территории Хакассии. По данным геолого-съёмочных работ КТГУ.

1 — красноцветные и эффузивно-осадочные образования девона и карбона;
 2 — осадочные и осадочно-вулканогенные породы рифея — нижнего кембрия;
 3 — девонские щелочные интрузивы; 4 — субвулканические габбро-диабазы, каледонские интрузивные породы; 5 — габбро, диориты, сиенит-диориты; 6 — сиенит, граносиениты; 7 — граниты; 8 — разломы; 9 — месторождения и рудопроявления: а — меди и молибдена в скарнах, б — молибдена в штокверках

сиенитами, а также габбро и их производными с повышенной щелочностью. Вулканогенные и интрузивные породы, связанные с развитием Минусинских впадин, являются доживетскими. Живетские и более поздние отложения палеозоя представлены красноцветными и угленосными отложениями (Лучицкий, 1960 г.).

В начале мезозоя Алтае-Саянская складчатая область вступила в платформенный период развития. В центральной части Восточного Саяна в зонах глубинных разломов присутствуют небольшие тела щелочных гранитоидов (сейбинский комплекс) мезозойского возраста, которые О.И. Пятов (1976 г.) рассматривает как аналоги проявлений мезозойского магматизма в Прибайкалье и Монголии. В неогеновое время в Восточном Саяне происходило излияние базальтовых лав, что привело к образованию горизонтально залегающих платобазальтовых покровов.

Практически все известные к настоящему времени молибденовые и медно-молибденовые месторождения и рудопроявления рассматриваемой территории находятся в раннекаледонских тектонических структурах и пространственно тесно связаны с плутонами гранитоидов раннепалеозойского возраста (рис. 29). В восточной части Кузнецкого Алатау и его восточных отрогах батолиты раннепалеозойских гранитоидов в основном являются конкордатными по отношению к складчатым структурам и связаны с крупными разломами осевых частей антиклинальных структур, слагая ядра последних.

В Восточном Саяне раннепалеозойские гранитоиды развиты главным образом в пределах Сисим-Казырской структурно-фациальной зоны, ограниченной с востока глубинным Восточно-Саянским разломом, от которого к западу и северо-западу отходят оперяющие нарушения, контролирующие расположение гранитоидов. Гранитоиды слагают крупные, удлиненной формы плутоны, конкордатные по отношению к складчатым структурам. Плутоны характеризуются близширотной ориентировкой и так же, как и в восточных отрогах Кузнецкого Алатау, обычно приурочены к ядрам антиклинальных структур.

Все молибденовые и медно-молибденовые месторождения и рудопроявления четко подразделяются на два типа — скарновый и штокверковый. Скарновые месторождения расположены преимущественно на контактах каледонских гранитоидных массивов с карбонатными породами. Реже они встречаются на некотором удалении от интрузивов в контактах карбонатных и алюмосиликатных вмещающих пород. Особенно многочисленны скарновые месторождения в связи с Улено-Туимским и Тарбанским массивами (Киялых-Узенское, Уленьское, Глафиринское, Сосновское и др.), реже они встречаются по периферии Уйбатского (Юлия Медная) и Сырского массивов.

Для определения геотектонических позиций скарновых медно-молибденовых месторождений важно подчеркнуть наличие на ряде месторождений внутрирудных жильных пород. Так, по данным А.М. Кузьмина (1946 г.), дайки аплитов и аплит-пегматитов, пересекающие на Туимском месторождении скарны, сами рассечены шеели-

тоносными кварцевыми прожилками. На Киялых-Узеньском месторождении М.М. Петров установил, что дайки аплитов и гранит-порфиоров пересекают скарны с медным оруденением и, в свою очередь, пересечены более поздними кварцевыми прожилками с молибденитом, а еще более поздние послемолибденоворудные дайки диабазовых порфиритов брекчированы по контактам и цементированы минеральной ассоциацией карбонатов, флюорита, пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита. Такие взаимоотношения оруденения с жильными породами каледонских гранитоидных плутонов свидетельствуют в пользу генетической связи скарных месторождений с этими плутонами.

Оруденение штокверкового типа, так же как и скарные месторождения, пространственно тесно связаны с плутонами нижнепалеозойских гранитоидов. большей частью это оруденение находится в пределах плутонов и располагается в их ближайших эндоконтактных зонах. В современном эрозионном срезе проявления этого оруденения размещаются по периферии крупных плутонов (Ничкурюпское и др.), а также в их центральных, но едва вскрытых эрозией частях (Сорское и др.). Благоприятны для локализации штокверкового оруденения экзо- и эндоконтактные зоны апикальных, часто штокообразных выступов скрытых на глубине интрузивных тел (Ипчульское, Джетское). Рудопроявления, встречающиеся в существенно эродированных плутонах, как правило, незначительны по своим масштабам (Адырлыкское, Бейское, Камыштинское и др.). Кроме того, имеются месторождения полностью локализованные в экзоконтактных зонах гранитоидных плутонов. Примером такого оруденения является Агаскырское месторождение, расположенное в 2,5–3,0 км от гранитоидов Саралинского плутона, в зоне интенсивно гранитизированных вмещающих вулканогенных пород.

Верхний возрастной предел молибденовых и медно-молибденовых месторождений устанавливается на основании того, что корни ранне-среднедевонских эффузивов отчетливо проявляются как образования более поздние по сравнению с этими месторождениями. На Сорском месторождении дайки андезитовых и диабазовых порфиритов, а также более поздних ортофиоров рассекают рудную минерализацию. На рудопроявлении Бейка дайки андезитовых, андезит-дацитовых и ортофиоровых пород, являющихся аналогами расположенных в 1,5 км девонских эффузивов, также рассекают рудную минерализацию.

Указанные взаимоотношения оруденения с магматическими породами свидетельствуют в пользу генетической связи молибденовых и медно-молибденовых месторождений, а также рудопроявлений Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна с комплексом раннепалеозойских гранитоидов. На это же указывает и наметившаяся зависимость вещественного состава руд месторождений от петрохимии материнских плутонов. В многочисленных скарных месторождениях, связанных с Улено-Туимским плутоном (Киялых-Узеньское, Уленьское, Глафиринское и др.), медь заметно преобладает над молибденом. Для месторождений, ассоциирующихся с Уйбатским плутоном, медь также весь-

Таблица 6

Результаты определения радиологического возраста Сорского, Агаскырского и Джетского молибденовых месторождений калий-аргоновым методом

№ опыта*	Минерал, название месторождения	K, %	Радиогенный Ar ⁴⁰ , см ³ /г	Возраст, млн. лет	Масс-спектрометры
1	Биотит из кварц-полевошпатовых тел с сульфидной минерализацией Сорского месторождения	8,05	$16,33 \cdot 10^{-5}$	470±20	МИ-1309
	То же	8,05	$16,31 \cdot 10^{-5}$	470±10	ММ-600
2	Мусковит рудной минерализации Агаскырского месторождения	8,89	$18,31 \cdot 10^{-5}$	476±10	ММ-600
3	Мусковит рудной минерализации Джетского месторождения	8,3	$18,11 \cdot 10^{-5}$	501±10	ММ-600
4	Биотит из биотит-роговообманковых гранитов Ольховского массива	6,3	$20,5 \cdot 10^{-8}$	485	—
5	Биотит из лейкократовых гранитов Ничкинского массива	4,77	$15,8 \cdot 10^{-8}$	495	—

* Определения № 4 и 5 заимствованы из работ И.Г. Полякова и др., 1965 г.

ма характерна и присутствует в рудах как основной или попутный компонент (Юлия Медная и др.). Но для месторождений и рудопроявлений, связанных с Саралинским (Агаскырское, Ничкурупское), Сырским (Камыштинское, Ужунжильское), Тыгертышским (Адырлыкское) плутонами, а также с ольховским комплексом пород в Восточном Саяне (Джетское, Перевальная Маетка, Агульское и др.) медь малохарактерна. Эти отличия в вещественном составе руд в определенной мере коррелируются с изменениями основности и щелочности материнских плутонов. Уменьшение роли меди в месторождениях связано с меньшей основностью материнской магмы; увеличение роли молибдена — обусловлено повышением ее щелочности.

Определения абсолютного возраста оруденения, проведенные в ВИМСе Е.М. Колесниковым на материале, собранном Н.И. Сорокиным для месторождений Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна, дали результаты (табл. 6), по существу совпадающие с абсолютным воз-

растом (480—500 млн. лет) гранитоидов, с которыми пространственно это оруденение ассоциирует.

Приведенные данные свидетельствуют о раннекаледонском возрасте оруденения, которое пространственно ассоциирует с крупными плутонами гранитоидов, образовавшихся в орогенный период развития раннекаледонской геосинклинали восточных отрогов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.

Существует и другая точка зрения, согласно которой с гранитами нормальной щелочности средне-позднепалеозойского возраста в центральной части Восточного Саяна связано молибденовое оруденение (О.И. Пятов, 1976 г.). Однако авторы не располагают этими данными. Известно лишь, что в районе Минусинских впадин в девонских нефелиновых сиенитах встречается редкая вкрапленность молибденита, которая практического значения не имеет. Степень изученности Восточного Саяна на молибден пока еще такова, что не дает возможности уверенно связывать промышленный тип молибденового оруденения с магматизмом средне-позднепалеозойского возраста. Детальное же изучение недавно открытого в Восточном Саяне Джетского молибденового проявления показало его раннекаледонский возраст.

Большую роль в формировании месторождений молибдена играли разрывные тектонические нарушения, служившие путями проникновения рудоносных растворов, и особенно места пересечений нарушений разных направлений. В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау это зоны близмеридиональных региональных разломов глубокого заложения и места их сопряжения со структурами Батеневского кряжа северо-восточного и близширотного простираний, в пределах восточных отрогов Кузнецкого Алатау — места пересечения разломов и зон повышенной трещиноватости северо-западного простирания с более древними зонами северо-восточного и близширотного направлений.

Нередко повышенной рудоносностью характеризуются выступы каледонского фундамента по окраинам Минусинских впадин в районах развития девонских эффузивов. Вероятно, это связано с тем, что здесь месторождения и рудопроявления наименее эродированы вследствие того, что они оказались в опущенных блоках и, возможно, какой-то период времени находились под покрывкой девонских пород. Это обстоятельство имеет существенное значение для сохранности оруденения, формировавшегося на небольших глубинах в каледонское время, поскольку область раннекаледонской складчатости впоследствии длительное время подвергалась процессам эрозии и к настоящему времени ее структуры и магматические образования достаточно глубоко эродированы.

Итак, рассмотрение геологических позиций медно-молибденовых месторождений в различных складчатых областях показывает следующее. Месторождения медно-молибденовой формации формируются в связи с магматизмом эпигеосинклинальной орогении. Большая их часть находится в зонах эвгеосинклинального развития, главным об-

разом в геоантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении; иногда они приурочены к зонам стыка разновозрастных складчатых систем и к срединным массивам. Лишь немногие из месторождений медно-молибденовой формации, как, например, в Кордильерах США, распространены в зонах предшествовавшего миогеосинклинального развития, подвергшихся на стадии эпигеосинклинальной орогении магматическому воздействию. Развитие большей части геоантиклинальных рудоносных структур совершалось более чем в один геологический цикл, и многие из них должны быть отнесены к геоантиклиналям остаточного типа. После главной фазы складчатости в связи с общим воздыманием геоантиклиналей и началом орогенных процессов во всех регионах, несущих медно-молибденовые месторождения, развивался удивительно однотипный вулканоплутонический магматизм, представленный андезитовыми и трахиандезитовыми формациями и формацией плутонов пестрого состава. В строении последних участвуют монцониты, диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты, а также небольшие штоки, силлы, дайки гранит-порфиоров, монцонит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, диоритовых порфириров, лампрофиоров.

Медно-молибденовые месторождения развиты в экзо-эндоконтактовых зонах батолитов пестрого состава. Наиболее тесно во времени и в пространстве оруденение ассоциирует с малыми интрузивными телами порфировых пород. И те и другие контролируются разрывными нарушениями, как согласными с общим направлением складчатых структур, так и поперечными или косоориентированными к ним. Рудные районы и отдельные месторождения приурочены к местам пересечения таких нарушений. Рудоносные разрывные нарушения проходят вдоль их контактов.

В молодых складчатых областях отчетливо видно, что после образования медно-молибденовых месторождений и окончания близкой к ним по времени проявления магматической деятельности наступал заключительный этап орогенного развития, характеризовавшийся излиянием базальтов и андезит-базальтов.

МАГМАТИЗМ

Плутоны пестрого состава залегают среди чередующихся толщ вулканогенных, терригенных и карбонатных отложений зон эвгеосинклинального развития и реже среди карбонатных и терригенных пород миогеосинклинальных зон. Площади их выходов на поверхность достигают нескольких тысяч квадратных километров. Примерами детально изученных плутонов являются кайнозойский Мегри-Ордубадский на Малом Кавказе, герцинский Алмалыкский в Кураминской зоне, каледонские Уйбатский и Улено-Туимский в Батеневско-Беллыкской зоне. Для них характерны пестрый петрографический состав, безусловное влияние на него вмещающих пород и многофазность магматического процесса.

Породы ранней фазы представлены монцонитами, гранодиоритами, сиенитами, сиенит-диоритами, диоритами, меньше габбро-диоритами и габбро. В целом они характеризуются резко варьирующим количественно-минеральным составом, частыми и быстрыми сменами структурно-минеральных разностей. В следующую фазу формировались кварцевые сиениты и граносиениты, а также нормальные щелочноземельные породы — порфиroidные кварцевые диориты, трондьемиты и гранодиориты. Породы второй фазы в общих чертах обладают теми же петрологическими особенностями, что и породы первой фазы. Их главными отличиями являются отчетливо выраженная порфиroidность и в общем несколько более кислый состав. Порфиroidные выделения представлены преимущественно плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, в разностях основного и среднего состава — клинопироксеном и роговой обманкой.

Третью фазу образуют биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, адамеллиты, граносиениты, а также лейкократовые граниты. Они характеризуются порфиroidным строением; их основная масса, в которую погружены вкрапленники калиевого полевого шпата, роговой обманки, олигоклаз-андезина, реже биотита и кварца, обладают гипидиоморфнозернистой, реже микропегматовой и аплитовой структурами.

В преобладающей части пород, слагающих плутоны пестрого состава, наблюдаются парагенезисы калиевого полевого шпата с андезитом, лабрадором, роговой обманкой, пироксеном и биотитом. Начало кристаллизации калиевого полевого шпата часто опережало начало кристаллизации всех других вышеперечисленных минералов.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, монацитом, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, в наиболее кислых разностях пород изредка встречаются ксенотим, анатаз, рутил, эвксенит, касситерит, молибденит.

По минеральному и химическому составу рассматриваемые породы относятся к щелочноземельной серии. Вместе с тем они характеризуются следующими особенностями: 1) пересыщенностью глиноземом и недосыщенностью кремнеземом по сравнению со средними типами пород, по Р. Дэли; 2) содержание кальция и железа выше, чем в средних типах пород; 3) щелочность колеблется в значительных пределах; наряду с разностями, отвечающими средним типам пород, имеются породы с заметно повышенной щелочностью (рис. 30).

Согласно систематике магматических пород Ю.А. Кузнецова (1964 г.), они могут быть отнесены к формации батолитов пестрого состава, при формировании которых большую роль играли процессы магматического замещения и ассимиляции. Состав образующихся магматических пород, согласно Д.С. Коржинскому (1955 г.), в первую очередь зависит от химических потенциалов щелочей, режим которых в значительной мере зависит от состава замещаемых пород и от соотношения возникающих диффузионного и инфильтрационного потоков. Преобладание диффузионного потока ведет к ассимиляции вмещаю-

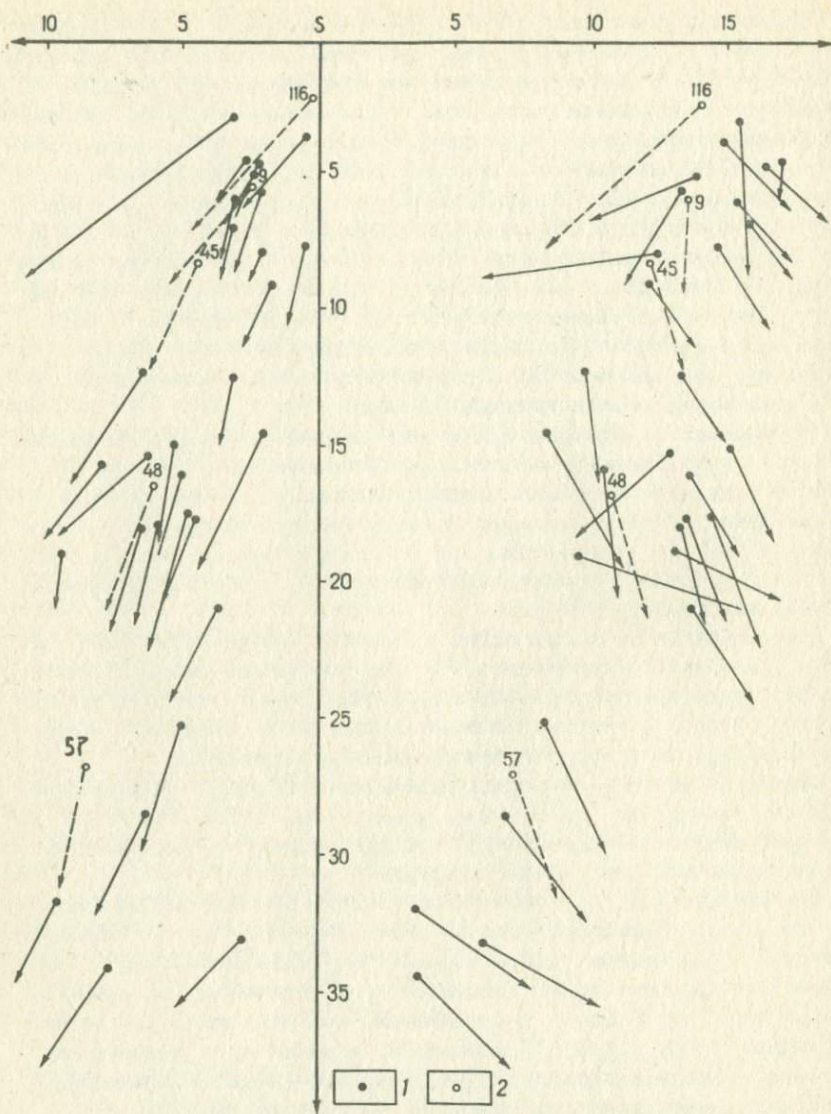


Рис. 30. Диаграмма химических составов пород, слагающих Уйбатский и Улено-Туимский батолиты (Хакассия).

