

В.Т. Покалов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ  
ЭНДОГЕННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
МОЛИБДЕНА



В. Т. Покалов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ  
ЭНДОГЕННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
МОЛИБДЕНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
Москва 1972

345

**Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена.** Покалов В. Т. М., изд-во «Недра», 1972, 272 стр.

Работа посвящена общей проблеме образования эндогенных месторождений молибдена. В ней представлен и проанализирован обобщенный материал, касающийся условий образования промышленных концентраций молибдена, в основных молибденоносных провинциях мира; в сравнении с промышленными типами месторождений даны признаки непромышленных проявлений молибдена; рассмотрены различные генетические типы месторождений в аспектах их связи с геотектоникой, магматизмом, послемагматическими процессами и структурными условиями локализации оруденения; установлена связь определенных генетических типов месторождений с определенными тектоно-магматическими условиями развития земной коры; обоснованы принципы классификации эндогенных месторождений молибдена в зависимости от главных геологических факторов (тектонических и магматических), в связи с которыми они закономерно размещены в земной коре.

Большое внимание в работе уделено геохимии молибдена, рассмотрению первичных ореолов месторождений, рудной и ореольной зональности, т. е. критериям для поисков и оценки месторождений молибдена.

Таблиц 47, иллюстраций 107, список литературы — 77 названий.



## ВВЕДЕНИЕ

Бурный рост ряда отраслей промышленности (металлургической, машиностроения, оборонной и др.), использующих высококачественные стали и жаропрочные сплавы, требует непрерывного увеличения производства молибдена. Обеспечить это можно лишь базируясь на крупных месторождениях прожилково-вкрапленных руд с запасами металла более 50—100 тыс. *t* путем организации добычи руды высокопроизводительными методами открытых работ. Поэтому основная задача геологической службы на ближайшие годы — обнаружение крупных месторождений прожилково-вкрапленных руд с относительно высокими содержаниями молибдена. Эта задача может быть решена, поскольку в ряде областей нашей страны имеются предпосылки для обнаружения крупных месторождений, подобных месторождениям Кляймакс, Ред-Ривер, Урад, Гендерсон (США), Эндако (Канада), Цин-Дуй-Чен (КНР), в рудах которых содержание молибдена колеблется от 0,15 до 0,4%. Эффективность поисков промышленных месторождений молибдена во многом зависит от достаточно обоснованного научного прогнозирования. Для этого необходимо выработать поисково-оценочные критерии и признаки, отвечающие современному уровню геологической науки.

Проблемой изучения молибденовых месторождений занимались многие советские геологи. Н. А. Хрущов установил разнообразие эндогенных условий образования месторождений молибдена и разработал методы их разведки и геолого-экономической оценки. Ф. В. Чухров, М. М. Повилайтис и Л. П. Ермилова детально изучили минералогию Восточно- и Северо-Коунрадского, Джидинского, Караобинского и других вольфрам-молибденовых месторождений. Г. Н. Щерба рассмотрел магматизм, условия локализации оруденения, последовательность рудного минералообразования, вопросы рудной зональности вольфрам-молибденовых месторождений Центрального Казахстана и установил пространственную связь вольфрам-молибденового оруденения с лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса и приуроченность месторождений к апикальным частям интрузивов.

И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян и другие геологи проводили исследования медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа; при этом выяснены общие позиции месторождений в геологической структуре Малого Кавказа, магматизм территории, строение отдельных месторождений и вещественный состав руд.

Тектонический и магматический контроль вольфрам-молибденовых месторождений в Джидинском районе Западного Забайкалья рассмотрен П. И. Налетовым и Е. Н. Смолянским; ими установлена связь этих месторождений с мезозойскими гранитами гуджирского комплекса и их приуроченность к зонам повышенной трещиноватости, а также к осевым частям складок, к зонам тектонических швов. Место вольфрам-молибденового оруденения в структуре этого района и истории развития рассмотрел А. Д. Щеглов, а разработкой комплексного применения геолого-геохимических и геофизических методов поисков этого оруденения занимались В. В. Аристов, И. Н. Кадыров, Б. Н. Королев и Л. Л. Ляхов. В работах Ю. В. Казицына, Г. В. Александрова и других геологов ВСЕГЕИ охарактеризованы мезозойский магматизм и молибденовое оруденение бассейна верхнего течения р. Олекмы в Восточном Забайкалье. Отдельные месторождения или частные вопросы их строения и минерализации рассмотрены в работах Н. А. Хруцова, А. В. Пэка, И. П. Кушнарера, К. С. Газизовой, Я. Д. Готмана и В. М. Малаховой, В. И. Сотникова, Г. И. Туговика, А. В. Дружинина, Е. П. Малиновского и В. И. Игнатовича, Б. С. Чернова, В. Г. Кругловой, В. И. Рехарского и В. В. Дистлера, А. Г. Казаряна, А. К. Карамяна, А. С. Фарамазяна, И. В. Банщиковой и других.

Однако в целом многие вопросы образования эндогенных месторождений молибдена не решены или решены не окончательно. Не выяснен характер тектоно-магматических процессов, предопределивших образование молибденовых месторождений; необходимо обратить внимание на специфические черты магматизма, с которым связано молибденовое оруденение, а также на характер взаимоотношений между проявлениями этого магматизма и оруденением. В то же время в литературе противоречиво охарактеризованы процессы формирования молибденовых месторождений. В одних работах принимается стадийное развитие оруденения, в других — стадийность рудного процесса вообще отрицается. Наряду с парагенезисами молибденита с калиевым полевым шпатом, альбитом, биотитом, касситеритом и вольфрамитом называются его парагенезисы с галенитом, сфалеритом и карбонатами. Противоречивы данные и о геохимии молибдена. В магматическом процессе, по П. К. Курода, Е. Б. Санделу, З. В. Студениковой и др., молибден накапливается в полевых шпатах и биотите, а по А. Е. Ферсману и Л. В. Таусону, он не проявляет склонности к накоплению в породообразующих минералах; в послемагматическом процессе, по А. Е. Ферсману, молибден концентрируется в кварцевых жилах, однако в последние годы образование молибденита нередко связывается с процессами калишпатизации пород. Фактически не изу-

чены эндогенные ореолы молибденовых месторождений; недостаточно полно охарактеризованы вопросы рудной зональности.

Автор данной работы в течение многих лет изучал условия и процессы формирования таких месторождений, как Умальтинское, Сорское, Ипчульское, Орекитганское, Коктенкольское, Жирекенское, Восточно- и Северо-Коунрадское, Каратасское, Южно-Янгиканское, Бугдаинское, Каджаранское и других. Он провел широкое сопоставление условий образования месторождений молибдена в разных регионах СССР и других частях земного шара, а также анализ геотектонических позиций эндогенных месторождений молибдена во всех основных молибденоносных провинциях мира. Результаты этих исследований приведены в настоящей работе. Здесь рассматриваются закономерности образования промышленных концентраций молибдена в земной коре в аспектах их связи с геотектоникой, магматизмом и локальными структурами, с целью разработки критериев поисков и оценки этих месторождений.

## ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ МОЛИБДЕНА И ПРИНЦИПЫ ИХ ТИПИЗАЦИИ

Детальным изучением выявленных в СССР эндогенных проявлений молибдена установлено, что условия их образования весьма разнообразны (табл. 1), при этом молибден ассоциируется с рядом полезных ископаемых: вольфрамом, бериллием, медью, свинцом, ураном, оловом, золотом, танталом, ниобием, висмутом, рением и др. Известно большое количество природных соединений молибдена, образующихся как в эндогенных, так и экзогенных условиях. Однако наиболее распространен сульфид молибдена — минерал молибденит эндогенного происхождения, по существу единственный объект промышленной добычи.

Отмечая разнообразие эндогенных условий образования молибденита, Н. А. Хрущов (1959) обращал внимание геологов на то обстоятельство, что промышленные концентрации молибдена связаны далеко не со всеми типами его эндогенных проявлений, и подчеркивал непромышленный характер проявлений молибдена в пегматитах, месторождениях олова, колчеданных месторождениях в ассоциации с медью, свинцом и цинком, в связи со щелочными породами, отмечал очень небольшое значение молибдена в рудах молибден-урановых месторождений. Незначительные концентрации молибдена встречаются также в карбонатитах. Весь этот молибден является попутным компонентом в месторождениях других полезных ископаемых, и потому генетические особенности его проявлений и закономерности их образования в земной коре следует рассматривать в связи с генетическими особенностями и закономерностями образования месторождений основных полезных ископаемых.

Промышленные концентрации молибдена встречаются в кварцевых жилах и штокверках, скарновых и грейзеновых залежах, в связи с эруптивными и тектоническими брекчиями, а также в виде вкрапленности во вмещающих породах. В одних случаях они ассоциируются с вольфрамом и бериллием, в других — с медью, в третьих — представлены монометалльными рудами.

Породы, вмещающие оруденение, в различной мере переработаны процессами калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, сери-

цитизации, окварцевания и аргиллизации, а местами практически совсем не изменены.

Магматические образования, с которыми ассоциируется молибденовое оруденение, представлены разнообразными породами щелочноземельного ряда, проявленными в виде крупных плутонов, малых интрузивных тел и эффузивов.

Разнообразна и геотектоническая обстановка, в которой возникли эндогенные месторождения молибдена. Они широко распространены на Кавказе, в Казахстане, Тянь-Шане, Алтае-Саянье, Забайкалье, Кордильерах, Андах, Скандинавии, Китае; известны на Камчатке, Японских и Филиппинских островах, Балканском полуострове, в Сардинии, Атласских горах Африки, в Австралийских Кордильерах и других местах. Все эти области земного шара прошли неодинаковый путь геологического развития и включают в себе разные типы послемагматической молибденовой минерализации. Собранный автором материал об эндогенных месторождениях молибдена достаточно обширен. Описывать отдельные месторождения нецелесообразно, так как при этом неизбежны повторения. Поэтому материал излагается по группам месторождений, объединенных общностью генетических признаков, т. е. по рудным формациям.

Как отметил Р. М. Константинов (1965), существует два направления в понимании рудной формации:

1) классическое немецкое определение, рассматривающее рудную формацию как ассоциацию минералов, повторяющуюся на разных месторождениях;

2) определение, в той или иной степени связывающее эти минеральные ассоциации с условиями их возникновения.

Для первого направления (Шнейдерхен, 1958 г. и др.) характерен формальный подход к выделению рудной формации, основанный на чисто внешнем минеральном проявлении рудных процессов, поскольку он не затрагивает причин, порождающих эти процессы.

Второе направление зародилось и развивалось в русской, а затем советской геологической школе. В трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1911 г.), К. И. Богдановича (1912 г.), В. А. Обручева (1928 г.) указывается на связь минерального состава рудных формаций с составом вмещающих пород и других геологических факторов и подчеркивается необходимость изучения влияния геологических факторов на характер рудных формаций. М. А. Усов (1931 г.) подразделил все эндогенные месторождения на жильные, контактовые, метасоматические и вкрапленные, выделив в каждой из этих групп формации месторождений по преобладающему металлу или, вообще, по минеральному составу.

О. Д. Левицкий и Е. А. Радкевич (Геология олова, 1947 г.) под рудными формациями понимают группы месторождений, отличающиеся друг от друга в первую очередь различными минеральными ассоциациями, устойчивыми для каждой из этих групп. Но наряду с этим ведущим признаком формаций эти исследователи учитывают

## Группировка эндогенных проявлений молибдена

Генетический класс (по В. И. Смирнову)	Тип оруденения (по рудным компонентам)	Морфология рудных тел	Примеры	Примечание
Пегматитовый	Разные с наложенным молибденом	Жилы	Месторождения Норвегии	Промышленного значения не имеют
Карбонатитовый	Редкоземельный с наложенным молибденом и другими металлами (Cu, Zn, Pb)	Зоны и участки неправильной формы прожилкового оруденения	Месторождения Восточной Сибири, Кольского полуострова и др.	Молибден может извлекаться попутно
Скарновый	Вольфрам-молибденовый	Залежи пластообразной, линзообразной и более сложных форм	Тырныаузское	Молибден — главный компонент
	Молибденовый	То же	В СССР нет, в КНР Янцзя-Чжан-зы	
	Медно-молибденовый	То же	Киялых-Узень, Каратас I	
Альбититовый	Редкометалльный с наложенной молибденовой минерализацией	Зоны и участки неправильной формы прожилкового оруденения	Месторождения Урала, Восточной Сибири и др.	Молибден — попутный компонент
Грейзеновый	Вольфрам-оловянный с молибденом, висмутом и редкими металлами	Жилы, меньше штокверки	Месторождения Северо-Востока СССР, Киргизии, Южно-Китайской провинции и др.	Молибден — попутный компонент

	Вольфрам-молибденовый	Штокверки (прожилково-вкрапленные руды)	Коктенкольское, Джигдинское	Молибден — главный компонент
		Жилы	Восточно- и Северо-Курдское	
		Трубы, зоны, линзы (брекчиевые руды)	Булуктайское	
		Залежи линзообразной формы	Югодзырское (МНР)	
Гидротермальный	Молибденовый	Штокверки (прожилково-вкрапленные руды)	Бугданское, Жирекенское	Молибден — главный компонент
		Жилы	Давендинское, Шахтинское, Умальтинское	
	Медно-молибденовый	Штокверки (прожилково-вкрапленные руды)	Каджаранское, Сорское	
		Жилы	Айгедзорское	
		Трубы, зоны, линзы (брекчиевые руды)	Каратас IV	
	Молибден-урановый	Штокверковые зоны, линзы	Мерисвейл (США)	
Колчеданный	Медный с молибденом	Залежи пластообразной, линзообразной и более сложных форм	Урупское, ряд месторождений Южного Урала и др.	Молибден — попутный компонент

генетическую связь месторождений с материнскими интрузивными породами, положение месторождений относительно материнского интрузива, наличие автопневматолитовых изменений в интрузивах и др.

А. Г. Бегетин (1945 г.), касаясь признаков систематики руд, считал, что в основу классификации руд должны быть положены: 1) минеральный и химический состав, 2) структурно-текстурные особенности, 3) условия залегания и взаимоотношения между собой и с вмещающими породами.

Е. Е. Захаров (1953 г.) под рудной формацией понимает такие месторождения, которые характеризуются определенным комплексом генетических признаков — одинаковыми геологическими условиями залегания и морфологией рудных тел, очень близкими парагенетическими минеральными ассоциациями руды и рудовмещающими горными породами.

Р. М. Константинов (1965) под рудной формацией понимает группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации и образовавшимися в близких геологических условиях, независимо от времени образования.

Таким образом, ведущие отечественные исследователи рудных месторождений подчеркивали необходимость выделения рудных формаций не только на основании минеральных ассоциаций, как это характерно для геологов немецкой школы, но и с учетом геологических условий их образования. Однако никто из вышеперечисленных исследователей не расшифровывает, что подразумевается под геологическими условиями. Если же и перечисляются генетические признаки, то они не анализируются с точки зрения их роли при формировании месторождений: какие из них должны быть взяты за основу при выделении формации, а какие влияли лишь на форму проявления рудной минерализации и не определяли ее основного содержания — рудных компонентов.

По Р. М. Константинову (1965), и текстура, и морфология рудных тел наряду с другими генетическими признаками отражают геологические особенности образования месторождений и должны служить критериями при выделении рудных формаций. Такой подход не вносит ясность в понятие рудной формации, так как позволяет по-разному учитывать те или иные генетические факторы и выделять рудные формации на принципиально разной основе.

Первую генетическую классификацию природных концентраций молибдена создал Н. А. Хрущов сначала в 1937 г. и затем в 1959 г. Ее основными классификационными единицами являются рудные формации, выделенные по наиболее характерным ассоциациям рудных и нерудных минералов с учетом их количественных соотношений. Основная цель классификации — показать признаки, главным образом минералогические, по которым можно было бы судить о промышленной ценности оруденения уже на поисково-разведочной стадии геологических работ. Классификация Н. А. Хрущова

сыграла большую роль в создании сырьевой базы молибдена в нашей стране, так как побуждала геологов к геолого-минеральному анализу и отбраковке открываемых рудопроявлений (месторождений) и, следовательно, способствовала более целеустремленной разведке молибденового сырья. На первом этапе изучения молибденовых месторождений при явно недостаточной изученности геологического строения территории СССР и других территорий земного шара анализ рудных минеральных ассоциаций и выделение на его основе рудных формаций как основных классификационных единиц был, по-видимому, единственно возможным принципом, основываясь на котором можно было создать генетическую классификацию эндогенных месторождений молибдена.

Последующие попытки систематизировать природные концентрации молибдена, предпринятые рядом исследователей, по существу не внесли ничего принципиально нового в сделанное ранее Н. А. Хрущовым. Р. М. Константинов (1965), характеризуя рудные формации Восточного Забайкалья, вопреки своему определению рудной формации, произвел группировку месторождений молибдена фактически только по количественному соотношению минеральных парагенетических ассоциаций, а точнее на основании разных количественных соотношений рудных минералов. В результате Давендинское и Шахтаминское месторождения, идентичные во всех отношениях и включенные Н. А. Хрущовым в кварц-молибденит-серицитовую формацию, на основании субъективной оценки масштабов распространения в них галенит-сфалеритовой минерализации оказались в разных формациях: первое в кварц-молибденитовой, второе в кварц-молибденит-галенит-сфалеритовой.

В. И. Сотников (1966), систематизируя природные концентрации вольфрама и молибдена, распространенные в Алтае-Саянской области, проводит формационный анализ, основываясь лишь на сопоставлении минеральных ассоциаций и количественных соотношений минералов в них.

Е. Н. Смолянский (1960) в основу выделяемых типов молибденовых и вольфрамовых месторождений Джидинского района кладет факторы, которые нельзя сопоставлять: морфологию рудных тел, характер главных послемагматических процессов и генетический тип оруденения в сочетании с главными рудными минералами и произвольно определяемой температурой образования оруденения. В результате такой систематизации на отдельных месторождениях выделяется до 4—5 типов оруденения и никакой классификации месторождений вообще не получается.

В формационно-генетической классификации молибденовой минерализации Бурятии, предложенной Г. И. Туговиком (1966), выделены следующие формации: эпимагматическая, скарновая, грейзеновая и гидротермальная, каждая из которых на основании анализа минеральных ассоциаций подразделяется на ряд типов.

В. И. Рехарский и В. В. Дистлер (1965) основным признаком выделения полевошпат-кварцевой формации молибденовых

месторождений считают процессы калишпатизации и альбитизации пород, т. е. в основу выделения рудной формации кладут один из послемагматических процессов, с которым, по их мнению, связано образование оруденения.

Из сделанного обзора классификаций месторождений молибдена видно, что они в основном базируются на анализе минерального состава руд и характеризуют главным образом разнообразие выявленных минеральных ассоциаций, но не причины, порождавшие их, и не геологические факторы, с которыми они неразрывно связаны.

Ю. А. Билибин (1947 г.) указывал, что задачей изучения месторождений для целей металлогении, т. е. для целей установления закономерностей размещения полезных ископаемых, является выяснение и установление тех специфических особенностей их, которые могли бы служить отличительными или диагностическими признаками для месторождений различных рудных комплексов.

В общем случае наличие в месторождениях тех или иных полезных компонентов определялось природой среды, из которой они откладывались. В месторождениях послемагматических (к ним относятся эндогенные месторождения молибдена) это зависело от того, какой полезный груз несли гидротермальные растворы, формировавшие эти месторождения. Признано, что гидротермальные растворы возникали на завершающем этапе магматической деятельности. Геологи-поисковики уже давно пришли к выводу, что с определенными типами магматических пород связаны месторождения определенных видов полезных ископаемых, а характер магматизма определяет металлогенический профиль района или региона.

В свою очередь учение о геотектоническом развитии земной коры устанавливает зависимость между характером магматизма и общим геотектоническим состоянием тех ее участков, в которых он развивался. Отсюда очевидна связь между эндогенными рудными комплексами и магматизмом и геотектонической обстановкой, так хорошо подмеченная основоположниками отечественной металлогении С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным. В связи с критикой работы Ниггли «Систематика рудных месторождений» С. С. Смирнов (1947 г.) писал, что каждому тектоно-магматическому комплексу присущи только ему характерные рудные проявления. В основу классификации рудных месторождений должны быть положены тектоно-магматические комплексы.

Рассмотрение геотектонических позиций, магматизма и минеральных ассоциаций молибденовых месторождений во всех основных молибденоносных провинциях мира показало, что ассоциации рудных элементов этих месторождений определяются характером тектоно-магматических процессов, с развитием которых они связаны, и не зависят от их возраста, структурных и литологических условий локализации оруденения. Все месторождения молибдена были разделены нами на следующие группы: медно-молибденовую, молибденовую и вольфрам-молибденовую; для месторождений каждой группы характерны свои закономерности размещения, геоло-

гические связи и процессы формирования. Эти группы месторождений рассматриваются нами как рудные формации, объединяющие месторождения, характеризующиеся общностью только им присущих ассоциаций рудных элементов и геологических факторов, в связи с которыми они закономерно размещены в земной коре (табл. 2, рис. 4).

*Месторождения медно-молибденовой формации* имеют очень большое промышленное значение по меди, 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, чем значение меди, и тогда основным продуктом добычи из таких месторождений является молибденовый концентрат, а медный рассматривается как попутный продукт. В целом же эти месторождения следует рассматривать как комплексные — медно-молибденовые. Доля разведанного молибдена в них составляет около 35% от общих мировых запасов. Наряду с главными полезными компонентами — медью и молибденом — на некоторых месторождениях могут попутно извлекаться золото, серебро, висмут, иногда свинец и цинк. Эти месторождения могут явиться также значительным источником рения, который заключен в молибдените (несколько сотен граммов в тонне).

*Месторождения молибденовой формации* имеют большое промышленное значение, в них сосредоточено около 40% всех учтенных запасов молибдена. Молибденит является главным полезным компонентом этих месторождений. Лишь на некоторых из них возможна попутная добыча небольших количеств меди и очень редко золота. В молибдените содержится рений в количестве от нескольких граммов до 200—300 г/т этого минерала.

*Месторождения вольфрам-молибденовой формации* содержат 25% всех учтенных запасов молибдена. Основными рудными минералами этих месторождений являются молибденит и вольфрамит или шелит. Промышленное значение этих минералов может быть примерно равным, но в большинстве месторождений один из рудных минералов преобладает. При комплексной переработке руд попутно с главными рудными минералами могут извлекаться, висмутин, флюорит, сульфиды меди, иногда касситерит. В молибдените присутствует рений, содержания которого обычно не превышают 30 г/т, лишь изредка 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.

Медно-молибденовые месторождения связаны с орогенной стадией развития геосинклиналей и в большинстве своем приурочены к геоантиклинальным поднятиям земной коры, где они ассоциируются с плутонами пестрого состава.

Молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения не обнаруживают непосредственной связи с геосинклиналями и

Классификация эндогенных месторождений молибдена

Рудные формации	Геотектонические условия образования	Магматический комплекс, с которым связано оруденение		Минеральный тип оруденения	Морфологический тип оруденения	Примеры
		I этапа (генетическая связь)	II этапа (парагенетическая или более отдаленная связь)			
Медно-молибденовая	Формирование геосинклинальных поднятий в орогенную стадию развития геосинклиналей	Крупные плутоны, в составе которых: монзониты, гранодиориты, граниты, диориты, спенинты, габбро, горнблендиты и др.	Дайки и небольшие штоки: диоритовые порфиристы, гранодиорит-порфиры, монзонит-порфиры, сиенит-порфиры, латитовые порфиры, лампрофиры	Халькопирит-молибденитовый в калишпатизированных, окварцованных, серицитизированных, аргиллизированных породах	Жильный  Штокверковый	Парагачай, Айгездор Каджаран, Коунрад, Кальмаккыр, Бошекуль, Бингам, Чукикамата, Ред-Маунтин, Сора
			Эффузивы: андезиты, трахиандезиты, трахиты, липариты, трахиллариты, дациты, базальты			
Молибденовая	Активизация тектоно-магматических процессов	Крупные плутоны, сложенные биотит-роговообман-	Дайки и небольшие штоки: диоритовые порфиристы,	Молибденитовый в калишпатизированных, ок-	Жильный	Давенда, Шахтама, Умальта, Квоста

	на платформах и в областях завершённой складчатости; в начальный период широкого развития крупных наложенных впадин выполнявшихся молассовыми отложениями	ковыми гранитами; в эндоконтактах подчиненное значение имеют диориты, сиениты, гранодиориты	лампрофиры, гранит-порфиры, латитовые порфиры, гранодиорит-порфиры Эффузивы: андезиты, трахиандезиты, липариты, трахилипариты, дациты	варцованных, серицитизированных, аргиллизированных породах  Молибденитовый в известковых скарнах	Штокверковый  Брекчиевый (трубки, столбы, зоны) Залежный (пласты, линзы, тела сложной формы)	Бугдая, Жирекен, Кляймакс, Гендерсон, Урад, Ред-Ривер  Жирекен  Азегур, Янция-Чжан-зы
Вольфрам-молибденовая	Активизация тектоно-магматических процессов на платформах и в областях завершённой складчатости, начинавшаяся с общего воздымания земной коры (аркогенеза); развитие наложенных впадин не характерно	Плутоны лейкократовых гранитов	Дайки: гранит-порфиры, диоритовые порфириты, сиенит-порфиры	Молибденит-вольфрамитовый (шеелитовый) в альбитизированных, грейзензированных и меньше калишпатизированных породах  Шеелит-молибденитовый в известковых скарнах	Жильный  Штокверковый  Брекчиевый (трубки, столбы, зоны) Залежный (пласты, линзы, тела сложной формы)	Северо-Восточно-Коунрадское, Акчатау, Калгута, Джида Коктенколь, Джанет, Орекиткан, Байназар, Булуктай  Тырнауз, Белорецкое

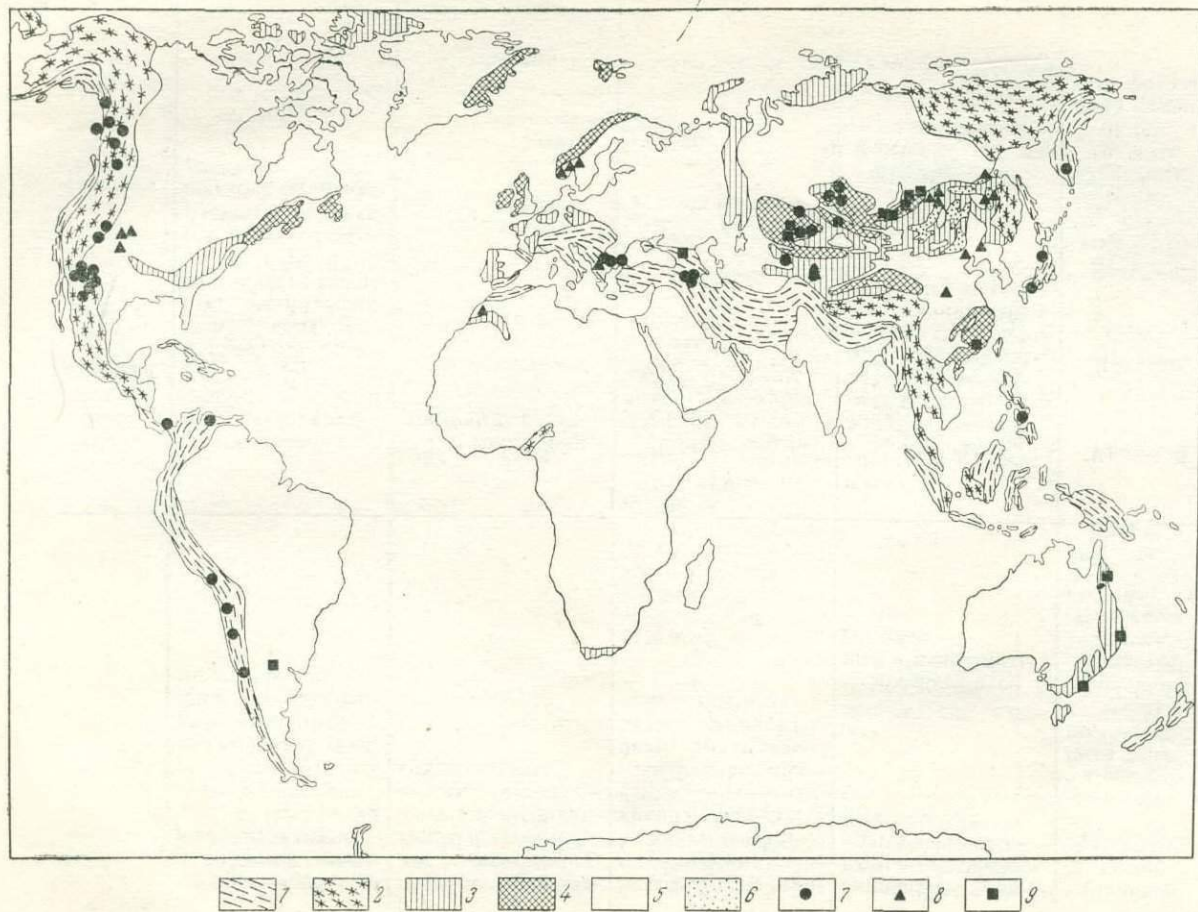


Рис. 1. Схема размещения месторождений молибдена на земном шаре

1 — альпиды; 2 — мезозойды; 3 — герциниды; 4 — каледонииды; 5 — области допалеозойской складчатости и развития платформенных чехлов; 6 — мезозойские наложенные впадины; 7 — месторождения медно-молибденовой формации; 8 — месторождения молибденовой формации; 9 — месторождения вольфрам-молибденовой формации

обусловлены тектоно-магматическими процессами, которые накладывались на платформы и области завершенной складчатости, т. е. они связаны с внегеосинклинальными процессами активизации ранее консолидированных участков земной коры (или эпиплатформенной орогенной, в терминологии В. Е. Хаина). При этом месторождения молибденовой формации являются результатом процессов, начинавшихся с образования крупных поднятий и наложенных впадин, выполнявшихся отложениями молассового типа, и ассоциируются с плутонами биотит-роговообманковых гранитов; а процессам, с которыми связаны месторождения вольфрам-молибденовой формации, не свойственны столь контрастные дифференцированные движения, и ассоциируются эти месторождения с калиевыми лейкократовыми гранитами.