1 — фигуративные точки пород, слагающих Уйбатский и Улено-Туимский батолиты; 2 — то же, магматических пород среднего состава (по Р. Дэли); 116 — аляскит, 9 — щелочноземельный гранит, 45 — гранодиорит, 48 — диорит, 57 — габбро

щих пород, а в случае существенно инфильтрационного процесса компоненты, избыточные против котектического состава магмы, выносятся и накапливаются во вмещающих породах, в результате чего происходит базификация последних перед фронтом магматического замещения.

Во время формирования батолитов пестрого состава развитие процесса магматического замещения по магматическим породам среднего и основного состава приводило к образованию следующего обобщенного ряда пород (от контакта в глубь интрузива): габбро-диорит — кварцевый диорит — сиенит-диорит — монзонит; в тыловых зонах этого ряда располагаются гранодиориты и граниты, слагающие центральные части магматического тела. Контакты батолитов с карбонатными породами всегда бывают резкими. При этом карбонатные породы испытали перекристаллизацию, а магматические породы обнаруживают повышенную щелочность, особенно на контакте с доломитами, и бывают представлены граносиенитами, сиенитами, сиенитодиоритами. В некоторых случаях на контакте с доломитами повышение щелочности приводит к образованию нефелиновых сиенитов.

Сложность и пестроту петрографического состава плутонов, материнских для медно-молибденовых месторождений, справедливо объясняют многофазностью интрузивного процесса, сложной магматической дифференциацией и процессами глубинного гибридизма. Наличие в плутонах пород основного состава, образовавшихся в самую раннюю магматическую фазу, широкое развитие гибридных разновидностей и завершение магматического процесса образованием пород кислого состава позволяют также предположить, что в формировании плутонов пестрого состава участвовали две магмы (подкоровая основная и коровая кислая) и что значительная часть гибридных пород является результатом смешивания этих магм.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Послемагматические процессы, формировавшие медно-молибденовые месторождения, развивались стадийно и начинались с дорудных калишпатизации и сменявшей ее альбитизации продуктивных гранитоидов, а также скарнирования карбонатных пород экзоконтактов.

Калишпатизированные породы обычно распространены широко, в то время как альбитизированные породы развиты незначительно. Зоны калишпатизации мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, ориентированные в одном или нескольких направлениях в соответствии с характером трещиноватости пород, предшествовавшей этому процессу, обычно находятся в центральных частях месторождений и прослеживаются на глубину до 700—1000 м. В ряде случаев, как, например, на Сорском месторождении, калишпатизированные породы наряду с четкими зонами образуют тела столбообразных, линзообразных и паукообразных форм. Размер таких тел в поперечнике достигает десятков и даже сотен метров. В плане размер

ореола калишпатизированных пород нередко составляет 1,0—1,5 км².

Зоны калишпатизированного гранита на 95—98 % сложены калиевым полевым шпатом, с которым ассоциирует кварц, выполняющий промежутки между его зернами. Иногда в краевых частях таких калишпатовых и кварц-калишпатовых тел наблюдаются выделения биотита в количестве до 5—10 %. Структура этих пород обычно крупнокристаллическая. Переход от неизмененного гранита к такой калишпатовой породе довольно резкий, прослеживающийся на расстоянии всего 1—2 см, независимо от мощности всей зоны калишпатизации. Резко увеличивающаяся пористость калишпатизированных пород является благоприятным фактором для последующего отложения здесь рудных минералов. Альбитизированные породы встречаются редко в виде отдельных зон небольшой мощности.

Скарны развивались в условиях карбонатной среды, реже эффузивов среднего состава (Южный Янгикан). Особенно широко они распространены на медно-молибденовых месторождениях Хакассии, где связаны с Улено-Туимским, Уйбатским и Сырским плутонами. На Малом Кавказе это месторождения Анкаванское и Гехи, а в Казахстане — Каратас I и Саякское.

Пласты и линзы — наиболее характерные формы скарновых тел простого и сложного строения, расщепляются, изогнуты в виде складок, окаймляют контакты интрузивов прерывистыми или непрерывными зонами. Размеры скарновых залежей также разнообразны — от крупных протяженностью в несколько километров до небольших, измеряемых лишь десятками метров.

На охарактеризованные дорудные метасоматические образования накладывалась рудная минерализация. В основном она связана с различными кварцевыми образованиями.

Кварцевые образования с магнетитом являются самыми ранними среди других послемагматических кварцевых проявлений; они распространены обычно незначительно и представлены маломощными прожилками. Магнетит в кварце образует гнездовые и равномерно вкрапленные выделения. На контактах с магнетит-кварцевыми образованиями во вмещающих породах биотит обычно замещен хлоритом, а по полевым шпатам развиты единичные листочки серицита.

Кварцевые образования с молибденитом и сульфидами меди слагают жилы, маломощные прожилки, иногда крупные линзы или тела штокообразной формы. Они секут все вышеохарактеризованные послемагматические проявления и создают основное медно-молибденовое оруденение. На промышленных месторождениях эта минерализация развивалась пульсационно и по сравнению с другими процессами была значительно растянута во времени.

Молибденит в прожилках ассоциирует с сульфидами меди: халькопиритом, борнитом, рутилом, энаргитом, а также пиритом, содержащим выделения кубанита. Распределение этих рудных минералов в кварце характеризуется значительным разнообразием. Они встречаются и отдельно друг от друга, и в различных комбинациях друг с другом

в виде равномерной вкрапленности и гнездовых скоплений. Кристаллы молибденита идиоморфны по отношению к пириту и сульфидам меди, корродируются ими и нередко бывают включены в их выделения. В свою очередь, пирит корродируется и замещается сульфидами меди. Это дает основание считать, что последовательность выделения минералов следующая: молибденит — пирит — халькопирит и др.

В самых ранних кварцевых прожилках с молибденовой и медной минерализацией молибденит обычно резко преобладает над сульфидами меди. По мере развития рудного процесса в более поздних рудных образованиях он постепенно уступает место сульфидам меди, так что самые поздние прожилки из этой серии являются существенно меднорудными при незначительном содержании молибдена.

Однако из этого правила имеются исключения. Так, почти во всех кварцевых и штокверковых медно-молибденовых месторождениях Хакасии основная медная минерализация предшествует главной молибденовой минерализации. Аналогичная картина наблюдается и на Дастакертском скарновом месторождении Малого Кавказа.

На месторождении Эль-Тениенте (Чили) кварцевые образования с молибденитом и сульфидами меди в значительных количествах содержат турмалин. Однако в целом для медно-молибденовых месторождений борная минерализация малохарактерна. Лишь на некоторых скарновых месторождениях присутствует датолит в незначительных количествах.

Следует подчеркнуть, что на промышленных месторождениях, где кварцевые образования содержат значительные количества молибденита или молибденита и сульфидов меди, ассоциирующийся с ними пирит обычно присутствует в небольшом количестве. На непромышленных месторождениях, где кварцевые жилы и прожилки характеризуются невысокими содержаниями молибденита, содержание пирита в них резко возрастает и превосходит содержание молибденита; кроме того, здесь вместе с пиритом часто ассоциирует магнетит. Примерами таких месторождений могут служить в Батеневско-Беллыкском поднятии рудопроявление Адырлых, в Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа — Загиндзорское, Мроцкое, Твакарское, Команлуйское и др.

Кварцевые прожилки с пиритом широко распространены практически на всех медно-молибденовых месторождениях. Их мощность обычно не превышает 5—6 см. В прожилках мощностью от 0,5 см и более обычно преобладает кварц, в прожилках меньшей мощности содержание кварца уменьшается, и они становятся существенно пиритовыми. В них помимо пирита часто встречается флюорит, в незначительных количествах присутствуют халькопирит и очень редко молибденит и золото. Пирит-кварцевые прожилки рассекают все вышеохарактеризованные минеральные проявления или накладываются на них, усложняя строение ранее образованных жил и прожилков. На месторождениях жильного типа они обычно развиты вдоль контактов ранее образованных кварцевых жил.

Пирит-кварцевые прожилки и жилы сопровождаются интенсивной

серицитизацией вмещающих пород. Около них развиты последовательно сменяющие одна другую (от неизмененного гранита к кварцевой жиле) зоны слабосерицитизированного, сильносерицитизированного гранита и мусковит-кварцевой породы, содержащие до 2—3 % пирита.

Полиметаллическая минерализация представлена жильными и прожилковыми образованиями, в которых главными минералами являются кварц, мусковит, карбонаты, галенит, сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, висмутин, самородный висмут; второстепенные и редкие минералы — галеновисмутит, буланжерит, арсенипирит, параргирит, гессит, джемсонит, аргентит, самородные серебро и золото. Околорудный метасоматоз в связи с полиметаллической минерализацией характеризуется интенсивной серицитизацией или березитизацией вмещающих пород. Это типичный процесс кислотного выщелачивания с образованием полной метасоматической колонки, по Д.С. Коржинскому.

Аргиллизированные породы обычно широко распространены в пределах месторождений медно-молибденовой формации. Они образуют зоны мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и прослеживаются на глубину до 500—700 м. Процесс аргиллизации состоял в замещении плагиоклаза и темноцветных минералов гранитоидов, глинистых минералов и карбонатов. На Каджаранском месторождении глинистые минералы представлены только каолинитом. Аргиллизированные породы характеризуются метасоматически-зональным строением.

Во внешней зоне изменение гранитоидов сводится к замещению пироксена и роговой обманки карбонатом и сфена — лейкоксеном.

Следующая зона состоит из кварца, калиевого полевого шпата, альбита, биотита, глинистых минералов и карбонатов. Здесь глинистыми минералами и карбонатами замещается плагиоклаз. Далее следует зона, в которой к ранее названным замещенным минералам гранитоидов прибавляется биотит. Наконец, максимально аргиллизированные граниты состоят из кварца, калиевого полевого шпата, глинистых минералов и карбоната. В результате процесса аргиллизации из пород почти полностью выносятся натрий, в значительной мере оказались удаленными калий и кальций, уменьшились содержания кремнезема, местами железа, алюминия, резко увеличились содержания углекислоты, кристаллизационной воды и серы, несколько возросло содержание магния.

Карбонатная минерализация представлена маломощными (до 2—3 см) прожилками с резкими прямолинейными контактами, сложенными такими карбонатами, как анкерит, кальцит, родохрозит, арагонит. Все ранее охарактеризованные кварцевые прожилки с сульфидными минералами пересекаются, как правило, карбонатными прожилками. Последние часто цементируют обломки пород с разнообразной рудной минерализацией.

Прожилки цеолитов не имеют широкого распространения, но на отдельных месторождениях (например, Каратасском) встречаются

довольно часто. Сложены они в основном десмином, значительно меньше в них гейландита, шабазита, ломонтита, анальцима. Цеолиты выполняли открытые трещины и полости между обломками брекчированных пород. Мощность цеолитовых прожилков колеблется от долей миллиметра до 1—2 см. Контакты их резкие. Для них характерно крустификационное строение.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Медно-молибденовые месторождения расположены в породах плутонов пестрого состава или в их экзоконтактовых зонах. Это наблюдается во всех складчатых областях, где развито оруденение медно-молибденовой формации. Не менее тесно оруденение этой формации связано с малыми интрузивными телами гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенит-порфиров, дацитовых порфиритов, лампрофиров, прорывающими плутоны пестрого состава. Взаимоотношения оруденения с этими породами весьма сложные. В Мисхано-Зангезурской зоне Малого Кавказа медно-молибденовое оруденение большей части месторождений наложено на дайки и штоки порфировых пород. На Каджаранском месторождении оно обычно не распространяется в дайки гранодиорит-порфиров; на расстоянии нескольких сантиметров до последних рудные прожилки обычно выклиниваются. Это свидетельствует, по-видимому, об отсутствии интенсивных тектонических движений в период между образованием гранодиорит-порфиров и оруденением, а также о близости их формирования во времени.

В Кураминской зоне, в Алмалыкском рудном районе медно-молибденовое оруденение повсеместно ассоциирует с малыми интрузивными телами гранодиорит- и гранит-порфиров, в основном в экзоконтакте этих интрузивов, в эндоконтакте оно становится убогим, а в их центральных частях практически отсутствует.

Весьма сложные взаимоотношения оруденения с порфировыми породами наблюдаются на медно-молибденовых месторождениях Батеневско-Беллыкской зоны. Автором было установлено по меньшей мере двукратное внедрение субщелочных кварцсодержащих порфиров. Наиболее ранние из них — порфиры I — пересекают зоны калишпатизации, тела калишпатового и кварц-калишпатового состава, а также кварцевые штоки и жилы с сульфидами меди и молибденитом. В свою очередь, порфиры I пересекаются кварцевыми прожилками с основным молибденовым оруденением и содержат местами густую вкрапленность молибденита. Порфиры II, являющиеся почти полным аналогом порфиров I, пересекают всю промышленную медно-молибденовую минерализацию, а также порфиры I, но в отличие от первых пересекаются кварцевыми прожилками с пиритом и флюоритом. На Киялых-Узеньском месторождении скарны пересечены дайками аплитов и гранодиорит-порфиров, которые рассечены кварцевыми прожилками с молибденитом. Здесь же дайки диабазовых порфиритов, пересекающие медно-молибденовую минерализацию, секутся проявлениями свин-

цово-цинковой минерализации. На Ипчальском месторождении основная часть даек гранит-порфиров предшествует оруденению, но имеются случаи пересечения дайками гранит-порфиров кварцевых прожилков с молибденитом.

В Андах, на месторождении Браден, согласно Ф. Хоуэллу и Дж. Молю (1960 г.), с оруденением ассоциируют дацитовые и латитовые порфиры, роговообманковые лампрофиры. Рудный процесс начался после образования дацитовых порфиров, развивался стадийно, при этом стадии отделены друг от друга интрузиями латитовых порфиров, а послерудными являются лампрофиры. На месторождении Токвепа оруденение формировалось в период между внедрением более ранних дацитовых порфиров и более поздних латитовых порфиров.

Таким образом, во взаимоотношениях оруденения медно-молибденовых месторождений с дайками и штоками разнообразных по составу порфировых пород нет закономерностей — они могут быть самыми разными и порой очень неожиданными. Распространение даек и штоков порфировых пород обычно носит широкий поясовый характер, однако наличие их не предопределяет обязательное присутствие здесь же медно-молибденового оруденения. Все это позволяет сделать вывод об относительной независимости и часто параллельном развитии очагов, из которых отделялись рудоносные растворы, образовавшие медно-молибденовое оруденение, и очагов, из которых отделялись магматические расплавы, сформировавшие малые интрузивные тела разнообразных по составу порфировых пород.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДНЫЕ ОРЕОЛЫ

На месторождениях медно-молибденовой формации наблюдается рудная зональность двух типов:

- 1) зональность отложения, развивавшаяся при отложении рудных компонентов гидротермальными растворами одной стадии;
- 2) зональность пульсационная, образовавшаяся в результате стадийного развития рудного процесса.

Зональность первого типа проявляется в закономерном изменении соотношения содержаний молибдена и меди в рудах медно-молибденовых месторождений. Так, на Агаракском месторождении с глубиной в рудах постепенно увеличивается содержание молибдена и уменьшается содержание меди. В Каджаранском рудном поле, на участках, примыкающих к Дебаклинскому разлому, в рудах преимущественно развит молибденит, а по мере удаления от разлома на северо-восток увеличивается содержание меди и уменьшается содержание молибдена. В вертикальном разрезе картина повторяется — с глубиной по мере приближения к зоне Дебаклинского разлома (постепенно выполаживаясь, он попадает под рудный штокверк) в рудах увеличивается содержание молибдена и уменьшается меди. Явное уменьшение содержания меди и увеличение содержания молибдена с глубиной происходит в рудном теле месторождения Сонора (Мексика). Такое же из-

менение в соотношении содержаний меди и молибдена отмечают в рудах месторождения Эль-Тениенте.

Второй тип зональности проявляется в пространственной разобщенности медно-молибденовой и свинцово-цинковой минерализации. На Каджаранском, Кальмакырском и Каратасском месторождениях свинцово-цинковая минерализация развита в периферических частях рудных полей, т. е. здесь она наиболее удалена от центров распространения рудоносных растворов.

Исследования по сопоставлению фоновых содержаний химических элементов с их содержаниями в околорудных породах показали, что главными рудными элементами — индикаторами месторождений медно-молибденовой формации являются молибден, медь, свинец, образующие значительные по размерам и выдержанные в пространстве эндогенные ореолы; другие элементы, участвующие в рудном процессе, не создают выдержанных в пространстве ореолов, их повышенные против фона концентрации встречаются спорадически и потому не имеют большого поискового значения.

Ореолы молибдена в основном пространственно совмещены с ореолами меди, хотя ореолы меди крупнее их. Ореолы свинца в значительной мере разобщены с ореолами меди и молибдена, кольцеобразно охватывая их. Размеры ореолов зависят от размеров рудных тел — на крупных месторождениях площади их развития 20—25 км², а вертикальный размах превышает 1000 м. Отношение содержаний молибдена к содержанию меди в ореолах, так же как и в рудных телах, уменьшается по направлению к их флангам, но возрастает с глубиной и по направлению к их центральным частям.

Сопоставление в плане первичных ореолов со вторичными показывает их примерное совпадение. При этом вторичные ореолы по существу отражают положение и характер первичных, правда, с уменьшенной концентрацией в них рудных элементов в зависимости от мощности рыхлых отложений и ряда других факторов. Соотношение во вторичных ореолах меди и молибдена позволяет в определенной мере судить о степени эродированности оруденения. В связи с характером рельефа местности вторичные ореолы могут быть несколько смещены по склону относительно первичных ореолов.

ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сорское штокверковое медно-молибденовое месторождение. Распространенные здесь рифейские и нижнекембрийские карбонатные формации, сменяющиеся в верхней части разреза вулканогенными породами, прорваны каледонскими плутонами пестрого состава. Месторождение приурочено к приосевой, центральной части Уйбатского плутона, залегающего в ядре одноименного антиклинория, простирающегося в северо-восточном направлении.