Под генетической связью оруденения с магматическими породами имеется в виду связь, при которой материнской для оруденения была магма, образовавшая эти породы. Рудоносные очаги зарождались в связи со становлением крупных интрузивов, и характер магматизма определял комплексы полезных компонентов, откладывавшиеся послемагматическими растворами. Говоря о парагенетической связи оруденения с дайками и эффузивами, имеем в виду, что оруденение и эти магматические породы явились результатом близодновременного, но в какой-то мере независимого развития рудных и магматических очагов, зарождавшихся в глубинных частях предшествующих им крупных интрузивов.

Известно, что на характер эндогенной минерализации большое влияние оказывала вмещающая среда. Однако часто это влияние сказывалось только на форме проявления оруденения, а не на его содержании — на рудных ассоциациях. Поэтому факторы, не определявшие характер рудных ассоциаций и влиявшие только на форму проявления эндогенной минерализации, следует рассматривать как вторичные, локальные; они не могут быть положены в основу рудных формаций.

Применительно к месторождениям молибдена ко вторичным генетическим признакам должны быть отнесены структурные и литологические условия локализации оруденения. Структурные условия влияли на морфологию рудных тел, на их текстуру и структуру, т. е. определяли морфологический тип оруденения: жильный, штокверковый, прожилково-вкрапленный, брекчиевый и др. При этом очень часто на одном и том же месторождении одна и та же рудная минерализация представлена разными морфологическими типами. Так, 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 и др.); жильным, штокверковым и брекчиевым (Дастакерт, Сора и др.).

Литологические условия локализации оруденения в основном влияли на минеральный состав руд, обуславливая минеральный тип оруденения. Они обычно четко подразделяются на карбонатные

и алюмосиликатные. В первых развитие послемагматических процессов приводило к формированию известковых скарнов, во вторых возникали такие метасоматические образования, как калишпатизированные, альбитизированные, грейзенизированные, серицитизированные и окварцованные породы.

Разные минеральные типы оруденения, так же как и морфологические, часто сочетаются в пределах одного и того же месторождения. Так, на Тургусунском месторождении (Горный Алтай) одна и та же кварцевая жила с гюбнеритом и молибденитом в известняках сопровождается зонами скарнов, а в алюмосиликатных породах — зонами грейзенов (Нехорошев, 1951 г.). В Амольском рудном поле (Забайкалье) в гранитах кварцевые жилы сопровождаются грейзенами, а с переходом в карбонатные породы — скарнами (Хренов, 1957 г.). Аналогичные явления наблюдались Н. А. Хрущовым и автором на Тырнаузском месторождении.

На ряде месторождений Южного Урала, Центрального Казахстана и Горного Алтая (Смирновское, Коктенколь, Белорецкое и др.) рудоотложение происходило как в алюмосиликатной, так и в карбонатной среде; поэтому здесь наряду с жильными, штокверковыми и грейзеновыми рудными телами имеются скарновые рудные залежи. При этом в карбонатной среде отлагались те же рудные компоненты, что и в алюмосиликатной, хотя и с заметно большей концентрацией вольфрама в случае месторождений вольфрам-молибденовой формации.

Таким образом, ни структурные, ни литологические условия локализации оруденения не могут быть положены в основу рудных формаций, так как не они определяли их главное содержание — их рудные ассоциации. Однако эти факторы обусловили весьма широкое разнообразие морфологических и минеральных типов оруденения.

В соответствии с разработанной классификацией ниже приводится фактический материал, положенный в ее основу и характеризующий формации месторождений молибдена и типы оруденения.

## **ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА**

Одна из главных целей изучения месторождений полезных ископаемых состоит в выявлении закономерностей их размещения в земной коре для прогнозирования и планирования поисковых работ. Закономерности размещения эндогенных месторождений, в том числе и молибденовых, не могут быть поняты без установления их геотектонических позиций и связей разных генетических типов месторождений с разными типами развития земной коры, а также определения времени появления этих месторождений в истории развития земной коры. Поэтому, чтобы выявить основные и главные закономерности размещения месторождений молибдена в земной коре, необходимо рассмотреть их геотектонические позиции в главных молибденоносных провинциях мира.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Медно-молибденовые месторождения развиты в складчатых областях разного возраста. Оруденение третичного возраста находится в молодых складчатых областях, сформировавшихся в результате развития мезо-кайнозойских геосинклиналей: Андах (Браден, Чукикамата, Потрерильос, Эль-Сальвадор, Токвепала), Кордильерах (Сонора, Моренси, Нью-Корнелия, Майами, Рей, Ахо, Инсперейшн, Санта-Рита, Копер-Крик, Бингам, Бетлехем, Бренда, Ред-Маунтин), Малом Кавказе (Анкаван, Агарак, Дастакерт, Каджаран, Парагачай), Среднегорье Болгарии (Медет, Прохорово), а также на Камчатке, Филиппинах, в Японии и Малайзии. Месторождения верхнепалеозойского возраста распространены в Кураминской (Кальмаккыр, Сары-Чеку) и Прибалхашской (Коунрад, Карабас, Саяк) зонах Центрально-Азиатской складчатой системы герцинид. Нижнепалеозойское оруденение развито в Батеневско-Беллыкском поднятии Алтае-Саянской области каледонид (Сора, Киялых-Узень, Глафира, Уленьское, Юлия) и Чингиз-Тарбагатайской структуре каледонид Казахстана (Бошекуль и др.).

Одни из названных складчатых областей образовались в результате развития межконтинентальных геосинклиналей (альпиды Тетиса и герциниды Джунгаро-Балхашья), другие возникли в условиях окраинноконтинентальных геосинклиналей, т. е. на границе кратона и впадины океана (альпиды и мезозойды Анд и Кордильер). Наличие в них однотипных медно-молибденовых месторождений свидетельствует о повторяемости процессов формирования этих месторождений в геосинклиналях, развивавшихся в разное время в разных участках земной коры. Совершенно очевидно, что повторяемость в образовании однотипных месторождений связана с общностью процессов, лежащих в основе развития геосинклинальных систем, о чем свидетельствует учение о геосинклиналях и на чем основывал свои металлогенические представления Ю. А. Билибин (1947 г.). Поэтому выявление геотектонических и магматических процессов, которые ведут к образованию медно-молибденовых процессов, и определение их места в истории развития геосинклинальных систем, является той задачей, решение которой и дает ответ на вопрос о геолого-структурных позициях этих месторождений, т. е. позволяет выявить их общие закономерности размещения в складчатых областях.

Рассмотрим, каков же ход тектоно-магматических процессов, предшествовавших появлению медно-молибденовых месторождений, и что было определяющим для их образования.

В А н д а х медно-молибденовые месторождения распространены в центральных районах Чили и на юге Перу (рис. 2). Здесь после герцинской складчатости существовало квазикратонное состояние, а затем в среднетриасовое время, когда начался распад Гондваны, произошла регенерация геосинклинальных условий и вдоль западной окраины Бразильского щита образовался геосинклинальный

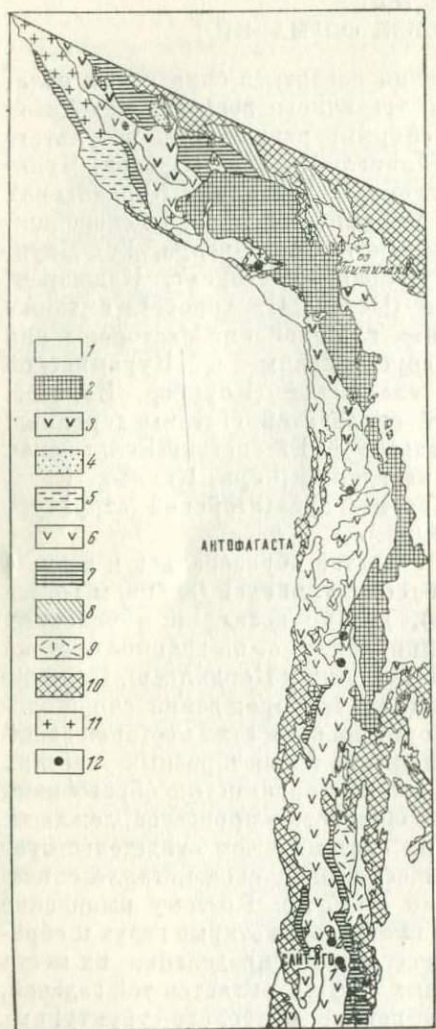


Рис. 2. Медно-молибденовые месторождения в структуре Анд

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

прогиб. Согласно материалам Муньоса Кристи (1969 г.), Г. Герта (1959 г.) и других, центральные районы Чили и юг Перу геологически развивались следующим образом.

1. Средний—верхний триас — ранний этап прогибания земной коры, сопровождавшийся терригенным осадконакоплением и мощными подводными извержениями, в результате которых образовалась толща кератофиров.

2. Юра — нижний мел — этап зарождения геосинклинального поднятия; преимущественно континентальные и лагунные условия осадконакопления; образование мощной толщи пород андезитовой формации.

3. Верхний мел — третичное время — окончательная регрессия моря; интенсивная складчатость; образование Андского и других батолитов, сложенных породами пестрого состава (от габбро до лейкократовых гранитов) при преобладающем распространении гранодиоритов и тоналитов; дальнейший рост геосинклинального поднятия, горообразование, интенсивная вулканическая деятельность, накопление вулканического материала андезитовой формации и продуктов его разрушения; в конце этапа, в третичное время — внедрение небольших интрузивных тел диоритовых порфиритов, дацитовых и латитовых порфиритов, лампрофиров и образование медно-молибденовых месторождений.

4. Четвертичное время — завершающий этап развития Андской геосинклинали, про-

должение горообразовательных движений, извержение базальтовых лав.

Таким образом, интенсивный вулканизм, проявившийся на всех этапах развития области геоантиклинали внутренних Анд, а также ее наиболее удаленное положение в системе складчатых сооружений Анд (от Бразильского щита в сторону впадины Тихого океана) позволяет в соответствии с определениями М. Кэя (1955 г.) и Г. Штилле (1964 г.) рассматривать ее как структуру, сформировавшуюся в результате инверсии эвгеосинклинального прогиба. Учитывая наложенный характер Андской геосинклинали, геантиклиналь внутренних Анд может быть отнесена к типу остаточных, по М. В. Муратову (1949 г.).

Медно-молибденовые месторождения (Браден, Чукикамата, Эль-Сальвадор, Потрерильос, Токвепала и др.) тяготеют к выходам диоритов, гранодиоритов и других разновидностей интрузивных пород, являющихся сателлитами Андского батолита или выходами других батолитических тел. Но наиболее тесно во времени и пространстве эти месторождения ассоциируются с третичными штоками, дайками и sillами кварцевых диоритов, монцонитов, дацитовых и латитовых порфиров, которые развиты в зоне шириной 15 км, простирающейся согласно с главными структурами Анд от Брадена в южной части Чили до Токвепала в южной части Перу. Вместе с этим Ф. Х. Хоуэлл и Дж. С. Моллой (Howell, Holloy, 1960) обращают внимание на то обстоятельство, что медно-молибденовые месторождения находятся в местах пересечения региональных разрывных нарушений меридионального простиранья с региональными разрывными нарушениями северо-восточного простиранья, кососекущими складчатые сооружения.

**Кордильеры** являются крупнейшей молибденоносной провинцией мира, в которой распространены третичные месторождения молибденовых и медно-молибденовых руд. Медно-молибденовые месторождения находятся на юге Аляски, в Британской Колумбии, на территории западных штатов США: Юты, Аризоны, Нью-Мексико, а также в северной части Мексики (рис. 3). Их геологические позиции несколько отличаются от того, что наблюдается в Андах.

Складчатая система Кордильер образовалась в мезо-кайнозой, главным образом на месте геосинклинали, развивавшейся в палеозое вдоль западной окраины Северо-Американской платформы. Западная область Кордильер (Большой бассейн, западная часть шт. Невада, горы Сьерра-Невада, Кламат и Берегового хребта) сложена комплексом пород эвгеосинклинального типа. В восточной части Кордильер, носящей название Скалистых гор: в Британской Колумбии, штатах Невада, Западная Монтана, Айдахо и к западу от плато Колорадо — развит комплекс пород, отвечающий миогеосинклинальным условиям осадконакопления. Породы эвгеосинклинальной области подвергались наибольшей деформации во второй половине мезозоя, когда здесь развивалась крупная геантиклиналь; толща пород, выполнявшая прогиб, была смята в линейные складки,

осложненные надвигами. Породы миогеосинклинальной области оставались недеформированными почти до конца мезозоя и лишь в самом его конце и в третичное время в результате развития геосинклиналь-

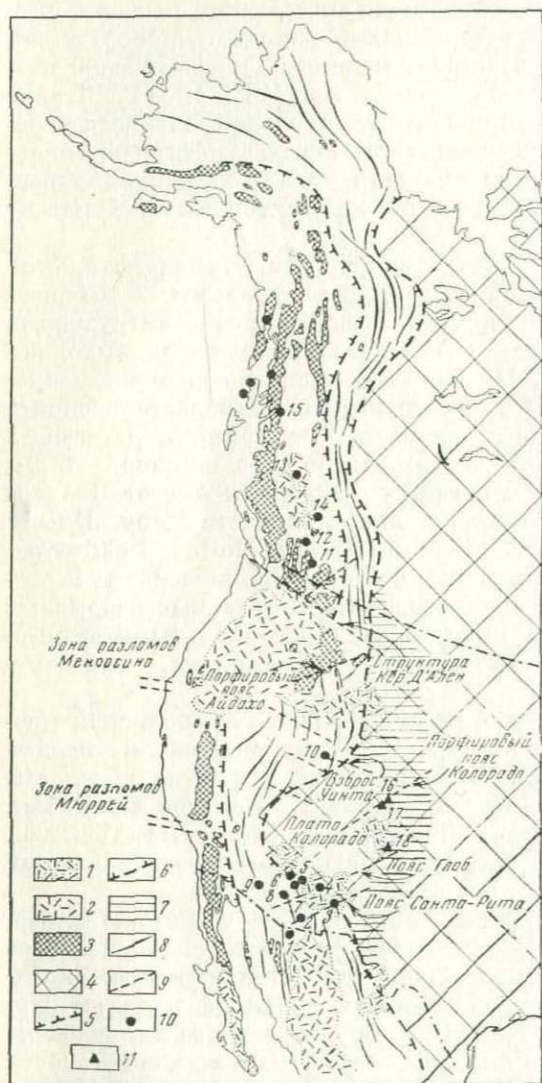


Рис. 3. Месторождения молибдена в структуре Кордильер. (Составлено по материалам Ф. Б. Кинга и других американских геологов.)

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, активизированной в мезозое; 8 — обобщенные простирания складчатых структур; 9 — разломы и пояса разрывных нарушений; 10 — медно-молибденовые месторождения: Канаиа (1), Бисби (2), Санта-Рита (3), Моренси (4), Глоб (5), Майами (6), Рей (7), Маммот (8), Ахо (9), Бингам (10), Бренд (11), Бетлехем (12), Эндако (13), Босс-Маунтин (14), Алис-Арм (15); 11 — молибденовые месторождения: Урад (16), Клеймакс (17), Квеста и Ред-Ривер (18)

ной структуры испытали интенсивную деформацию, выразившуюся в образовании линейных складок, многочисленных сбросов и надвигов. Оrogenия западной части Кордильер получила название невадийской, а восточной — ларамийской.

С невадийской orогенией связано образование интрузивных массивов батолитического характера, сложенных кварцевыми диори-

тами, кварцевыми монцонитами, гранодиоритами и гранитами. Е. Х. Уиссер (1960) подчеркивает, что внедрение батолитов происходило в период интенсивно развивавшихся поднятий и связано с вертикальными восходящими движениями земной коры. Ф. Кинг (1961 г.) приходит к выводу, что в основном гранитоиды внедрились после главных складчатых деформаций невадийской орогении, и обосновывает миграцию и омоложение деформаций и интрузивной деятельности с запада на восток, в сторону миогеосинклинальной области. Абсолютный возраст гранитов датируется от 183 млн. лет на западе до 69 млн. лет на востоке, т. е., вероятно, соответствует позднеюрскому — поздне меловому времени.

В период ларамийской орогении магматические процессы развивались главным образом в области Скалистых гор. Здесь после образования батолитов, в палеоцене и эоцене происходило широкое излияние лав и образование малых интрузивных тел. Среди эффузивов преобладающим развитием пользуются различные андезиты, латиты, латито-андезиты, менее распространены базальты, дациты, кварцевые латиты, трахиты и риолиты. Малые интрузивные тела — штоки, дайки и силлы — сложены диоритовыми порфирами, дацит-, латит-, гранит-, гранодиорит-порфирами и другими разновидностями. Как установлено в рудных районах шт. Юта, интрузии этих пород происходили после складчатости и образования надвигов. Они на миллионы лет моложе предшествовавших им батолитов (Уиссер, 1960), контролируются разрывными нарушениями и широко развиты как в эффузивных полях, так и далеко за их пределами. На основании изучения взаимоотношений рудной минерализации, интрузивных порфировых пород и эффузивов в рудных районах шт. Юта — Бингаме, Офире, Голд-Хилле и Зурике — Т. С. Ловеринг (Ирдли, 1954 г.) пришел к выводу, что интрузивные штоки этих рудных районов того же позднеэоценового возраста, что и эффузивы Парк-Сити. Ф. Кинг (1961 г.) считает, что интрузивные штоки пустынных районов шт. Аризона комагматичны с развитыми здесь третичными эффузивными породами.

Медно-молибденовые месторождения США развиты в миогеосинклинальной зоне. Т. С. Ловеринг (Ирдли, 1956 г.), Дж. Р. Вандервильд (Vandervild, 1942 г.), Е. Х. Уиссер (1960), Г. А. Шмитт (1960), В. Х. Уайт (White, 1956), Ф. Х. Хоуэлл и Дж. С. Моллой (Howell, Molloy, 1960) и другие американские геологи подчеркивают их тесную ассоциацию во времени и пространстве с третичными малыми интрузивными телами порфировых пород. Однако нельзя отрицать связь этих месторождений и с интрузивами батолитического характера. После образования медно-молибденовых месторождений в конце третичного и в четвертичное время на территории Кордильер происходит широкое излияние базальтовых лав завершающего этапа орогенного развития складчатых областей.

В отличие от медно-молибденовых месторождений юго-западных штатов США, распространенных в области миогеосинклинального развития и имеющих третичный возраст, в Британской Колумбии

и на юге Аляски подобные месторождения находятся в области эвгеосинклинального развития, а их возраст обычно определяется как верхнемеловой. Очевидно, возраст медно-молибденовых месторождений Кордильер как и возраст предшествовавших им магматических пород при движении с запада на восток, из области эвгеосинклинального развития в область миогеосинклинального развития становится более молодым.

Размещение месторождений очень неравномерное, особенно на территории США. Они сгруппированы в рудных районах, пространственно разобщенных друг от друга. Причины такой группировки месторождений, по-видимому, обусловлены тектонической структурой Скалистых гор, в которой помимо надвигов и сбросов северо-северо-западного и меридионального простирания, согласных с общей складчатостью, большое значение имеют несколько более поздние разрывные нарушения северо-восточного (порфиновые пояса Айдахо, Колорадо, Глоб и Санта-Рита) и широтного (Кёр д'Ален и Уинта) простирания.

Роль этих нарушений в размещении рудных месторождений, по-видимому, весьма значительная. Так, наиболее важными в промышленном отношении и наиболее насыщенными медно-молибденовыми месторождениями следует считать южные районы штатов Аризона и Нью-Мексико (месторождения Моренси, Нью-Корнелия, Майами, Кошпер-Куин, Рей, Ахо, Инсперейши, Санта-Рита, Кошпер-Крик и др.), приуроченные к области пересечения ларамийских сбросов северо-западного простирания разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Последние контролируют большую часть рудных тел месторождений этих районов. В другом крупном горнорудном районе — Бингаме (шт. Юта) разрывные и складчатые нарушения Уосатч, имеющие меридиональное простирание, пересекаются близширотными нарушениями Уинта. Рудные тела в этом районе нередко контролируются нарушениями близширотного простирания или местами пересечения разрывных нарушений разных направлений.

Таким образом, в Кордильерах Северной Америки медно-молибденовые месторождения развиты в геоантиклинальных поднятиях, которые находятся как в области эвгеосинклинального развития (территории юг Аляски и Канада), так и в области миогеосинклинального (территория США) развития. Образованию медно-молибденовых месторождений предшествовало внедрение батолитов, сложенных монзонитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами, граносиенитами, сиенитами и другими разновидностями интрузивных пород. Но наиболее близкими к этим месторождениям по времени образования являются комплексы эффузивных пород — андезиты, латиты, андезито-латиты, дациты, кварцевые латиты, трахиты, риолиты, реже базальты, и малых интрузивных тел — диоритовые порфиры, латитовые порфиры, монзонит-порфиры, гранит-порфиры, лампрофиры и другие разновидности. В пространстве месторождения наиболее тесно связаны с малыми интрузивами; те и другие обра-

зовались после основных баз складчатости, непосредственно предшествуя излияниям базальтовых лав завершающего этапа орогенного развития геосинклинальной области. Районы медно-молибденового оруденения расположены на пересечении складчатых структур и согласных с ними сбросов и надвигов с более поздними поперечными к ним разрывными нарушениями.

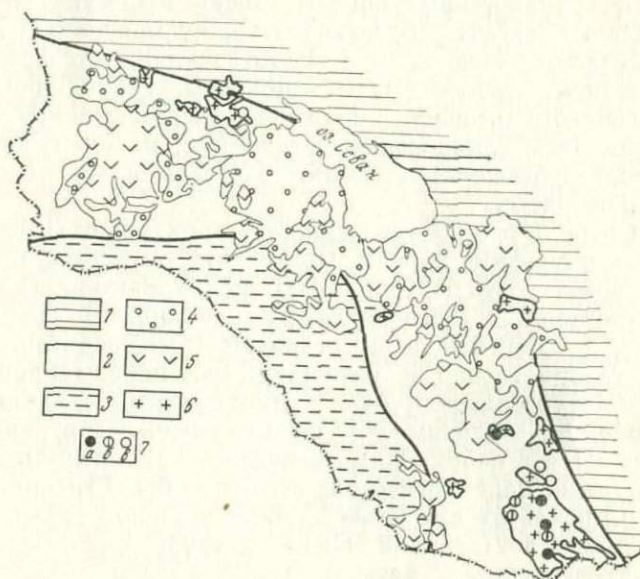


Рис. 4. Схема размещения медно-молибденовых месторождений на Малом Кавказе

1 — осевая зона раннеальпийской Малокавказской эвгеосинклинали; 2 — область эпибайкальского среднего массива, вовлеченная в опускание в позднемеловом — раннепалеогеновом времени и затем втянутая в поднятие; 3 — область герцинской миегосинклинали, вовлеченная в поднятие в конце триаса, но снова испытавшая погружение в конце альпийского цикла, в олигоцене — антропогене; 4 — четвертичные базальты; 5 — миоценовые вулканогенные породы; 6 — олигоцен-миоценовые гранитоиды; 7 — медно-молибденовые месторождения: штокверкового типа (а), жильного типа (б), в скарнах (в)

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 (рис. 4). 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 флишидных и вулканогенных образований.

Месторождения распространены в Мисхано-Зангезурской геантиклинальной зоне общекавказского простиранья. В ее строении выделяются два структурных этапа: нижний сложен метаморфи-

ческими и метаморфизованными породами докембрия и кембрия, нижнепалеозойскими гранитоидами и залегающими на них вулканогенными и карбонатными породами девона и карбона, верхний образован разнообразными мезо-кайнозойскими породами. Среди последних широко развиты верхнемеловые карбонатные и терригенные породы морского происхождения, но наибольшим распространением пользуются вулканогенные породы эоцена, преимущественно среднего и кислого состава, образующие толщу мощностью до 2500 м и более; имеются также туфы и туфопесчаники олигоценового возраста, андезиты, трахиандезиты, липариты, трахилипариты и их туфы миоценового возраста, конгломераты, песчаники и глины с прослоями угля плиоценового возраста и, наконец, значительно распространены базальты и андезито-базальты плиоценового и четвертичного возраста.

Большую роль в строении верхнего структурного этажа играют третичные интрузивные породы. Они образуют массивы с площадью выхода на поверхность от 3—5 до 800 км<sup>2</sup> и характеризуются весьма пестрым составом с преобладанием монцонитов, гранодиоритов и гранитов при значительном развитии граносиенитов, сиенитов, диоритов, габбро и других разновидностей. Эти породы прорывают на территории Нахичеванской АССР фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные образования среднего и верхнего эоцена и перекрываются в районе Нор-Аревика песчано-углистыми отложениями плиоцена. Радиологические исследования (Гукасян, Меликсетян, 1965 г.) показали для ранней габбро-монцонит-граносиенитовой фазы 37—39 млн. лет (верхний эоцен—олигоцен) и для более поздней гранодиорит-гранитной фазы — 23—24 млн. лет (нижний миоцен).

Этот пестрый комплекс интрузивных пород прорван небольшими, интрузивными телами (дайками и штоками) гранодиорит-, гранит-, сиенит-порфиров, диоритовых порфиритов и различных лампрофиров, с которыми тесно в пространстве и во времени ассоциируются месторождения медно-молибденовых руд: Каджаранское, Агаракское, Джиндаринское, Парагачайское, Дастакертское и др. Возраст этих пород и рудной минерализации, по-видимому, можно считать миоценовым. Для такого вывода имеются прямые геологические факты. В районе селения Элпин медно-молибденовая минерализация обнаружена в толще эффузивных пород, представленных андезитами, трахиандезитами, липаритами, трахилипаритами и их туфами, которые с довольно резким угловым несогласием перекрывают фаунистически охарактеризованные песчаники олигоценового возраста. В 1954—1955 гг., производя геологическое картирование этого района, автор отнес эти эффузивы к миоцену. К такому же выводу пришли впоследствии А. А. Габриелян (1964 г.) и А. Т. Асланян (1958 г.). На северном склоне Баргушатского хребта дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и других разновидностей пород, с которыми ассоциируется медно-молибденовое оруденение, местами перекрыты отложениями плиоценового возраста.