В пределах рудного поля (рис. 31) развиты группа мелано- и мезократовых пород, граниты, субщелочные порфиры, а также жильные

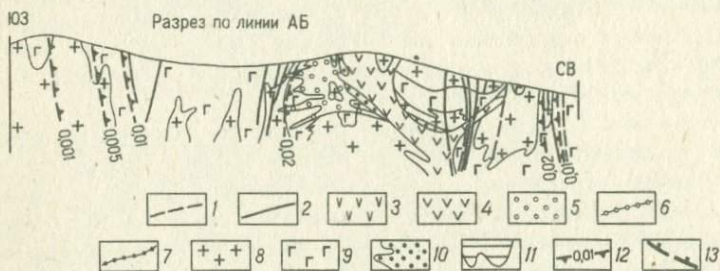
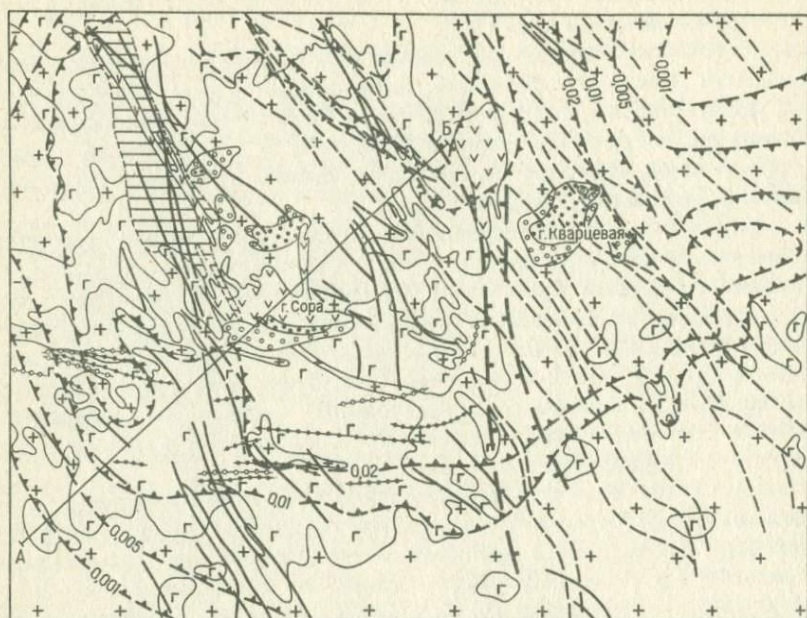


Рис. 31. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) Сорского месторождения.

1 — дайки ортофиоров; 2 — дайки диабазовых порфиров; 3 — субщелочные кварцсодержащие порфиры II; 4 — субщелочные кварцсодержащие порфиры I; 5 — кварцевые тела; 6 — полевошпатовые тела; 7 — дайки спессартитов; 8 — дайки диоритовых порфиров; 9 — лейкократовые граниты; 10 — диориты; 11 — брекчиевые молибденовые руды; 12 — первичные ореолы молибдена; 13 — барьер безрудных или слабоминерализованных пород в Сорском штокверке

породы — пегматиты, спессартиты, диоритовые и диабазовые порфиры и ортофиры. Кроме того, здесь находятся крупные кварц-полевошпатовые образования.

Мелано- и мезократовые породы слагают центральную и западную части рудного поля и являются кровлей гранитов. Эти породы характеризуются крайне непостоянным минеральным составом с колебанием количественных соотношений роговой обманки, плагиоклаза, биотита и диопсида в широких пределах. При этом содержание биоти-

та и роговой обманки местами резко повышенное, несвойственное нормальным породам магматического происхождения.

Преобладающие в группе диориты, а также входящие в нее сиенито-диориты, сиениты и породы более основного состава, связаны между собой постепенными переходами. Текстуры пород разнообразные: наряду с обычной однородной часто встречаются гнейсовидные, текситовые и шлировые. Около гранитов и меланократовых пород увеличивается содержание кварца и калиевого полевого шпата, местами наблюдаются зоны фельдшпатизации. Изменчивость состава и строения в породах меланократовой группы обусловлена, с одной стороны, их частично гибридным происхождением, с другой — развитием процессов базификации и гранитизации при воздействии на них гранитной магмы.

Граниты слагают восточную, северную и южную части рудного поля, а также образуют многочисленные и разнообразные по форме и размерам апофизы в меланократовых и мезократовых породах. В основном это плагиограниты. В пределах рудного поля они калишпатизируются и в меньшей мере серицитизируются.

Дайки спессартитов и диорит-порфиритов мощностью от долей метра до нескольких метров и протяженностью в несколько сот метров развиты в южной части месторождения, где они образуют пояс широтного простирания. Они характеризуются крутым падением и простиранием, согласным с общим простиранием образуемого ими пояса. Все эти дайки дорудные.

Вслед за дайками спессартитов и диорит-порфиритов образовались субвулканические тела субщелочных порфиров, местами сопровождающиеся эруптивными брекчиями. Морфология этих тел сложная. Одни из них в первом приближении можно назвать штоками с большим количеством крутопадающих апофиз, другие — имеют дайкообразную форму со сложными ступенчатыми контактами и перегибами. На далекой юго-западной периферии рудного поля порфиры слагают вершину горы Сор-Герет. Судя по характеру их границы с гранитами и диоритами, приблизительно повторяющей горизонтали рельефа горы, порфиры здесь полого залегают на породах Уйбатского плутона и лишь на южном склоне горы покров переходит в крутопадающую дайку, прорывающую граниты и диориты. В тесной ассоциации с порфирами на горе Сор-Герет широко развита брекчия, по-видимому, эксплозивного происхождения. Она представлена угловатыми обломками размером до 30 см субщелочных порфиров, гранитов, диоритов, а также метаморфических сланцев и роговиков, неизвестных в районе месторождения. Цемент состоит из псаммитовых обломков, редких кристаллов полевого шпата и кварца, заключенных в кварц-полевошпатовой массе, характеризующиеся микроаллотриоморфнозернистой структурой.

Состав порфиров весьма своеобразный — альбит (41—54%), калиевый полевой шпат (санидин-ортоклаз 29,5—37%), кварц (9—18%); биотит присутствует лишь в породах, слагающих шток у северо-запад-

ного подножия горы Кварцевой; в порфирах, распространенных в других местах, темноцветные минералы отсутствуют, в повышенных количествах содержатся магнетит и ильменит. Вкрапленники представлены главным образом калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, значительно меньше кварцем. Полевые шпаты нередко образуют гломеропорфировые сростки. Кварц-полевошпатовая основная масса порфиров имеет микроаллотриоморфнозернистую, местами фельзитовую структуру. В центральных частях наиболее крупных субвулканических тел структура основной массы (базиса) порфиров становится более крупнозернистой.

Для описываемых пород в целом характерна повышенная щелочность при низком содержании извести. Ближе всего они стоят к бештауниту, по Р. Дэли отличаясь несколько пониженным содержанием кремнезема и отсутствием щелочных темноцветных минералов. Интрузия магмы, образовавшей эти породы, была по меньшей мере двукратной, поскольку одни из них (порфиры I) предшествуют главной молибденовой минерализации, другие (порфиры II) пересекают молибденовые руды и включают их ксенолиты.

Самыми поздними проявлениями магматизма в Сорском рудном поле являются послерудные дайки диабазовых порфиритов и ортофиров. Они наиболее многочисленны, характеризуются преимущественно северо-западным простиранием при крутом падении и группируются в две зоны — западную с дайками диабазовых порфиритов и восточную с дайками главным образом ортофиров. Мощность даек достигает нескольких метров, протяженность — многих сотен метров и первых километров. Эти дайки, по-видимому, являются корнями девонских эффузивов, широко развитых в пределах Батеневско-Беллыкского поднятия, в обрамлении Минусинских впадин.

Рудный штокверк приурочен к месту пересечения тектонической зоны широтного простирания со сложной тектонической зоной северо-западной ориентировки. Кроме того, здесь развиты зоны близмеридиональных и северо-восточных трещин, а также широко распространены пологие контракционные трещины с падением на юго-запад и юго-восток.

Рудный штокверк Сорского месторождения можно разделить на две части — западную и восточную, между которыми находится зона слабооруденелых или безрудных пород близмеридионального простирания. На севере эту безрудную зону образует меридионально ориентированное, вертикально падающее дайкообразное тело гранит-порфира, к югу от него глубокопогруженные в граниты останцы диоритов, а также вмещающие их слабооруденелые лейкократовые граниты. Мощность этой безрудной или слабоминерализованной зоны колеблется от 100 до 200—250 м и более.

Западную половину Сорского штокверка составляют условно выделенные участки Главный, Промежуточный и Южный, восточную — Лагерный, Кварцевый и Северный. Каждая из этих двух частей в целом представляет собой рудную зону северо-западной ориентировки со

сложным внутренним строением. В центральной части западной рудной зоны находится практически безрудное ядро, состоящее из крупных линзо- и штокообразных полевошпатовых, кварцевых и кварц-полевошпатовых образований и внедрившихся в них гранит-порфиры I. Для них характерна бедная вкрапленность молибденита, а в крайних частях кварцевых и кварц-полевошпатовых тел, спорадически встречаются гнездовое медное оруденение и редкие выделения молибденита.

К северо-западу от этого практически безрудного ядра располагается зона брекчиевых молибденовых руд северо-северо-западного простирания, которая выклинивается в северной части, а в южной — расщепляется на ряд рудных зон сравнительно небольшой мощности, часть из которых прослеживается на юго-юго-восток на десятки и даже сотни метров и пересекает безрудное ядро. Зона брекчиевых руд имеет крутое, практически вертикальное падение с постепенным выклиниванием на глубине 300—350 м. Внутреннее строение зоны брекчиевого оруденения неоднородное, в ней чередуются участки типично брекчиевых руд, расположенные главным образом в ее восточном боку, с участками сильнотрещиноватых и в разной мере окварцованных пород с прожилковым и узловатым оруденением. Брекчиевая руда локализована в форме изометричных или неправильных карманов и линз разных размеров — от нескольких метров в поперечнике и по протяженности до первых десятков метров. Участки брекчиевых руд расположены достаточно хаотично, без сколько-нибудь заметной закономерности. Наиболее выдержаны они по падению на северном фланге зоны. С востока к зоне брекчиевых руд примыкает область развития прожилково-вкрапленного, т. е. штокверкового, оруденения. При этом полного слияния брекчиевых и прожилково-вкрапленных руд не наблюдается; более того, как показывают данные, полученные при эксплуатации месторождения, эти руды разделены зоной слабооруденелых пород.

Прожилково-вкрапленные руды окружают безрудное ядро с севера, востока и юга; на юго-западе от него оруденение заметно затухает, носит спорадический характер и в основном встречается на глубоких горизонтах. Таким образом, полного окружения безрудного ядра рудой не происходит.

В целом в западной части Сорского штокверка более глубоким распространением руд характеризуется Южный участок, где оруденение местами было прослежено на глубину 1000 м.

В восточной половине Сорского штокверка главная часть оруденения сосредоточена на участке Лагерном. Здесь мы имеем дело со штокверковой зоной северо-западного простирания, падающей под углом 30—40° на юго-запад. Руды этого участка являются наиболее глубокозалегающими. Северный фланг Лагерного участка примыкает к крупному кварц-полевошпатовому телу участка Кварцевого. Это тело и развитая в нем и в его ближайших экзоконтактах медная минерализация являются аналогами кварц-полевошпатовых образова-

ний безрудного ядра западной части Сорского штокверка. В ближайшем восточном экзоконтакте кварц-полевошпатового тела вместе с медной минерализацией распространено прожилково-вкрапленное молибденовое оруденение. К северу от участка Кварцевого расположен Северный участок с развитыми здесь сравнительно бедными прожилково-вкрапленными рудами и находящимися в его северной части богатыми, но ограниченно распространенными брекчиевыми рудами, образующими трубообразное тело небольших размеров. Что же касается внутреннего строения штокверка, то оно очень сложное и характеризуется чередованием участков и зон оруденелых гранитоидов с породами практически безрудными, что обусловлено, с одной стороны, резкой анизотропией физико-механических свойств пород, на которые наложено оруденение, с другой — широким развитием послерудных магматических пород.

Представление о внутреннем строении штокверка дает распределение содержания молибдена в отработанной части месторождения по данным эксплуатации, обобщенным в виде изолиний содержания в плане (рис. 32). Несмотря на сложность общей картины распределения содержания молибдена в породах месторождения, из приведенных данных видно, что основными рудоконтролирующими структурами являются структуры северо-западного и близширотного простираний, кроме того, немалую роль играют трещины близмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Таким образом, Сорское штокверковое месторождение характеризуется весьма сложным строением, обусловленным следующими факторами: 1) развитием оруденения в месте пересечения широкой, явно неоднородной тектонической зоны северо-западного простирания с другой, менее четко выраженной зоной широтной ориентировки; 2) разными физико-механическими свойствами пород, слагающих рудное поле месторождения; 3) многократным внедрением жильных пород и взрывной деятельностью; 4) формированием трех типов оруденения — крупных кварцевых и кварц-полевошпатовых тел с медной минерализацией, не имеющих самостоятельного промышленного значения; вкрапленно-прожилковых (штокверковых) молибденовых руд, представляющих главную ценность месторождения; богатых брекчиевых молибденовых руд, составляющих не более 10 % от общих запасов месторождения. Оруденение группируется в две рудные зоны, разделенные барьером безрудных или слабоминерализованных пород. То обстоятельство, что в обеих зонах проявились все три типа рудной минерализации с примерно одинаковым их пространственным размещением — в центре кварцевые и кварц-полевошпатовые тела с медной минерализацией, их окружают вкрапленно-прожилковые молибденовые руды, а в северо-западных частях развиты брекчиевые молибденовые руды, — свидетельствует в пользу неразрывной генетической связи всех трех типов оруденения. При этом процесс рудообразования развивался по единой схеме в западной и восточной частях месторождения.

Главными рудовмещающими породами являются плагиограниты.

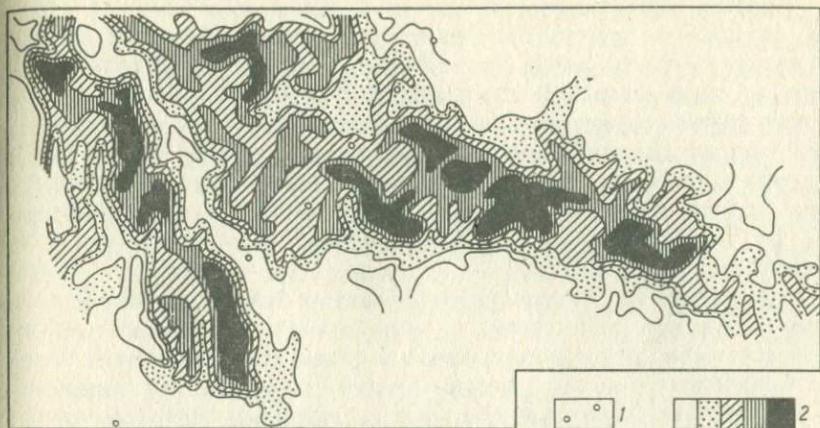


Рис. 32. План изоконцентрат молибдена одного из горизонтов Главного участка Сорского месторождения по данным опробования буровзрывных скважин. По А.Е. Сальникову.

1 — линия разреза; 2 — концентрация молибдена по мере возрастания

Породы меланократового ряда, образующие их кровлю, хотя и содержат местами оруденение, однако, в целом менее минерализованы и в отдельных случаях играли роль геологического экрана при развитии гидротермального процесса. Обусловлено это, по-видимому, тем, что граниты представляли собой среду более хрупкую и трещиноватую по сравнению с диоритами и были средой более благоприятной для рудоотложения. Это подтверждается также их меньшей прочностью на скалывание.

Практически лишены оруденения или очень слабоминерализованы крупные полевошпатовые и кварцевые тела, а также субщелочные порфиры. Многочисленные послерудные дайки диабазовых порфиритов и ортофиоров нарушают сплошность рудного штокверка и без того морфологически сложно построенного.

Штокверк образован рудными жилами и прожилками мощностью от долей сантиметров до 0,5–1,0 м; однако преимущественным развитием пользуются жилки мощностью 5–20 см. В них молибденит концентрируется главным образом в зальбандах, которые часто сорваны тектоническими подвижками. Для жил и прожилков характерны средние и пологие углы падения, в то время как крутое падение имеет подчиненное значение. Преобладающие простирания рудных жил и прожилков близширотные и северо-западные.

Наиболее ранним послемагматическим проявлением являются крупные, от десятков до сотен метров в поперечнике, кварц-полевошпатовые тела штокообразной формы. Их кварцевая и полевошпатовая части четко обособлены друг от друга и пространственно по-разному соотносятся. В одной из них внутренние части существенно кварцевые, а внешние полевошпатовые, в другой (и это чаще) — кварц распола-

гается по периферии, образуя местами внешнее прерывистое кольцо.

Полевошпатовая часть таких тел сложена крупными (от одного до нескольких сантиметров) выделениями микроклин-пертита, промежутки которых местами заполнены кварцем. Содержание последнего не превышает 3—5%. Во внешних частях полевошпатовых тел в парагенезисе с микроклин-пертитом находятся крупные (до нескольких сантиметров в поперечнике) кристаллы биотита, обычно нацело хлоритизированные. Переход от полевошпатовой породы к вмещающим гранитам достаточно резкий, хотя в шлифах можно наблюдать, что он совершается через зоны (мощностью в 1—2 см) частично калишпатизированного гранита.

Кварцевые тела характеризуются молочно-белым цветом и крупнокристаллической структурой. От них отходят многочисленные ветвящиеся жилы, рассекающие полевошпатовые тела. Эти жилы, а также приконтактные зоны верхних частей кварцевых тел содержат в виде отдельных вкрапленников, гнезд и кустовых скоплений крупнозернистые выделения пирита, халькопирита, сфалерита и магнетита, а также игольчатые кристаллы рутила и редкий пластинчатый молибденит; в пирите постоянно присутствуют мелкие выделения халькопирита и кубанита. Основная рудная минерализация жил — медная, однако в тех местах, где их контакты нарушены последующими тектоническими подвижками, часто наблюдается более поздний, наложенный на жилы молибденит, поэтому оруденение здесь приобретает медно-молибденовый характер.

В центральной части месторождения кварцевые жилы с медным оруденением характеризуются следующими элементами залегания: 1) близширотной ориентировкой с падением на юг под углами 30—60°; 2) близмеридиональной ориентировкой с падением на восток под углами 60—70°, 3) пологим залеганием с падением на юго-восток под углами 2—15°, 4) сравнительно редко встречающимся северо-западным простиранием с крутым падением в противоположных румбах.

По периферии месторождения распространены лишь пологие жилы с наклоном на юг и юго-восток 12—15°. В целом же резко преобладают пологие жилы и прожилки с падением в южных румбах. Мощности жил колеблются от нескольких сантиметров до 1,0—1,5 м. Описанные полевошпатовые и кварцевые тела, а также жилы с сульфидами образовались после даек спессартитов и диоритовых порфиритов, но, в свою очередь, пересекаются субщелочными порфирами I.

После образования субщелочных порфиров I развивалось молибденовое оруденение, представленное вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми и брекчиевыми рудами. Вкрапленные руды имеют ограниченное развитие. Без видимой связи с прожилковым оруденением они встречаются в осветленных гранитах и значительно реже в полевошпатовых телах, калишпатизированных гранитах и субщелочных порфирах I. В этих рудах количество выделений молибденита колеблется от единиц до нескольких сот на 1 дм² поверхности.

Вкрапленно-прожилковые руды составляют главную ценность Сор-

ского месторождения. Они образованы молибденит-кварцевыми жилами и прожилками мощностью от долей сантиметра до 0,5—1,0 м с теми же элементами залегания, что и жилы медной минерализации, но отличающимися существенным преобладанием северо-западных простираний со средними (30—50°) углами падения на северо-восток.

Минеральный состав вкрапленных и вкрапленно-прожилковых руд одинаков: крупные сферолитовые выделения молибденита, ксеноморфные по отношению к нему мелкие выделения пирита, борнита и халькопирита, имеющие подчиненное значение, спорадически встречается рутил; жильные минералы представлены кварцем и в незначительных количествах мусковитом с реликтами калиевого полевого шпата. Зальбанды жил и прожилков резко обогащены молибденитом и часто сорваны тектоническими подвижками. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце с крупными выделениями молибденита составляет, по нашим данным, 380—440 °С.

Брекчиевые руды состоят из остроугольных обломков диоритов, гранитов, диоритовых порфиритов, субщелочных порфиритов, агрегатов микроклин-пертита, а также светлого кварца с медной минерализацией и кварца со сферолитовым молибденитом, сцементированных темно-серым мелкозернистым кварцем, в котором равномерно рассеян мелкочешуйчатый (0,005—0,01 мм) молибденит и в небольших количествах присутствуют флюорит, серицит, пирит, халькопирит. Температура гомогенизаций первичных газовой-жидких включений в кварце этой минерализации составляет, по нашим данным, 310—380 °С. Образованию брекчиевых руд, вероятно, предшествовали явления взрывного характера, вызвавшие раздробление пород и перемещение их обломков, после чего они были сцементированы рудным кварцем.

Брекчиевые руды западной части Сорского месторождения расчленены под острым углом дайкой субщелочных порфиров II, имеющей северо-западное простирание. Дайка содержит ксенолиты богатой молибденовой руды, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров до 1—2 м в поперечнике. На контактах с ксенолитами в порфирах развиты зоны закалки. В свою очередь, порфиры II пересечены прожилками кварца с пиритом и флюоритом, которые довольно широко развиты на месторождении. Завершался рудный процесс свинцово-цинковой минерализацией, представленной ассоциацией кварца, карбонатов, пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды, висмута. Эта минерализация развита незначительно, в виде маломощных прожилков и линз среди березитизированных пород в центре месторождения и преимущественно в его периферических частях. Самым поздним проявлением гидротермальной деятельности было выделение карбонатов, присутствующих на месторождении в виде небольших и редких линз и прожилков.

Рудная зональность на месторождении выражена не очень определенно. Контуры эндогенных ореолов меди и молибдена в общем совпадают, однако максимальные концентрации меди находятся в цент-

ральных частях месторождения около кварц-полевошпатовых тел, точнее — в ранних кварцевых жилах с сульфидной (медной) минерализацией. Здесь же можно наблюдать чередование зон мощностью до нескольких десятков метров преимущественно медной и преимущественно молибденовой минерализации. К флангам содержание меди падает при относительно постоянном содержании молибдена. С глубиной отношение меди к молибдену повсеместно уменьшается, однако местами имеются отклонения от этого общего правила. Вольфрам нехарактерен для руд Сорского месторождения, но все же его несколько повышенные содержания отличают самые верхние части месторождения от более глубоких горизонтов. Свинцово-цинковая минерализация, как уже отмечалось, проявлена слабо и в основном по периферии месторождения.

Таким образом, из приведенного выше материала видно, что образование Сорского месторождения формировалось в результате прерывистого стадийного развития рудного процесса. При этом стадии отделены одна от другой тектоническими движениями и интрузиями субщелочных порфиров, а также существенно различаются характером минеральных ассоциаций.

Все это свидетельствует о том, что рудогенерирующая система действовала прерывисто и после каждой порции выделения рудоносных растворов происходила ее существенная физико-химическая перестройка, что приводило к изменению характера гидротермальных растворов и отлагающейся ими минерализации от стадии к стадии.

Месторождение Эль-Тениенте расположено в 80 км к юго-востоку от Сантьяго, в Центральном Чили. Это крупнейший в мире медный рудник с подземной отработкой. Эксплуатация началась в 1906 г., до 1970 г. производительность составляла 31,7 тыс. т/сут руды, к настоящему времени она увеличена до 62,5 тыс. т.

Месторождение находится в южной части мезопорфирового пояса Чили. В районе месторождения развита мощная толща вулканогенных пород с прослоями континентальных осадков, прорванная интрузивными породами преимущественно среднего состава. Нижнюю часть вулканогенных и осадочных пород составляет формация Койа-Мачали маастрихтского возраста, образованная интенсивно смятыми в складки мелкозернистыми континентальными осадками, переслаивающимися с андезитами, базальтами и трахитами, а также их пирокластами. Мощность этой формации около 3000 м. Выше с резким угловым несогласием относительно спокойно залегает формация Фареллонес, представленная эоценовыми континентальными осадками, андезитовыми, базальтовыми и риолитовыми лавами с пирокластами, общей мощностью 2500 м. Формация Фареллонес перекрыта четвертичными андезитами, брекчиями, вулканическим пеплом, общей мощностью 100—200 м, являющимися результатом трещинных извержений ледникового периода.

Все интрузивы района, в состав которых входят диориты, монцониты, дациты и лампрофиры, прорывают породы формации Фареллонес

и располагаются вдоль тектонической зоны близмеридионального простириания (5°), прослеженной от месторождения к югу в глубь территории Аргентины на 80 км.

Месторождение Эль-Тениенте, согласно исследованиям [45] и более поздней работе Ф. Камю (1975 г.), является типичным представителем месторождений медно-порфиорового типа. Оно расположено в месте пересечения тектонических зон повышенной трещиноватости близмеридионального и северо-восточного простирианий. В пределах месторождения развиты андезиты нижней части формации Фареллонес, прорывающие их плутоны кварцевых диоритов и дацитовых порфиоров, а также пострудные силлы и дайки латитов и лампрофиоров (рис. 33).

В центре месторождения залегает весьма своеобразное тело брекчированных пород, получившее название трубки Браден. Округлая в плане, с диаметром около 800—900 м у поверхности, сужающаяся книзу трубка Браден имеет форму несколько наклоненной на запад воронки, выполненной брекчированным материалом окружающих ее пород с небольшим количеством туфов в ее верхней части. Трубка прослежена до глубины 1660 м. Породы, ее выполняющие, названы формацией Браден. Оруденение в виде широкого пояса окружает трубку Браден. Внешняя граница оруденения, проведенная по изолинии содержания меди 1%, в первом приближении напоминает деформированный эллипсоид с длинной осью (протяженностью выше 2,5 км), ориентированной в северо-западном направлении. Наиболее богатые руды находятся в непосредственной близости с трубкой, особенно по ее восточному, южному и северному краям. С удалением от трубки оруденение постепенно затухает. Основными рудовмещающими породами являются андезиты и кварцевые диориты. В них сосредоточено примерно 90% оруденения, представленного вкрапленно-прожилковым типом; в дацитовых порфирах находится небольшая часть руд, преимущественно вкрапленного характера. Внутри трубки Браден, вблизи ее границ, обломки руды создают промышленные концентрации, но по мере движения к ее внутренним частям концентрация рудного материала довольно быстро уменьшается и становится непромышленной.

Верхний горизонт рудного тела, в настоящее время уже полностью погашенный, залегает на высоте 2990 м над уровнем моря, а главный откаточный горизонт имеет высотную отметку 2250 м, т. е. на 750 м ниже.

Содержание меди в руде колеблется в широких пределах. В зоне вторичного сульфидного обогащения встречались участки, содержащие более 5% меди, основные же запасы руды содержат ее около 2%. Кроме них известны огромные запасы бедных руд с содержанием меди от 0,5 до 1%. На обогатительную фабрику поступают руды, содержащие 1,95% меди (при 0,22% окисленной) и 0,048% молибдена.

Вулканогенные породы представлены главным образом излившимися андезитами и андезито-базальтами, содержащими агломератовые лавы,

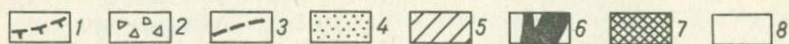
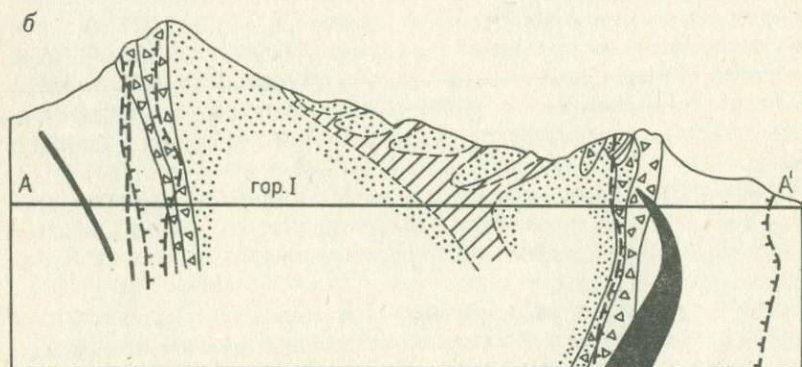
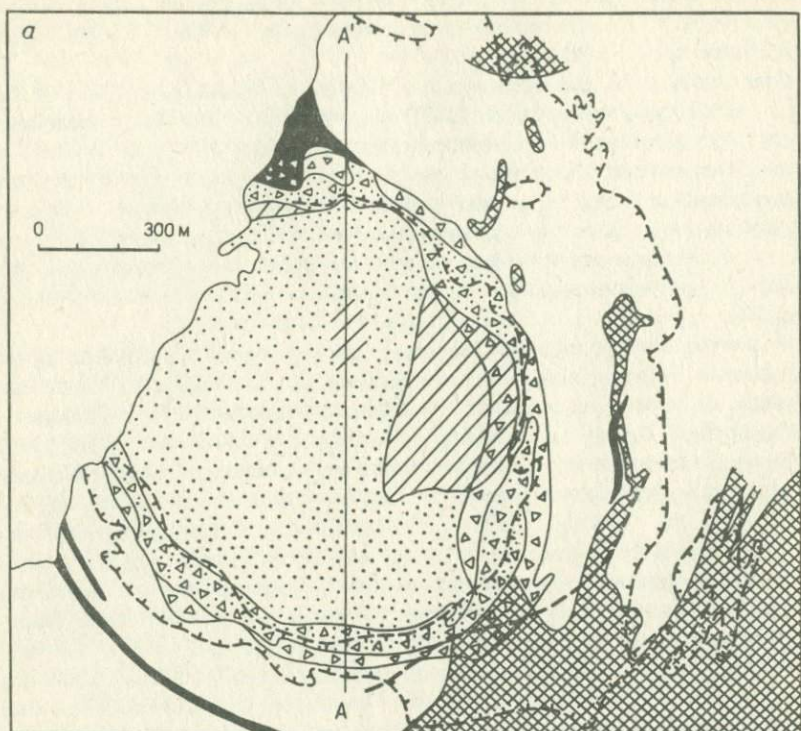


Рис. 33. Месторождение Эль-Тениенте. Геологический план горизонта I (а) и разрез по линии AA' (б). По Ф. Хоузлу и Дж. Моллоу (1960 г.).

1 — руды с бортовым содержанием меди, 1%; 2 — брекчия; 3 — лампрофиры; 4 — породы формации Браден; 5 — латитовые порфиры; 6 — дацитовые порфиры; 7 — кварцевые диориты; 8 — породы формации Фареллонес

линзовидные прослои лавобрекчий и слои амигдалоидных и пузырчатых лав. Андезиты и андезито-базальты характеризуются хорошо выраженной порфировой, местами гломеропорфировой структурой с долеритовой до пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристы составляют от 20 до 40 % от общего объема породы. Полевой шпат вкрапленников и основной массы — андезин или лабрадор. Ферромагнетизальные минералы, представленные роговой обманкой и реже авгитом, обычно сильно изменены и превращены в хлорит и эпидот. Кварц и калиевый полевой шпат практически отсутствуют. Преобладающим акцессорным минералом является магнетит, местами в большом количестве встречается апатит.

Интрузивные породы представлены кварцевыми диоритами и дацитовыми порфирами, слагающими плутоны, а также жильными проявлениями латитов и лампрофиров.

Под названием кварцевые диориты [45] объединяют группу пород от диоритов до монцонитов, образующих штоки, дайки, массивы, имеющие в плане неправильные и эллиптическую формы. Выходы их на поверхность довольно многочисленны, но небольшие по размерам — до 200 м в поперечнике, и лишь за пределами рудного поля встречаются выходы, достигающие в поперечнике 32 км. С глубиной размеры интрузивных тел увеличиваются. По-видимому, здесь мы имеем дело с достаточно крупным плутоном диорит-монцонитового состава, у которого эрозийным срезом вскрыты лишь самые верхние апикальные части.

Кварцевые диориты прорывают породы формации Фареллонес и, в свою очередь, рассечены дайками дацитовых порфиров.

Дацитовые порфиры распространены относительно нешироко. Самое крупное тело дацитовых порфиров представляет собой дайку мощностью 130 м, простирающуюся в субмеридиональном направлении на расстоянии более 1,5 км. Другие дайки дацитовых порфиров меньшей мощности и меньшей протяженности распространены по периферии месторождения, образуя конический пояс, т.е. располагаясь по кольцу, они практически всегда падают внутрь по направлению к общему центру.

В ряде случаев [45] дацитовые порфиры обнаруживают сходство с кварцевыми диоритами и приходят к выводу, что существует тесное генетическое родство между этими интрузивными образованиями, при этом дацитовые порфиры представляют собой более позднее и более кислое отщепление магмы, образовавшей кварцевые диориты. К аналогичному выводу приходит и Ф. Камю (1975 г.).

Латитовые порфиры распространены лишь в трубке Браден. Способ их образования не ясен и во многом дискусионен. Линдгрэн и Бастин считали их интрузивной брекчией, которая была с силой вытолкнута вверх по границам трубки. Латиты [45] наиболее распространены у поверхности, а на глубине они встречаются в виде небольших интрузивных проводников. В тех местах, где слоистость в формации Браден хорошо выражена, латитовые порфиры наблюдаются

в виде плоских согласных массивов, которые могут представлять собой или интрузивные sillы, или излившиеся потоки лав. Другие проявления латитов имеют крутопадающие контакты и являются трубообразными интрузиями.

Все латитовые порфиры, за исключением небольших участков внутри наиболее крупных массивов, являются автобрекчированными. Округлые и почти округлые обломки до 1 м в диаметре находятся в основной массе той же самой породы.

Лампрофиры образуют дайку мощностью 1—2 м, которая пересекает юго-восточную часть рудного тела на всех его горизонтах. Лампрофиры обнаруживают хорошо выраженную флюидальную текстуру при четкой порфировой структуре. Фенокристы составляют 15 % объема, они в основном представлены роговой обманкой при подчиненной роли авгита, лабрадора и редко встречающегося оливина. В состав основной массы (базиса) входят авгит и лабрадор. Лампрофиры четко пострудные и пересекают породы формации Браден.

Ф. Камю подчеркивает гипабиссальный характер всех перечисленных выше интрузивных пород и исходя из скорости эрозии, принимаемой 3 см за 1000 лет, и определив мощность формации Фарелло-нес в 2650 м в момент внедрения кварцевых диоритов и дацитовых порфиров, устанавливает глубину внедрения последних от дневной поверхности 1650 м.

Материал, выполняющий трубку Браден и названный Линдгреном и Бастиным "туфом Браден", в действительности [45] является обломочным и хорошо уплотненным. Обломки, состоящие из пород, окружающих трубку, а также из инородных для этого участка роговиков и сланцев, имеют размеры от субмикроскопических угловатых частиц до округлых глыб размером 1 м и более в поперечнике. Местами имеется туфогенный материал. С глубиной в составе обломков постепенно увеличивается количество кварцевых диоритов и дацитовых порфиров. Весь этот материал, как правило, не сортирован, и только у поверхности местами отчетливо проявлена наклонная и косая слоистость.

Характерной чертой формации Браден являются обломки руды. По границам трубки количество рудных обломков столь велико, что содержание меди на этих участках является промышленным (более 1 %); к центру трубки содержание меди снижается до 0,2—0,3 %, увеличиваясь с глубиной.

В трубке Браден установлено несколько тел неправильной формы латитового порфира. Они описаны [45] как "пластовые массы", которые могут быть или "интрузивными sillами", или "обширными потоками". Их размеры от нескольких метров до 300 м в диаметре. Иногда в трубке встречаются пустоты, выполненные гипсом, теннантит-тетраэдритом, пиритом, баритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом.

Краевой брекчиевый пояс формации Браден шириной от 20 до 40 м окружает трубку непрерывно. Внешняя граница этой брекчии резкая;

внутренний контакт постепенный. Этот брекчиевый пояс [45] назван дотрубковой брекчией. В ней выделяют андезитовую, кварц-диоритовую, дацит-порфировую и "смешанную" брекчии. Название каждого типа брекчии соответствует преобладающей в обломках породе.

Название "смешанная" брекчия применяется ко всем тем частям краевого брекчиевого пояса, которые образованы обломками более чем двух литологических типов. Все эти брекчии содержат угловатые обломки пород, цементированные турмалином, кварцем, смесью ангидрита с подчиненным количеством гипса, кальцита, анкерита. Цементирующая масса содержит халькопирит, борнит, теннантит, тетраэдрит и редко энаргит. Дотрубковая брекчия помимо пояса вокруг трубки Браден прерывисто развита вдоль контактов плутона, сложенного кварцевыми диоритами. Ряд небольших брекчиевых трубок, изредка минерализованных, обнаружен вокруг рудного тела. Брекчия в этих трубках состоит из угловатых обломков вмещающих пород, цементированных сильно измельченным материалом с большим количеством турмалина и редко встречающимися сульфидами. Диаметр таких трубок менее 100 м.

Рудное тело месторождения Эль-Тениенте имеет форму деформированного эллипса с длиной осью около 2,5 км, ориентированной в северо-западном направлении. В центре рудного тела (с небольшим смещением к юго-западу) находится трубка Браден. Наибольшая ширина Рудного пояса, окружающего трубку Браден, достигает 600 м.

В верхней части рудное тело представлено зоной выщелачивания мощностью от 30 до 120 м, а в наиболее брекчированных участках до 450 м. Однако местами первичные руды выходят на поверхность. Средняя мощность окисления определяется в 150 м, а среднее содержание меди в ней составляет около 0,25 %. Здесь преобладают гидроокислы железа, хризоколл, малахит, азурит, ферримолибдит, для более глубоких горизонтов характерны куприт и самородная медь.