Оруденение встречается в экзо- и эндоконтактах третичных интрузивов пестрого состава, но крупные промышленные месторождения локализованы в эндоконтактовых зонах. В контроле медно-молибденового оруденения большую роль играют региональные разломы (Дебаклинский, Агаракский, Парагачайский, Ордубадский, Мисханский), пересекающие массивы третичных интрузивных пород согласно общему простиранию Мисхано-Зангезурского антиклинория. В зонах разломов месторождения и рудопроявления обычно расположены на расстоянии сотен метров от главных тектонических швов этих разломов. При этом рудоконтролирующими структурами являются зоны повышенной трещиноватости нескольких направлений — одного, согласного с главным разломом, и других, поперечных или косонаправленных по отношению к нему.

Приведенные данные показывают, что Мисхано-Зангезурская зона представляет собой альпийскую геантиклинальную структуру остаточного типа, развившуюся на месте эвгеосинклинали. В верхнем палеозое, нижней и средней юре она имела ясно выраженный геантиклинальный характер, что подчеркивается отсутствием в ее пределах морских отложений этого возраста. В верхнем мелу и в эоцене она испытала погружение. По-видимому, в олигоцене начинается общее воздымание зоны и ее наиболее интенсивная складчатость.

В олигоцене же в связи с процессом воздымания зоны происходит образование plutонов пестрого состава. Отсутствие в большинстве из них следов динамометаморфизма и прототектоники, по-видимому, свидетельствует о том, что в главной массе они образовались после основной фазы складчатости.

Внедрение большой массы интрузивных пород привело к значительной консолидации зоны, к увеличению ее жесткости. Дальнейшие тектонические движения вызвали образование крупных расколов, которые в миоцене контролировали внедрение небольших интрузивных (трещинных) тел порфировых пород и формирование медно-молибденовых месторождений. Примерно в это же время в наземных условиях происходила эффузивная деятельность и образовались породы андезитового, трахиандезитового, липаритового и трахилипаритового состава. Это был период эпигеосинклиальной орогении, характеризовавшийся общим воздыманием зоны и интенсивной эрозией слагавших ее пород. Уже в плиоцене массивы интрузивных пород были выведены на поверхность и перекрыты угленосными отложениями. Плиоцен и четвертичное время — завершающий этап орогенного развития альпийской геосинклинали Малого Кавказа; они характеризуются обширными излияниями базальтов и андезито-базальтов.

В зоне Балхашского антиклинория и на сопредельных с ней территориях развиты медно-молибденовые месторождения герцинского возраста (рис. 5). Эта зона находится в области Центрально-Казахстанской герцинской складчатости, которая с трех сторон окружена каледонидами. Каледонская складчатость не привела здесь к ликвидации геосинклиального режима и на

месте прежней геосинклинали образовалась «остаточная» (Богданов, 1959 г.; Борсук, 1956 г.) герцинская геосинклиналиная область. Согласно исследованиям В. Г. Трифонова (1965 г.), в первой половине девона эта территория была частью обширного морского бассейна, ограниченного с севера, востока и запада сушей, на которой



Рис. 5. Схема размещения медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений в Балхашском антиклинории и сопредельных территориях

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — каменноугольные (посреднедевонские) и нижнепермские вулканогенные, туфогенные и терригенные отложения; 3 — нижнекаменноугольные (досреднедевонские) терригенно-вулканогенные отложения; 4 — девонские и нижнекаменноугольные терригенные отложения; 5 — нижнепалеозойские и докембрийские породы; 6 — нижнегерцинские гранитоиды; 7 — гранитоиды саянского комплекса; 8 — лейкократовые граниты акчатауского комплекса; 9 — разломы; 10 — месторождения и рудопроявления

происходила интенсивная вулканическая деятельность с накоплением пирокластов кислого и среднего состава. В морском бассейне накапливались терригенные отложения, появившиеся в результате размыва вулканических пород сопредельных территорий. В живетско-франское время на отдельных участках области Балхашского антиклинория отложилась маломощная (до 400—500 м) толща терригенных осадков с прослоями туфогенных песчаников, туффитов и мелкообломочных туфов. В фаменско-турнейское время в морских

условиях накапливались пирокластические образования преимущественно дацитового, реже андезитового и липаритового состава, переслаивающиеся с морскими терригенными и карбонатными отложениями. В это время были заложены основные элементы позднепалеозойской структуры рассматриваемой территории — Балхашское поднятие, и обрамляющие его крупные прогибы с вулканической деятельностью и отложением пирокластов — Северо-Балхашский и Токрауский синклинории.

В визейско-пермский этап на территории Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев в континентальных условиях накапливались вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения, а на территории Балхашского антиклинория, преимущественно в морских и прибрежно-морских условиях, — карбонатные, терригенные и туфогенно-терригенные отложения, среди которых, однако, встречаются и континентальные образования. В это время продолжали развиваться все крупные структурные элементы Северного Прибалхашья, заложенные в фаменско-турнейское время. Формирование этих структур, по-видимому, завершилось внедрением крупных плутонов гранитоидов саякского комплекса, представленных главным образом гранодиоритами, гранитами и в меньшей мере диоритами, прорывающими верхнекаменноугольные — нижнепермские архарлинские отложения. В свою очередь эти интрузивные породы прорваны дайками и штоками гранодиорит-, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров, лампрофиров, с которыми в пространстве и во времени ассоциируется медно-молибденовое оруденение (Коунрадское, Саякское, Карабасское и другие месторождения). В контроле интрузивных пород и оруденения большую роль играли разрывные нарушения северо-западного, близширотного и близмеридионального простирания.

Таким образом, Балхашский геантиклинорий формировался на месте остаточной эвгеосинклинали, начиная с фаменского века и до пермского периода. Это время можно рассматривать как фазу складчатости. После этого произошло внедрение гранитоидов саякского комплекса, прорванных затем малыми интрузивными телами, с которыми ассоциируется медно-молибденовое оруденение.

**Кураминская зона.** К Кураминской структурно-фациальной зоне принято относить территорию Западного Тянь-Шаня, включающую Кураминский хребет и западную часть Чаткальского хребта. Здесь развиты такие медно-молибденовые месторождения, как Кальмаккыр, Сары-Чеку, Южный Янгикан и др. (рис. 6). Зона в целом представляет собой герцинскую геантиклинальную структуру. Период с силура по нижний карбон здесь характеризуется постепенным прогибанием земной коры и накоплением отложений геосинклинальных фаций. Силур представлен песчано-глинистыми отложениями с пачками карбонатных пород, в нижнем девоне сформировалась толща вулканогенных пород среднего и кислого состава, а в течение среднего девона — нижнего карбона здесь накопилась мощная толща карбонатных пород. Все эти породы смяты

в крупные линейные складки северо-восточного простирания. На них с резким угловым несогласием залегают ниже-среднекаменноугольная минбулакская свита вулканических пород среднего и кислого состава.

Породы минбулакской свиты прорваны крупными батолитообразными интрузивами, сложенными гранитами, гранодиоритами, монцититами, диоритами, сиенит-диоритами и другими породами. Возраст

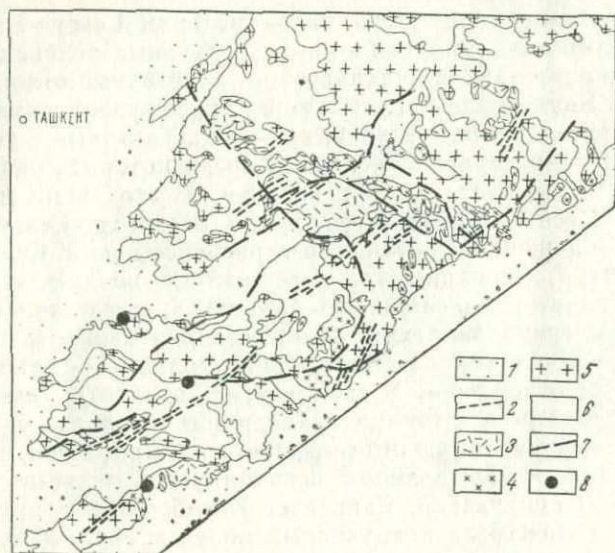


Рис. 6. Схема размещения медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений в зоне Кураминского антиклинория

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

этих интрузивных пород определяется в значительной мере условно как средне — верхнекаменноугольный. Кроме интрузий батолитического характера, верхнепалеозойское время характеризуется образованием вулканогенной формации, залегающей на среднепалеозойском складчатом основании. Б. О. Андерсон (1968 г.) подразделяет ее на четыре самостоятельные свиты: верхнекаменноугольные — акчинскую и надакскую — и нижнепермские — ояссайскую и шурабсайскую. Эти свиты сложены эффузивами андезитового, трахиандезитового, дацитового, трахидацитового, липаритового состава. Эффузивы каждой из выделенных свит имеют свои интрузивные аналоги, представленные породами, близкими по составу, но отличающимися степенью раскристаллизации и структурными осо-

бенностями. Для них характерны типичные интрузивные формы залегания: некки, межформационные залежи, штоки, дайки. Как подчеркивает Б. О. Андерсон, между свитами нет повсеместно фиксируемых структурных несогласий, свидетельствующих о проявлении тектонических фаз.

Медно-молибденовое оруденение развито в экзо- и эндоконтактовых зонах интрузивов батолитического характера, где оно очень тесно в пространстве и во времени ассоциируется с малыми интрузивными телами — дайками и штоками гранодиорит-, сиенит-, гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Малые интрузивные тела и рудная минерализация контролируются разрывными нарушениями близширотного и северо-западного простирания, а также местами пересечения этих нарушений.

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 (Матчанов, Мусин, 1967 г.).

Таким образом, как и в ранее рассмотренных регионах, в Кураминской геантиклинальной зоне медно-молибденовые месторождения возникли в орогенный период развития геосинклинали, после основной фазы складчатости и образования батолитообразных интрузивов пестрого состава. Во времени и пространстве они тесно связаны с дайками и небольшими штоками гранодиорит-, гранит-, сиенит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров.

**Б а т е н е в с к о - Б е л л ы к с к а я з о н а**, в которой распространены каледонские медно-молибденовые месторождения, входит в складчатую систему каледонид Алтае-Саянья (рис. 7). Она протягивается с юго-запада на северо-восток от Горношорского поднятия, находящегося в южной части Кузнецкого Алатау, до северо-западного окончания Протеросаяна. Эта зона является крупным поднятием, разделяющим средне-верхнепалеозойские наложенные впадины — Чебаково-Балахтинскую на севере и Минусинскую на юге.

В строении зоны участвуют рифейские и кембрийские карбонатные формации, тесно связанные между собой в структурном и седиментационном отношениях. В верхней части разреза среднекембрийских пород среди карбонатных отложений появляются вулканогенные породы среднего и основного состава, которые в самом верху разреза становятся преобладающими.

Весь комплекс нижнепалеозойских отложений смят в линейные складки северо-восточного простирания и прорван батолитами сложного строения, площади выхода которых на поверхность в современном эрозионном срезе измеряются сотнями и тысячами квадратных километров. Наиболее крупные — Уйбатский, Улено-Туимский, Сырский. В их строении участвуют гранодиориты, граниты, монциты, диориты, плагиограниты, менее развиты габбро и лейкократовые граниты, сиениты, сиенито-диориты, а также дайки аплитов

и аплито-пегматитов. Эти породы прорваны небольшими интрузивными телами (дайки и штоки) диоритовых порфиров, гранит-порфиров, альбитофиров, субщелочных кварцевых порфиров, лампрофиров, диабазовых порфиров, с которыми в пространстве и во времени тесно ассоциируется медно-молибденовое оруденение, рас-

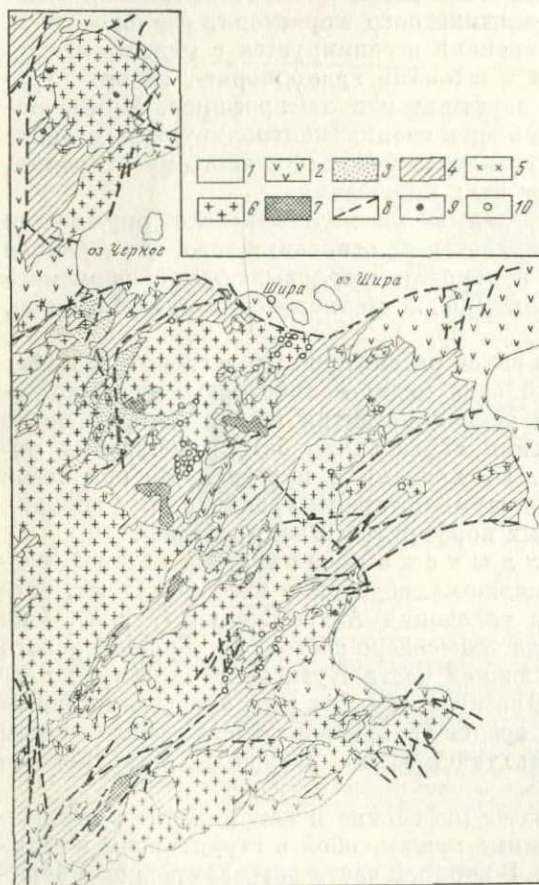


Рис. 7. Схема размещения медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений в Батеневско-Беллыкском поднятии

1 — девонские и каменноугольные отложения Минусинских впадин; 2 — вулканогенные породы девонского возраста; 3 — вулканогенные и осадочные породы верхнекембрийского возраста; 4 — докембрийские; нижне- и среднекембрийские осадочные (преимущественно карбонатные) и вулканогенные породы; 5 — девонские щелочные интрузивные породы; 6 — каледонские гранитоиды; 7 — среднекембрийские основные и ультраосновные интрузивные породы; 8 — разломы; 9 — медно-молибденовые штокверковые типа; 10 — медномолибденовые в скарпах

положенное в эндо- и экзоконтактных зонах батолитических интрузивов.

Верхний возрастной предел медно-молибденовых месторождений Батеневско-Беллыкской зоны устанавливается на основании того, что корни некоторых ниже-среднедевонских эффузивов отчетливо проявляются как образования, более поздние по сравнению с медно-молибденовой минерализацией. Так, на Сорском месторождении дайки андезитовых и диабазовых порфиров и более поздних ортофириров пересекают рудную минерализацию. На рудопроявлении Бейка дайки андезитовых, андезит-дацитовых и ортофирировых пород, явля-

ющихся аналогами расположенных в 1,5 км девонских эффузивов, также рассекают рудную минерализацию. Абсолютный возраст пород, с которыми ассоциируется оруденение, в среднем определяется в 480—500 млн. лет.

Структурный контроль оруденения и размещения порфировых пород в восточной части Батеневско-Беллыкской зоны, примыкающей к меридиональным структурам Кузнецкого Алатау, осуществляется разрывными нарушениями близмеридионального, северо-западного и близширотного простирания. В остальной части рассматриваемой зоны основную роль в контроле порфировых пород и оруденения играют разрывные нарушения северо-восточного, северо-западного и близширотного простирания, рассекающие батолиты или проходящие по их контактам. Но наиболее благоприятными местами для развития оруденения были места пересечения разрывных нарушений разных направлений.

Многочисленными здесь являются медно-молибденовые месторождения в скарнах, развитые в боковых контактах и в контактах с породами кровли наименее эродированных батолитов (Удено-Туимский). Реже встречаются крупные месторождения штокверкового типа, залегающие среди гранитоидов (Сорское, Ичкульское и некоторые другие).

Приведенный материал показывает, что Батеневско-Беллыкский каледонский антиклинорий сформировался на месте первичной эвгеосинклинали. Здесь, как и в ранее рассмотренных регионах, образованию медно-молибденовых месторождений предшествовали главная складчатость и внедрение батолитов, сложенных породами весьма разнообразного состава. Оруденение, расположенное в эндо- и экзоконтактных зонах этих батолитов, ассоциируется с комплексом малых интрузивных тел, которые прорывают батолиты.

Итак, рассмотрение геологических позиций медно-молибденовых месторождений в разных складчатых областях показывает следующее.

Медно-молибденовые месторождения распространены в геодантиклинальных структурах, которые в большинстве своем развивались в эвгеосинклиналичных зонах и лишь немногие из них, как, например, в Кордильерах, находятся в миегеосинклиналичных зонах. Развитие большей части этих структур совершалось более чем в один геологический цикл, и многие из них должны быть отнесены к геодантиклиналям остаточного типа. Но имеются также геодантиклинали, закончившие свое развитие в один геологический цикл (Батеневско-Беллыкская).

После главной фазы складчатости в связи с общим воздыманием геодантиклиналей и началом орогенных процессов во всех рассмотренных регионах наблюдается удивительно однотипный магматизм. Начинаясь он с образования батолитов, залегающих среди пестрого комплекса пород (здесь карбонатные, терригенные, эффузивные и интрузивные разности, большой объем среди них составляют эффузивы среднего состава). В строении батолитов участвуют

гранодиориты, монзониты, граниты, граносиениты, диориты, меньше габбро и лейкократовые граниты. Площади выхода батолитов на поверхность измеряются многими сотнями и тысячами квадратных километров.

В дальнейшем батолиты прорывались сложным комплексом малых интрузивных тел (штоки, силлы, этмолиты, дайки) гранодиорит-, гранит-, монзонит-, латит-порфиров, диоритовых порфиров и лампрофиров.

Приблизительно в одно время с малыми интрузиями происходила эффузивная деятельность, в результате которой образовались толщи вулканогенных пород, где преобладают андезиты, трахиандезиты, латиты, андезито-латиты, менее распространены риолиты, трахиты, кварцевые латиты, базальты, дациты. Американские геологи приходят к выводу о комагматичности третичных эффузивов и малых интрузивных тел, развитых на медно-молибденовых месторождениях, области Скалистых гор.

Медно-молибденовые месторождения развиты в экзо- и эндо-контактных зонах батолитов пестрого состава, но крупные месторождения чаще встречаются в их эндоконтактных зонах. Наиболее тесно во времени и пространстве оруденение ассоциируется 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; последние обычно являются более поздними. Рудные районы и отдельные месторождения приурочены к местам пересечения таких нарушений. Рудоносные разрывные нарушения обычно пересекают батолиты или 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 геосинклиналей, характеризовавшийся излиянием базальтов и андезито-базальтов.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения молибденовой формации связаны с тектономагматическими процессами, которые накладывались на платформы и области завершенной складчатости и начинались дифференцированными блоковыми движениями земной коры с образованием крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся отложениями молассового типа. К этой формации автором относятся третичные месторождения восточной части Скалистых гор (Кляймакс, Квеста, Ред-Ривер, Урад, Гендерсон), образовавшиеся в результате ларамийских процессов тектономагматической активизации западной окраины Северо-Американской платформы; мезозойские молибденовые месторождения Монголо-Охотского пояса (включая области хребтов Станового и Джугджура), расположенные в областях пале-

озойской и допалеозойской складчатости (Давенда, Сырыгичи, Аманан-Макит, Бугдая, Жирекен, Умальта, Мальмальта, Мельгин, Красный Каньон); мезозойские молибденовые месторождения Корейско-Китайской платформы, явившиеся результатом яньшанских тектоно-магматических процессов, разбивших эту платформу (Цин-Дуй-Чен, Ченцоло, Яндзя-Чжап-зы).

Монголо-Охотский пояс, как следует из тектонической карты Евразии, изданной в 1965 г., находится в области палеозойской завершенной складчатости, усложненной мезозойскими наложенными впадинами и прогибами внегеосинклинального развития. Относительно происхождения этих впадин существуют разные точки зрения. В. В. Белоусов (1954 г.) и В. Н. Козеренко (1956 г.) рассматривают их как замкнутые остаточные геосинклинальные овалы, которые переходят по простиранию в парагеосинклиналь на территории Монголии и Приморья. М. С. Нагибина (1963 г.) приходит к выводу о наложенном внегеосинклинальном развитии мезозойских структур Монголо-Охотского пояса, подчеркивая их относительно короткий период развития и пестроту выполняющих их терригенных формаций.

В истории мезозойского развития Монголо-Охотского пояса четко намечаются следующие этапы: 1 — формирование крупных поднятий (в ряде случаев сводовых) и наложенных впадин, заполнявшихся морской и континентальной молассой мощностью до 6—7 тыс. м; 2 — общее воздымание земной коры и интрузии крупных масс гранитоидов; 3 — мелкие блоковые движения земной коры, формирование многочисленных мелких приразломных впадин, вулкано-плутонический магматизм, образование рудных месторождений; 4 — заполнение межгорных впадин угленосными отложениями озер и речных долин, проявление базальтоидного вулканизма.

Месторождения молибдена расположены в поднятиях, разделяющих и обрамляющих наложенные впадины, и ассоциируются с крупными плутонами и прорывающими их малыми интрузивными телами.

При движении с запада на восток в Монголо-Охотском поясе наблюдается заметное омоложение магматизма и оруденения — в Восточном Забайкалье возраст молибденовых месторождений и магматических пород, с которыми они связаны, — верхнеюрский, а в области хр. Джугджур и в бассейнах рек Селемджи и Буреи рудоносные интрузивы прорывают нижнемеловые отложения. Рассмотрим закономерности размещения молибденовых месторождений на примерах Восточного Забайкалья и Верхне-Буреинского района.

*Восточное Забайкалье* является одной из крупнейших провинций месторождений монометаллических молибденовых руд. Они здесь связаны с мезозойским магматизмом, развиты на огромной территории и характеризуются сложной картиной размещения, определяемой своеобразным тектоническим строением этого региона.

На тектонических схемах Восточного Забайкалья издавна выделялись следующие наиболее крупные структурные элементы: а) прогибы, выполненные мезозойскими морскими терригенными

отложениями — Восточно-Забайкальский (или центральная синклинальная зона), Ингодино-Шилкинский и Пришилкинский, и б) окружающие их поднятия, сложенные главным образом палеозойскими и допалеозойскими породами — Агинское, Приаргунское, Шахтаминское, Газимуровское и Шилка-Олекминское, переходящее на севере и северо-западе в поднятия Станового хребта и Селенгино-Витимской зоны.

Закономерности размещения месторождений молибдена не могут быть поняты без краткого рассмотрения истории формирования наложенных впадин и магматизма этого времени.

Ингодино-Шилкинский и Пришилкинский прогибы — реликты крупного приразломного прогиба, образовавшегося в верхнем триасе вдоль зоны глубинных разломов. В нижнеюрское время зона максимальных опусканий сместилась к югу и юго-востоку (Восточно-Забайкальский прогиб), где в это время существовал морской залив, открывавшийся на восток. Согласно А. Ф. Мушникову и др. (1966 г.), в Восточно-Забайкальском прогибе наиболее развиты отложения нижнеюрского времени, представленные морскими осадочными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые подверглись довольно интенсивной складчатости. Но типичная для геосинклинальных систем линейная складчатость для них не характерна. Коробчатый и брахискладчатый тип дислокаций свидетельствуют о значительной роли разрывных нарушений и блоковой тектоники.

В среднеюрскую эпоху тектонический режим рассматриваемой территории изменился: усилились глыбовые движения и появилась общая тенденция к поднятию. В это время на всей территории Восточного Забайкалья установились континентальные условия. Осадконакопление происходило в отдельных межгорных прогибах. Морские терригенные отложения, характерные для нижнеюрского времени, сменились континентальными молассовыми; мощность этих отложений колеблется от 400 до 2000 м.

На отложениях среднеюрского возраста с резким угловым несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования верхней юры, знаменующие новый тектонический этап в истории геологического развития Восточного Забайкалья. Это было время интенсивных блоковых движений, эффузивной деятельности и формирования относительно небольших приразломных грабенов и мульд, заполнявшихся грубообломочным и вулканогенным материалом. Наиболее крупные из этих структур имеют длину до 20—45 км и ширину 8—10 км, мощность заполняющих их отложений не превышает 1500 м, простирание структур северо-восточное. Вулканогенно-осадочные отложения верхнеюрского возраста пользуются сравнительно широким распространением на всей территории Восточного Забайкалья. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, андезитами, трахиандезитами, липаритами, дацитами, а также различными туфами, туфобрекчиями и туфо-конгломератами. Наиболее крупный массив этих образований нахо-

дится в Шадоронском прогибе, в междуречье Унды и Талангуя. Породы этого прогиба, названные шадоронской серией, были описаны в 1963 г. В. Д. Гунбиным и А. Ф. Чербяновой, а позднее Н. Т. Жуковским, Ю. П. Писцовым и Ю. И. Симовым (1966 г.). Автором установлено, что в составе этой серии большую роль играют андезиты, трахиандезиты, дациты, липариты, а также их туфы и лавобрекчии с прослоями туфобрекчий и туфоконгломератов. Найденная в ней флора типична для конца верхнеюрской эпохи (Жуковский и др., 1966 г.).

В нижнемеловое время разобщенные межгорные впадины заполнились главным образом угленосными отложениями озер и речных долин и, в меньшей мере, эффузивным материалом. Эти отложения, детально изучавшиеся Ю. П. Писцовым (1966 г.), отделены от нижележащих эффузивно-осадочных отложений верхней юры крупным региональным перерывом и с несогласием перекрываются породами палеоген — неогенового возраста. Впадины, выполненные нижнемеловыми отложениями, в структурном отношении представляют собой в большинстве случаев грабен-синклинали. Нередко они наследовали впадины, заложенные в верхнеюрское время. При формировании Ундургинской, Оловской, Делонской, Ново-Березовской и других впадин имели место проявления базальтоидного вулканизма. Таков в общих чертах ход развития мезозойских наложенных прогибов и впадин в Восточном Забайкалье.

Широко развитые в Восточном Забайкалье мезозойские интрузивные породы по характеру, условиям и времени проявления четко подразделяются на две группы — круивые плутоны и более поздние малые интрузивные и субвулканические образования.

Плутоны представлены относительно крупными массивами пород щелочноземельного ряда, выходы которых на поверхности достигают 200—800 км<sup>2</sup>. В основном они сложены различными гранитами — от аляскитовых до биотит-роговообманковых — и гранодиоритами; несравненно меньшую роль играют диориты, монцониты, сиениты и габбро. Жильная серия пород обычно представлена аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами.

Следует подчеркнуть, что плутоны, залегающие среди терригенных толщ Восточно-Забайкальского прогиба и Агинского поднятия, сложены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (кукульбейский комплекс), в то время как плутоны, интродуцировавшие в более разнообразные породы остальной территории, состоят главным образом из биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов с развитием более основных и щелочных разностей — диоритов, габбро, монцонитов, сиенитов — в приконтактных зонах. Доказано, что эти породы прорывают отложения среднеюрского возраста, но не пересекают вулканогенные породы верхней юры. Все это, по-видимому, дает право сделать вывод: крупные интрузии происходили в батское время, после отложения пород верхнегазимуурской и карабачинской свит средней юры, но до образования верхнеюрских эффузивов, т. е. их возраст можно рассматривать как верхи

средней юры — низы верхней юры. Это был период, когда развитие крупных наложенных прогибов сменилось общим воздыманием земной коры.

Вторая группа интрузивных пород Восточного Забайкалья представлена небольшими штоками и дайками гранит-, фельзит-, граносиенит-, гранодиорит-, сиенит-порфиров, диоритовых порфиров, лампрофиров и других разновидностей нерчинско-заводского, нерчуганского, харалгинского и других комплексов. Породы прорывают средневерхнеюрские крупные плутоны, местами обнаруживается тесная связь их с эффузивами верхней юры: сходство состава пород, постепенные переходы интрузивных тел в эффузивные покровы, и, кроме того, некоторые из пород, прорывая нижние части вулканогенных толщ, перекрываются их верхними частями. Другие тела порфировых пород рассекают всю толщу верхнеюрских эффузивов в ее современном эрозионном срезе. Установлено, что дайки порфировых пород, внедрившиеся в верхнеюрские эффузивы, местами отчетливо перекрыты породами нижнемелового возраста. Таким образом, время образования малых интрузивных и субвулканических тел порфировых пород Восточного Забайкалья устанавливается довольно определенно как верхнеюрское.

Молибденовые месторождения и рудопроявления Восточного Забайкалья практически полностью отсутствуют в мезозойских прогибах, они распространены в поднятиях, окружающих и разделяющих эти прогибы (рис. 8), и ассоциируются здесь с проявлениями мезозойского магматизма — биотит-роговообманковыми гранитоидами и прорывающими их малыми интрузивными телами порфировых пород. В Верхне-Ундинском, Верхне-Олекминском и Могочинском районах (месторождения: Бугдая, Сырыгичи, Голубое, Медвежье) молибденовая минерализация отчетливо наложена на верхнеюрские эффузивы. В то же время в Восточном Забайкалье за все время его исследования не было обнаружено случаев наложения молибденового оруденения на более молодые породы, а в Ундургинской впадине в нижнемеловых отложениях была встречена галька гранита с молибденитом (устное сообщение А. М. Блоха). Следовательно, время образования молибденовых месторождений Восточного Забайкалья устанавливается достаточно определенно как поздневерхнеюрское. Это значит, что молибденовые месторождения Восточного Забайкалья образовались после крупных интрузий, в период общего воздымания земной коры, на фоне которого развивались неглубокие приразломные впадины, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными отложениями верхнеюрского возраста. Это было время интенсивного вулканизма, в результате которого широкое развитие получили эффузивы, а также тесно связанные с ними малые интрузивные и субвулканические тела порфировых пород.