Зона вторичного обогащения достигает максимального развития под участками зоны окисления наибольшей мощности и прослеживается местами до 500 м ниже современной поверхности. Здесь наиболее распространены черный халькозин (или дигенит), образующий прожилки или вкрапленность в результате развития по первичным сульфидам меди; в небольших количествах находятся ковеллин, малахит, брошантит, антлерит, тенорит, азурит, куприт, самородная медь, халькопирит.

В первичных рудах развиты следующие гипогенные минералы (в порядке убывания): халькопирит, пирит, борнит, молибденит, теннантит-тетраэдрит, в очень небольших количествах магнетит, спекулярит и энаргит, иногда встречаются жилы с галенитом и сфалеритом. Почти 80 % гипогенных руд сконцентрировано в андезитах, а 20 % в кварцевых диоритах и дацитовых порфирах; формация Браден содержит гипогенную медную минерализацию в виде обломков первичной руды в приграничной краевой зоне.

Гипогенные минералы встречаются в виде тонкой вкрапленности,

прожилков выполнения и цемента брекчий. Отношение вкрапленных сульфидов к рудным прожилкам меняется в соответствии с типом вмещающих пород. В андезите и кварцевом диорите это отношение от 1:1 до 1:2, в дацитовых порфирах отношение вкрапленных рудных минералов к прожилковым 10:1. Ф. Камю объясняет такое различие в соотношении вкрапленной и прожилковой рудной минерализации в различных породах разной степенью их трещиноватости — более интенсивной в андезитах и кварцевых диоритах и умеренной в дацитовых порфирах.

В рудном теле Эль-Тениенте отчетливо проявлена как горизонтальная, так и вертикальная зональность. В его центральных частях развита высокотемпературная молибденово-медная минерализация, а по периферии отлагались низкотемпературные сульфиды — галенит, сфалерит и стибнит. В пределах рудного тела в направлении от центральных его частей, прилегающих к трубке Браден, к краевым количеством халькопирита уменьшается, а количество пирита увеличивается. Большое количество пирита находится за пределами границы содержания меди 0,5%. С глубиной содержание пирита резко падает, ниже горизонта 2250 м руды становятся существенно халькопирит-борнитовыми, при этом появляется первичный халькозин.

Молибденит рассеян неравномерно по всему рудному телу, но несколько чаще встречается в дотрубковой брекчии. Крупночешуйчатый молибденит известен в кварцевых пеплах, секущих окварцованные дацитовые порфиры.

В кварцевых прожилках молибденит находится в парагенезисе с сульфидами меди. Они присутствуют также в виде тонких примазок в трещинах вмещающих пород. Молибденит извлекается попутно с медью, но извлечение его в концентрат низкое, что объясняют плохой флотуруемостью разновидности с высоким содержанием рения.

В процессе рудообразования [45] выделили пять стадий минерализации.

1. Ранняя стадия безрудного кварца проявлена вне рудного тела и вдали от него.

2. Главная молибденит-халькопиритовая стадия, в которую была принесена и отложена основная масса меди и молибдена. Именно в эту стадию был образован рудный штокверк. Рудные прожилки имеют мощность от 0,5 до 4 мм при протяженности первые метры. Прожилки ориентированы в разных направлениях, однако преобладают касательные к окружности трубки Браден и падающие под углом 48° к его центру. Содержание полезных компонентов в руде прямо пропорционально количеству прожилков, которые увеличиваются в рудном теле по направлению от внешней границы к трубке Браден. Жильные минералы прожилков: кварц, ангидрит, меньше хлорит, рудные халькопирит, пирит, борнит, молибденит, халькозин. Вмещающие породы в непосредственной близости от рудных прожилков осветлены, по биотиту развиваются хлорит и серицит.

Ранняя турмалиновая стадия проявилась в основном во внешнем

кольце дотрубковой брекчии. Прожилки, образовавшиеся на этой стадии, сложены турмалином, кварцем, ангидритом, халькопиритом и меньшим количеством борнита и пирита. Молибденит встречается только на отдельных участках и является наиболее ранним сульфидом этой стадии. Ранняя турмалиновая стадия проявилась позже главной халькопиритовой стадии, но раньше образования пород формации Браден.

4. Поздняя турмалиновая, проявленная в послетрубковой брекчии, характеризуется большим количеством турмалина и отсутствием молибденита.

5. Теннантитовая стадия затухающего процесса рудообразования, растворы которой выполняли открытые пустоты в послетрубковой брекчии. Типичными минералами этой стадии являются теннантит, галенит, сфалерит, анкерит, кальцит, родохрозит и в меньшем количестве пирит, халькопирит, борнит, кварц, спекулярит, борит, ангидрит. Изредка теннантит образует крупные скопления сферической формы с содержанием меди до 20–30 %.

Судя по материалам, содержащимся в работе Ф. Камю, вмещающие породы месторождения неоднократно подвергались изменениям, связанным с магматическими и постмагматическими процессами.

Наиболее ранней была биотитизация андезитов под воздействием магмы, образовавшей кварцевые диориты и дацитовые порфиры. Вторичный биотит замещает плагиоклаз и ферромагнетитовые минералы. Его содержание достигает 30–50 %. В главной своей массе он мелкий (0,1–0,2 мм). При развитии по андезитам, биотит образует агрегаты неправильной формы, кучные скопления, зоны, а также прожилки. Он имеет коричневый и зеленовато-коричневый цвет. В прожилках выделения биотита более крупные и в основном коричневого цвета. При интенсивной биотитизации андезиты приобретают темно-серый, почти черный цвет и мелкозернистое строение с утратой первоначальной текстуры и структуры.

В зоне развития вторичного биотита, т. е. в экзоконтакте кварцевых диоритов и дацитовых порфиров широко развиты кварц-калишпатовые, полевошпатовые и кварц-полевошпатовые прожилки, нередко содержащие мафические минералы. Эти прожилки Ф. Камю не случайно называет "микроинтрузиями": развиваясь после биотитизации андезитов, они теснейшим образом связаны с незатвердевшей магмой, из которой кристаллизовались кварцевые диориты и дацитовые порфиры.

В качестве проявления постмагматического калиевого метасоматоза Ф. Камю описывает в центральной части интрузива дацитовых порфиров широкое развитие микропертита. Однако в краевых частях интрузива это изменение постепенно затухает. С пертитовой зоной связаны наиболее высокие содержания главных гипогенных рудных минералов в дацитовых порфирах. Объяснить это, по-видимому, можно тем, что при калишпатизации пород резко увеличивается пористость последних, а это благоприятно влияет на концентрацию оруденения.

Кварц-серицитовые изменения пород, связанные с развитием руд-

ного процесса, проявлены широко, хотя и неравномерно. Этим изменениям подвергались все типы пород, но наиболее интенсивно кварцевые диориты; в дацитовых порфирах они захватили лишь только приконтактные зоны. В наиболее интенсивном выражении процесса плагиоклаз превращен в мозаику вторичного кварца и серицита, а железо-магнетитовые минералы замещались сначала хлоритом, а затем серицитом. Ореолы этих изменений пространственно тесно связаны с кварцевыми прожилками и сопровождаются вкрапленностью пирита.

Пропилитизация развита на флангах месторождения, образуя ореол, охватывающий все прочие изменения в породах и совпадающий с затуханием медного оруденения. По данным Ф. Камю, этот процесс характеризуется развитием хлорита, эпидота, кальцита, магнетита, пирита, небольших количеств серицита и кварца. Наиболее яркими образованиями процесса пропилитизации являются хлорит и эпидот. Хлорит образует вкрапленность, радиальнолучистые агрегаты по вторичному биотиту, а также прожилки; имеет оливково-зеленую окраску, соответствующую порингитовой разновидности. Эпидот присутствует в виде крупных выделений по фенокристам плагиоклаза, а также в прожилках. В целом вкрапленные выделения минералов процесса пропилитизации преобладают над прожилковыми. Пропилитовым изменениям подвергались только андезиты формации Фареллонес и кварцевые диориты.

Аргиллизация пород проявлена широко. В наиболее общей форме этот процесс выразился в развитии каолинита и сопровождающих его монтмориллонита и алунита по фенокристам и основной массе пород различного типа.

Наиболее интенсивно этот процесс прошел на контакте кварцевого диорита и андезита, где наблюдается почти полное превращение названных пород в каолиновую массу. С глубиной интенсивность аргиллизации уменьшается, распространяясь до 500 м ниже поверхности. На основании того, что аргиллитовое изменение пород находится исключительно в зоне вторичного сульфидного обогащения, усиливаясь в тех местах, где наблюдаются наибольшие концентрации халькозина, Ф. Камю приходит к выводу о супергенном характере процесса аргиллизации. Этот вывод, несомненно, дискусионен, поскольку на других медно-порфировых месторождениях аргиллизация признается большинством исследователей процессом гипогенным.

По ряду наблюдений [45], Эль-Тениенте является типичным представителем меднопорфировых месторождений и в генетическом плане связано с кварцевыми диоритами, особенно тесно с дацитовыми порфирами. История формирования этого месторождения вырисовывается в следующем виде.

После внедрения кварцевых диоритов и дацитовых порфиров, являющихся, по мнению вышеназванных исследователей, выступами Андского батолита, в результате высокотемпературной постмагматической деятельности здесь сформировалось основное промышленное

молибдено-медное оруденение вкрапленно-прожилкового характера в андезитах и кварцевых диоритах и преимущественно вкрапленного характера в дацитовых порфирах.

В заключение главной стадии рудной минерализации произошел мощный тектонический толчок, который привел к образованию дотрубковой брекчии. После этого развивалась ранняя турмалиновая стадия, минеральные отложения которой являются цементом дотрубковой брекчии.

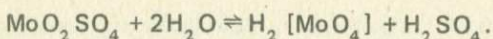
Дальнейшая история месторождения — это образование трубки Браден, выполняющих ее обломочных пород, прорывающих их латитовых порфиров и наложенной на формацию Браден рудной минерализации, не имеющей, однако, промышленного значения. По мнению ряда авторов [45], ключом к разгадке природы образования трубки Браден является прерывистая интрузия латитовых порфиров, возникшая почти одновременно с формацией Браден. Предполагается, что трубка на глубине соединялась с каналом, по которому то поднимался, то опускался столб латитовой магмы. Причиной интенсивного раздробления пород внутри конусообразной трубки были неоднократные толчки снизу, сопровождавшие внедрение латитовых порфиров в несколько стадий и вызывавшие неоднократные перемещения обломков пород внутри трубки вверх и вниз.

ПОВЕДЕНИЕ МОЛИБДЕНА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ

Эндогенные месторождения молибдена в зоне гипергенеза испытывают существенные преобразования как в минеральном составе руд, так и в содержании металла в них. Минералогия зон окисления молибденовых месторождений изучена достаточно детально, и процессам окисления молибденита — главного объекта промышленной добычи — посвящены многие исследования. Однако вопрос о динамике молибдена в зоне гипергенеза в целом освещен явно недостаточно. Между тем решение этого вопроса имеет большое практическое значение, поскольку оно может дать возможность оценивать степень соответствия руд поверхностных выходов первичным сульфидным рудам, залегающим ниже зоны окисления, а это в значительной мере решает задачу оценки проявления молибдена на поисково-оценочной стадии геологоразведочных работ.

Общепризнано, что интенсивность окисления молибденита во многом определяется количеством серной кислоты, образующейся в результате более быстрого окисления пирита, обычно присутствующего в рудах вместе с молибденитом. При этом интенсивность выноса молибдена зависит от той роли, которую играют нейтрализаторы в зоне окисления.

В качестве первоначального соединения, образующегося при окислении молибденита, принято считать [33] MoO_2SO_4 , которое легко гидролизует с образованием молибденовых анионов:



При взаимодействии молибденсодержащих растворов с бикарбонатом кальция образуется повеллит CaMoO_4 , а при взаимодействии с сульфатами железа, появляющимися при окислении сульфидов и в первую очередь пирита, осаждается ферримолибдит $\text{Fe}_2^{3+}(\text{MoO}_4)_3 \times 7\text{H}_2\text{O}$. Последний, как это показали исследования В.И. Виноградова (1958 г.), растворим при $\text{pH} < 3,2$, гидролизуеться при $\text{pH} > 4,7$ и устойчив в интервале $\text{pH} 3,2-4,7$. При гидролизе ферримолибдита образуются гидроокислы железа, которые, выпадая в осадок, частично соосаждают окислы молибдена.

По растворимости повеллита В.И. Виноградовым получены следующие результаты (в пересчете на Mo , в мг/л): при $\text{pH} 8,3-27$, $\text{pH} 5,6-14$, $\text{pH} 1,7-2750$. А.И. Бусев (1962 г.) приводит зависимость изменения растворимости повеллита в воде от изменения температуры (в мг/л):

температура, °С	0	20	50	80	100
растворимость, мг/л	21	23	28	74	96

В аридном климате, где образуются щелочные растворы, молибден выносятся из зоны окисления в виде легкорастворимых щелочных молибдатов, частично сохраняясь в виде повеллита, при резко подчиненном значении ферримолибдита. На Восточно-Коунрадском месторождении кроме значительного выноса молибдена из зоны окисления отмечено [41] довольно широкое распространение повеллита, который образуется из нейтральных или слабощелочных рудничных вод при аридном выветривании. В условиях холодного гумидного выветривания Сибири, при прочих равных условиях, в зонах окисления молибденовых месторождений обычно преобладает ферримолибдит, а повеллит образуется в подчиненных количествах. Кроме того, носителями молибдена в зоне окисления являются гидроокислы железа и ярозита.

Поведение молибдена при электродиализе гидроокислов железа и ярозита дало основание Л.И. Никоновой (1965 г.) сделать вывод о том, что здесь имеет место очень тонкая механическая смесь, образовавшаяся при совместном осаждении или взаимной коагуляции, в которой молибден находится, вероятно, в форме MoO_3 или гидрата окисла.

Экспериментальное изучение условий выделения MoO_2 из раствора молибдата натрия под действием водорода показало, что при изменении pH от 2 до 5 за 10 ч соосаждается 87 % молибдена, а в условиях, близких к природным, при pH исх. 7 (pH кон. 7,84) — только 14 % (А.Н. Зеликман, 1970 г.). Работами Э.Г. Васильевой (1972 г.) установлено, что молибден полностью выносятся из сероцветной породы сульфатгидрокарбонатной кислородной водой ($\text{pH} 7-8$, Eh от +400 до 0 мВ). Не влияет на его вынос и поступление сероводорода в эту же воду, и создание сероводородного барьера. В этих услови-

ях молибден не осаждается и на лимонитизированной породе. Молибден также выносится при поступлении атомарного водорода и создании резко восстановительной среды (pH 7–8, Eh от -400 до -500 мВ). При сульфатредукции осадка молибдена возможна в процессе соосаждения с железом.

Таким образом, уже из приведенных данных следует, что условия сохранения молибдена в зоне гипергенеза весьма ограничены, поэтому здесь резко преобладает процесс его выщелачивания и выноса. Заметные накопления молибдена в зоне гипергенеза установлены лишь в связи с испарительной концентрацией, как пример — геохимические аномалии в такырах и заболоченных местах, а также в месторождениях осадочного генезиса в углях, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцах, формировавшихся в замкнутых мелководных бассейнах жаркого климата.

Степень выноса молибдена из зон окисления рассчитана на примерах наиболее часто встречающихся месторождений монометалльных молибденовых (Жирекен, Бугдая) и вольфрам-молибденовых (Коктенколь, Батыстау, Джанет, Восточный Коунрад) руд с умеренным (до 3–4 %) содержанием сульфидов (пирит + халькопирит + молибденит), а также месторождений медно-молибденовых руд (Каратас I и IV), где сульфидов значительно больше и особенно резко возрастает содержание пирита и халькопирита относительно молибденита [26].

Для выяснения влияния климата на интенсивность выноса молибдена сравнивались месторождения аридной зоны (Центральный Казахстан) с месторождениями холодной гумидной зоны, расположенными в районах развития многолетней мерзлоты (Восточное Забайкалье).

Из графика, показывающего зависимость количества вынесенного молибдена от окисления молибдена (рис. 34), видно, что эта зависимость прямая, приближенно пропорциональная и может быть выражена формулой:

$$X = kC,$$

где X — доля молибдена, вынесенного из зоны окисления; C — содержание молибдена окисленного, отн. %; k — коэффициент выноса молибдена.

Весьма важным является то обстоятельство, что в условиях аридного климата (Центральный Казахстан) вынос молибдена из зон окисления вольфрам-молибденовых месторождений происходит в три раза интенсивнее, чем из зон окисления монометалльных молибденовых месторождений в условиях холодного гумидного климата районов с развитием многолетней мерзлоты (Восточное Забайкалье).

Другой примечательной особенностью является снижение степени выноса молибдена из зон окисления медно-молибденовых месторождений. На месторождениях Каратас I (в скарнах) и Каратас IV (в гранитах), расположенных в аридной зоне Центрального Казахстана, коэффициент выноса молибдена в полтора раза ниже, чем на вольфрам-

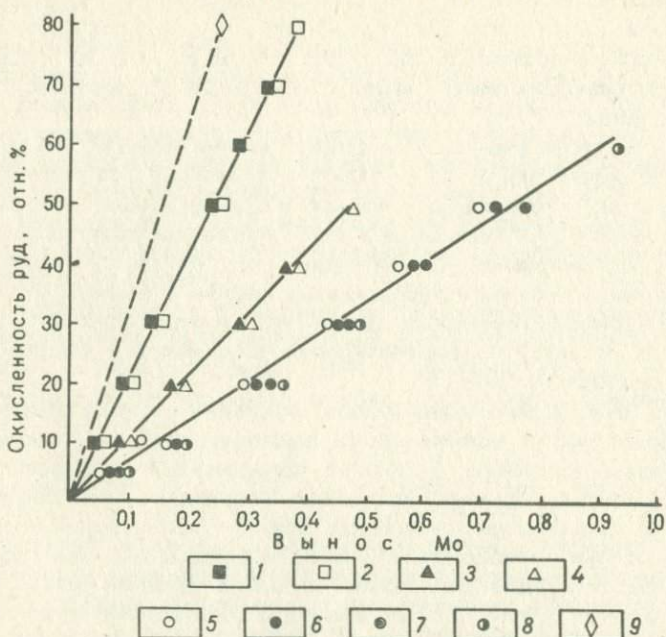


Рис. 34. График зависимости выноса молибдена из зон окисления от окисленности руд (В.Т. Покалов, В.Г. Орлов, 1974 г.).

Месторождения: 1 — Жирекенское, 2 — Бугдаинское, 3 — Каратас I, 4 — Каратас IV, 5 — Джанетское, 6 — Коктенкольское, 7 — Батыстауское, 8 — Восточно-Кунрадское, 9 — Сорское

молибденовых месторождениях, находящихся в той же климатической зоне (см. рис. 34). На Сорском месторождении при степени окисления молибденита 80 % вынос молибдена из зоны окисления составил не более 27 %, т. е. в 1,5 раза меньше, чем на Бугдаинском и Жирекенском молибденовых месторождениях, расположенных в той же климатической зоне.

Таким образом, поведение молибдена в зоне окисления определяется прежде всего климатическими условиями. Сухой аридный климат способствует более интенсивному выносу молибдена по сравнению с холодным гумидным. В то же время на динамику выноса молибдена существенно влияет минеральный состав руд. Высокое содержание сульфидов железа в рудах обуславливает широкое развитие в зоне окисления гидроокислов железа, способных прочно удерживать окислы молибдена.

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В связи с бурным развитием промышленности проблема обеспечения ее минеральным сырьем становится все более сложной, поскольку гигантскими темпами возрастают объемы его потребления. Задачи геоло-

гов по созданию сырьевых баз для развития всех отраслей промышленности в необходимых масштабах весьма сложные и в части обеспечения промышленными запасами действующих горнорудных предприятий, и в части создания новых крупных сырьевых баз для строительства новых предприятий. Поэтому так остро стоит проблема разработки научно обоснованных методических приемов прогнозирования полезных ископаемых, особенно крупномасштабного, с количественным определением прогнозируемых минеральных ресурсов.

Прогнозными считаются ресурсы минерального сырья в недрах, определяемые сверх запасов категорий A , B , $C_1 + C_2$, наличие которых в пределах оцениваемого объема земной коры предполагается на основании благоприятной геологической обстановки и совокупности поисковых признаков как прямых, так и косвенных.

Прогнозные ресурсы оцениваются по месторождениям, рудным полям, районам и регионам отдельно по промышленным типам руд с указанием среднего содержания в них основных полезных компонентов, глубины их распространения и других геологоразведочных показателей. Они определяются с учетом существующих или осваиваемых промышленностью прогрессивной горнодобывающей техники и технологии переработки минерального сырья.

Прогнозные ресурсы в зависимости от степени их геологической изученности разделяются на три категории: P_1, P_2, P_3 .

Категория P_1 . Прогнозные ресурсы разведанных и разведываемых месторождений и прилегающих к ним рудных полей с выявленными рудопроявлениями того же генетического типа, а также месторождений, на которых проведены поисково-оценочные работы, с определением части ресурсов по категории C_2 . Прогнозные ресурсы этой категории определяются на основе поисковых признаков и оценочных критериев по аналогии с уже разведанными участками и рудными телами месторождений, по которым имеются фактические данные о промышленном и формационном типе оруденения, концентрации полезных компонентов, форме и размерах рудных тел, глубине их распространения и т. д. Совместно с запасами категории C_2 прогнозные ресурсы категории P_1 являются основанием для выбора рациональных направлений разведочных работ.

Категория P_2 . Прогнозные ресурсы месторождений, наличие которых устанавливается в процессе общих, специализированных и, главным образом, детальных поисков на основании выявленных и положительно оцененных прямых признаков оруденения. Основой для их расчета служат поисково-оценочные признаки (минералогические, геохимические, геофизические, структурно-геологические и др.), по которым можно судить о возможных масштабах и форме проявления оруденения, его промышленном и формационном типе. Прогнозные ресурсы категории P_2 служат обоснованием постановки поисково-оценочных работ.

Категория P_3 . Прогнозные ресурсы рудоносных и потенциально рудоносных площадей, бассейнов и районов, в пределах которых по

благоприятным геологическим предпосылкам, установленным в результате геологических съемок, металлогенических и других исследований, возможно выявление новых месторождений полезного ископаемого промышленного и формационного типа, кондиционного качества и достаточных масштабов. Прогнозные ресурсы категории P_3 учитываются для обоснования районов поисковых работ.

Определение прогнозных ресурсов может быть сделано лишь приближенно, с указанием порядка цифр, анализ которых с учетом геологических и технико-экономических данных позволяет обоснованно выбирать объемы для проведения первоочередных поисков и разведки. По мере производства геологоразведочных работ и накопления нового фактического материала прогнозные оценки подлежат уточнению.

Основой прогноза являются поисковые критерии и признаки оруденения, из которых к числу важнейших относятся геотектонические, магматические и структурно-литологические, позволяющие принципиально решать вопрос о рудоносности той или иной территории и типах развитых на ней месторождений. К поисковым признакам, прямо или косвенно указывающим на наличие рудной минерализации, относятся рудные выходы, ореолы рудных элементов, гидротермально-измененные породы, геофизические аномалии и др.

Под качественной оценкой прогнозных ресурсов молибдена понимается выделение перспективных участков и районов, определение возможных типов месторождений и качества руд.

Количественная оценка прогнозных ресурсов молибдена должна осуществляться постоянно, начиная с оценки отдельных разведываемых месторождений до оценки целых районов. Она диктуется необходимостью более правильного планирования и выбора направлений геологоразведочных работ. При этом обычно пользуются методом аналогии по укрупненным параметрам. Такими параметрами являются типы рудных тел, месторождений и молибденоносных районов, классифицированные как по морфогенетическим, так и по другим признакам.

Укрупненные параметры должны быть разработаны для отдельных рудных полей, районов и провинций с учетом местных особенностей. Определяя возможное положение месторождения и его промышленный тип по сумме всех геологических критериев и поисковых признаков, его можно отнести к тому или иному классу крупности и, таким образом, подойти к количественной оценке, согласно известной средней величине данного класса в данном рудном поле или районе. В тех же районах можно применять способ оценки по "коэффициенту рудоносности", при котором геологически однородные молибденоносные участки сравниваются с разведанными, аналогичными по геологической позиции. Оба способа могут комбинироваться.

Новые молибденоносные районы, выделяемые на основании геологических предпосылок и самых общих поисковых данных, в том числе и геохимического опробования, также подлежат количественной оценке методом аналогии. Оценка таких районов может быть произведена лишь весьма приближенно.

Анализ геологических условий нахождения оруденения и определение его места в истории развития земной коры позволяют на основе установления связи оруденения с той или иной геологической формацией выделять рудные формации как части или производные геологических формаций. Именно на этой основе появляется возможность надежно определить устойчивые поисковые признаки и оценочные критерии оруденения, его место в истории развития земной коры, рудо-контролирующие тектонические структуры, геологические связи и их иерархическую соподчиненность, фаціальную приуроченность, условия, определяющие масштаб и качество оруденения и др. Такой подход к формационному или, вернее, к системному анализу дает возможность четко подразделить все молибденовые месторождения на рудные формации, каждая из которых характеризуется своими, только ей присущими связями с магматизмом, позициями в истории развития геотектонических структур, вещественным составом руд и геохимическими особенностями.

Несмотря на такой, казалось бы, простой и ясный подход к проблеме формационного анализа, нацеленный на разработку поисковых признаков и оценочных критериев оруденения, проблема эта оказалась весьма запутанной, поскольку исследователи выделяют рудные формации довольно произвольно, на разной основе и часто без определенной цели. В последнее время, например, к формации медно-молибденовых (медно-порфириновых) месторождений нередко причисляют (В.И. Сотников и др., 1977 г.) месторождения, характеризующиеся иными геотектоническими позициями, связями с другими магматическими формациями, существенными отличиями в вещественном составе руд и геохимии. С типично медно-порфириновыми месторождениями, проявляющимися в период эпигеосинклинального орогенеза, объединяются собственно молибденовые месторождения эпиплатформенной орогении — Клаймакс, Жирекен, Бугдая, в рудах которых медь или отсутствует или ее роль несущественна, но в заметных количествах появляется вольфрам. Наряду с этими месторождениями к медно-порфириновым, т. е. медно-молибденовым, относится собственно медные с повышенным содержанием в рудах магнетита, золота, серебра и незначительным содержанием молибденита, связанные с раннегеосинклинальным этапом развития земной коры (юго-западная часть Тихоокеанского пояса). В результате этого в одном формационном типе объединены месторождения разнородные и по геологическим связям, и по своей сути — отсюда теряется смысл выделения рудной формации.

Безуспешными являются также попытки произвести формационную группировку месторождений с привлечением в качестве определяющего признака соотношения главных рудных компонентов в рудах [7]. Во-первых, из-за постоянно проявляющейся рудной зональности однотипные месторождения с разным уровнем эрозионного среза часто характеризуются рудами с разным соотношением полезных компонентов в них. Во-вторых, вещественный состав руд плутоногенного происхождения определяется составом материнской магмы, а плутоны, даже если

они принадлежат к одной магматической формации, занимают одинаковые геотектонические позиции и контролируются одной и той же тектонической структурой, редко бывают полностью идентичными по составу. Поэтому в связанных с ними рудах обычно наблюдаются довольно широкие вариации соотношений полезных компонентов, хотя по минеральному составу и геохимическим особенностям эти руды однотипны. Это проявляется повсеместно на вольфрам-молибденовых месторождениях Центрального Казахстана, медно-молибденовых месторождениях Армении, Хакассии, Канады, на молибденовых месторождениях Клаймакс и Гендерсон, расположенных в одной структурно-фациальной зоне — поперечном порфирировом поясе Колорадо, а также на многих однотипных месторождениях в других регионах.

Нередко рудные формации выделяют на основе ведущих рудных и нерудных минеральных парагенезисов или характера преобладающего метасоматического преобразования вмещающих пород (М.М. Повилайтис, 1979 г.; В.К. Денисенко, 1978 г.). Такой подход к рудно-формационному анализу, основанный на определении ведущего процесса минералообразования, по существу приводит к выделению генетических типов или классов оруденения (по В.И. Смирнову) — пегматитового, альбититового, скарнового, грейзенового и т. д. При этом каждый отдельно взятый тип или класс проявляется в связи с разными магматическими (геологическими) формациями и в разной геотектонической обстановке, в зависимости от чего он характеризуется различными полезными ископаемыми — скарны с медью, медью и молибденом, вольфрамом и молибденом, вольфрамом и оловом, оловом; грейзены с оловом и вольфрамом, вольфрамом и молибденом и др. Таким образом, при таком подходе в одной рудной формации объединены месторождения различных полезных ископаемых, формировавшиеся в связи с разным магматизмом и в разной геологической обстановке, а это уже противоречит даже общепринятому определению рудной формации. Отсюда вытекает нецелесообразность подмены термина генетический тип или класс термином рудная формация.

Формационный анализ, как его понимает автор, объединяющий в рудную формацию месторождения, характеризующиеся общностью только им присущих ассоциаций рудных элементов и геологических факторов, обуславливающих их закономерное размещение в земной коре, позволяет надежно определить поисковые критерии и признаки молибденового оруденения, важнейшими из которых являются геотектонические, магматические, минералогические, геохимические, а также геофизические.

Тектоно-магматические критерии оценки. Месторождения, обеспечивающие промышленные запасы молибдена, по вещественному составу руд, связям с магматизмом и геотектоническим процессам четко разделяются на три рудные формации: медно-молибденовую, молибденовую и вольфрам-молибденовую.

Медно-молибденовые месторождения формировались в позднеорогенную стадию развития геосинклиналей. Большая часть их находится

в эвгеосинклинальных зонах, главным образом в геантиклинальных структурах и их ближайшем обрамлении, а также в зонах стыка разновозрастных складчатых систем и в срединных массивах. В геантиклиналях, относящихся к структурам остаточного типа, оруденение нередко тяготеет к краевым частям жестких блоков типа срединных массивов. Размещение медно-молибденовых месторождений определяется следующими факторами: 1) пространственной и генетической связью с плутонами, сложенными монцонитами, гранодиоритами, гранитами и диоритами, внедрившимися после основной фазы складчатости; 2) пространственной и, по-видимому, парагенетической связью с небольшими штоками и дайками порфировых пород; 3) зонами разломов, согласными или косоориентированными к ним.

Месторождения молибденовой формации связаны с процессами активизации консолидированных участков земной коры, которые начались образованием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся отложениями молассового типа. Следовавшее вслед за этим общее воздымание земной коры сопровождалось интрузиями крупных масс гранитоидов, вулканической деятельностью и образованием молибденовых месторождений. Месторождения молибдена расположены в поднятиях и в обрамлении впадин, где они генетически и пространственно приурочены к плутонам, сложенным амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами при подчиненной роли граносиенитов, монцонитов и диоритов, развитых в сравнительно узких эндоконтактных зонах. Оруденение находится в апикальных частях плутонов, в их экзо- и эндоконтактных зонах мощностью до 700—800 м и тесно ассоциирует во времени и в пространстве с дайками порфировых пород, которые внедрялись в зоны повышенной трещиноватости, образуя протяженные дайковые пояса и обширные поля.

Вольфрам-молибденовые месторождения формировались в связи с субсеквентным развитием складчатых областей и эпиплатформенной орогеней. Оруденение встречается в тектонических структурах, разных по происхождению, времени заложения и пространственной ориентировке, претерпевших активизацию после периода относительного покоя. На фоне движений блоков с относительно небольшой амплитудой накапливались вулканиты среднего, щелочного и кислого состава. Месторождения ассоциируют с апикальными частями плутонов, сложенных лейкократовыми гранитами и прорванных дайками разного состава. Большая часть оруденения находится в экзоконтактных зонах гранитов мощностью до 1000—1500 м; мощность оруденелых эндоконтактных зон не превышает 200—300 м.

Формации месторождений молибдена не отличаются по составу пород, слагающих малые интрузивные тела (штоки и дайки), обычно представленные аплитами, гранит-порфирами, диоритовыми порфиритами и лампрофирами, но резко различными по петрохимии пород крупных плутонов. Последнее обусловлено неодинаковой ролью процессов ассимиляции и гибридизма при их формировании: весьма значительной для плутонов пестрого состава (медно-молибденовая формация), огра-

ниченной для плутонов, сложенных роговообманково-биотитовыми гранитами (молибденовая формация), и практически не проявленной в плутонах лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация). Общими чертами магматических пород, с которыми связаны эндогенные месторождения молибдена, являются их щелочноземельный состав, повышенная щелочность против средних типов щелочноземельных пород и парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с пироксеном, роговой обманкой, лабрадором и андезином, свидетельствующие о повышенном потенциале калия в процессе кристаллизации магмы. Молибден в магматическом процессе не проявляет тенденции к накоплению в породообразующих минералах, а магматические породы, с которыми связаны месторождения молибдена, характеризуются нижекларковыми и кларковыми содержаниями этого элемента.

На основании анализа мелкомасштабных геологических карт, истории геологического и магматического развития территорий производится их оценка в отношении перспектив выявления месторождений той или иной рудной формации. Поскольку набор полезных компонентов и их содержание в рудах месторождений молибденовой, медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формацией разные, то районирование территорий по формационным типам молибденовых месторождений имеет, очевидно, большое практическое значение.

В западной ветви Скалистых гор США, обрамляющей с запада плато Колорадо, развиты медно-молибденовые (меднопорфировые) месторождения, в которых медь резко преобладает, а молибден является попутным компонентом, содержание которого в рудах не превышает первых сотых долей процента. Здесь медно-молибденовые месторождения связаны с орогенной стадией развития мезозойской геосинклинали в ларамийское время и ассоциирует с проявлениями монзонитов, граносиенитов, диоритов, гранодиоритов (Бингам, Санта-Рита, Инсперейшн, Сьеррита, Глоб и др.). В восточной ветви Скалистых гор, огибающей с востока плато Колорадо, находятся месторождения молибденовой формации — Клаймакс, Гендерсон, Квеста и др. Руды этих месторождений по содержанию меди не имеют практического значения, а содержание молибдена в них достигает 0,25%. Здесь месторождения молибдена связаны с плутонами биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов периода тектоно-магматической активизации западной части Северо-Американской платформы, происходившей также в ларамийское время.

Другой пример. Сходство тектоно-магматического развития в мезозое позволило В.Т. Покалову [21] положительно оценить последнюю в отношении выявления месторождений молибденовой формации, что впоследствии подтвердилось рядом интересных открытий.

Исходя из формационного анализа можно сделать вывод о преобладающей роли вольфрама над молибденом в месторождениях Горного Алтая. Верхнепалеозойские биотитовые граниты этой территории, сопровождающиеся вольфрамовым оруденением с молибденом, отвечают ряду щелочноземельных гранит-гранодиоритов, по Р. Дэли, и от

лейкократовых гранитов вольфрам-молибденовой формации отличаются большим содержанием ферромагнезиальных компонентов и кальция, меньшей щелочностью и меньшей пересыщенностью кремнием. Эти отличия, по-видимому, обусловили в послемагматическом процессе горноалтайских месторождений резкий сдвиг в сторону вольфрамовой минерализации. Вследствие редуцированности ранней молибденовой стадии запасы триоксида вольфрама в этих месторождениях в пять-семь раз превышают запасы молибдена. Это определяет территорию Горного Алтая прежде всего как вольфрамоносную и побуждает планировать и проводить поисково-оценочные работы здесь на вольфрам, учитывая молибден лишь как попутный компонент, не имеющий самостоятельного значения.

Таким образом, общерегиональные геологические предпосылки и поисковые критерии позволяют методом аналогии и сравнительного анализа оценивать новые регионы в отношении их молибденоносности.

Минералогические критерии оценки. Послмагматические процессы начинались дорудными калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией продуктивных гранитов, а также скарнированием карбонатных пород экзоконтакта.

Рудная минерализация связана с процессом кислотного выщелачивания. Наиболее ранними являются кварцевые жилы и прожилки с магнетитом, на контакте с которыми во вмещающих породах лишь биотит и роговая обманка частично замещены хлоритом и карбонатом. Затем формировалось основное молибденовое оруденение — вначале возникли молибденит, вкрапленный во вмещающие породы, и кварцевые прожилки с крупночешуйчатым молибденитом, позднее — кварцевые прожилки с мелкочешуйчатым молибденитом. В ассоциации с молибденитом встречаются кубанит, рутил, молибдошеелит, а также халькопирит, образующий структуры распада в борните. На молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождениях молибденит, по существу, является единственным промышленно ценным рудным минералом данной стадии рудного процесса, а на медно-молибденовых месторождениях с ним ассоциируют сульфиды меди, содержащие основную или значительную часть промышленной меди этих месторождений. Околожилные изменения обычно выражены слабой мусковитизацией вмещающих пород и лишь на некоторых месторождениях (Восточно-Коунрадское, Умальтинское) развиты слюдисто-кварцевые грейзены.