Основная масса месторождений и рудопроявлений молибдена сосредоточена в двух поднятиях — Шилка-Олекминском и Шахтаминском. Обе эти структуры являются фрагментами области палеозойской складчатости и в основном сложены палеозойскими

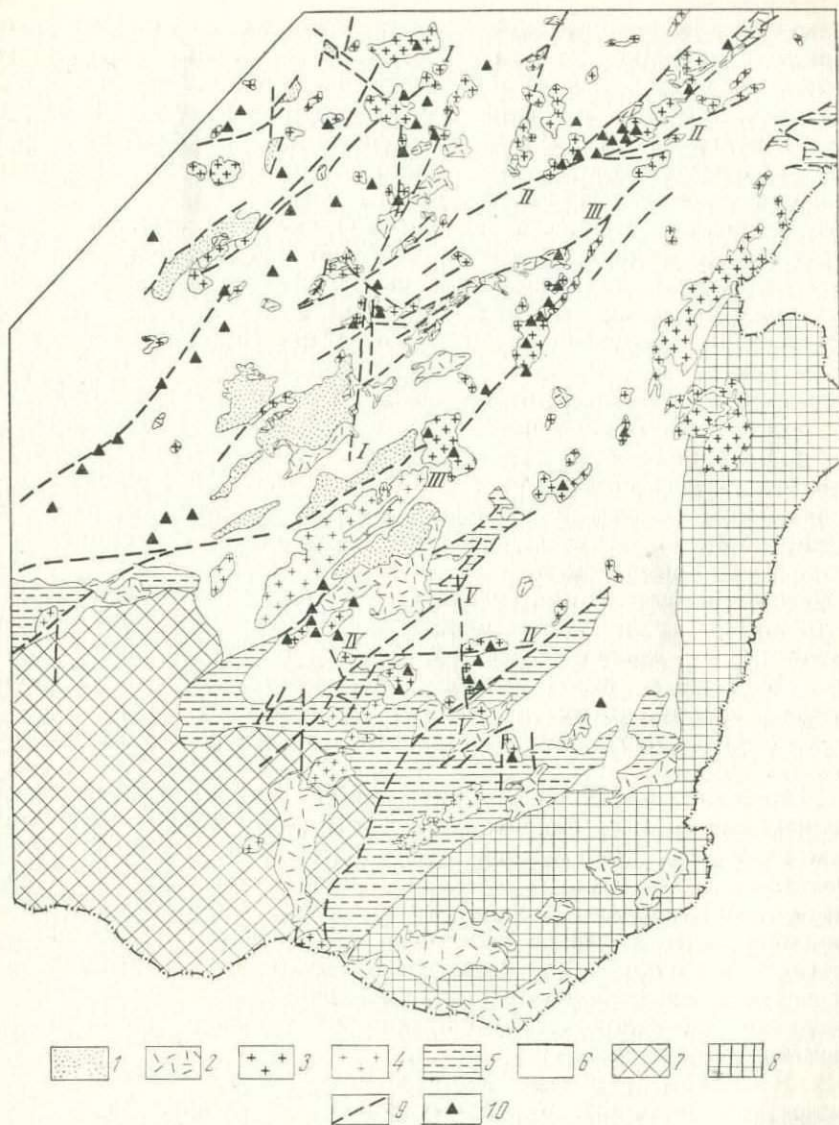


Рис. 8. Схема размещения молибденового оруденения в Восточном Забайкалье

1 — меловые и кайнозойские отложения приразломных впадин; 2 — верхнеюрские вулканогенные породы; 3 — молибденоносные граниты средне-верхнеюрского возраста; 4 — лейкократовые граниты средне-верхнеюрского возраста; 5 — крупные наложенные впадины мезозойского возраста; 6 — области каледонской и герцинской складчатости с преимущественным развитием палеозойских гранитов; 7 — Агинское поднятие, сложенное преимущественно песчанико-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), Усть-Кара-Сретенская (III), Шахтаминская (IV), Бугдаинская (V)

гранитами при подчиненной роли вмещающих их палеозойских 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 Алеура — верхнего течения Олекмы, 2) Могочи, 3) Сретенска — Усть-Кары, 4) верхнего течения Унды.

В бассейнах Алеура и верховьев Олекмы молибденовые проявления своим расположением намечают пояс шириной в 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. Алеур мощной (несколько сотен метров) зоной катаклаза и разгнейсования, а также развитием пояса даек верхнеюрских порфировых пород северо-северо-восточного простирания. На большинстве распространенных здесь месторождений главные рудоконтролирующие структуры ориентированы также в северо-северо-восточном направлении, что свидетельствует о едином структурном плане их формирования в связи с развитием региональной тектонической зоны того же направления.

Вместе с нарушениями, согласными с общим простиранием 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.

Проявления мезозойского магматизма контролируются здесь нарушениями разных направлений, что нередко придает им очень сложные формы. Так, Амананский батолит имеет в плане крестообразную форму, а дайки верхнеюрских порфировых пород на Жиренском месторождении выполняют нарушения близширотного, близмеридионального и северо-восточного направлений. То же можно сказать и про рудную минерализацию, заполняющую трещины разных направлений и образующую, помимо рудных тел жильного типа, оруденение штокверкового характера со сложной сетью разноориентированных прожилков.

В Могочинском районе молибденовые месторождения (Давендинское, Алексеевское, Костромихинское, Оборонное, Амуджиканское и др.) сосредоточены в Амуджикано-Ключевской тектонической зоне близширотного простирания. Она 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 порфировых пород. В зоне развита сложная система разломов, разных по времени заложения и простиранию. В целом она имеет сложное блоковое строение. Ширина зоны 15—25 км, протяженность до 100 км.

Здесь преобладают нарушения близширотного простирания, контролирующие массивы мезозойских гранитоидов и большую часть даек и рудных тел. Наиболее крупные близширотные нарушения (Невидимкинский и Ивачихинский разломы) выражены зонами интенсивно катаклазированных пород мощностью до 100—200 м. Повсеместно развиты нарушения северо-западного, близмеридионального и северо-восточного простирания. Нарушения северо-восточного простирания наиболее существенное значение приобретают в восточной части зоны — на Давендинском месторождении, где они контролируют рудные тела и большую часть верхнеюрских даек. Последние характеризуются ступенчатыми контактами и местами образуют сложные решетчатые переплетения. Молибденовые месторождения, развитые в этой зоне, в большинстве своем представлены оруденением жильного типа; штокверковое оруденение проявлено слабо.

В районе Сретенск — Усть-Кара довольно многочисленные, но незначительные по масштабам рудопроявления молибдена сосредоточены в Пришилкинской зоне разломов. Своим расположением они намечают пояс северо-восточного простирания шириной 20—25 км и протяженностью 120—130 км. Здесь широко развиты проявления мезозойского магматизма — крупные массивы гранитоидов, верхнеюрские эффузивы и малые интрузивные тела порфировых пород.

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. Тунгир (рис. 9).

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 более поздних верхнеюрских даек. Ширина пояса 7—8 км, протяженность в пределах поднятия 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 гравитах Шахтаминского массива. Они представлены серией жил, между которыми находится оруденение штокверкового типа. Рудные тела ассоциируются с верхнеюрскими дайками и пересекают их.

Другой рудоносной структурой юга Восточного Забайкалья является Бугдаинская тектоническая зона меридионального простирания, в которой сконцентрированы дайки и небольшие штоки верхнеюрских 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.

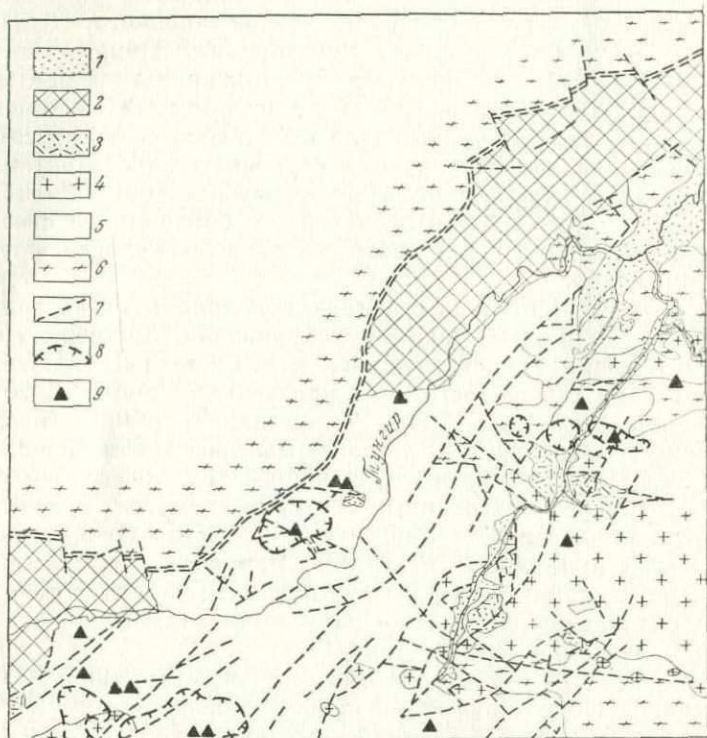


Рис. 9. Схема размещения молибденовых проявлений в блоковой структуре Бугарихто-Джекдачинской зоны (верховье р. Тунгур)

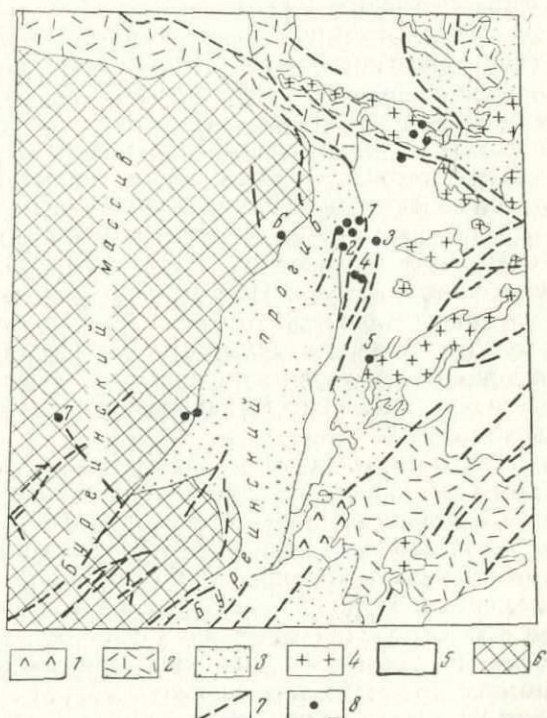
1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — верхнеюрские — нижнемеловые обломочные отложения, выполняющие мезозойские приразломные впадины; 3 — верхнеюрские вулканические породы; 4 — средне-верхнеюрские граниты; 5 — палеозойские граниты; 6 — докембрийские гранитоиды; 7 — разломы; 8 — экзогенные ореолы молибдена; 9 — месторождения и рудопроявления молибдена

Таким образом, молибденовые месторождения Восточного Забайкалья находятся в участках земной коры, которые с самого начала мезозойской тектоно-магматической активизации испытывали поднятие. В них 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, т. е. в обрамлении наложенных впадин юрского возраста. Они характеризуются сложным блоковым строением и широким про-

явлением мезозойского магматизма — крупными плутонами гранитоидов ( $J_2$  —  $J_3$ ) и несколько более поздними эффузивами ( $J_3$ ) и малыми интрузивными телами ( $J_3$ ). Молибденовое оруденение ассоциируется со всеми проявлениями мезозойского магматизма, но наиболее тесно во времени и пространстве оно связано с верхнеюрскими малыми интрузивными телами. Разная ориентировка тектонических зон и сложная морфология мезозойских интрузивов и рудных тел свидетельствуют о том, что мезозойский магматизм

Рис. 10. Размещение молибденовых проявлений в Буреинском 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, метаморфические, метаморфизованные и магматические породы; 6 — Буреинский кристаллический массив, сложенный преимущественно палеозойскими гранитами; 7 — разломы; 8 — месторождения и рудопроявления: Умальтинское (1), Усть-Мальмальтинское (2), Мальмальтинское (3), Дешское (4), Янканское (5), Бирюджинское (6), Мельгинское (7) и др.



и рудообразование протекали здесь в условиях всестороннего тангенциального растяжения земной коры, которые в верхнеюрское время создавались, по-видимому, в связи с общим воздыманием этого участка земной коры.

В Верхне-Буреинском районе условия образования месторождений молибдена аналогичны восточно-забайкальским. Большая часть месторождений (Умальтинское, Мальмальтинское, Усть-Мальмальтинское и др.) расположена в кристаллическом обрамлении Буреинского прогиба — мезозойской структуры, наложенной на область палеозойской складчатости; другие (Янканское, Соловьевское, Мельгинское) находятся в тектонических зонах, не обнаруживающих непосредственной связи с этим прогибом и имеющих северо-восточное, близширотное и северо-западное простирание (рис. 10).

Буреинский прогиб простирается в близмеридиональном направлении на расстоянии свыше 500 км, достигая максимальной ширины 70 км в бассейне р. Дубликан, где определяется наибольшее погружение палеозойского фундамента. В строении прогиба участвуют отложения от верхнетриасовых до меловых включительно, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами. Венчает разрез Буреинского прогиба нижнемеловая угленосная толща. Общая мощность мезозойских пород в центральной части прогиба составляет 7000 м.

В западной части прогиба породы едва затронуты процессом складкообразования, а на востоке они собраны в пологие складки близмеридионального простираения. В бортовых частях прогиба широко развиты сбросы, надвиги и зоны дробления, обусловившие блоковую структуру отдельных участков, как, например, района Умальтинского месторождения, а также интенсивное проявление интрузивной и эффузивной деятельности.

Долгое время геологи считали, что в этой провинции существует молибденовое оруденение двух возрастов: верхнепалеозойского и верхнемезозойского. При этом продуктивность первого ставилась выше продуктивности второго. Эти представления основывались на том, что возраст эксплуатировавшегося Умальтинского месторождения определялся как верхнепалеозойский, а таких небольших рудопроявлений, как Янканское, Соловьевское и др., — как меловой.

Работы, проведенные автором (Покалов, 1958, 1960 гг.) на Умальтинском месторождении, позволили в значительной мере изменить эти представления. Умальтинское месторождение расположено на восточной окраине Буреинского прогиба, в месте его перехода в Буреинский антиклинорий. Район месторождения характеризуется блоковой тектоникой с широким развитием разрывных нарушений и мезозойских магматических пород. Рудные жилы Умальтинского месторождения, ныне уже отработанные, залегали в верхнепалеозойских гранитах под перекрывающими эти граниты нижнеюрскими базальными конгломератами и песчаниками. Они были приурочены к месту пересечения зоны посленижнеюрского разлома северо-восточного простираения с зоной более поздних разрывных нарушений северо-западного простираения. Ранние жилы имели северо-восточную ориентировку, более поздние — северо-западную и частично северо-восточную. В 1955—1956 гг. автор, изучая это месторождение, пришел к выводу о связи рудоконтролирующих трещин месторождения с мезозойской тектоникой района и обнаружил пересечения нижнеюрских осадочных пород рудными жилами 11 и Пограничной. А в 1957 г. верхний блок жилы 52 отработывался в нижнеюрских конгломератах. Таким образом, не может быть двух мнений о возрасте Умальтинского месторождения — оно верхнемезозойское. В местах же налегания юрских пород на рудные жилы, заключенные в палеозойских гранитах (на чем основывались представления о палеозойском возрасте месторождения), контакты

между осадочными породами и гранитами носят тектонический характер.

Находящиеся в Умальтинском районе Мальмальтинское и Усть-Мальмальтинское рудопроявления расположены на продолжении мезозойских разрывных структур, к пересечению которых приурочено Умальтинское месторождение. Следовательно, и эти рудопроявления, считавшиеся по аналогии с Умальтинским месторождением верхнепалеозойскими, на самом деле являются верхнемезозойскими.

В районе Умальтинского месторождения и других местах рассматриваемого региона молибденовое оруденение ассоциируется с проявлениями мезозойского магматизма: крупными плутонами гранитоидов, эффузивами и малыми интрузивными телами. Крупные интрузивы в основном сложены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами: местами в их эндоконтакте встречаются кварцевые диориты, диориты и габбро, имеющие постепенные переходы к гранитам центральных частей. Янканский и другие плутоны прорывают отложения нижнемелового возраста. В районе Умальтинского месторождения небольшие выходы мезозойских интрузивных пород, представленные гранодиоритами, диоритами и габбро, прорывают отложения нижнеюрского возраста, выше которых прослеживается полный разрез согласно залегающих отложений средне-, верхнеюрского и нижнемелового возраста.

Эффузивы представлены в основном андезитами, дацитами, липаритами, а также туфами, туфоконгломератами и лавобрекчиями, находящимися в тесной и сложной перемежаемости. В верховьях р. Акишмы эффузивы налегают на нижнемеловые угленосные отложения. В связи с этим их возраст определяется как верхнемеловой.

Малые интрузивные тела (дайки и небольшие штоки) представлены гранит- и гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфирами и лампрофирами. В районе Умальтинского месторождения и в других местах они отчетливо прорывают гранитоиды мезозойского возраста. Молибденовое оруденение Умальтинского, Мальмальтинского и других месторождений пространственно связано с малыми интрузивными телами порфировых пород, на которые оно повсеместно наложено.

Приуроченность молибденовых месторождений к тектоническим зонам разных направлений — близмеридионального, северо-восточного и северо-западного, так же как и в Восточном Забайкалье, можно рассматривать как свидетельство обстановки всестороннего тангенциального растяжения земной коры в связи с ее общим вздыманием в период мезозойского магматизма и рудообразования. В отличие от Восточного Забайкалья здесь магматизм и оруденение заметно моложе и относятся не к юрскому периоду, а к меловому.

Восточная ветвь Скалистых гор (Кордильер). В восточной ветви Скалистых гор, окаймляющей с востока плато Колорадо, находятся крупнейшие в мире месторождения монометалльных молибденовых руд — Кляймакс, Ред-Ривер, Квеста,

Гендерсон, Урад. Возраст этих месторождений третичный, а участок земной коры, в котором они находятся, относится к области ларамийской орогении. Однако в отличие от остальной части ларамид, где развиты медно-молибденовые месторождения, восточная ветвь Скалистых гор характеризуется весьма своеобразным строением. Здесь в самом основании геологических разрезов находятся докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы и граниты, образующие фундамент Северо-Американской платформы. На них с резким угловым несогласием спокойно залегают терригенные и карбонатные отложения платформенных фаций (Кинг, 1961 г.). Эти отложения, характеризующиеся небольшими, но выдержанными в пространстве мощностями, накапливались с перерывами на протяжении всего палеозоя и мезозоя.

В конце мезозоя и на протяжении всего третичного времени этот участок земной коры, являвшийся до этого частью Северо-Американской платформы, подвергся воздействию орогенических процессов, которые проявились здесь сложными блоковыми движениями. Хребты этой части Скалистых гор представляют собой поднятия с широкими сводами, в ядрах которых на поверхность выведены докембрийские породы. Эти поднятия разделены узкими или широкими впадинами («бассейнами»), заполненными меловыми и третичными грубыми конгломератами.

В эоцене здесь образовались батолиты (Кинг, 1961 г.), сложенные главным образом гранитами, меньше — гранодиоритами и монцонитами. Примерно в это же время и несколько позже происходила интенсивная эффузивная деятельность (поля Сан-Хуан и Датил) и внедрение малых интрузивных тел порфировых пород. Эффузивы представлены андезитами, трахиандезитами, липаритами, трахилипаритами, дацитами, меньше — базальтами и некоторыми другими разностями. Малые интрузивные тела представляют собой также весьма разнообразный комплекс пород. Среди них — гранит-, монцонит-, сиенит-порфиры, латитовые и различные диоритовые порфириты и лампрофиры.

Молибденовое оруденение, ассоциирующееся с проявлениями третичного магматизма, наиболее тесно во времени и пространстве связано с малыми интрузивными телами порфировых пород. В качестве примера может быть приведена широко известная ассоциация молибденовой минерализации Кляймакса с кварцевыми монцонит-порфирами, на которые она наложена (Vanderwild, King, 1955 г.).

Структурный контроль месторождений (см. рис. 3) осуществляется зонами разрывных тектонических нарушений, простирающие которых согласно и с общим простираем ларамийской орогенной зоны (Квеста, Урад), и поперечно к ней (Кляймакс).

Уникальное по содержанию молибдена в рудах и по их запасам штокерное месторождение Кляймакс находится в региональной тектонической структуре, известной под названием поперечного порфирового пояса Колорадо. Она представляет собой зону разломов северо-восточного простираения с дайками и штоками порфировых

пород, образующими цепочки северо-восточного простирания. Эта структура пересекает Передовой хребет Скалистых гор между г. Боулдер и г. Ледвиль. По своему строению она напоминает восточно-забайкальские пояса даек порфировых пород.

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 завершённой складчатости.

2. Активизация тектоно-магматических процессов, с которой связано образование молибденовых месторождений, начиналась с развития крупных поднятий и наложенных впадин, заполнявшихся терригенным, часто грубообломочным материалом, сносившимся с окружавших эти впадины поднятий.

3. Магматизм, предшествовавший оруденению, проявился после заполнения впадин в связи с общим воздыманием земной коры.

4. Молибденовые месторождения и магматизм, с которым они связаны, формировались в участках земной коры, которые с начала тектоно-магматической активизации испытывали поднятие.

5. Магматизм проявился здесь образованиями щелочноземельной магмы — крупными плутонами гранитоидов, эффузивами различного состава, но с преобладанием пород среднего состава и часто с повышенной щелочностью, и малыми интрузивными телами порфировых пород, состав которых, как и эффузивов, колеблется в широком диапазоне.

6. Молибденовое оруденение наиболее тесно во времени и пространстве связано с крупными плутонами и прорывающими их малыми интрузивными телами порфировых пород.

7. Развитие магматизма и рудного процесса происходило в обстановке всестороннего тангенциального растяжения земной коры, что, по-видимому, было обусловлено процессом ее общего воздымания.

8. В связи с обстановкой общего тангенциального растяжения, зоны тектонических разрывных нарушений, контролирующее оруденение, имеют сложное блоковое строение, характеризуются разными простираниями и различны по времени своего заложения и происхождению.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения вольфрам-молибденовой формации, так же как и месторождения молибденовой формации, развиты на платформах и в областях завершённой складчатости, подвергавшихся процессам тектоно-магматической активизации. Однако в этом случае процессам активизации не свойственны контрастные дифференцированные движения блоков земной коры в виде крупных поднятий и их

периферических прогибов. Магматизм нередко начинался с эффузивной деятельности, в результате которой формировались вулканогенные породы среднего, щелочного и основного состава. Позднее внедрялись плутоны лейкократовых калиевых гранитов, с апикальными частями которых и прорывающими их дайками ассоциируется вольфрам-молибденовое оруденение.

К вольфрам-молибденовой формации относятся нижнеюрские месторождения Западного Забайкалья, распространенные в областях байкальской и каледонской складчатости (Джидинское, Булуктайское, Орекитканское), позднегерцинские месторождения Центрального Казахстана и Горного Алтая, находящиеся в областях каледонской складчатости (Джанетское, Коктенкольское, Карабинское, Верхние Кайракты, Северо- и Восточно-Коунрадское, Калгутское, Белорецкое, Белокуриха), позднегерцинские месторождения Мугоджар (Смирновское, Восток, Итастыблакское), месторождения Катазии (КНР), связанные с яньшанскими тектоно-магматическими процессами, разбившими Южно-Китайскую платформу, а также месторождения Церро-Асперезиса провинции Кордоба и другие вольфрам-молибденовые месторождения Аргентины, связанные с лейкократовыми гранитами палеозойского возраста, прорывающими докембрийский фундамент Южно-Американской платформы.

**Западное Забайкалье.** Под Западным Забайкальем автор подразумевает территорию, расположенную к северо-западу от долин средних течений рек Нерчи, Ингоды и Чикоя. Здесь отчетливо выделяются две складчатые области: 1) байкальская, или протерозойская, и 2) каледонская, или раннепалеозойская.

Байкальская складчатая область занимает северо-западную часть Западного Забайкалья, прилегающую к оз. Байкал. В ней широко развиты метаморфические сланцы, кварциты и кристаллические известняки протерозойского возраста, а также прорывающие их крупные тела докембрийских гранитов. Метаморфические породы смяты в линейные складки преимущественно широтного и северо-западного простирания.

К югу и юго-востоку от байкальской складчатой области располагается область каледонской складчатости. У большинства геологов (Н. С. Шатский, Н. А. Флоренсов, Е. В. Павловский, Л. И. Салоп и др.), изучавших эту территорию, не оставалось сомнения в том, что здесь развиты ранние каледониды и в позднекаледонское время эта область завершила свое складчатое развитие. А. Д. Щеглов (1966) подчеркивает их самостоятельное значение и характеризует как структуру, не связанную непосредственно в своем развитии с байкальской складчатой областью. В южной части Западного Забайкалья, в бассейне р. Джиды каледониды представлены вулканогенными и осадочными породами кембрийского возраста и прорывающими их каледонскими интрузивными породами.

Кембрийские отложения подразделяются на две свиты: хохуртовскую ( $C_{m1}$ ), сложенную преимущественно породами спилит-кратофировой формации, и залегающую на ней с угловым несогла-

нием джидинскую свиту ( $Cm_2$ ), состоящую из песчаников, известковистых сланцев, известняков, гравелитов и конгломератов. Породы обеих свит образуют сложнопостроенный Джидинский синклинорий, ось которого ориентирована в северо-западном направлении. Интрузивные породы представлены небольшими пластообразными телами, линзами и штоками серпентинитов, перидотитов и пироксенитов цакирского комплекса и более поздними крупными глубоко эродированными многофазными массивами, в составе которых габбро, габбро-диориты, диориты, монцититы, порфирированные граниты, сиениты, лейкократовые граниты Джидинского комплекса.

В зоне Малханский хребет — Витимо-Патомское нагорье каледониды имеют иной характер. Здесь преимущественно развиты нижнепалеозойские интрузивные породы, представленные, как и в Джидинском районе, кварцевыми диоритами, монцититами, гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Породы, сходные с раннепалеозойскими осадочными отложениями Джидинского района, встречаются здесь в виде отдельных блоков и к каледонским образованиям часто относятся условно. Лишь в северной части зоны известны фаунистически охарактеризованные толщи морского кембрия. Характерной особенностью данной зоны являются блоки пород различной величины, сложенные протерозойскими образованиями и окаймленные крупными разломами. А. Д. Щеглов (1966) рассматривает эти блоки как внутригеосинклинальные поднятия.

В мезозое в континентальных условиях области байкалид и каледонид подверглись сложным тектоническим изменениям и насыщались разнообразными магматическими продуктами, хотя к этому времени, пройдя сложный и неодинаковый путь геологического развития, они представляли собой консолидированные участки земной коры, отвечающие по своему тектоническому режиму областям завершенной складчатости.

Триас характеризовался интенсивной вулканической деятельностью, в результате которой в наземных условиях образовались мощные толщи вулканогенных пород. Наиболее ранними являются различные андезитовые порфиры, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и мелафиры, часто объединяемые в петропавловскую свиту. Позднее образовались эффузивы щелочного состава — трахиты, ортофиры, кератофиры, полевошпатовые порфиры, выделяемые в цаган-хуртейскую свиту. Разрезы вулканогенных толщ непостоянные, их мощность местами достигает 6—7 км. Породы образуют покровы и выполняют очень пологие и широкие прогибы. В последнее время появились данные, свидетельствующие о том, что время формирования этих пород не ограничивалось только триасом, так как местами нижние части эффузивных толщ имеют верхнепермский, а верхние части, возможно, нижнеюрский возраст (Щеглов, 1966).

Вулканогенные породы триаса прорваны интрузиями гранитоидов, щелочными рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми гранитами и граносиенитами малокуналейского комплекса и более поздними лейкократовыми гранитами гуджирского комплекса. С последними

ассоциируется вольфрам-молибденовое оруденение. Время внедрения гуджирских гранитов устанавливается довольно определенно в Джидинском районе. Здесь они прорывают флористически охарактеризованные вулканогенные отложения триаса, а галька неизмененных и грейзенизированных гранитов гуджирского типа обнаружена в конгломератах отложений гусиноозерской свиты среднеюрского — нижнемелового возраста (Смолянский, 1960; Налетов, 1962 г.; Щеглов, 1966).

Определения абсолютного возраста гранитов и минерализации, заключенной в них, по данным разных авторов в основном колеблются от 180 до 120 млн. лет и свидетельствуют о мезозойском возрасте гранитов и оруденения. Значительное число определений указывает на нижнеюрский возраст гранитов и минерализации (Щеглов, 1966).

Со средней юры и до нижнего мела, т. е. после образования вольфрам-молибденовых месторождений, в Западном Забайкалье формируются узкие приразломные наложенные впадины, выполненные главным образом терригенными угленосными отложениями юрского и нижнемелового возраста. Эти структуры были детально изучены Н. А. Флоренсовым, назвавшим их впадинами забайкальского типа. В формировании впадин огромную роль играли разломы, ограничивающие их в большинстве случаев лишь с одной стороны, значительно реже с двух сторон.

В краевых частях впадин нижнемеловые отложения прорваны дайками и небольшими штоками сиенит-диоритов, микросиенитов, сиенит-порфиров, керсантитов, которые объединяются здесь в хурайбайбинский комплекс.

Самыми молодыми магматическими породами являются поздне-третичные вершинные и раннечетвертичные долинные базальты, покрывающие значительные площади Джидинского района.

Приведенный материал показывает, что гуджирские лейкократовые граниты, с которыми ассоциируется вольфрам-молибденовое оруденение Западного Забайкалья, образовались в мезозое, в период активизации тектоно-магматических процессов в областях байкальской и каледонской завершенной складчатости. Их внедрением и развитием молибденовой минерализации закончился первый период активизации. После этого наступил второй период активизации тектоно-магматических процессов с развитием наложенных впадин забайкальского типа.

Гуджирские граниты и связанные с ними вольфрам-молибденовые месторождения выявлены к настоящему времени в разных частях территории Западного Забайкалья. Они наиболее многочисленны в бассейне р. Джиды (рис. 11), откуда прослеживаются на восток до бассейнов рек Чикоя и Уды и на северо-восток в верховья бассейна Витима. Как видно из приведенной геологической карты Джидинского района, массивы этих гранитов тяготеют к зонам крупных разломов, к контактам разновозрастных комплексов пород, к зонам контактов древних интрузивов с вмещающими их осадочными

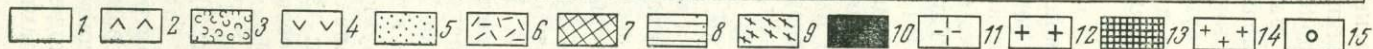
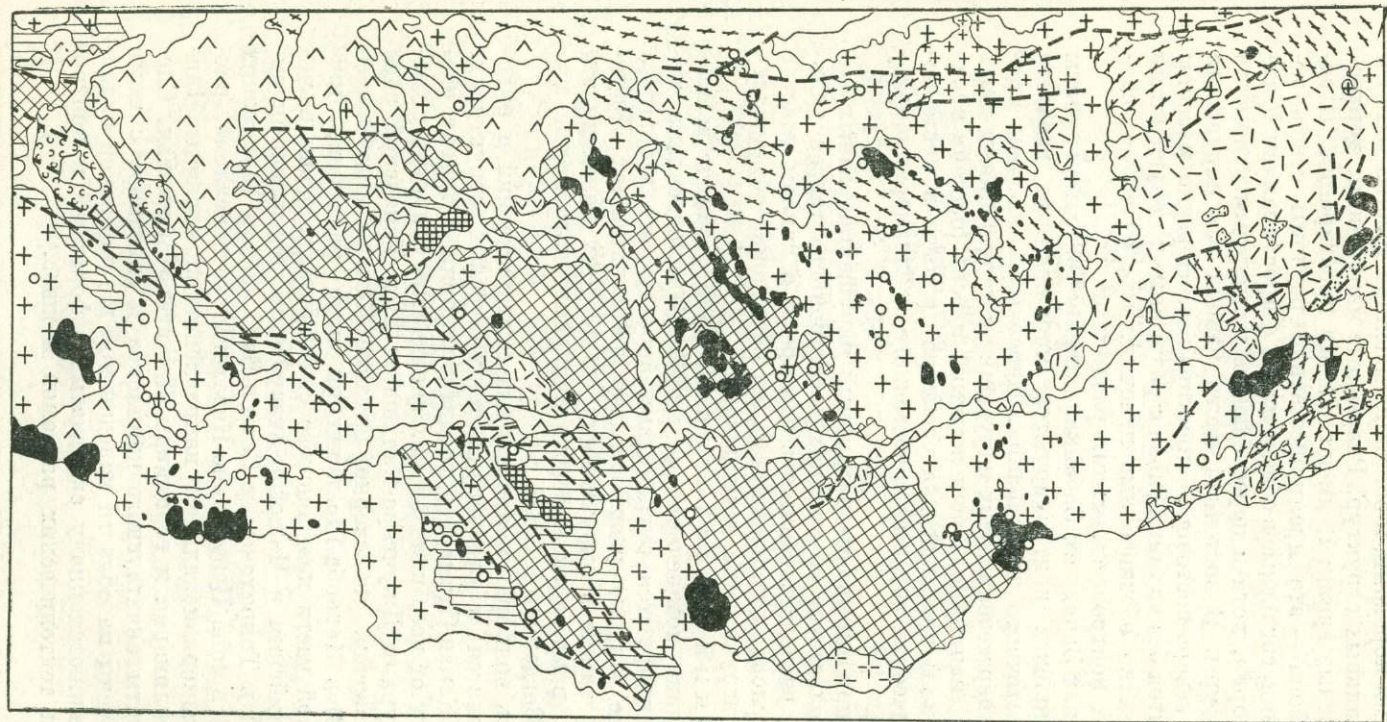


Рис. 11. Схема размещения вольфрам-молибденового оруденения в Джидинском районе

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 хилонской свиты; 5 — триасовые вулканогенные породы (ортофиры, лавариты и их туфы) петропавловской свиты; 6 — триасовые вулканогенные породы (андезитовые порфириты и их туфы) цаган-хуртеевской свиты; 7 — среднекембрийская (?) джидинская свита (конгломераты, песчаники, сланцы); 8 — нижнекембрийская хохюртовская свита (андезитовые порфириты, туфы, ортосланцы, известняки); 9 — верхнепротерозойские гнейсы, мраморы, метаморфические сланцы; 10 — мезозойские лейкократовые граниты гуджирского комплекса; 11 — мезозойские щелочные граниты малокуналеиского комплекса; 12 — нижнепалеозойский джидинский интрузивный комплекс (граниты, граносиениты, гранодиориты, диориты, габброиды); 13 — нижнепалеозойский цакирский интрузивный комплекс (серпентиниты, пироксениты, перидотиты); 14 — докембрийские граниты, граносиениты, диориты; 15 — месторождения и рудопроявления

и метаморфическими породами, к зонам повышенной трещиноватости в ядрах антиклинальных структур. Разрывные нарушения, контролируемые рудоносные граниты, имеют разные простирания. В западной части района — это преимущественно разломы северо-западного простирания, согласные в общем плане с простиранием Джидинского синклинория, хотя и пересекающие под острым углом его складчатые структуры. В восточной части района эти нарушения близширотного и северо-восточного простирания. Нередко массивы гуджирских гранитов без видимой связи с разрывными нарушениями группируются в четко обозначенные цепочки, что, очевидно, свидетельствует об их контроле скрытыми разломами.

В других районах Западного Забайкалья лейкократовые граниты гуджирского комплекса контролируются нарушениями главным образом северо-восточного простирания. Нередко их массивы приурочены к местам пересечения этих нарушений с нарушениями иных направлений. Так, например, Арекитканский массив (бассейн верхнего течения Витима) прорывает каледонские граниты в месте пересечения тектонических зон северо-восточного и близмеридионального простирания.

Оживление и приоткрывание разрывных нарушений разных направлений свидетельствует об усилиях всестороннего тангенциального растяжения, господствовавших в это время в данном участке земной коры. В условиях континента такая обстановка создавалась при воздымании, вспучивании земной коры.

Центральный Казахстан. Широко развитые в Центральном Казахстане позднепермские вольфрам-молибденовые месторождения ассоциируются с гранитами акчатауского комплекса (рис. 12), 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: 1) в зоне стыка Жаман-Сарысуйского антиклинория и других расположенных к югу от него каледонских складчатых структур с герцинскими структурами Джунгаро-Балхашья; 2) в Успенской зоне смятия, развивавшейся по северной окраине Жаман-Сарысуйского антиклинория; 3) в Караоба-Шалгинской зоне разломов, приуроченной к осевой части каледонского синклинория, расположенного между Чулийским и Чажогай-Атасуйским каледонскими антиклинориями; 4) в Токрауском и Северо-Балхашском герцинских синклинориях; 5) 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.

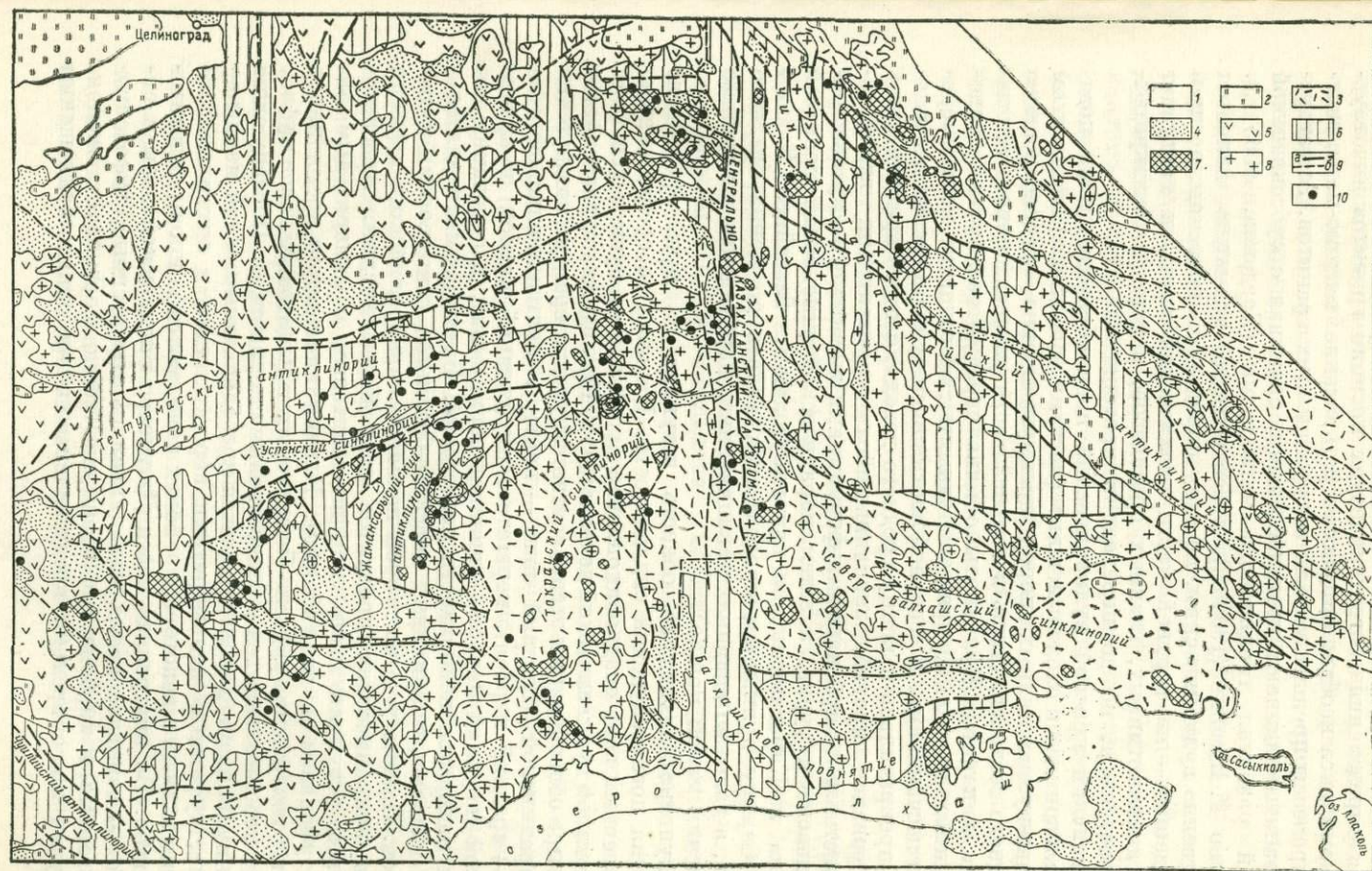


Рис. 12. Схема размещения вольфрам-молибденового оруденения в Центральном Казахстане

1 — отложения четвертичного возраста; 2 — отложения мезо-кайнозойского возраста; 3 — вулканогенные отложения каменноугольного и пермского возрастов; 4 — осадочные отложения девонского и каменноугольного возраста; 5 — вулканогенные отложения девонского возраста; 6 — отложения нижнепалеозойского возраста; 7 — верхнепермские граниты; 8 — доверхнепермские граниты; 9 — тектонические нарушения: первого порядка (а), второго порядка (б); 10 — месторождения и рудопроявления

Для определения геотектонических позиций гранитов акчатауского комплекса необходимо рассмотреть, какие тектоно-магматические процессы предшествовали интрузиям этих гранитов. Акчатауские граниты называют посторогенными, связывая с субсеквентной стадией развития герцинского магматизма (Богданов, 1965 г.). Согласно Г. Штилле (1964 г.), субсеквентный магматизм является существенно вулканическим, по типу пород — сиалическим, по происхождению — из верхней части сиалической коры, и наступает после альпинотипных, главных орогенезов, в период квазикратонного состояния, но до перехода в кратонное.

Девонский краевой вулканический пояс образовался на поздних каледонидах и сложен мощным (местами до 4—5 км) комплексом осадочно-вулканогенных пород преимущественно среднеосновного и среднего составов. Лишь в верхней части разреза появляются дациты и липариты. Вулканиды обычно чередуются с вулканогенно-осадочными породами, представленными туфогенными конгломератами и песчаниками. В северной части пояса вулканическая деятельность прекратилась к концу среднего девона; с этого времени здесь формировался прогиб, заполнявшийся терригенными, глинисто-кремнистыми и карбонатными формациями живетского яруса, верхнего девона и турне, а затем паралической угленосной молассой карбона в Карагандинском каменноугольном бассейне. К югу от р. Сарысу вулканизм продолжался вплоть до конца среднего девона, а далее во впадинах накапливались карбонатные и песчаные отложения малой мощности.

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. Последняя подразделяется на четыре обособленных этапа, соответствующих времени накопления каркаралинской (средний визе — намюр), калмакимельской (намюр — средний карбон), керегетасской (средний карбон) и архарлинской (верхний карбон — нижняя пермь) свит, в основании которых находятся поверхности несогласий. Вулканическая деятельность началась излияниями андезито-базальтов и выбросами пирокластов. Однако уже во второй половине каркаралинского времени состав вулканических продуктов стал более кислым. Андезито-базальты уступили место липарит-дацитовым и липаритовым лавам, туфолавам и игнимбритам. В калмакимельское время вновь следуют извержения андезит-базальтовых и дацитовых лав и туфов, иногда перемежающихся с более кислыми дериватами. Последующие этапы вулканизма характеризуются преобладанием кислой магмы — лавами, туфами и игнимбритами керегетасского и архарлинского времени и лишь в некоторых районах появляются покровы андезито-базальтов. Во внутренней части Джунгаро-Балхашской зоны в визейско — пермское время накапливались терригенные, туфогенно-терригенные и карбонатные преимущественно морские отложения. Интрузии этого времени представлены синорогенным балхашским

гранодиоритовым комплексом (нижний карбон) и посторогенными топарским (средний карбон) и калдырминским (верхний карбон) гранитоидными комплексами. Значительно позже, прорывая породы пермского возраста, внедрились лейкократовые граниты акчатауского комплекса.

Таким образом, герцинский магматизм Джунгаро-Балхашской зоны существенно отличается от раннегерцинского магматизма, развивавшегося в окружающих ее поздних каледонидах. Так, в зоне Джунгаро-Балхашских герцинид проявления субсеквентного вулканизма чередовались с проявлениями интерседентного плутонизма (топарский и калдырминский комплексы), при этом преобладающими были магмы кислого (сиалического) состава, а время проявления этого магматизма составило целый период — со второй половины визе до нижней перми. В обрамляющих герциниды поздних каледонидах магматизм был вулканическим, преобладали магмы среднеосновного и среднего состава при подчиненной роли кислых, продолжительность магматической деятельности измеряется двумя эпохами девонского периода.

Возраст гранитов акчатауского комплекса на основании прорыва ими пермских отложений и радиологических определений считается позднепермским (Щерба, 1960; Комлев, 1960 г.; Старик, 1961 г.). Однако были попытки обосновать для них более молодой, мезозойский возраст (Гокоев, 1949 г.), поскольку вопрос о верхнем возрастном пределе этих гранитов остается открытым. Более того, по данным В. Ф. Беспалова (1965 г.), в районе Семипалатинск — Знаменка граниты прорывают отложения пермтриаса.

С позиций мезозойского возраста гранитов акчатауского комплекса можно сделать вывод о их связи с процессами активизации эпигерцинской платформы. Если же возраст этих гранитов считать верхнепермским, что общепринято, то возникает вопрос: можно ли их связывать с предшествующим магматизмом? Как было показано выше, внедрению гранитов акчатауского комплекса в разных структурных областях, т. е. в каледонидах и герцинидах, предшествовал разный по времени проявления, продолжительности, объему и характеру магматизм. Это можно истолковывать двояко. Первое — граниты акчатауского комплекса и ассоциирующееся с ними оруденение не связаны с предшествующим магматизмом и являются результатом тектоно-магматических процессов, наложенных на каледониды и герциниды Центрального Казахстана в позднепермское время. Второе — этот магматизм и оруденение являются неотъемлемой частью эпигеосинклинального комплекса герцинид периода их субсеквентного развития. Во втором случае граниты акчатауского комплекса и вольфрам-молибденовое оруденение, распространенные в каледонидах, следует рассматривать как проявления, индуцированные движениями, развивавшимися в герцинидах, что согласуется со взглядами В. Е. Хаина (1964 г.), рассматривающего резкое оживление тектонических движений и магматизма в верхнепермское время

в каледонидах Центрального Казахстана как проявление эпиплатформенной орогении.

В Горном Алтае вольфрам-молибденовые месторождения распространены в Холзунско-Чуйском антиклинории, входящем в систему поздних каледонид Алтае-Саянья, а также в некоторых сопредельных структурах раннегерцинской консолидации. Здесь рудоносные позднегерцинские граниты прорывают эпигеосинклинальный комплекс пород, представленный молассоидной красноцветной формацией силура и терригенно-вулканогенными образованиями девона и нижнего карбона, в которых вулканиты имеют кислый состав и являются типичным проявлением субсеквентного вулканизма.

Таким образом, в Джунгаро-Балхашской области и в Горном Алтае граниты и оруденение проявились вслед за субсеквентным вулканизмом. Возможно, здесь происходило перманентное развитие магматизма — от плутовического орогенной стадии геосинклинали через субсеквентный и интерседентный (в Казахстане) к интрузиям лейкократовых гранитов, с которыми ассоциируется вольфрам-молибденовое оруденение. Однако природа гранитов, несущих здесь вольфрам-молибденовое оруденение, очевидно, та же, что и аналогичных гранитов в областях эпиплатформенной орогении (Западное Забайкалье, Аргентина, Катазия).

Северный склон Главного Кавказского хребта. Здесь распространены проявления молибденита в ассоциации с арсенопиритом, шеелитом, касситеритом, золотом и антимонитом. Среди них наибольшее значение имеет Тырнаузское месторождение — одно из крупнейших эксплуатируемых месторождений вольфрам-молибденовой формации.

Рудное поле этого месторождения расположено в Пшекиш-Тырнаузской шовной зоне, по которой Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин проводят южную границу эпигерцинской скифской платформы. Однако в последние годы вопрос о южной границе этой платформы стал пересматриваться. Работами М. М. Мстиславского (1970) на территории Лабино-Малкинской зоны, Балкарии, Дигории и Осетии установлена предлинсбахская поверхность выравнивания (фиксирующая собой этап эпигерцинской стабилизации), на которой сформировался континентальный чехол платформенных олигомиктовых обломочных, угленосных и вулканогенных формаций плинсбаха. В пределах Центрального поднятия Главного Кавказского хребта элементы эпигерцинской платформы установлены в Штулинской и Архызско-Клычской депрессиях. Эти данные позволили сделать вывод о том, что вся территория горст-антиклиноргия Центрального Кавказа входит в состав эпигерцинской Скифской платформы, и провести южную границу последней по Главному надвигу Кавказа, т. е. значительно южнее Пшекиш-Тырнаузской зоны, что имеет большое значение для понимания общегеологических позиций Тырнаузского месторождения. Протяженность Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоны свыше 100 км, ширина 3—4 км,

сложена зона метаморфизованными и интенсивно дислоцированными отложениями среднего палеозоя и нижней юры; на большей части протяжения ее ограничивают породы древнего кристаллического фундамента.

Длительная подвижность Тырнаузской тектонической зоны обусловила проявление в ней в мезо-кайнозойе разных по возрасту и составу магматических пород, которые внедрялись в следующем порядке:

1) посленижнеюрские ультрабазиты, представленные дайками серпентинизированных пироксенитов и перидотитов;

2) эльджуртинские порфировидные биотитовые граниты, образующие в пределах рудного поля наиболее крупный массив изверженных пород. Они пересекают и метаморфизуют породы нижнего лейаса, и потому их возраст уверенно определяется как посленижнеюрский;

3) лейкократовые гранитоиды, представленные гранит-порфирами и гранит-аплитами, а в контакте с мраморами — гибридными кварц-лабрадоровыми аплитами и плагиоклазитами. Они залегают в виде небольших штоков и сложно ветвящихся даек. Принимая во внимание прорыв лейкократовыми гранитами роговиков, образовавшихся в контакте с эльджуртинскими гранитами, Л. А. Варданыц пришел к выводу, что лейкократовые гранитоиды моложе эльджуртинских гранитов. Однако в керне одной из скважин был встречен контакт лейкократового гранитоида с эльджуртинским гранитом, изучение которого показало, что эльджуртинский гранит моложе лейкократового (Хрущов, 1958). А. В. Пэк (1962) считает, что процесс становления эльджуртинских гранитов был длительным, и с ним он связывает образование лейкократовых гранитоидов, кристаллизовавшихся из той же магмы, что и эльджуртинские граниты, но изменившей свой состав при взаимодействии с мраморами;

4) липариты, близкие по химическому составу и аксессуарным минералам к эльджуртинским гранитам, образующие сравнительно крупные неки и дайки, которые прорывают эльджуртинские граниты и пересекают рудные тела;

5) дайки витрофира и базальта. В противоположность всем более ранним изверженным породам они имеют меридиональное, а не западно-северо-западное простирание, согласное с простиранием Пшекиш-Тырнаузской тектонической зоны.

Большинство исследователей Тырнаузского месторождения генетически связывают его с эльджуртинскими гранитами и лейкократовыми гранитоидами, поскольку оруденение наиболее близко во времени и пространстве ассоциируется именно с этими магматическими породами. Однако Н. А. Хрущов (1958) на основании того, что молибденовая минерализация наложена на лейкократовые гранитоиды, но сечется эльджуртинскими гранитами, считает последние послерудными и отрицает какую-либо генетическую связь между ними и оруденением.

Возраст магматической деятельности и оруденения определяется как посленижнеюрский, поскольку эльджуртинские граниты прорывают породы нижнего лейаса, а оруденение накладывается на них. Первые определения абсолютного возраста тырнаузских гранитоидов, произведенные И. Т. Гурвичем на материалах Г. Д. Афанасьева, показали для эльджуртинских гранитов 6—12 млн. лет (позднечетвертичное время). По данным З. В. Студениковой и др. (1957 г.), эльджуртинские граниты имеют 80—100 млн. лет, а лейкократовые гранитоиды — 97 млн. лет (меловой возраст). Впоследствии Г. Д. Афанасьев, Б. И. Иванов и Л. Л. Шанин опубликовали для эльджуртинских гранитов цифры порядка 2,5—3,5 млн. лет, а последние данные А. Л. Хуцаидзе (1967 г.) по этому вопросу дают интервал от 1,0 до 4,0 млн. лет.

Несмотря на значительные расхождения в определении абсолютного возраста тырнаузских гранитоидов разными лабораториями, новые данные о границах эпигерцинской Скифской платформы позволяют уверенно связывать образование Тырнаузского месторождения с процессами активизации этой платформы в мезо-кайнозой.

Итак, приведенный материал о геотектонических позициях вольфрам-молибденовых месторождений показывает, что магматизм, приводивший к образованию этих месторождений, проявлялся в связи с процессами тектоно-магматической активизации платформ и областей завершенной складчатости (Аргентина, Катазия, Западное Забайкалье, северный склон Главного Кавказского хребта), а также развивался вслед за субсеквентным магматизмом (Центральный Казахстан, Горный Алтай) и протекал на фоне общего подъема крупных участков земной коры. Плутоны лейкократовых гранитов и оруденение контролируются разрывными нарушениями, различными по ориентировке, времени заложения и происхождению. Это зоны крупных разломов, тектонических швов, контактов пород разного происхождения, скрытых разломов, трассирующихся четко обозначенными цепочками гранитных плутонов, повышенной трещиноватости в осевых частях складчатых структур. Граниты и оруденение формировались в условиях заметного тангенциального растяжения земной коры и в целом их распространение носит не столько узколинейный или поясовый, сколько широкий площадной характер, часто не зависящий от структурного плана складчатой области, в которой они находятся.

Таким образом, рассмотрение геотектонических позиций месторождений молибдена разного возраста в различных регионах земного шара позволяет сделать следующие выводы:

1. Медно-молибденовые месторождения связаны с орогенной стадией развития геосинклиналей и в большинстве своем приурочены к геоантиклинальным поднятиям земной коры, где они ассоциируются с плутонами пестрого состава и прорывающими их дайками порфировых пород.

2. Молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения не обнаруживают непосредственной связи с геосинклиналями и обусло-

влены тектоно-магматическими процессами, которые накладывались на платформы и области завершенной складчатости, т. е. они связаны с внегеосинклинальными процессами активизации ранее консолидированных участков земной коры (или эпиплатформенной орогенной в терминологии В. Е. Хаина). При этом: а) месторождения молибденовой формации являются результатом процессов, начавшихся с образования крупных поднятий и наложенных впадин, выполненных отложениями молассового типа, и связаны с плутонами биотит-роговообманковых гранитов, а также прорывающими их дайками порфировых пород, которые проявились после окончания развития наложенных впадин, в период общего воздымания земной коры; б) месторождения вольфрам-молибденовой формации образовались в результате процессов тектоно-магматической активизации, которым не свойственны резкодифференцированные движения земной коры в виде крупных поднятий и наложенных впадин, и ассоциируются с плутонами лейкократовых гранитов и прорывающими их дайками.

### МАГМАТИЗМ

Рассмотрение геотектонических позиций месторождений молибдена показывает, что эти месторождения во времени и пространстве ассоциируются с весьма разнообразными по составу и условиям формирования крупными плутонами гипабиссальных пород и прорывающими их дайками и небольшими штоками порфировых пород, для которых нередко устанавливается комагматичность с эффузивами. Рассмотрим наиболее характерные черты магматизма, с которым связаны месторождения молибдена.

### КРУПНЫЕ ПЛУТОНЫ

Крупные плутоны гипабиссальных пород по своему строению, составу и условиям формирования довольно четко подразделяются на три группы: 1) плутоны пестрого состава (медно-молибденовая формация), образовавшиеся в период развития геоантиклинальных поднятий; 2) плутоны биотит-роговообманковых гранитов, сформировавшиеся в условиях тектоно-магматической активизации земной коры на платформах и в областях завершенной складчатости в связи с завершением развития крупных наложенных впадин и общим воздыманием земной коры, и 3) плутоны лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация), внедрившиеся в области завершенной складчатости и платформы в период развития здесь процессов тектоно-магматической активизации без предварительного развития крупных наложенных впадин, в условиях общих восходящих движений земной коры.