На вольфрам-молибденовых месторождениях вслед за молибденовой минерализацией развивалась вольфрамовая. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивной грейзенизацией вмещающих пород с образованием фторсодержащих минералов. Ранняя ассоциация вольфрамита или шеелита с пиритом, висмутином, флюоритом, топазом, мусковитом, небольшими количествами молибденита, иногда касситерита и акцессорными берtrandитом, геливином, браннеритом и ильменорутилом нередко сменяется ассоциацией гюбнерита с пиритом, флюоритом и мусковитом.

На месторождениях всех трех формаций широко распространены

кварцевые прожилки с пиритом и халькопиритом. Вмещающие породы около них интенсивно серицитизированы.

Заканчивался рудный процесс образованием кварц-карбонатных прожилков и жил со свинцово-цинковым оруденением, обычно незначительно распространенным. Вмещающие породы березитизированы. На многих молибденовых месторождениях после рудообразования вмещающие породы подвергались аргиллизации, а завершился гидротермальный процесс отложением карбонатов и цеолитов.

Развитие послемагматических процессов при формировании месторождений молибдена носило прерывистый стадийный характер. Перечисленные стадии послемагматического процесса и последовательность их проявления присущи всем промышленным месторождениям, хотя объемы минеральных образований разных стадий не везде были одинаковыми. Весьма надежным признаком промышленного оруденения является полнота проявления всех вышеохарактеризованных стадий послемагматического процесса, начиная с дорудной калишпатизации вмещающих пород и кончая их послерудной аргиллизацией и развитием карбонатных прожилков. При этом следует отметить растянутость во времени молибденовой минерализации и ее развитие в несколько импульсов.

В сравнении с промышленными месторождениями на небольших рудопоявлениях не наблюдается полного развития послемагматического процесса, обычно слабо проявлены процессы гидротермального изменения вмещающих пород, характерна одноактность развития молибденового оруденения. Это или вкрапленность молибденита во вмещающих породах, или сравнительно редкие жилы и прожилки кварца с молибденитом без признаков наложения на них более поздней молибденовой минерализации.

На промышленных месторождениях, где кварцевые образования характеризуются высокими содержаниями молибденита, ассоциирующей с ним пирит присутствует, как правило, в небольших количествах. В отличие от них на бедных, непромышленных месторождениях нередко в кварцевых жилах и прожилках мало молибденита, но резко возрастает содержание пирита (не наложенного, а в парагенезисе с молибденитом). Вместе с пиритом часто присутствует магнетит. Примерами таких месторождений, бедных по содержанию молибденита в рудах, могут служить Агаскырское, Адырлыхское, Камыштинское (Батеневско-Беллыкское поднятие), Ширгинское, Люндорское, Кудиканское, Джекдачинское (Восточное Забайкалье), Загиндзорское, Мроцкое, Тваркарское, Команлуйское (Мисхано-Зангезурская зона) и др.

Наблюдающаяся последовательность выделения минералов (молибденит — пирит — магнетит) позволяет сделать предположение, что при высоких концентрациях молибдена в гидротермальном растворе практически вся реакционноспособная сера расходовалась на построение молибденита — наиболее высокотемпературного сульфида. При низкой концентрации молибденита в растворе после кристаллизации молибденита оставалось значительное количество серы, которая соединялась с железом, всегда присутствовавшим в достаточно большом количестве

и в самих растворах, и во вмещающих породах. После связывания всей серы с железом вследствие повышения рН растворов в условиях высоких температур могли выделяться окислы железа вплоть до магнетита. Следовательно, обилие пирита в жильном кварце, парагенетически связанного с молибденитом, является показателем невысокого содержания молибдена в рудах.

Рудная зональность и ее значение при оценке оруденения. Постоянными спутниками молибдена в рассматриваемых месторождениях являются медь, свинец и цинк, количественные соотношения которых с молибденом в месторождениях разных формаций различны. Вольфрам, висмут и отчасти олово характерны для месторождений вольфрам-молибденовой формации. В очень небольших количествах вольфрам присутствует также в месторождениях молибденовой формации. В пространственном размещении всех этих элементов наблюдаются следующие особенности. На медно-молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Свинцово-цинковая минерализация находится, как правило, в периферических частях рудных полей, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. Примером месторождений с такой зональностью могут служить Алмалыкское, Агаракское, Каджаранское, Каратасское и др. Аналогичная зональность наблюдается и на месторождениях молибденовой формации (Жирекенское, Бугдаинское и др.) с той только разницей, что медь на этих месторождениях проявлена значительно слабее.

На верхних горизонтах и на флангах месторождений или рудных полей вольфрам-молибденовой формации сосредоточены максимальные концентрации вольфрама и висмута, а максимальные концентрации молибдена находятся в центральных частях месторождений и на более низких горизонтах, т. е. вольфрам и висмут всегда располагаются дальше от предполагаемого источника оруденения, чем молибден. На месторождениях жильного типа эта разобченность выражена контрастно, вплоть до полного пространственного разделения (рудное поле Восточно-Коунрадского гранитного массива). На месторождениях штокверкового типа она предстает как несовпадение максимумов концентраций молибдена, с одной стороны, и вольфрама и висмута — с другой. При этом молибден пространственно связан с апикальными частями гранитных плутонов, а вольфрам и висмут распространяются дальше в экзоконтактовую зону (Джидинское, Коктенкольское, Джанетское и др.).

Свинцово-цинковая минерализация на вольфрам-молибденовых месторождениях менее распространена, чем на медно-молибденовых и молибденовых. Обычно она связана с карбонатами и присутствует на нижних горизонтах месторождений.

Таким образом, характер рудной зональности позволяет судить по соотношению молибдена с элементами-спутниками и по их взаимному пространственному расположению о глубине эродированности оруденения и, следовательно, об его перспективах на глубину. Например, круп-

ный ореол молибденовой минерализации, выявленный в плутоне лейкократовых гранитов со следами значительного эрозионного среза, явно неперспективен, а совмещенные ореолы молибдена, вольфрама и висмута, обнаруженные над апикальной частью не вскрытого эрозией гранитного плутона, позволяют положительно оценить рудопроявление в отношении выявления на глубине промышленного оруденения.

На месторождениях жильного типа промышленное значение обычно имеют средние горизонты жил, нередко характеризующиеся полосчатыми и брекчиевыми текстурами, образовавшимися в результате телескопирования молибденит-кварцевой минерализации двух и более генераций. Верхним горизонтом жил присуща редкая вкрапленность молибденита в ассоциации с еще более редким вольфрамитом, а также наиболее интенсивная грейзенизация и серицитизация вмещающих пород. Нижние части жил обычно бедны рудными минералами, в них появляются выделения калиевого полевого шпата; вмещающие околожильные породы едва затронуты процессом мусковитизации (месторождения Умальтинское, Восточно-Коунрадское и др.).

Факторы, влияющие на концентрацию оруденения, его морфологию и вертикальную протяженность. При определении прогнозных запасов I и II групп необходимо учитывать целый ряд факторов: общий характер тектонической структуры рудного поля, особенности локализации оруденения, размеры и морфологию уже выявленных рудных тел, условия их залегания, литологию вмещающих пород и характер трещиноватости в них, наличие или отсутствие геологического экрана и др., т. е. следует провести детальный анализ структуры рудного поля и размещения в нем рудных компонентов. Методы этого анализа детально разработаны, и поэтому здесь нет необходимости на них останавливаться. Важно подчеркнуть, что при общих типичных чертах месторождений одной рудной формации и отнесении их к тому или иному морфологическому типу конкретные рудные объекты всегда отличаются друг от друга в деталях и поэтому необходим конкретный геологический и структурный анализ, без которого нельзя дать прогнозную оценку рудному полю или отдельным его участкам.

Вертикальная протяженность оруденения, его зональность и морфология в послемагматических плутоногенных месторождениях во многом определяются характером теплового ореола, который возникает в результате интенсивного теплообмена предрудного магматического тела с окружающей средой. Размеры теплового ореола и его температурные градиенты определяются количеством выделяющегося интрузивного тепла, механизмом его переноса, глубиной залегания магматической камеры, теплофизическими свойствами и составом вмещающих пород.

Благодаря различиям в теплофизических свойствах пород тепловое поле обычно неоднородно. Сочетание тепловых проводников и тепловых аккумуляторов дает различные типы природных теплофизических систем — термостатов, тепловых экранов, тепловых изоля-

торов. Геометрия таких термостатированных структур различна (Ф.А. Летников, В.А. Нарсеев, 1971 г.) и в значительной мере обусловлена геологическими факторами. Вместе с трещиноватостью, пористостью, проницаемостью они нередко во многом определяют морфологию и протяженность (по падению и простираанию) рудных тел: жилы, залежи, линзы, штоки, трубы, кольца и др.

Температура теплового поля, на фоне которого формируется оруденение, постепенно понижается, о чем свидетельствует характер процессов, развивающихся на магматической и послемагматических стадиях. Снижение температур теплового поля можно представить как опускание изотерм. Если причиной отложения полезного компонента является падение температуры, а в большинстве случаев это так и есть, то в тепловом поле должна существовать критическая изотерма, где скорость отложения полезного компонента равна скорости его растворения. Вне этой изотермы, в сторону снижения температуры происходит отложение и накопление полезного компонента. Скорость опускания такой изотермы меньше скорости фильтрующихся рудоносных растворов, поэтому около нее происходит накопление рудного компонента с постепенным опусканием зоны накопления. Для различных рудных компонентов критические изотермы будут разными, вследствие чего и возникает температурная рудная зональность. Однако, поскольку тепловое поле динамично, полной пространственной разобщенности рудных компонентов обычно не наблюдается, большей частью изменяется лишь их соотношение в пространстве.

Протяженность оруденения в пространстве, его зональность и морфология являются в определенной мере следствием взаимоотношения неоднородного, изменяющегося во времени температурного поля с развивающимся на его фоне также изменяющимся во времени гидротермальным процессом.

Среди послемагматических месторождений вольфрам-молибденовые наиболее тесно связаны с апикальными частями рудопроизводящих плутонов, что позволяет установить главные факторы, влияющие на масштабность и концентрацию оруденения данного типа. Небольшие жильные месторождения с вертикальной протяженностью рудных тел до 250—350 м чаще встречаются в эндоконтактных зонах, а крупные штокверковые месторождения с вертикальным размахом 1200—1500 м располагаются над апикальными частями плутонов, и лишь частично своими нижними горизонтами они распространяются в граниты на глубину 200—250 м. В соответствии с температурными ступенями тепловых ореолов вольфрам и висмут сосредоточены на верхних горизонтах и флангах месторождений, а основное молибденовое оруденение расположено в их центральных частях.

Изучение этих месторождений показало, что общие размеры оруденения определяются главным образом размерами и морфологией рудопроизводящих плутонов, а также степенью сохранности оруденения, т. е. глубиной его эрозионного среза (рис. 35).

Наиболее крупное и концентрированное оруденение наблюдается

Рис. 35. График зависимости запасов вольфрама и молибдена от глубины залегания апикальных частей материнских плутонов и уровней их эрозионного среза.

1 — запасы вольфрама; 2 — запасы молибдена; 3 — кривая изменения суммарных запасов вольфрама и молибдена; 4 — положение апикальных частей материнских плутонов по отношению к уровню современного эрозионного среза; 5 — уровень современного эрозионного среза



в ассоциации с апикальными частями плутонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. В плане такие плутоны имеют изометричные, обычно овальные очертания с площадью по нижней кромке 100–300 км². Мощность их в центральных частях 8–10 км. Максимальная реально наблюдаемая вертикальная протяженность штокверковой рудной минерализации, связанной с такими плутонами, достигает 1500 м при глубине залегания апикальной части плутона 1300 м ниже дневной поверхности. Вольфрам в таких месторождениях преобладает над молибденом. При разном уровне эрозионного среза этих месторождений, т. е. при разной глубине залегания рудопроductирующих гранитов, протяженность оруденения и состав руд будут варьировать. При этом установлены следующие закономерности.

1. Очень крупные месторождения, в которых запасы вольфрама преобладают над запасами молибдена, находятся над апикальными частями материнских плутонов, залегающих на глубинах 1000–1500 м ниже дневной поверхности. Руды таких месторождений расположены в экзоконтактовой зоне мощностью до 1500 м. Запасы триоксида вольфрама могут достигать в них многих тысяч тонн, основные же запасы молибдена сосредоточены на очень глубоких горизонтах, что представляет большие трудности для разведки и эксплуатации.

2. Наиболее оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся непосредственно над гранитными куполами в их ближайшем экзоконтакте мощностью 300–400 м. Запасы промышленного молибдена здесь могут достигать 300–500 тыс. т при содержании металла в рудах 0,1–2,0 %. Вольфрам в этой зоне обычно присутствует как попутный компонент, но если в ней распространены карбонатные

породы, то вертикальная дифференциация в пространственном размещении вольфрама и молибдена не проявлена или слабо проявлена, основные запасы вольфрама так же, как и молибдена, сконцентрированы в породах ближайших экзоконтактов материнских плутонов.

3. При залегании апикальных частей материнских плутонов на 100—150 м ниже дневной поверхности молибденовое оруденение в значительной степени, а вольфрамовое — в основном эродированы; в этом случае запасы молибдена не превышают 100—150 тыс. т.

4. В апикальных частях плутонов, едва вскрытых эрозией, обычно развиты месторождения жильного типа мелких и средних размеров, в которых иногда между жильное пространство занято бедным штоковым оруденением.

5. Гранитные плутоны, обнаруженные на площади свыше 100—150 км², как правило, не сопровождаются промышленным молибденовым оруденением.

Анализ материалов более 100 месторождений и рудопроявлений показал, что вероятность встречи промышленных (по содержанию молибдена) месторождений составляет: в плутонах, не вскрытых эрозией и залегающих на глубинах свыше 150 м, — 20%; в плутонах при площади обнажения до 10 км² — 10%, от 10 до 20 км² — 6%, свыше 20 км² — 4%.

Малоконцентрированное оруденение небольших масштабов с вертикальной протяженностью от нескольких десятков до 100—200 м ассоциирует со следующими плутонами: незначительных размеров (площадь горизонтального сечения от долей до нескольких квадратных километров), с плутонами резко удлинённой формы, а также с плутонами крупных размеров (площадь горизонтального сечения превышает 1000 км²), характеризующимися уплощенной верхней поверхностью, осложненной многочисленными мелкими куполами (рис. 36). Например, в одном из районов Казахстана геофизическими работами установлено, что верхняя граница гранитного плутона находится на глубине от 50 до 100—150 м на площади 700—800 км². Поверхность гранитов неровная, осложнена многочисленными возвышенностями и погружениями, отдельные небольшие купола гранитов обнажены на дневной поверхности. На этой площади свыше 30 рудопроявлений, но все они незначительного масштаба и не имеют практического значения.

Мировая практика геологоразведочных работ на месторождениях молибденовой формации показывает следующее.

1. Крупные месторождения с запасами молибдена от 300 до 800 тыс. т находятся в экзоконтактах рудопродуцирующих плутонов, над их апикальными частями, залегающими на глубине 400—500 м, или сбоку от едва вскрытых эрозией гранитных куполов, обнаженных на площади до нескольких квадратных километров.

2. Месторождения средних размеров с запасами молибдена от 50—100 тыс. т ассоциируют с плутонами, эродированными неглубоко, характеризующимися развитием эндоконтактовых фаций не только в

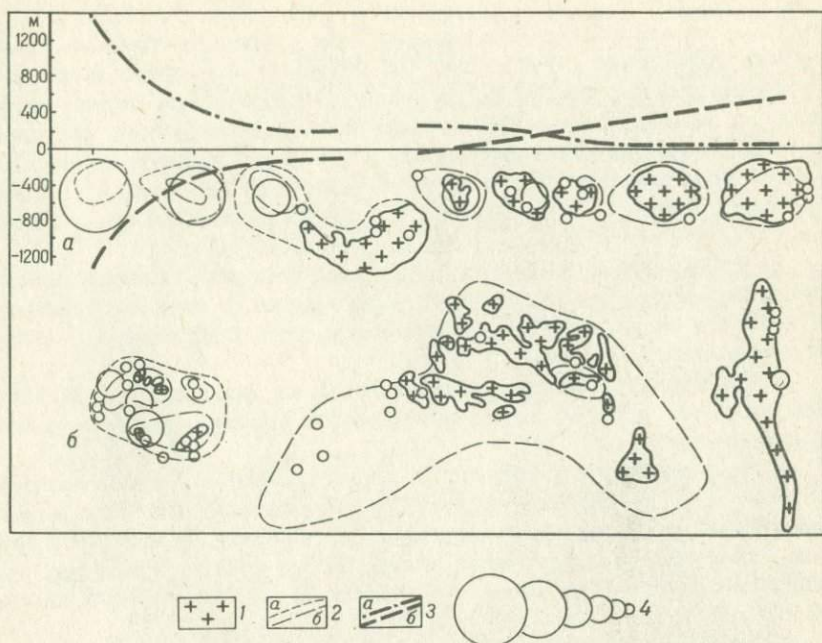


Рис. 36. Зависимость масштабов и вертикальной протяженности оруденения от морфологии, глубины залегания и эрозионного среза однокупольных гранитных плутонов (а) и многокупольных (б).

1 — обнаруженные части гранитных плутонов; 2 — контуры плутонов по геофизическим данным: а — на глубине более 1 км, б — на глубине менее 1 км; 3 — кривые изменения: а — вертикальной протяженности оруденения, б — глубины залегания апикальных частей плутонов и глубины их эрозионного среза; 4 — условные относительные размеры оруденения

краевых, но и в центральных частях обнаженных массивов гранитоидов; площади выходов таких плутонов на поверхности не превышают 50–100 км².

3. Плутоны, эродированные значительно, с площадью выхода на дневную поверхность 200–800 км² и более обычно сопровождаются незначительными рудопроявлениями и редко небольшими, обычно жильными месторождениями с запасами молибдена до 10–20 тыс. т, которые располагаются как внутри гранитоидов, так и в их экзоконтактах.

4. Плутоны резко удлиненной формы также сопровождаются незначительными рудопроявлениями, в которых запасы молибдена обычно не превышают 10 тыс. т.

Таким образом, намечается определенная связь между размерами и морфологией рудопроизводящих плутонов, с одной стороны, и масштабом оруденения, его вертикальной протяженностью и общей концентрацией, — с другой. Как же можно объяснить такую связь?

При низких содержаниях рудных элементов в рудопроизводящих гранитах рассматриваемого типа (кларковые и ниже кларковых: молибден — от 0,2 до 0,9 г/т; вольфрам — от 1,2 до 3,2 г/т) промышленные концентрации могут образоваться при их мобилизации по всей магматической камере или в значительной части ее. Следовательно, большое значение приобретают факторы концентрации рудоносного потока. Форма магматической камеры в этом процессе играет, по-видимому, первостепенную роль. Вмещающие породы почти всегда отличаются от пород эндоконтакта теплопроводностью, теплоемкостью, пористостью, трещиноватостью и т. д., что, несомненно, оказывает определенное влияние на условия распределения температур в околоинтрузивном поле, на направление движения теплового потока, летучих и рудоносных растворов. На выпуклом контакте сток тепла и летучих в окружающую среду происходит интенсивнее, чем на плоском, а на вогнутом слабее.