Плутоны пестрого состава. Обычно они 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 изучавшихся плутонов являются третичный Мегри-Ордубадский на Малом Кавказе, верхнепалеозойский Алмалыкский в Кураминской зоне, нижнепалеозойские Уйбатский и Улено-Туимский в Батеневско-Беллыкской зоне. Исследователи этих плутонов подчеркивают их необычно нестрый петрографический состав, безусловное влияние на него вмещающих пород и многофазность магматического процесса. В последнем обычно выделяют три главные фазы (Меликсетян, 1964 г., Покровский, 1958 г. и др.).

Породы ранней фазы наиболее распространены. Среди них выделяются монцониты, гранодиориты, сиениты, сиенито-диориты, диориты, меньше габбро-диориты, габбро и пироксениты, связанные друг с другом постепенными переходами. В периферических частях массива развиты породы более основного состава, а во внутренних — более кислого. Для преобладающих в этой фазе монцонитов, сиенито-диоритов и гранодиоритов характерны парагенезисы калиевого полевого шпата с андезином, лабрадором, моноклинным пироксеном, роговой обманкой. В габброидах нередко встречаются калиевый полевой шпат и кварц и местами даже нефелин. Начало кристаллизации калиевого полевого шпата часто опережало начало кристаллизации пироксена, плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Породы в целом характеризуются резко варьирующим количественно-минеральным составом, частыми и быстрыми сменами структурно-минеральных разностей.

На контакте с известняками отмечаются существенно натриево-кальциевые породы — кварцевые диориты и диориты, а на контакте с доломитами — сиенитовые разности, обогащенные калием и магнием, габбро-монцониты, сиенито-диориты и сиениты. Породы, развитые на контакте с доломитами и магматическими породами среднего состава, характеризуются повышенной щелочностью и меньшим количеством полевошпатовой извести при значительном содержании извести в темноцветных минералах. В удалении от контактов обычно находятся роговообманково-биотитовые кварцевые сиениты и кварцевые диориты.

Породы следующей фазы в основном представлены кварцевыми сиенитами и граносиенитами; встречаются также и нормальные щелочноземельные породы — порфиридные кварцевые диориты, трондьемиты и гранодиориты. Для этих пород также характерен парагенезис калиевого полевого шпата с андезином, роговой обманкой и биотитом. В более основных породах диоритах и габбро-диоритах — развита парагенетическая ассоциация  $K\Phi\Phi + \text{Пл} + \text{Пи} + \text{Рог. обм}$ <sup>1</sup>. В контакте с доломитами, как правило, возникают сиениты,

<sup>1</sup> Здесь и далее приняты следующие сокращения: КФФ — калиевый полевой шпат, Анд — андезин, Рог. обм — роговая обманка, Пи — пироксен, Би — биотит, Ол — олигоклаз, Лаб — лабрадор, Аб — альбит, Кв — кварц, Ка — карбонат, Хл — хлорит, Ав — авгит, Са — санидин, Эг — эгирин, Волл — волластонит, Пл — плагиоклаз, Мт — магнетит, Мус — мусковит, Тур — турмалин, Эп — эпидот, Гр — гранит, Взу — везувиан, Ди — диопсид.

граносиениты и реже разности более основного состава: монцониты, габбро-шонкиниты, пироксеновые сиениты. Породы второй фазы в общих чертах обладают теми же петрологическими особенностями, что и породы первой фазы. Их главным отличием является отчетливо выраженная порфировидность и в общем несколько более кислый состав. Порфиновые выделения представлены преимущественно изоморфными табличками плагиоклаза и калиевого полевого шпата; в разностях основного и среднего состава во вкрапленниках наблюдаются также клинопироксены и роговая обманка.

Третья фаза представлена гранитами и гранодиоритами, которые отличаются от пород вышеохарактеризованных фаз более кислым и более постоянным составом. Наряду с преобладающими порфировидными биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами встречаются лейкократовые граниты, граносиениты и типичные адамеллиты. В эндоконтактах устанавливаются кварцевые сиенитодиориты. Для пород этой фазы весьма характерны парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с олигоклаз-андезином, роговой обманкой и биотитом. Породы характеризуются порфировидным строением; их основная масса, в которую погружены вкрапленники калиевого полевого шпата, роговой обманки, олигоклаз-андезина, реже биотита и кварца, обладает гипидиоморфнозернистой, реже микропегматитовой и аплитовой структурами.

По минеральному и химическому составу (табл. 3, 4, рис. 13, 14, 15) рассматриваемые породы относятся к породам 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 извести 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. Ассоциации  $K\text{ПШ} + \text{Пл} + \text{Рог. обм}$  и  $K\text{ПШ} + \text{Пл} + \text{Рог. обм} + \text{Пи}$ , отвечающие соответственно полям II и IV диаграммы Д. С. Коржинского (1957 г.), показывающей зависимость минеральных парагенезисов гранитоидов от химических потенциалов щелочей, характерны для гранитоидов с повышенной щелочностью, в процессе кристаллизации которых проявлялась высокая активность щелочей, особенно калия. Как следует из петрохимических диаграмм (рис. 13, 14, 15), Алмалыкский плутон характеризуется породами более щелочного состава, чем Мегри-Ордубадский, Уйбатский и Улено-Туимский плутоны, что связано с наличием большого количества долимитов в толще пород, вмещающих этот интрузив, и их влиянием на его петрохимический состав.

В породах, слагающих вышеохарактеризованные плутоны, присутствуют следующие аксессуарные минералы: апатит, сфен, циркон, ортит, монацит, магнетит, ильменит, титаномагнетит; в наиболее кислых разностях изредка встречаются: ксенотим, анатаз, ураноторит, рутил, эвксенит, касситерит.

Минеральный состав главных типов пород, слагающих Мегри-Ордубадекий плутон (%).  
По Б. М. Меликсетяну, 1964

Фаза	Порода	Плагиоклаз	Калиевый шпат	Кварц	Моноклинический пироксен	Роговая обманка	Биотит	Нефелин	Оливин	Вторичные минералы	Акцессорные минералы
Монцонитовая	Пироксенит	5—15 (90—100) *	—	—	20—50	30—35	—	—	1—10	1—2	2—5
	Габбро	50—58 (50—70)	1—2	2—3	5—10	20—35	1—10	—	1—2	1—2	1—2
	Монцонит	35—50 (40—55)	25—35	0—5	1—5	5—10	3—15	0—1	0,5—1	1—2	1,5—3
	Сиенитодиорит	30—35 (32—38)	40—45	1—5	5—8	4—10	6—10	—	—	1—1,5	1—1,5
	Щелочной сиенит	21,6 (26—32)	50—55	—	1—2	8—10	1—2	0—2	—	2,0	1,8
	Гранодиорит	35—40 (34—36)	30—35	15—20	1—2	8—10	2—5	—	—	1,5	1,0
Граносиенитовая	Габбро-диорит	20—30 (60—80)	0—3	0—5	10—30	30—60	2—10	—	—	1,0	1—2
	Кварцевый диорит	40,6 (32—40)	5—10	5,7	1—2	10—15	1—5	—	—	1,5—1	1—2
	Сиенитогранит	30—35 (28—30)	35—45	5—10	—	5—6	2—3	—	—	1,0	1—1,5
	Граносиенит	30—45 (32—38)	30—35	10—15	—	5—10	3—5	—	—	1—2	1—1,5
Гранитовая	Гранодиорит	35—45 (30—36)	25—35	10—15	—	5—10	2—5	—	—	1—1,5	2—2,5
	Граносиенит	30—35 (32—34)	35—40	5—10	—	8—10	0—2	—	—	0,5—1	0,5—1
	Гранит	20—30 (22—28)	40—50	15—20	—	0—5	1—3	—	—	1—2	1—2
	Лейкократовый гранит	20—25 (18—22)	50—55	20—25	—	—	0—1	—	—	0,5	1,5

\* В скобках приведены номера плагиоклаза.

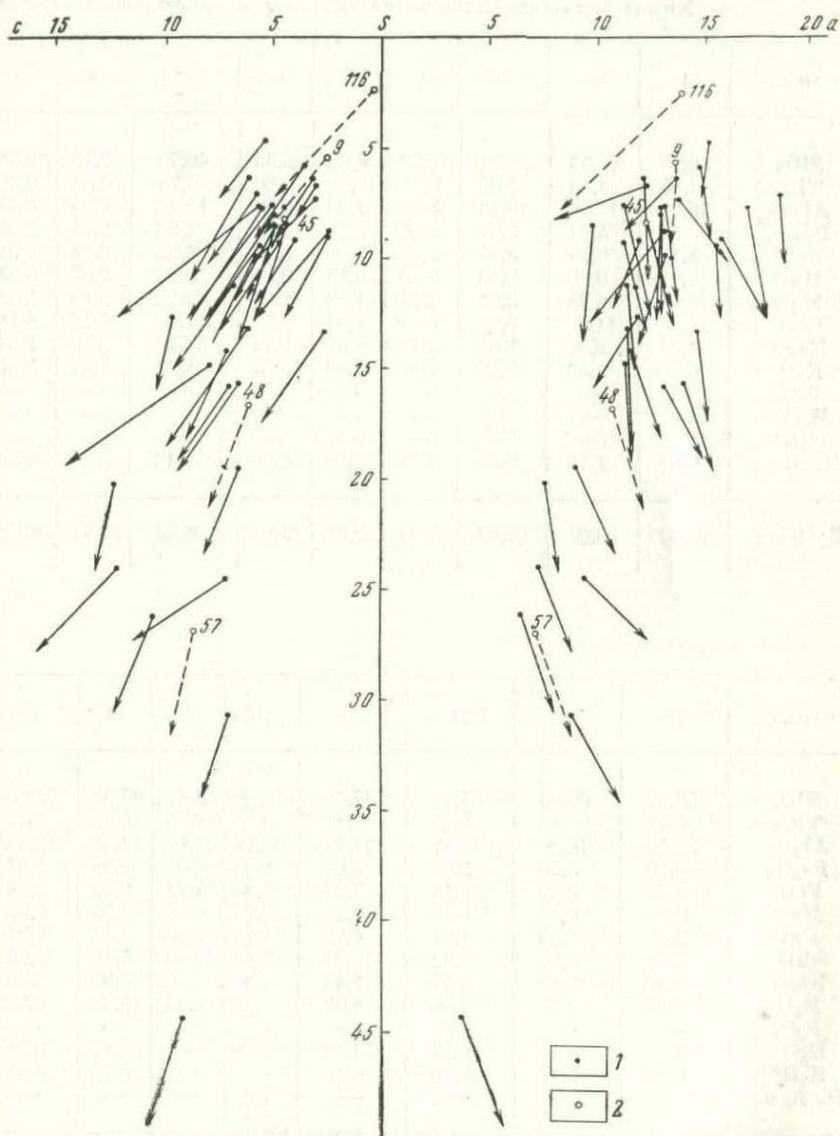


Рис. 13. Диаграмма химических составов пород, составляющих Мегри-Орду-  
 бадский и другие плутоны третичного возраста на Малом Кавказе  
 1 — фигуративные точки третичных интрузивных пород (по табл. 4); 2 — то же сред-  
 них составов магматических пород (по Р. Дали): 116 — аляскит, 9 — щелочной гра-  
 нит, 45 — гранодиорит, 48 — диорит, 57 — габбро

**Химический состав магматических пород третичного возраста,**

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	36,20	45,83	52,81	55,63	56,68	65,95	46,72	59,73	63,94
TiO <sub>2</sub>	1,46	1,10	1,05	0,37	0,29	0,26	0,74	0,48	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,26	16,68	19,48	19,88	21,20	15,76	19,42	18,74	16,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,51	5,31	5,28	3,40	2,50	3,30	4,68	2,75	2,49
FeO	8,12	6,66	3,70	2,88	2,26	2,62	6,64	2,23	2,05
MnO	0,12	0,45	0,10	0,10	0,15	0,20	0,21	0,07	0,08
MgO	12,4	6,95	3,46	1,74	1,22	1,58	6,26	2,25	2,05
CaO	14,2	11,2	6,2	5,21	4,01	3,32	11,2	4,58	4,10
Na <sub>2</sub> O	1,24	2,92	3,63	3,76	4,61	3,74	1,93	3,50	3,51
K <sub>2</sub> O	0,56	1,56	3,76	4,11	5,06	3,59	1,30	2,48	3,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,60	1,16	0,35	1,14	1,28	0,20	1,13	0,60	0,33
<b>Сумма</b>	<b>99,67</b>	<b>99,82</b>	<b>99,82</b>	<b>98,22</b>	<b>99,26</b>	<b>100,52</b>	<b>100,23</b>	<b>97,41</b>	<b>99,28</b>

Окислы	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	53,92	60,00	64,43	47,09	52,00	45,60	64,08	65,86
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,43	0,44	0,81	0,60	0,33	0,53	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,52	18,20	17,88	21,73	17,99	21,70	17,38	15,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	3,40	2,24	3,67	6,05	4,01	1,31	2,67
FeO	3,25	3,47	1,44	7,04	5,36	7,01	2,62	2,43
MnO	0,10	0,15	0,12	0,25	0,27	0,66	0,08	0,05
MgO	2,15	2,45	1,67	4,22	4,13	4,76	2,54	2,01
CaO	7,34	5,85	5,05	10,07	7,41	11,93	5,08	2,60
Na <sub>2</sub> O	4,12	2,83	3,45	2,44	1,66	1,56	2,96	3,88
K <sub>2</sub> O	1,42	3,36	2,98	1,02	4,06	2,28	3,32	4,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,09	1,12	0,20	—	0,17	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,64	0,12	0,69	0,62	—	—	0,78	0,51
П. п. п.	—	—	—	—	1,26	—	—	—
<b>Сумма</b>	<b>100,09</b>	<b>100,26</b>	<b>100,48</b>	<b>100,08</b>	<b>100,99</b>	<b>99,84</b>	<b>100,85</b>	<b>100,34</b>

Мегри-Ордубадский плутон (Мелингсеян, 1964): I фаза: 1—пироксенит, 7—габбро, 8—кварцевый диорит, 9—гранодиорит, 10—граносенит, 11—гранит; III фаза: на р. Гехи и Северного склона Баргушатского хребта («Геология бро, 23—кварцевое габбро, 24—габбро, 25—гранодиорит, 26—гранит, 27—29—габбро-диорит, 33—монзонит, 34—диорит, 35—гранодиорит.

слагающих на Малом Кавказе плутоны пестрого состава (вес. %)

10	11	12	13	14	15	16	17	18
66,68	69,42	64,43	65,82	68,66	64,23	64,44	63,54	67,02
0,37	0,27	0,42	0,40	0,28	0,57	0,52	0,54	0,38
16,62	16,02	16,20	16,12	16,27	15,79	15,16	17,82	15,46
1,26	1,52	2,39	1,72	2,45	0,57	1,62	1,44	1,27
2,20	1,60	1,96	2,31	1,44	3,87	3,29	2,43	2,70
0,05	0,07	0,15	0,08	0,08	0,04	0,10	0,05	0,08
0,70	0,60	1,84	1,14	0,92	1,90	2,12	2,30	1,20
2,88	2,45	3,94	3,12	2,66	3,60	4,57	4,50	3,80
3,72	3,48	3,82	3,84	3,77	4,70	2,80	3,56	3,10
4,56	3,51	3,17	4,26	3,86	3,94	3,45	3,50	4,85
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,25	0,23	0,19	0,24
—	—	—	—	—	0,59	0,84	0,44	0,48
0,20	0,15	0,94	0,44	0,10	—	—	—	—
99,24	99,09	99,26	99,45	100,49	100,05	99,14	100,31	100,58

Продолжение табл. 4

27	28	29	30	31	32	33	34	35
56,46	52,78	54,38	66,41	65,50	64,98	62,90	55,40	66,50
0,76	0,90	0,90	0,59	0,59	0,66	0,90	1,40	0,42
18,72	19,89	19,00	15,70	15,81	15,49	19,31	16,46	16,12
2,38	3,57	1,86	2,10	1,93	2,55	4,81	2,55	1,15
4,57	4,29	4,40	1,88	2,17	0,65	3,63	6,38	1,72
0,19	0,12	0,10	0,05	0,09	0,05	0,20	0,15	0,03
3,19	3,66	3,90	2,60	2,25	2,21	2,85	4,33	2,43
7,10	6,46	5,20	3,97	4,28	4,68	7,59	8,27	1,97
3,46	2,02	3,00	3,77	4,03	2,85	3,32	2,81	3,31
2,47	5,00	5,94	1,90	2,45	3,28	3,53	1,97	4,24
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,22	—	—	0,10	0,13	0,11	—	0,14	0,62
0,81	2,00	1,70	1,01	0,89	0,67	1,20	0,85	1,05
—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,33	100,69	100,38	100,08	100,12	98,18	100,24	100,01	99,56

2—габбро, 3—монзонит, 4—сиенито-диорит, 5—щелочной сиенит, 6—гранодиорит; II фаза: 12—гранодиорит; 13—граносиенит, 14—гранит. Интрузивные породы бассейна Арм. ССР, 1966 г.; Мкртчян, 1958 г.). 15—кварцевый сиенит, 16—21—гранодиорит, 22—габброит. Интрузивные породы Памбакского района (Котляр, 1958 г.); 30—32—

Таким образом, батолиты геантиклинальных зон, несущих медно-молибденовое оруденение, несмотря на разный возраст, весьма однотипны и сложены пестрым комплексом пород щелочноземельного ряда, для которых характерен широкий диапазон колебаний основности от гранитов до габброидов и горнблендитов, повышенная щелочность, а также парагенетические ассоциации минералов, свидетельствующие о высокой активности щелочей и особенно калия

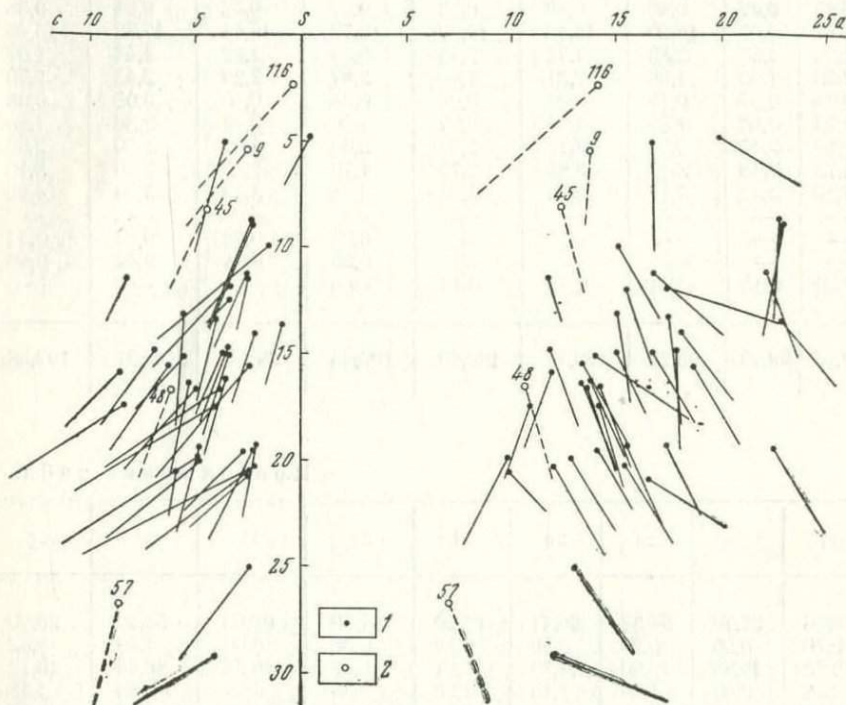


Рис. 14. Диаграмма химических составов пород Алмалыкского интрузивного массива. По Покровскому, 1958

1 — фигуративные точки пород Алмалыкского массива; 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 116 — аляскит, 9 — щелочноземельный гранит, 45 — гранодиорит, 48 — диорит, 57 — габбро

в процессе кристаллизации магмы. Согласно систематике магматических пород Ю. А. Кузнецова (1964), 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 вмещающих 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.

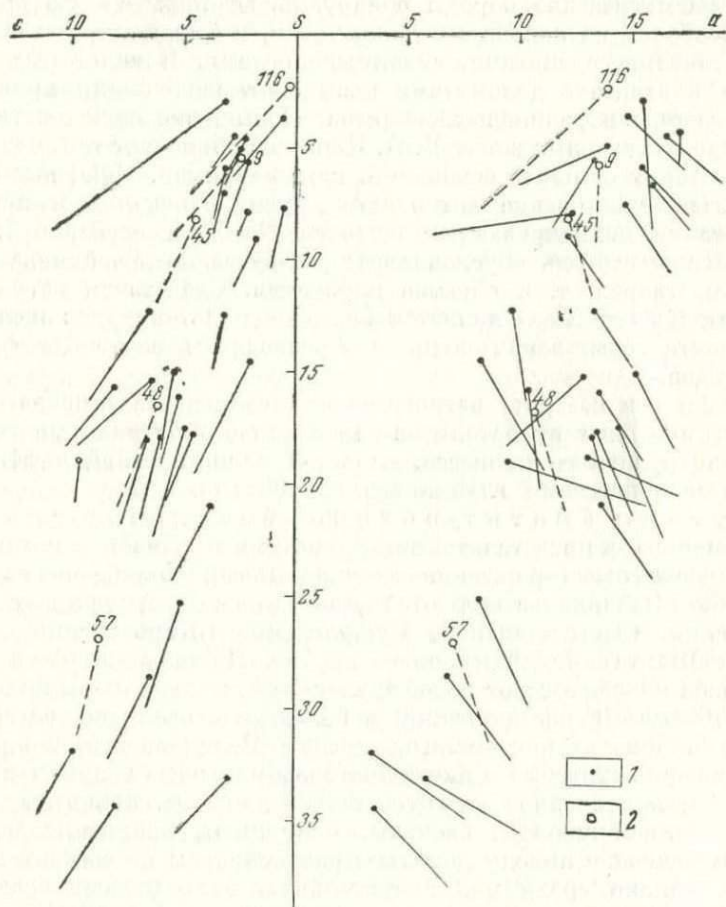


Рис. 15. Диаграмма химических составов пород, слагающих Уйбатский и Улено-Туимский батолиты (Хакасия)

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

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 интрузии): габбро — диорит —

кварцевый диорит — сиенито-диорит — монцонит; 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, сиенито-диоритами. В некоторых случаях на контакте с доломитами повышение щелочности приводит к образованию нефелиновых сиенитов. Повышение щелочности пород в эндоконтактных зонах В. А. Жариков объясняет тем, что растворение таких сильных оснований, как, например,  $MgO$ , вызывает значительное повышение активности других оснований и прежде всего сильно ионизированных щелочей  $NaOH$  и особенно  $KOH$ , а это в свою очередь обуславливает диффузию щелочей навстречу потоку растворов, т. е. обратно в расплав. Следствием встречной диффузии  $K_2O$  и  $Na_2O$  является повышение потенциалов щелочей в эндоконтактных зонах магмы с образованием щелочных фаций гранитоидов.

Сложность и пестроту петрографического состава вышерассмотренных и подобных им батолитов справедливо объясняют многофазностью интрузивного процесса, сложной магматической дифференциацией и процессами глубинного гибридизма.

Плутоны биотит-роговообманковых гранитов. Типичными представителями крупных интрузивов, с которыми ассоциируются месторождения монометалльных молибденовых руд, в Восточном Забайкалье являются Давендинский, Амуджиканский, Амананский, Сырыгичинский, Бушулейский (Жирекенский), Сре́тенский, Шахтаминский и многие другие. Площади выходов этих интрузивов колеблются от долей и нескольких квадратных километров до  $700 \text{ км}^2$  (Сырыгичинский) и более, что, очевидно, часто зависит от глубины их эрозионного вскрытия. В составе плутонов резко преобладают биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты; подчиненное развитие имеют диориты, кварцевые диориты, диорит-монцониты, сиениты, монцониты, кварцевые монцониты. Вмещающие породы довольно разнообразны по составу и литологии, однако среди них значительную роль играют граниты, особенно в Восточном Забайкалье. Внедрение плутонов контролировалось зонами разломов разного простирания, нередко местами их пересечений. В плане форма плутонов удлинённая, овальная, крестообразная и иногда более сложная. В настоящее время наиболее изученными являются плутоны Восточного Забайкалья, для которых характерно зональное строение. В Сырыгичинском, Амананском и других массивах Верхне-Олекминского района центральные части их сложены гранитами и гранодиоритами, а периферические — диоритами, кварцевыми диоритами и монцонитами. При этом наблюдались постепенные переходы между всеми этими разновидностями пород (Казицын, Александров и др., 1967).

В Шахтаминском массиве, по данным В. В. Сидоренко (1961 г.), преимущественно распространены гранодиориты и граниты, а диориты, кварцевые диориты, диорит-монцониты и монцониты распространены лишь в эндоконтактных зонах массива.

В Давендинском плутоне встречены граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Диориты и кварцевые диориты присутствуют в южном эндоконтакте плутона вблизи габбро, габбро-диоритов и диоритов, относимых к более раннему проявлению мезозойского магматизма, а в северном эндоконтакте интрузива, где вмещающими породами являются палеозойские граниты, эти породы отсутствуют.

В Амуджиканском массиве преобладают граниты, а гранодиориты встречаются только вблизи контактов массива с вмещающими породами. В Бушулейском (Жирекенском) массиве, по нашим наблюдениям, преобладают граниты; гранодиориты появляются при приближении к контактам интрузива с вмещающими гранитами палеозойского возраста. В районе горы Бугдая небольшой выход едва вскрытого эрозией средне-верхнеюрского интрузива представлен сyenитами, которые, очевидно, слагают эндоконтактную зону апикальной части плутона.

Таким образом, во всех рассмотренных интрузивных массивах по направлению к контактам с вмещающими породами происходит изменение гранитов в сторону образования более основных, щелочных и меланократовых пород.

Для пород, слагающих внутренние части плутонов, характерны крупно- и среднезернистые структуры, которые в направлении краевых частей плутонов постепенно сменяются порфировидной структурой; при этом с приближением к контактам основная масса (базис) пород становится все более мелкозернистой. В отдельных массивах (Амуджиканский, Сретенский и некоторые другие) гранитоиды приобретают гигантопорфировую структуру; вкрапленники калиевого полевого шпата достигают 22 см в длину.

Типы пород и их минеральный состав в разных интрузивных массивах весьма сходны между собой (табл. 5) и характерны для пород щелочноземельной серии. В них наблюдаются следующие парагенетические ассоциации минералов: КПШ + Ан + Рог. обм; КПШ + Ан + Пи + Би + Рог. обм; КПШ + Ол + Рог. обм + Би; КПШ + Ол + Би. Наиболее четко эти ассоциации проявлены во вкрапленниках, где в их соотношении наблюдается резкий сдвиг в сторону калиевого полевого шпата — калиевый полевой шпат (40—60%), плагиоклаз (20—30%), амфибол (5—8%), биотит (5—12%), кварц (5—20%) — в гранитоидах Амуджиканского, Сретенского, Бушулейского и других массивов. Граниты и гранодиориты обычно являются образованиями анхизвтектическими.

Наблюдающиеся парагенезисы и соотношения минералов в них свидетельствуют о высокой активности калия и повышенной щелочности магмы, из которой они кристаллизовались. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом,

Минеральный состав пород, слагающих в Восточном Забайкалье плутоны умеренно кислых гранитоидов средне-верхнеюрского возраста (%)

Минерал	Шахтаминский массив					Бугдаинский массив		Шивеинский массив	Аркиинский массив
	Кварцевый диорит	Кварцевый монцонит	Гранодиорит	Граносиенит	Гранит	Роговообманковый сиенит	Граносиенит	Гранодиорит	Граносиенит
Плагиоклаз . . . . .	52,4	48,2	52,9	32,9	27,9	30,1	25,2	56,1	37,0
Калиевый полевой шпат . . . . .	4,9	27,5	18,9	36,4	32,2	54,4	45,5	13,3	25,7
Кварц . . . . .	4,8	5,5	15,5	15,3	17,5	11,2	21,5	17,4	20,2
Биотит . . . . .	—	—	6,2	9,8	6,5	—	5,5	6,3	6,9
Роговая обманка . . . . .	17,3	12,0	5,0	4,4	5,1	3,5	1,5	4,5	14,7
Пироксен . . . . .	18,5	5,5	—	—	—	—	—	—	—
Акцессорные минералы . . . . .	2,1	1,3	1,5	1,2	0,8	0,8	0,8	2,4	1,5

Минерал	Сырыгичинский и Амананский массивы					Амуджиканский массив		Бушулейский массив		
	Кварцевый диорит	Кварцевый монцонит	Гранодиорит	Роговообманково-биотитовый гранит	Биотитовый гранит	Гигантопорфировидный граптодиорит	Гигантопорфировидный гранит	Роговообманково-биотитовый гранит		Биотитовый гранит
								I	II	
Плагиоклаз . . . . .	54,5	49,6	42,9	37,1	49,2	50,4	28,0	39,2 (4,8)	42,0 (6,7)	43,5 (2,4)
Калиевый полевой шпат . . . . .	8,4	23,8	26,6	27,8	27,5	11,0	31,7	33,8 (10,5)	30,5 (9,6)	26,3 (5,0)
Кварц . . . . .	9,5	11,6	21,0	28,6	18,7	17,8	25,8	19,3 (4,1)	22,3 (5,3)	25,3 (2,5)
Биотит . . . . .	10,2	6,8	4,6	4,0	3,5	12,2	8,8	3,5 (2,0)	3,5 (2,2)	4,1 (2,1)
Роговая обманка . . . . .	15,0	5,8	2,9	1,2	0,6	7,6	4,7	3,0 (2,5)	0,9 (0,9)	—
Акцессорные минералы . . . . .	2,4	2,4	2,0	1,3	0,5	1,0	1,0	1,2	0,8	0,8

Шахтаминский массив — по данным В. В. Сидоренко (1961 г.), Сырыгичинский, Амананский и Амуджиканский массивы — по данным Ю. В. Казизына и др. (1967), Шивеинский, Аркиинский, Бугдаинский и Бушулейский массивы — по данным автора. В скобках дано содержание вкрапленников.

монацитом, ксенотимом, рутилом, анатазом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом.

Главнейшими петрохимическими особенностями рассматриваемых пород (табл. 6, рис. 16) являются: 1) их принадлежность к породам

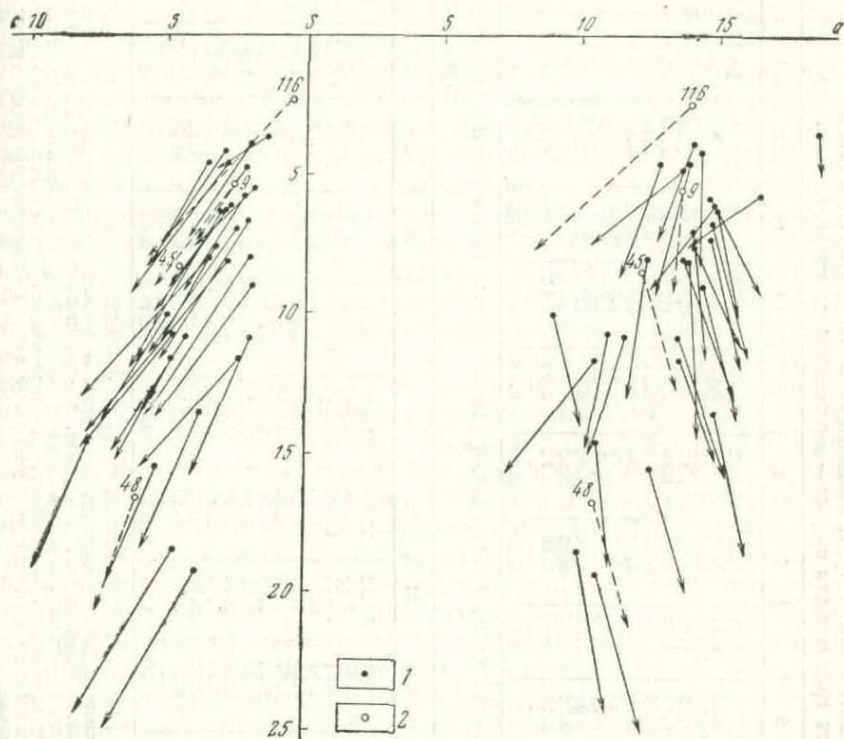


Рис. 16. Диаграмма составов магматических пород, слагающих в Восточном Забайкалье молибденоносные плутоны средне—верхнеюрского возраста

1 — фигуративные точки интрузивных пород Восточного Забайкалья (по табл. 6);  
2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 116 — аляскит, 9 — щелочноземельный гранит, 45 — гранодиорит, 48 — диорит

щелочноземельной серии, 2) умеренно кислый состав, 3) повышенная щелочность, по сравнению с породами ряда аплит — гранит — диорит — габбро, по Р. Дэли. От соответствующих типов пород щелочноземельной серии они отличаются заметно пониженным содержанием кремнекислоты и повышенным содержанием щелочей, особенно калия.

Наряду с этими общими особенностями пород, слагающих рассматриваемые плутоны, в составе последних наблюдаются и существенные различия. Так, например, в Бушулейском (Жирекенском) массиве, залегающем среди палеозойских биотитовых гранитов,

Химический состав магматических пород, слагающих в Восточном Забайкалье интрузивы умеренно кислых гранитоидов средне-верхнеюрского возраста (вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	56,48	60,12	59,96	67,80	65,73	66,49	69,74	69,32	71,66	72,80	58,90	59,12	59,52	66,80	66,95
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,86	0,79	0,34	0,60	0,51	0,28	0,10	0,17	0,14	0,80	0,67	0,48	0,52	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,27	17,22	17,75	16,41	15,84	15,49	15,34	15,21	15,06	14,11	14,98	14,44	16,90	14,82	15,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	2,62	2,09	2,03	1,95	1,82	1,24	1,39	0,63	0,67	1,10	1,35	3,22	1,27	1,36
FeO	3,80	2,98	3,36	0,99	1,89	1,76	0,74	1,35	1,40	1,16	5,13	4,35	2,53	1,99	2,40
MnO	0,10	0,06	0,02	0,16	0,06	0,08	0,04	0,06	0,04	0,05	0,08	0,10	0,05	—	0,05
MgO	3,89	2,84	2,24	1,09	1,86	1,65	1,38	1,04	0,81	0,64	6,44	6,56	3,95	2,75	2,40
CaO	6,00	5,31	4,91	2,27	3,23	2,78	2,37	2,38	1,81	1,59	5,61	6,14	4,51	2,62	2,92
Na <sub>2</sub> O	3,93	4,02	3,92	3,85	3,71	3,95	3,68	3,95	3,82	4,00	2,93	3,12	4,80	3,52	3,03
K <sub>2</sub> O	2,62	3,22	3,77	4,57	4,07	4,34	4,22	4,03	3,94	3,94	2,65	2,87	3,14	4,52	4,16
П. п. п.	0,95	0,79	0,70	0,45	0,71	0,43	0,75	0,52	0,88	0,46	0,88	0,94	0,83	0,77	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,01	0,19	0,51	0,18	—	0,10	0,12	0,08	0,12	0,06	0,25	0,30	0,12	0,11
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,02	—	0,01	0,06
H <sub>2</sub> O	0,26	0,26	0,27	0,10	0,22	0,16	0,29	0,29	0,48	0,50	0,35	0,20	0,03	0,25	0,16
Сумма	100,02	100,11	99,97	100,57	100,05	99,46	100,17	100,06	100,78	100,18	99,76	100,53	100,26	99,96	100,14

Продолжение табл. 6

Оксиды	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub>	66,98	67,11	68,36	68,71	62,44	67,92	55,09	61,46	65,00	69,00	66,90	69,54	67,02	67,31
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,51	0,36	0,44	0,94	0,49	1,04	0,88	0,51	0,37	0,40	0,52	0,27	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,70	14,13	13,56	14,57	17,01	14,84	18,82	16,54	15,38	14,74	15,58	15,48	17,03	16,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	1,11	1,48	1,27	1,31	0,54	1,90	2,32	1,86	1,66	0,82	0,68	1,65	0,57
FeO	2,04	2,85	1,63	1,49	3,96	2,88	5,25	4,32	2,04	1,38	2,0	1,59	1,82	2,57
MnO	0,06	0,05	—	0,05	0,07	0,07	0,16	0,08	—	0,04	0,02	0,04	0,09	0,10
MgO	3,26	2,56	2,40	1,97	2,52	2,80	3,71	2,48	1,61	1,23	1,76	1,14	0,31	0,71
CaO	3,52	2,57	2,81	2,60	3,58	2,00	6,85	3,82	3,73	2,74	3,16	2,87	1,28	1,85
Na <sub>2</sub> O	4,50	3,87	3,84	4,19	3,20	2,60	3,29	2,68	3,99	4,16	4,26	3,79	4,78	4,56
K <sub>2</sub> O	2,94	4,38	3,90	4,04	3,00	3,65	2,04	3,15	3,55	4,12	3,74	3,19	6,36	4,22
П. п. п.	0,06	—	0,40	—	0,32	0,76	0,33	0,81	0,53	0,58	1,11	—	—	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,14	—	0,17	0,24	0,14	0,25	0,19	—	0,12	0,08	0,32	0,025	0,11
BaO	0,06	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,38	0,70	1,0	0,90	1,56	1,24	1,64	0,96	1,27	0,06	0,18	0,87	—	—
Сумма	99,80	100,03	99,74	100,40	100,15	99,93	100,37	99,69	99,47	100,20	100,01	100,03	100,63	99,16

Сыргичинский: 1—диорит, 2—кварцевый диорит, 3—монацит, 4—кварцевый монацит, 6—гранодиорит, 8—гранит, 10—гранит-порфир. Амананский: 2—кварцевый диорит, 5—гранодиорит, 7—гранит, 9—гранит-порфир. Шахтаминский: 11—12—диорит, 13—монцитонит-диорит, 14, 15, 16—гранодиорит, 17—гранит. Аркинский: 18—гранит, 19—гранит-порфир, 20—тоналит. Швейицкий: 21—гранодиорит. Листвянский: 22—диорит, 23—тоналит, 24—гранодиорит. Бушуйский (Жирекенский): 25—мелкозернистый, 26—крупнозернистый гранит. Амуджиканский и Сретенский: 27—гигантопорфировый гранит. Бугдаинский: 28—роговообманковый сиенит, 29—граносиенит.

1—24, 27—данные из кн. «Интрузивные комплексы Забайкалья», 1964 г., 25, 26, 28, 29—данные В. Т. Покалова.

колебания в составе слагающих его пород сведены к минимуму — от биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов до гранодиоритов. Строение других массивов, как, например, Шахтаминского, залегающих среди более разнообразного комплекса вмещающих пород, является более сложным: здесь наблюдается довольно пестрый состав пород, имеющих между собой как постепенный, так и резкие интрузивные переходы.

Особенности состава эндоконтактовых зон охарактеризованных плутонов можно объяснить с позиций гипотезы магматического замещения (гранитизации), которая решает проблему пространства и вскрывает зависимость и характер связи между составом эндоконтактовых зон и составом замещаемых пород. Как и в батолитах пестрого состава, в эндоконтактовых зонах рассмотренных плутонов присутствуют разнообразные породы повышенной основности и щелочности по сравнению с гранитами, слагающими центральные части интрузивов. Но здесь эти породы распространены сравнительно ограниченно в узких зонах мощностью в десятки и, реже, сотни метров. Следовательно, в данном случае процессы ассимиляции и гибридызма имели ограниченное развитие, в связи с чем плутоны в основном сложены биотит-роговообманковыми гранитами.

Плутоны лейкократовых гранитов представлены в Казахстане пермскими гранитами акчатауского комплекса и в Западном Забайкалье — нижнеюрскими гранитами гуджирского комплекса. Форма массивов этих гранитов в плане часто округлая или овальная. Размеры их выходов на поверхность колеблются в широких пределах — от долей квадратного километра до нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров, что является результатом как различной глубины эрозионного среза массивов, так и разной величины последних. Вертикальная их мощность, по данным геофизических исследований, проводившихся в Казахстане, составляет не менее 8—10 км. Верхние поверхности массивов уплощены с пологим наклоном от центральных областей массивов к периферическим. Они осложнены неровностями в виде отдельных куполов, гребней и впадин. Массивы гранитов залегают резко discordантно по отношению к складчатым структурам вмещающих пород. Вмещающими породами являются весьма разнообразные по литологии и составу разности — это и карбонатные, и терригенные, и вулканогенные разной основности породы, а также различные гранитоиды. Приближенная реконструкция разреза верхней части земной коры времени внедрения гранитов показывает, что глубина их формирования составляла от 1,5 до 3,0 км.

Рассматриваемые плутоны характеризуются довольно сложным внутренним строением. Последнее обусловлено тем, что в строении массивов участвуют граниты, хотя и сходные по минеральному составу, но разные по своим структурным особенностям. Преобладающим развитием пользуются лейкократовые граниты с крупно- и среднезернистой, иногда порфировидной структурой, которые в краевых частях массивов постепенно сменяются мелкозернистыми

разностями эндоконтактовых субфаций. Среди крупно- и среднезернистых гранитов залегают очень сложные тела средне- и мелкозернистых, иногда слабопорфировидных гранитов второй фазы. Все вышеназванные граниты прорваны дайками аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, диоритовых порфиритов, лампрофиров.

Механизм формирования интрузивных массивов трактуется по-разному. Общеизвестны представления В. С. Коптева-Дворникова, согласно которым история развития гранитных массивов подразделяется на следующие фазы: 1 — главная интрузивная фаза, 2 — фаза дополнительных интрузий и 3 — фаза жильных пород, подразделяемая на два этапа. Главная интрузивная фаза представлена крупно- и среднезернистыми гранитами, слагающими большую часть интрузива. Породами фазы дополнительных интрузий являются средне- и мелкозернистые граниты, прерывающие образования главной интрузивной фазы. В фазе жильных пород выделяются дайки первого этапа — аплиты, гранит-порфиры и мелкозернистые граниты — и дайки второго этапа, представленные породами более основного состава.

Г. Н. Щерба (1960) понимает процесс формирования гранитных массивов иначе, чем В. С. Коптев-Дворников. В первую интрузивную фазу образовались тела грибообразной формы, сложенные крупно- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами с краевыми более мелкозернистыми разностями. Граниты второй интрузивной фазы характеризуются среднезернистой, реже порфировидной структурой с более мелкозернистыми структурами в краевых эндоконтактовых зонах. Эти граниты внедрялись в уже затвердевшие граниты первой фазы, образуя плитообразные, часто многослойные и пологозалегающие тела, положение которых контролировалось тектоническими трещинами и трещинами отслоения. Третья интрузивная фаза объединяет мелкозернистые и аплитовидные граниты, образующие многослойные залежи среди гранитов первой и второй фаз, главным образом в апикальных частях массивов. Г. Н. Щерба считает, что дайки аплитов и гранит-порфиров могут сопровождать каждую из вышеназванных интрузивных фаз, а дайки более основных пород диоритовых порфиритов, лампрофиров и других разновидностей он выделяет в самостоятельный интрузивный комплекс. Таким образом, представления Г. Н. Щербы в части формирования гранитов мало чем отличаются от представлений В. С. Коптева-Дворникова, однако, когда речь идет о месте и времени формирования даек, взгляды этих исследователей существенно расходятся.

Е. В. Шевченко (1951 г.) объяснил сложное строение массивов гранитов акчатауского комплекса главным образом последовательной кристаллизацией единой порции магмы и образованием структурных оболочек, явившихся следствием разных условий (температура, давление, газовый режим) кристаллизации магмы в разных частях массивов. По его мнению, массивы имеют зональное строение: внешняя оболочка сложена аплитами, аплитовидными и мелкозернистыми гранитами, далее следует оболочка среднезернистых

гранитов, внутренняя часть массивов представлена крупнозернистыми гранитами. Однако Е. В. Шевченко объективно отмечает, что в каждом массиве эта схема нарушается присутствием внутриинтрузивных гранитных тел пластообразной и штокообразной форм.

В. С. Дмитриевский (1952 г.) высказал мнение о том, что мелкозернистые граниты, аплиты и гранит-порфиры, залегающие среди крупнозернистых гранитов в виде пластообразных залежей и тел другой формы, образовались из вмещающих их гранитов путем растворения и перекристаллизации крупнозернистых гранитов под воздействием газовых растворов.

Детальные исследования минерального и химического состава гранитов показали удивительное постоянство и сходство их состава даже для массивов, находящихся в разных геологических регионах, несмотря на то, что они залегают среди разнообразных по составу и по происхождению пород. В гранитах преобладает калиевый полевой шпат (30—50%), в меньших количествах присутствуют кварц (25—40%) и олигоклаз (12—30%), из темноцветных минералов — только биотит в количестве до 1—3%, реже до 6—7% (табл. 7, 8; рис. 17, 18). Соотношение породообразующих минералов в гранитах разных фаз Центрального Казахстана изменяется в сторону увеличения калиевого полевого шпата и кварца за счет биотита и плагиоклаза в гранитах более поздних фаз, т. е. развитие процесса гранитообразования шло по линии образования все более лейкократовых гранитов вплоть до аляскитов, как это имеет место в Баянаульском и Джанетском интрузивах.

Из диаграммы Таттла — Боуэна, на которую нанесены реально наблюдаемые в гранитах соотношения главных породообразующих минералов (см. рис. 17, 18), видно, что фигуративные точки гранитов существенно отклоняются от точки гранитной эвтектики в сторону калиевого полевого шпата, т. е. рассматриваемые граниты характеризуются повышенным содержанием этого минерала. Пересыщенность гранитов калиевым полевым шпатом и заметное преобладание последнего во вкрапленниках, по-видимому, позволяет сделать вывод о калиевом характере гранитов и несколько повышенной активности калия в процессе кристаллизации магмы.

Наиболее распространенные акцессорные минералы гранитов — магнетит, ильменит, рутил, циркон, апатит, сфен, анатаз, монацит, реже встречаются ортит, ильменорутит, корунд, ксенотим, блонстрандин и некоторые другие. В породах с повышенной концентрацией CaO, т. е. с большим, чем обычно, содержанием плагиоклаза (олигоклаз 20—28), присутствует сфен, как, например, в гранитах Восточно-Коунрадского интрузива. Весьма характерной особенностью структур гранитов является примерно одинаковая степень идиоморфизма породообразующих минералов со слабо выраженной порфировидностью во внутренних частях плутонов и явной и даже резко выраженной порфировидностью в эндоконтактных зонах. Во вкрапленниках обычно преобладает калиевый полевой шпат. В целом граниты носят анхизвектический характер.

Минеральный состав гранитов акчатауского комплекса (%)

Минерал	Номер образца													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Плагиоклаз . . . . .	21,9	20,3	19,4	19,0	35,4	24,8	17,7	14,2	28,6	18,5	24,2	15,1	4,4	24,8
Калиевый полевой шпат	41,8	41,6	39,1	37,7	34,59	38,62	40,5	41,1	29,1	36,5	37,7	49,3	50,1	38,9
Кварц . . . . .	34,2	36,4	39,2	41,3	25,34	33,86	40,5	43,0	39,0	39,0	37,5	31,2	45,3	33,6
Биотит . . . . .	1,5	1,4	0,5	1,0	3,02	1,12	0,5	0,9	2,7	5,3	0,5	2,3	—	2,2
Акцессорные и др. . . . .	0,6	0,3	1,8	1,0	1,16	1,8	0,8	0,8	0,6	0,7	0,1	1,6	0,2	0,5
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	99,51	99,2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,5	100,0	100,0

Минерал	Номер образца													
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	
Плагиоклаз . . . . .	25,7	19,8	18,75	30,4	10,9	24,6	22,0	26,7	24,5	17,5	17,5	16,1	17,3	
Калиевый полевой шпат	35,5	39,0	37,1	28,4	47,2	39,7	40,0	40,5	38,0	38,9	38,4	39,9	38,7	
Кварц . . . . .	35,2	39,1	41,7	38,4	38,9	34,2	35,8	32,5	34,4	40,9	40,7	41,8	42,1	
Биотит . . . . .	1,5	1,2	1,95	1,98	2,1	1,2	1,9	0,3	2,8	2,1	2,9	1,8	1,2	
Акцессорные и др. . . . .	2,1	0,9	0,5	0,82	0,9	0,2	0,3	—	0,3	0,6	0,5	0,4	0,7	
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Акчатауский массив (1, 2—Шевченко, 1951 г.; 3—4—пересчет хим. анализа): 1—крупнозернистый гранит, 2—среднезернистый гранит, 3—мелкозернистый гранит, 4—аплит из дайки. Восточно-Коунрадский массив (5, 6—Чухров, 1960; 7, 8—Шевченко, 1951 г.); 5—крупнозернистый гранит, 6—среднезернистый гранит, 7—мелкозернистый гранит, 8—аплит из дайки, Караобинский массив (9—пересчет хим. анализа, 10, 11—данные М. А. Романовой); 9—среднезернистый гранит, 10—мелкозернистый гранит, 11—гранит-порфир. Джанетский массив (12, 13—Мальков, 1960 г.); 12—биотитовый гранит, 13—лейкократовый гранит. Коктенкольский массив (В. Т. Покалов); 14—среднезернистый гранит. Селтейский массив (пересчет хим. анализа): 15—гранит-порфир. Массив Куу (Шевченко, 1951 г.); 16—крупнозернистый гранит, 17—среднезернистый гранит, 18—мелкозернистый гранит, 19—аплит из дайки. Кызылтауский массив (Шевченко, 1951 г.): 20—крупнозернистый гранит, 21—среднезернистый гранит, 22—мелкозернистый гранит. Ортауский массив (данные К. В. Прохорова): 23—среднезернистый гранит. Аиртауский массив (Шевченко, 1951 г.): 24—крупнозернистый гранит, 25—среднезернистый гранит, 25—мелкозернистый гранит, 27—аплит из дайки.

Минеральный состав гранитов гуджирского комплекса в Западном Забайкалье (%)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кварц . . . . .	31,86	26,6	34,4	29,3	37,6	23,36	36,99	27,55	25,28	17,56	23,68	37,00	33,5
Калиевый полевой шпат . . . . .	36,54	35,3	33,6	51,2	37,6	52,11	38,69	31,89	37,05	53,09	41,57	33,00	33,4
Плагиоклаз . . . . .	28,06	32,10	29,0	16,0	19,0	20,61	19,49	36,21	35,02	28,43	29,98	28,0	31,8
Биотит . . . . .	0,33	3,5	0,7	2,5	2,9	2,86	2,00	3,29	2,37	0,88	3,66	0,6	0,9
Мусковит . . . . .	2,62	—	2,0	—	—	—	—	0,60	—	—	0,56	1,0	—
Акцессорные минералы и др. . . . .	0,59	2,5	0,3	1,0	2,9	1,06	1,83	0,46	0,28	0,04	0,55	0,4	0,4
Сумма . . . . .	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Интрузивы: 1 — Первомайский, 2 — Булуктайский, 3 — Арекитванский, 4 — Нырокский, 5 — Надинский, 6 — Петропавловский, 7 — Хурайский, 8 — Байбинский, 9 — Торватский, 10 — Далон-Мадонский, 11 — Хасуртский; 12 — гранит-порфир из дайки Арекитванского интрузива, 13 — аплит из дайки Первомайского интрузива. 1, 2, 5—11, 13 (Афанасьев, 1964 г.), 3, 12 (Зилов, Покалов, 1962 г.), 4 (Конов, Лисий, 1958 г.).

Эти граниты относятся к породам щелочноземельного ряда, но от щелочноземельного гранита (по Р. Дэли) отличаются более высоким содержанием кремнезема и более низкими — извести и ферромагнезиальных компонентов (табл. 9, 10; рис. 19, 20). Содержание щелочей и ферромагнезиальных компонентов колеблется и связано обратной зависимостью. В целом граниты характеризуются

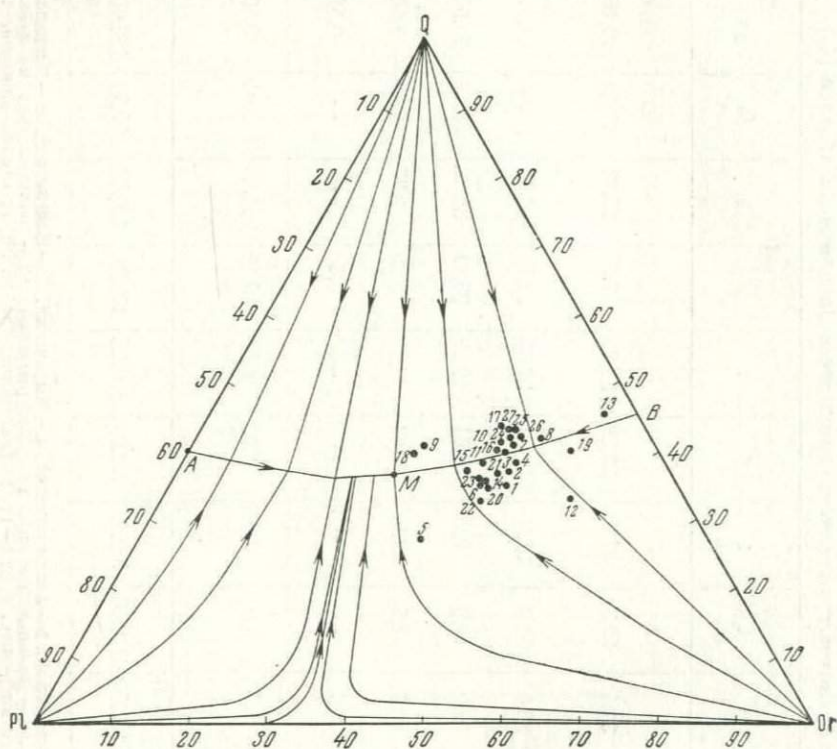


Рис. 17. Соотношения главных породообразующих минералов в гранитах акчатауского комплекса в Центральном Казахстане (по табл. 7)

несколько повышенной щелочностью, при этом щелочность гранитов более поздних фаз внедрения несколько выше щелочности более ранних гранитов. Отдельные представители (граниты поздних фаз внедрения интрузивов Куу, Караобинского, Баянаульского, Джанетского) соответствуют аляскииту. Граниты Джанетского и Коктенкольского интрузивов характеризуются наиболее высокой щелочностью. Соотношения дополнительных характеристик указывают на сильную пересыщенность гранитов алюминием по сравнению со средними типами гранитов при весьма низком содержании магния и переменном, но также небольшом, содержании железа. Эту особенность гранитов В. К. Монич (1957 г.) объясняет значительным избыт-

ком глинозема в калиевых полевых шпатах против их теоретического состава.

В работах А. Г. Гокоева (1949 г.), В. С. Коптева-Дворникова (1952, 1953 гг.), Р. Н. Мальковой (1960), Е. В. Шевченко (1951 г.), Г. Н. Щербы (1960) по Казахстану и П. И. Налетова (1962 г.)

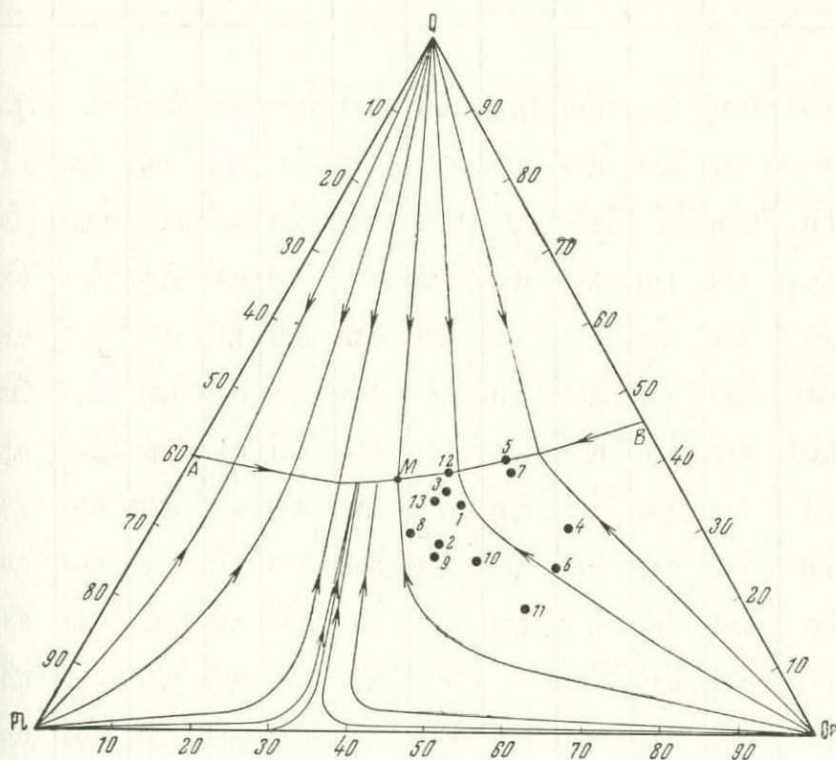


Рис. 18. Соотношения главных породообразующих минералов в гранитах гуджирского комплекса в Западном Забайкалье (по табл. 8)

по Забайкалью подчеркивается, что типичными чертами гранитов, с которыми ассоциируются вольфрам-молибденовые месторождения, являются отсутствие признаков гибридности и слабое развитие контактовых явлений.