Именно куполо- или конусообразное строение кровли магматической камеры, а затем остывающего плутона направляет рудоносный поток в его верхнюю апикальную часть и далее в экзоконтакт. Поэтому однокупольное строение и большая мощность крупных плутонов способствовали концентрации над их апикальными частями теплового потока, летучих и оруденения, что и определяло при прочих равных условиях крупные размеры и вертикальную протяженность месторождений до 1000—1500 м (см. рис. 31).

Уплотненная кровля магматической камеры и остывающего плутона не способствовала концентрации теплового и рудоносного потоков; рудные компоненты рассеивались, возникали многочисленные, но незначительные по размерам и вертикальной протяженности рудопроявления. Не способствовали концентрации оруденения также резко удлиненные формы плутонов, формировавшихся в узких линейных, хорошо проработанных тектонических зонах. К таким плутонам приурочены довольно многочисленные, но мелкие месторождения и рудопроявления. Понятно, что магматические камеры небольших размеров могли обеспечить образование лишь мелких рудопроявлений.

Таким образом, размеры рудопроизводящего плутона и его морфология являются главнейшими факторами, определяющими масштабы послемагматического плутоногенного оруденения и его вертикальную протяженность.

Оценка молибденового оруденения по верхней части зоны окисления и вторичным ореолам. При проведении литохимических поисков открываются многочисленные вторичные ореолы молибдена, из которых лишь немногие образованы в связи с промышленным оруденением, поэтому вопрос о разработке геохимических аномалий стоит довольно остро. Решению проблемы оценки оруденения по вторичным ореолам посвящены труды А.П. Соловова, Н.И. Сафронова и многих других, основанные на подсчете количества вторично рассеянного металла в геохимическом ореоле с введением поправки на частичное обеднение или обогащение ореола. Поправку обычно

предлагается устанавливать эмпирически по отношению количества металла во вторичном ореоле к его количеству в приповерхностном срезе рудного тела, т. е. по коэффициенту пропорциональности k . Однако для многих металлов (в том числе и для молибдена) характерно гипергенное выщелачивание, приводящее к обеднению зоны окисления в целом и в особенности верхней ее части.

Динамика выноса молибдена из зон окисления рассмотрена [22] на примерах наиболее часто встречающихся месторождений молибденовой (Жирекенское, Ширгинское, Бугдаинское месторождения в Восточном Забайкалье) и вольфрам-молибденовой (Коктенкольское, Батыстауское, Джанетское, Восточно-Коунрадское месторождения в Центральном Казахстане) формаций с умеренным (до 3—4 %) содержанием сульфидов (пирит + халькопирит), а также месторождений медно-молибденовой формации (Каратас I и IV в южной части Центрального Казахстана, Сора на юге Красноярского края).

Установлено, что при окислении молибденита происходит вынос молибдена из зон окисления. При этом степень выноса молибдена зависит, с одной стороны, от степени окисленности молибдена (см. рис. 34), с другой — от климатических условий развития зоны окисления и вещественного состава руд. Сухой аридный климат способствует более интенсивному выносу молибдена по сравнению с холодным гумидным. Высокое содержание сульфидов железа в рудах обуславливает широкое развитие в зоне окисления гидроокислов железа, способных прочно удерживать, хотя и в небольших количествах, окислы молибдена. Поэтому более высокое содержание сульфидов в рудах месторождений медно-молибденовой формации по сравнению с рудами двух других формаций приводит к снижению степени выноса молибдена из зон окисления этих месторождений.

Установлены следующие значения коэффициента выноса молибдена из зон окисления: в аридном климате для вольфрам-молибденовых месторождений 0,015, для медно-молибденовых 0,01; в холодном гумидном климате для молибденовых месторождений 0,004, для медно-молибденовых 0,003.

Следовательно, зная среднее содержание молибдена и степень его окисления в рудах в поверхностных горных выработках (канавах, закопушках, мелких шурфах), можно по формуле $X = kC$ определить долю молибдена, вынесенного из поверхностной части зоны окисления. Среднее содержание молибдена в неокисленных рудах, залегающих

ниже зоны окисления, определяется по формуле $X_1 = \frac{a}{1 - kC}$,

где X_1 — среднее содержание молибдена в неокисленных сульфидных рудах, %; a — среднее содержание молибдена по поверхностным горным выработкам, %; kC — доля молибдена, вынесенного из приповерхностной части зоны окисления.

При этом степень окисления молибденовых руд должна определяться по пробам, равномерно характеризующим поверхность месторождения.

Изучение распределения молибдена по различным горизонтам и фракциям рыхлых образований [24] позволило установить зависимость между коэффициентом пропорциональности и мощностью рыхлых образований. Согласно этой зависимости, на месторождениях вольфрам-молибденовой формации при мощности элювиально-делювиальных отложений 0,5 м содержание молибдена во вторичном ореоле в два раза ниже, чем в приповерхностном коренном оруденении, при мощности 1,5 м — в четыре раза и при мощности 2 м — в шесть раз.

В рыхлых образованиях медно-молибденовых месторождений присутствие большого количества гидроокислов железа приостанавливает вынос молибдена примерно в два раза по сравнению с маложелезистым чехлом рыхлых образований вольфрам-молибденового оруденения. Соответственно коэффициент пропорциональности на медно-молибденовых месторождениях при мощности рыхлых образований 0,5 м равен 0,9, а при мощности 1,5 м — 0,62.

В Восточном Забайкалье в рыхлых образованиях происходит в основном механическое рассеяние молибдена, а доля солевой составляющей вторичного рассеяния молибдена в три раза ниже, чем в Центральном Казахстане. Здесь при мощности рыхлых образований 1,5 м коэффициент пропорциональности равен 0,8, при мощности 2 м он равен 0,5.

Однако определение коэффициентов пропорциональности еще недостаточно для правильной оценки оруденения. Как известно, в образовании вторичных ореолов участвует минерализация не только промышленного, но и непромышленного характера (независимо от типа месторождения — штокверкового, жильного или скарнового), причем по объему вторая нередко в два-три раза превышает первую [24]. Поэтому для правильной оценки оруденения весьма важно выделить ту часть ореола, которая отвечает его промышленному контуру. В общем случае определение "рудной" изолинии во вторичном ореоле может производиться по формуле:

$$C_{\text{вт}} = C_{\text{кор}} K,$$

где $C_{\text{вт}}$ — значение "рудной" изолинии во вторичном ореоле; $C_{\text{кор}}$ — значение "рудной" изолинии в остаточном оруденении в верхах коренных пород; K — коэффициент пропорциональности для конкретной мощности плаща рыхлых отложений.

Таким образом, установление величины выноса молибдена из зон окисления и зависимости между мощностью рыхлых образований и величиной коэффициента пропорциональности, а также выделение "рудной" изолинии в рыхлых образованиях и в верхах коренного оруденения являются необходимым условием оценки оруденения по вторичным ореолам и данным выработок. Такую оценку можно провести на основе поисково-оценочных работ масштаба 1:10 000.

В заключение необходимо подчеркнуть, что прогнозная оценка месторождения, определяемая по продуктивности вторичного ореола

или по верхней части зоны окисления, должна опираться на его общую геологическую позицию, на наличие или отсутствие всей совокупности вышеохарактеризованных послемагматических процессов, на учет всех отмеченных особенностей молибденовой минерализации, полностью ее проявления, количественное соотношение парагенетически связанных в кварцевых жилах и прожилках молибденита и пирита; наконец, должны учитываться особенности рудной зональности, позволяющие судить о глубине эрозионного среза оруденения по его характеру на дневной поверхности.

Геофизические критерии и признаки оруденения. Поиски месторождений молибдена являются одной из наиболее сложных областей применения геофизических методов. Объясняется это в первую очередь рассеянностью оруденения, вследствие чего рудные тела, несмотря на высокую электропроводность молибденита по сравнению с вмещающими породами, не поддаются прямому выявлению геофизическими методами.

Геофизические работы при поисках месторождений молибдена направляются главным образом на решение геолого-картировочных задач, выявление рудоконтролирующих структур и по отношению к объекту поисков носят косвенный характер. Тем не менее геофизические методы находят чрезвычайно эффективное применение при поисках месторождений вольфрам-молибденовой формации.

Проблема поисков этих месторождений в основном сводится к обнаружению не вскрытых эрозией апикальных частей массивов лейкократовых гранитов и определению морфологии их верхней поверхности. Плотность этих гранитов обычно меньше плотности вмещающих пород на $0,5-0,12 \text{ г/см}^3$, что обуславливает четкие минимумы в гравитационном поле и по данным их количественной интерпретации позволяет определять морфологию верхней поверхности не вскрытых эрозией плутонов, глубину ее залегания в пределах до 1500 м ниже дневной поверхности, а также глубину нахождения нижней кромки плутонов (6—10 км). При этом минимальные значения гравитационного поля отвечают местам максимального приближения гранитов к дневной поверхности.

Над ороговикованными и биотитизированными породами в экзоконтакте апикальных частей рудоносных плутонов обычно устанавливаются резко изменяющиеся по амплитуде повышенные магнитные поля, обусловленные развитием здесь магнетита. Таким образом, по совпадению минимумов гравитационного поля с максимумами магнитного поля довольно надежно определяется эпицентр не выходящего на дневную поверхность гранитного купола, к которому может быть приурочено вольфрам-молибденовое оруденение.

Применение геофизических методов при поисках месторождений других формаций менее эффективно, но в сочетании с другими методами позволяет успешно решать довольно сложные поисковые задачи. Поэтому всегда нужно иметь в виду следующее:

— гидротермально-измененные породы, с которыми ассоциирует

молибденовое оруденение, при геофизических съемках масштаба 1:200 000 и крупнее картируются локальными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями;

— метод вызванной поляризации позволяет фиксировать участки, обогащенные сульфидной минерализацией;

— калишпатизированные породы, к которым часто приурочено молибденовое оруденение, характеризуются низкой функциональной зависимостью между K и Th и хорошо фиксируются при гамма-спектрометрической съемке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный системный анализ эндогенных проявлений молибдена, основанный на сопоставлении их геологических позиций, характера материнского магматизма, минеральных парагенезисов и геохимических особенностей, позволил выделить рудные формации, с которыми связаны максимальные концентрации эндогенного молибдена в земной коре. Каждая из выделенных формаций характеризуется своими, только ей присущими геотектоническими позициями, особенностями ответственного за образование оруденения магматизма и геохимическими чертами. Таким образом, рудноформационный анализ позволяет выявить главные факторы, определяющие возникновение оруденения, и установить закономерности его размещения в земной коре.

Однако геологу, занимающемуся в настоящее время поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых, этого мало. Необходимы критерии для крупномасштабного прогнозирования, поисков и оценки рудных проявлений. Решать эту задачу позволяет системный анализ оруденения в пределах каждой из выделенных рудных формаций. Этот анализ дает возможность установить причины, по которым в одних случаях возникают промышленные концентрации полезного компонента, а в других — нет, определить глубину залегания оруденения или степень его эродированности, оценить геохимические и геофизические аномалии, дать качественную и количественную оценки рудам в недрах.

Следовательно, на основе системного анализа уже выделенных рудных формаций, их геохимических и геофизических полей разрабатываются критерии для определения морфологических и минеральных типов оруденения, степени его сохранности, качественной и количественной оценки, т. е. устанавливаются критерии, на которых базируется крупномасштабное прогнозирование, включая прогноз и оценку скрытого оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2, с. 135—138.
2. Борщевский Ю.А., Покалов В.Т. Изотопный состав кислорода кварца как показатель генезиса и стадийного развития рудной минерализации. — Сов. геол., 1978, № 7, с. 144—147.
3. Ганеве И.Г., Покалов В.Т. Температурный градиент — фактор дифференциации гидротермальных растворов, зональности и вертикальной протяженности вольфрамит-молибденит-кварцевых жил. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 3, с. 690—693.
4. Геохимия молибдена и вольфрама/ГЕОХИ. М., Наука, 1971.
5. Граменицкий Е.Н., Елисеева Н.А., Иванов А.Г. Зональность скарнов Тырныаузского рудного поля. — В кн.: Метасоматиты и рудообразование. М., 1974, с. 136—142.
6. Карамян К.А. Геологическое строение, структура и условия образования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1978.
7. Кривцов А.И., Агеева С.Т., Юдин И.М. Геологические основы прогнозирования новых районов медно-порфирового оруденения. М., 1978, (ВИЭМС).
8. Круглова В.Г. Особенности молибденового штокверкового месторождения Восточного Забайкалья. — Сов. геол., 1965, № 3, с. 118—124.
9. Медно-молибденовая рудная формация. Новосибирск, Наука, 1977. (Тр./ИГиГ; Вып. 319).
10. О температурах и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1972, с. 15—24.
11. Павлова И.Г. Медно-порфиоровые месторождения. Л., Недра, 1978.
12. Пиджян Г.О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1975.
13. Пизнюр А.В., Соломин Ю.С. К вопросу о минералогии и генезисе молибденовых месторождений. — В кн.: Минералогический сборник Львовского ГУ, № 22, вып. 4. 1968.
14. Покалов В.Т. Возраст молибденового оруденения в восточном обрамлении Бураинского кристаллического массива. Владивосток, Приморск. кн. изд-во, 1960, с. 48—50 (Мат-лы к I Всесоюз. конф. по геол. и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2).
15. Покалов В.Т., Пастухова Е.С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения. — Сов. геол., 1961, № 7, с. 107—122.
16. Покалов В.Т. Формации промышленных месторождений молибдена в истории геотектонического развития ряда молибденоносных провинций СССР. — Сов. геол., 1962, № 12, с. 3—15.
17. Покалов В.Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., Недра, 1964.
18. Покалов В.Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектоно-магматической основе. — Сов. геол., 1970, № 7, с. 74—87.
19. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972.
20. Покалов В.Т. Перспективы развития минерально-сырьевой базы молибденовой промышленности. — Разведка и охрана недр, 1972, № 2, с. 11—15.
21. Покалов В.Т., Орлов В.Г. Принципы оценки прогнозных запасов молибдена. — Сов. геол., 1973, № 5, с. 22—32.
22. Покалов В.Т., Орлов В.Г. Поведение молибдена в зоне окисления. — Геохимия, 1974, № 4, с. 616—622.
23. Покалов В.Т. Месторождения молибдена. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3/Под ред. В.И. Смирнова. М., 1974, с. 117—169.

24. Покалов В.Т. Формации месторождений молибдена. — В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т. 1. М., 1977, с. 156—215.
25. Покалов В.Т. Месторождения молибдена. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. 2-е изд./Под ред. В.И. Смирнова. М., 1978, с. 117—175.
26. Покалов В.Т., Орлов В.Г., Сальников А.Е. Избирательное истирание молибденита в керне. — Разведка и охрана недр, 1978, № 12, с. 24—28.
27. Покалов В.Т., Васин В.В., Болохонцева С.В. Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 96—108.
28. Покалов В.Т. Возраст и геотектонические позиции вольфрам-молибденового оруденения в Джидинском районе Зап. Забайкалья. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 678—681.
29. Покалов В.Т., Сальников А.Е. К методике разведки молибденовых штокерков. — Сов. геол., 1980, № 8, с. 27—35.
30. Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. М.: Наука, 1962. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 56).
31. Смолянский Е.Н. Об основных закономерностях пространственного размещения молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, сер. геол., 1960, № 1, с. 20—38.
32. Твалчрепидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.
33. Хитаров Н.И., Иванов Л.А. О взаимодействии молибдена с кремневой кислотой. — Докл. АН СССР, 1940, т. 27, № 7, с. 694—696.
34. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Рыженко Б.Н. Влияние сероводорода на миграцию молибдена в виде кремнемолибденового комплекса в условиях повышенных температур. — Геохимия, 1965, № 3, с. 269—272.
35. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Малинин С.Д. О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибденовых растворов при повышенных температурах. — Геохимия, 1967, № 2, с. 155—160.
36. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.Б. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением до 3000 атм. — Геохимия, 1967, № 8, с. 891—900.
37. Хитаров Н.И., Рыженко Б.Н. Об условиях возможного существования кремнемолибдата натрия в рудообразующих растворах. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 136—139.
38. Хрущов Н.А. Тырнауз. Скарновое молибден-вольфрамовое месторождение на Северном Кавказе. — Сов. геол., 1958, № 2, с. 51—72.
39. Хрущов Н.А., Покалов В.Т. Некоторые закономерности размещения месторождений молибдена в связи с другими полезными ископаемыми. — В кн.: Генетические проблемы руд. Международный геол. конгресс. XXI сессия. Проблема 16. М., 1960, с. 108—117.
40. Чернов Б.С. Структура Ипчульского молибденового месторождения в Хакасии. — Геология рудных месторождений, 1963, № 3, с. 49—59.
41. Чухров Ф.В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. М.: Наука, 1960. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 50).
42. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., Недра, 1966.
43. Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрально-го Казахстана. Алма-Ата, АН КазССР, 1960.
44. Hillar N., Kittl E. Die Molybdänlagerstätten des Cerro Asprezas, Sierra de Córdoba, Argentinien. — Z. angew. Geol., 1969, Bd 15, S. 256—258.
45. Howell F.H., Molloy I.S. Geology of the Braden orebody. Chile South America. — Econ. Geol., 1960, v. 55, No. 5.
46. Wallace S.R., Mackenzie W.B., Blair R.G. Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado. — Econ. Geol., 1978, v. 73, No. 3, p. 325—368.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Природные соединения молибдена	4
Генетическая группировка проявлений молибдена	8
Формационная группировка эндогенных месторождений молибдена	29
Вольфрам-молибденовая формация	34
Геотектонические позиции	35
Магматизм	47
Послемагматическая минерализация	51
Взаимоотношение магматических и рудных проявлений	53
Рудная зональность и рудные ореолы	54
Примеры месторождений	55
Молибденовая формация	69
Геотектонические позиции	69
Магматизм	81
Послемагматическая минерализация	86
Взаимоотношение магматических и рудных проявлений	90
Рудная зональность и рудные ореолы	91
Примеры месторождений	93
Медно-молибденовая формация	103
Геотектонические позиции	104
Магматизм	124
Послемагматическая минерализация	127
Взаимоотношение магматических и рудных проявлений	131
Рудная зональность и рудные ореолы	132
Примеры месторождений	133
Поведение молибдена в зоне окисления	151
Критерии поисков и оценки молибденового оруденения	154
Заключение	173
Список литературы	174

65 коп.

4010

НЕДРА