Однако наблюдения, проведенные автором над эндоконтактовыми зонами Коктенкольского плутона и К. В. Прохоровым (1967 г.) над эндоконтактовыми зонами Ортауского плутона, показали, что при образовании этих интрузивов происходило взаимодействие между магмой и вмещающими породами.

Граниты этих массивов прорывают аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые известняки, карбонатные

Химический состав гранитов акчатауского ком

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	74,31	76,03	75,10	77,60	72,31	75,42	75,87	75,87	76,68	74,75	74,55
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,31	0,09	0,20	0,34	0,18	0,13	0,11	0,07	0,18	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,06	12,08	12,96	12,09	14,21	13,51	13,27	13,33	12,22	13,90	13,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,00	1,72	0,76	1,39	1,00	0,80	0,44	0,97	0,20	0,85
FeO	1,17	0,73	0,62	0,43	0,91	0,67	0,93	1,18	0,85	—	0,68
MnO	0,10	0,07	0,03	0,01	0,19	0,06	0,13	0,04	0,01	сл.	0,025
MgO	0,92	0,59	0,13	0,18	0,49	0,34	0,21	0,19	0,22	—	0,28
CaO	1,08	1,09	0,57	0,36	1,23	0,68	0,44	0,91	0,81	0,50	1,26
Na <sub>2</sub> O	2,74	3,32	2,74	2,63	3,73	3,28	3,23	3,17	2,08	6,00	5,02
K <sub>2</sub> O	3,96	3,69	4,52	4,75	4,52	4,39	4,55	3,86	3,82	4,40	3,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,18	—	—	0,22	0,04	0,06	0,02	0,03	—	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,35	0,53	0,36	0,41	0,14	0,16	0,13	0,20	0,08	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Прочие	—	0,12	0,03	—	0,13	0,20	0,19	—	—	—	—
П. п. п.	1,04	0,69	0,54	0,76	0,36	0,22	0,48	0,59	0,38	0,60	0,43
Сумма	100,28	100,25	99,58	100,13	100,44	100,13	100,45	99,84	98,34	100,61	100,04

Акчатауский интрузив: 1—крупнозернистый гранит, 2—среднезернистый гранит, 3—крупнозернистый гранит, 4—среднезернистый гранит, 5—крупнозернистый гранит, 6—среднезернистый гранит, 7—мелкозернистый гранит, 8—крупнозернистый гранит, 9—среднезернистый гранит, 10—гранит-порфир. Джанетский интрузив: 11—биотитовый гранит, 12—крупнозернистый гранит, 13—среднезернистый гранит, 14—крупнозернистый гранит, 15—гранит-порфир. Интрузивнит. Кызылтауский интрузив: 16—крупнозернистый гранит, 17—среднезернистый гранит, 18—крупнозернистый гранит, 19—крупнозернистый гранит, 20—среднезернистый гранит. 1—10, 15—11—Щерба, 1960. 11, 12, 14—Малькова, 1960; 14—В. Т. Покалов,

## плекса в Центральном Казахстане (вес. %)

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
75,08	77,36	74,09	75,00	75,67	75,47	76,09	75,48	76,83	75,35	75,94
0,13	0,16	0,21	0,12	0,15	0,16	0,15	0,17	0,10	0,21	0,10
13,20	12,05	13,48	12,69	13,06	13,11	12,74	12,88	11,63	12,43	13,04
1,08	1,61	0,91	1,68	0,98	0,82	0,83	1,38	0,82	1,92	0,98
0,52	0,57	0,51	0,48	0,50	0,66	0,54	0,41	0,44	0,18	0,56
0,01	0,02	0,01	0,04	0,07	0,06	0,08	0,09	0,04	0,05	0,14
0,24	0,26	0,48	0,52	0,08	0,23	0,20	0,36	0,42	0,45	0,09
0,88	0,73	1,09	1,21	0,44	0,73	0,65	0,96	1,06	1,19	0,59
4,12	4,04	4,12	3,27	3,57	3,72	3,82	3,70	3,18	3,02	3,24
4,50	3,04	4,70	4,18	4,37	4,27	4,59	4,08	4,62	4,69	4,45
0,21	0,15	0,07	0,18	0,08	0,09	0,10	0,09	0,11	0,13	—
0,03	0,08	0,10	0,47	0,40	0,41	0,24	0,23	0,20	0,17	0,14
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,75
0,16	—	0,24	0,03	0,13	0,10	0,14	0,08	0,14	0,17	0,01
0,30	0,40	0,35	0,26	0,42	0,60	0,54	0,40	0,57	0,45	—
100,46	100,47	100,36	100,13	99,92	100,43	100,71	100,31	100,16	100,51	100,03

нит, 3—мелкозернистый гранит, 4—аллит из дайки, Восточно-Коунрадский гранит. Караобинский интрузив: 8—среднезернистый гранит, 9—мелкозернистый аляскитовый гранит, 13—аллит из дайки. Коктенкольский интрузив: 14—сред-Куу: 16—крупнозернистый гранит; 17—среднезернистый гранит, 18—мелкозернистый гранит, 21—мелкозернистый гранит. Ортауский интрузив: 22—крупнозернистый 22—Шевченко, 1951 г.

Химический состав гранитов гуджирского комплекса в Западном Забайкалье (вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	74,75	70,92	73,32	72,28	71,52	72,80	74,36	72,00	73,10	72,60	74,80	75,23	75,89	74,83	71,28
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,01	0,01	0,05	0,21	0,02	0,06	0,23	0,22	0,17	0,20	0,17	0,21	0,32	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,09	15,0	14,29	16,27	14,83	14,73	14,18	14,60	13,80	13,69	13,36	13,29	11,96	13,70	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	1,05	0,65	0,09	2,43	1,10	0,40	1,29	0,73	0,65	0,80	0,73	2,20	0,45	1,29
FeO	0,25	0,49	0,77	0,99	0,41	0,77	0,77	0,57	0,93	1,00	1,10	1,10	1,20	0,67	0,9
MnO	0,04	0,11	0,05	0,03	0,04	0,08	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,13
MgO	0,15	0,87	0,61	1,21	0,39	0,51	0,24	0,31	0,26	0,36	0,17	0,15	0,14	0,23	0,40
CaO	0,83	1,08	0,67	0,25	0,91	0,47	0,23	0,56	0,56	1,01	0,34	0,23	0,28	0,97	0,54
Na <sub>2</sub> O	3,60	3,21	4,24	3,98	4,39	3,84	4,75	3,84	3,66	3,74	4,96	4,80	3,28	2,87	5,87
K <sub>2</sub> O	4,70	6,08	4,50	4,58	4,32	4,93	4,62	4,28	4,40	4,46	3,69	3,49	4,46	5,12	2,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,15	—	—	0,16	0,09	0,02	0,03	0,03	0,11	0,09	—
F	0,44	—	—	—	—	—	—	1,1	1,60	1,4	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,08	0,04	He обл.	0,19	0,12	0,10	0,32	0,28	0,16	0,69	0,60	0,08	0,24	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,22	0,40	0,46	0,51	—	0,74	0,24	0,86	0,60	0,93	—	—	—	0,21	0,72
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	He обл.	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,84	0,26	0,37	—	0,30	0,14	0,05	0,04	—	0,45	0,30	0,56	—	0,38
С у м м а	99,97	100,14	99,87	100,61	99,79	100,41	100,12	100,2	100,3	100,23	100,61	100,14	100,39	99,72	99,73

Интрузивы: 1 — Первомайский (Афанасьев, 1964 г.); 2—4 — то же (Зубатарова, 1968 г.); 5 — Булуктайский (Афанасьев, 1964 г.); 6 — Хасуртский (Зубатарова, 1968 г.); 7 — Студенческий (Зубатарова, 1968 г.); 8—10 — Арекитканский (Зилов, Покалов, 1962 г.); 11—12 — Нырокский (Конев, Лисий, 1958 г.); 13—Наденский (Налетов, 1962 г.); 14—Петропавловский (Афанасьев, 1964 г.); 15—Далон-Мадонский (Зубатарова, 1968 г.).

песчаники и эффузивы кислого и среднего состава. Крупнозернистые граниты внутренних частей интрузивов в эндоконтактных зонах мощностью 50—100 м постепенно сменяются порфиридовидными

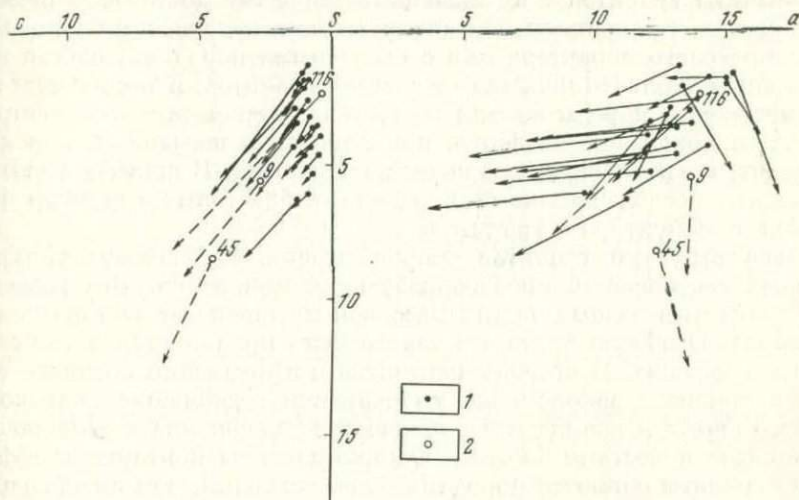


Рис. 19. Диаграмма химических составов гранитов акчатауского комплекса

1 — фигуративные точки акчатауских гранитов (по табл. 9), 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дали): 116 — аляскит, 9 — щелочноземельный гранит, 45 — гранодиорит

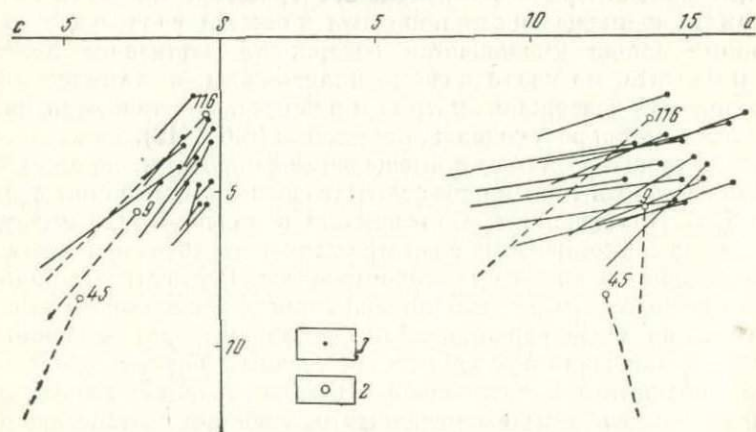


Рис. 20. Диаграмма химических составов гранитов гуджирского комплекса

1 — фигуративные точки гуджирских гранитов (по табл. 10); 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дали): 116 — аляскит, 9 — щелочноземельный гранит, 45 — гранодиорит

гранитами, в которых гранулометрический состав основной массы постепенно уменьшается по направлению к контактам интрузивных

массивов. В этом же направлении уменьшается количество вкрапленников в гранитах. Во вкрапленниках наблюдаются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, редко встречается биотит.

Контакты гранитов с вмещающими породами достаточно резкие в тех местах, где граниты контактируют с магматическими породами меланократового характера или с осадочными породами, состав которых значительно отличается от состава гранитов; в тех же местах, где вмещающие породы близки по составу к гранитам, как, например, туфы кварцевых порфиров или аркозовые песчаники, переход от гранитов к вмещающим породам постепенный. В шлифах удается проследить последовательный переход от бластовых структур роговиков к структурам гранитов.

Смена структур гранитов сопровождается изменением количественных соотношений породообразующих минералов. Эти изменения различны в разных частях массивов и зависят от состава боковых пород. Особенно четко эта зависимость проявляется в Коктенкольском массиве. В сторону контактов с эффузивами среднего состава в гранитах закономерно уменьшается содержание калиевого полевого шпата и кварца и увеличивается содержание и основность плагиоклаза и местами биотита. Однако даже на контакте с эффузивами граниты остаются породами более кислыми, чем вмещающие их андезитовые порфириты. В сторону контакта с туфами кварцевых порфиров состав гранита изменяется до состава этих туфов, в нем уменьшается содержание калиевого полевого шпата и плагиоклаза и резко увеличивается содержание кварца (табл. 11, рис. 24).

Общей закономерностью изменения гранитов по направлению к контактам с вмещающими породами является следующее: в минеральном составе уменьшается содержание калиевого полевого шпата и биотита, но увеличивается плагиоклаза, в химическом составе возрастает содержание натрия и рубидия, но снижается калия, кроме того, заметен рост содержания ниобия (табл. 12).

Взаимоотношение магмы с вмещающими породами, по-видимому, можно представить как процесс магматического замещения в понимании Д. С. Коржинского. Образование в эндоконтакте интрузивных массивов лейкократовых гранитов свидетельствует о существенно инфильтрационном характере этого процесса. В результате большая часть компонентов, избыточных против котектического состава магмы, была вынесена инфильтрационными растворами, что особенно наглядно будет показано в разделе, где описаны процессы, происходившие в экзоконтакте интрузивов. Однако явления ассимиляции все же проявились в вышеотмеченных изменениях состава гранитов в эндоконтактных зонах, правда, очень слабо, по сравнению с составом гранита из внутренних частей интрузива. Вероятно, этим следует объяснять наблюдаемые в некоторых интрузивах отклонения состава охарактеризованных лейкократовых гранитов в сторону гранодиоритов.

Экзоконтактные явления. В экзоконтакте интрузивов, с которыми ассоциируются месторождения молибдена,

Минеральный состав эндоконтактных зон гранитов акчатауского комплекса  
Центрального Казахстана (%)

Минерал	Номер образца										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Плагиоклаз . . .	45,6	36,6	34,8	31,1	24,8	42,0	37,6	25,2	48,5	43,3	37,5
Калиевый полевой шпат . . . . .	22,4	24,4	25,5	23,7	38,9	17,8	27,2	36,3	21,9	19,9	28,8
Кварц . . . . .	28,5	35,4	35,7	41,8	33,6	38,7	33,7	36,7	27,5	35,3	32,6
Биотит . . . . .	3,0	3,1	3,6	3,0	2,2	1,1	1,3	1,3	2,1	1,2	0,6
Акцессорные . . .	0,5	0,5	0,4	0,4	0,5	0,4	0,2	0,5	—	0,3	0,5
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Продолжение табл. 11

Минерал	Номер образца										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Плагиоклаз . . .	31,3	24,5	17,9	14,9	20,9	20,3	21,9	25,5	21,9	22,0	24,6
Калиевый полевой шпат . . . . .	33,4	38,0	35,6	41,9	41,4	41,6	41,8	44,3	41,7	40,0	39,7
Кварц . . . . .	33,4	34,4	43,6	42,2	35,8	36,4	34,2	29,6	33,3	35,8	34,2
Биотит . . . . .	1,7	2,8	1,5	1,6	1,5	1,4	1,5	0,5	2,6	1,9	1,2
Акцессорные . .	0,2	0,3	0,6	0,5	0,5	0,3	0,6	0,2	0,5	0,3	0,2
Сумма . . . . .	100,0	100,0	99,2	101,1	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9

Коктенкольский массив (по данным В. Т. Покалова): 1—мелкозернистый гранит до 10 м от контакта с андезитовым порфиритом, 2—среднезернистый гранит в 25 м, 3—то же в 25—50 м от контакта с андезитовым порфиритом, 4—мелкозернистый гранит до 10 м от контакта, с лигаритовым порфиритом, 5—средне- до крупнозернистого гранит в 60—100 м от контакта с вмещающими породами. Ортауский массив (по данным К. В. Прохорова), мелкозернистый гранит: 6—в 5 м от контакта с песчаниками с карбонатным цементом; 7—в 20 м; 8—в 90 м, 9—непосредственно в эндоконтакте, 10—в 1 м от контакта, 11—в 10 м, 12—в 50 м, 13—среднезернистый гранит в 100 м от контакта. Акчатауский массив (Шевченко, 1951 г.): 14—аплиты первой эндоконтактной оболочки на контакте с кварц-полевошпатовыми песчаниками, 15—аплитовидные граниты, 16—мелко-, 17—средне-, 18—крупнозернистые граниты. Кызылтауский массив (Шевченко, 1951 г.): 19—аплитовидные граниты первой эндоконтактной оболочки, 20—следующие за ними мелкозернистые граниты, 21—средне-, 22—крупнозернистые граниты.

развивались процессы ороговикования, биотитизации и фельдшпата- тизации.

**Ороговикование.** Молибденоносные плутоны всех вышехарактеризованных разновидностей сопровождаются весьма однотипным ороговикованием вмещающих пород. В качестве примера здесь приводится описание зоны ороговикованных пород, изучавшейся автором около Коктенкольского массива лейкократовых гранитов

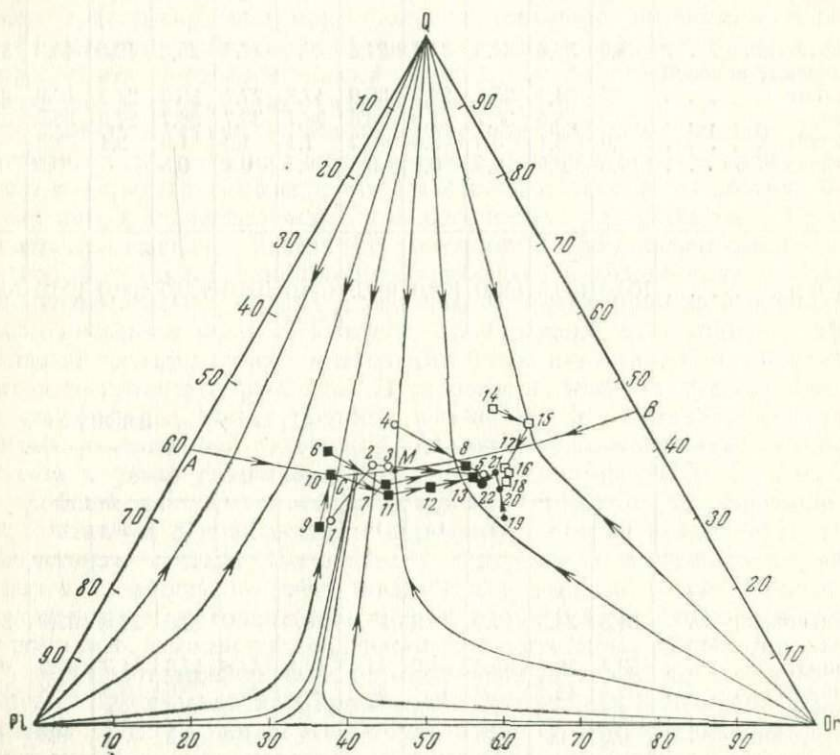


Рис. 21. Соотношения главных породообразующих минералов в эндокон- тактовых зонах гранитов акчатауского комплекса (по табл. 11)

в Центральном Казахстане. Этот массив залегает среди аркозовых и полимиктовых песчаников с глинистым цементом, алевролитов, кремнистых известняков и эффузивов кислого и среднего состава. Алюмосиликатные породы вблизи контакта с гранитами испытали перекристаллизацию с образованием роговиковой структуры. Однако даже в непосредственной близости к интрузиву ороговикование пород редко бывает полным. Как правило, сохраняются реликтовые зерна полевых шпатов и реже кварца, перекристаллизованные не полностью. С удалением от интрузива степень ороговикования пород убывает и все отчетливей проступают структуры исходных

## Химические составы лейкократовых гранитов эндоконтактовых и внутренних частей плутонов (вес. %)

Оксиды	В-400	В-322	В-220	В-134	О-1	О-2	О-3
SiO <sub>2</sub>	74,86	76,44	75,88	76,60	76,12	76,66	76,62
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,11	0,05	0,08	0,09	0,078	0,076
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,46	12,32	12,58	12,06	11,88	11,98	12,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,45	0,72	0,52	0,80	0,72	0,69
FeO	0,92	0,86	0,50	0,68	0,66	0,66	0,68
CaO	0,60	0,44	0,41	0,48	0,45	0,47	0,47
MgO	0,45	0,32	0,28	0,26	0,61	0,16	0,27
MnO	0,04	0,04	0,064	0,16	0,045	0,078	0,039
K <sub>2</sub> O	4,80	4,34	4,30	4,25	4,73	4,34	4,29
Na <sub>2</sub> O	3,64	3,75	4,27	4,50	3,64	3,90	4,30
Rb <sub>2</sub> O	0,036	0,04	0,045	0,053	0,03	0,05	0,048
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	Следы	Следы	0,01	0,012	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,04	0,20	Не обн.	0,20	0,24	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,70	0,66	0,44	0,36	0,50	0,45	0,44
S <sub>общ</sub>				Следы			
F	0,03	0,03	0,075	0,04	0,073	0,20	0,066
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,005	0,006	0,007	0,008	0,005	0,006	0,007
Сумма	100,051	99,856	99,821	100,051	99,843	100,004	100,586
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	1,32	1,16	1,01	0,94	1,30	1,11	1,0
$\frac{K_2O}{Rb_2O}$	137	108	96	80	158	87	89

Шотинский плутон (Южный Урал, Мугоджары): В-400, В-322—крупнозернистый гранит; В-400—в 400 м, В-322—в 200 м от контакта; В-220—среднезернистый порфиroidный гранит в 100 м от контакта, В-134—мелкозернистый порфиroidный гранит на контакте с вмещающими породами. Ортауский плутон (Казахстан): О-1—крупнозернистый гранит в 400 м от контакта; О-2—О-3—мелкозернистый, порфиroidный гранит в эндоконтактовой зоне плутона.

пород. Мощность зоны существенно ороговикованных пород не превышает 100 м. За пределами этой зоны перекристаллизация пород носит пятнистый характер, а на расстоянии свыше 250 м от гранитов перекристаллизация пород выражена очень слабо.

Из данных табл. 13 и рис. 22 видно, что минеральный состав метаморфических пород зависит и от состава исходных пород, и от степени удаленности от гранитного массива, т. е. от температуры. Парагенезисы биотита и кислого плагиоклаза с калиевым полевым шпатом и андалузитом являются наиболее высокотемпературными. В подобные же интервалы температур образовались, по-видимому,

**Парагенетические ассоциации минералов,  
развитые в экзоконтакте Коктенкольского интрузива**

Интервал развития, м	Эффузивы кислого состава, аркозовые и полимиктовые песчаники	Эффузивы среднего состава	Карбонатные породы
0—15	КПШ + Анд + Пл <sub>20</sub> + Би; КПШ + Пл <sub>20</sub> + Би; ± Кв + Мт + Тур	Рог. обм + Пи + Пл <sub>15-50</sub> ; Рог. обм + Би + Пл <sub>36-42</sub> ; ± Кв ± Мт ± Тур	Пи + Пл <sub>50-60</sub> + Гр ± ± Кв ± Ка
15—100	Пл <sub>20</sub> + Би + Анд + Мус; Пл <sub>20</sub> + Би + Мус; ± Кв ± Мт ± Тур	Рог. обм + Би + Пл <sub>38-42</sub> ± Кв + Мт + Тур	Гр + Ди + Взв ± ± Кв ± Ка
100—250	Пл <sub>20</sub> + Би + Мус ± Кв ± Мт ± Тур	Акт + Пл <sub>22-24</sub> + Би + Эп ± Кв ± Мт ± Тур	Гр + Эп + Хл ± Ка ± ± Кв
Свыше 250	Аб + Эп + Хл ± Кв ± Мт ± Тур ± Ка		

парагенезисы среднего плагиоклаза с роговой обманкой и пироксенем или биотитом, а также основного плагиоклаза с пироксеном и гранатом. Все эти парагенезисы отвечают метаморфизму пород в условиях пироксен-роговиковой фации (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962 г.). С удалением от интрузии (т. е. при более низкой температуре) происходило замещение калиевого полевого шпата андалузитом и мусковитом, а пироксена — роговой обманкой. Парагенезисы, развитые в интервале 15—100 м от гранитов и представленные кислым плагиоклазом + биотитом + андалузитом + мусковитом, андезином + биотитом + роговой обманкой, а также ассоциацией гроссуляра + диоксида + везувiana + кальцита, отвечают высоко-температурной амфиболитовой фации.

Замещение роговой обманки актинолитом и разложение плагиоклаза с образованием альбита и эпидота (или клиноцоизита) в присутствии актинолита и биотита указывает на дальнейшее снижение температуры. Парагенезисы, развитые в интервале 100—250 м от гранитов и представленные ассоциациями биотита и кислого плагиоклаза с актинолитом и эпидотом, кислым плагиоклазом и биотитом с мусковитом, а также ассоциацией граната — эпидота — хлорита — кальцита — кварца, отвечают среднетемпературной эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

И, наконец, парагенетические ассоциации альбита — эпидота — хлорита, серицита — эпидота — хлорита и альбита — кальцита —

хлорита, широко распространенные на расстоянии свыше 250 м от гранитов, а также без какой-либо связи с последними, отвечают низкотемпературной зеленосланцевой фации и, по-видимому, образовались в результате регионального метаморфизма пород.

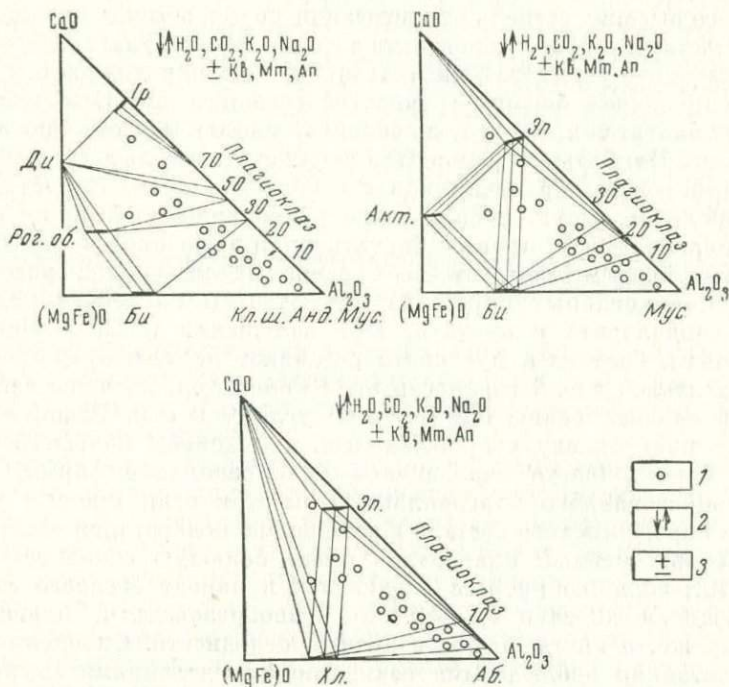


Рис. 22. Диаграммы состав — парагенезис роговиков, развитых около плутонов лейкократовых гранитов акчатауского комплекса  
 1 — фигуративные точки составов пород, подвергшихся ороговиканию;  
 2 — вполне подвижные компоненты; 3 — избыточные минералы

В целом можно сказать, что установленные парагенезисы минералов в метаморфических породах соответствуют обычным парагенезисам роговиков, связанным с гипабиссальными щелочноземельными гранитами.

**Биотитизация.** Биотитизированные (флогопитизированные) породы, как и роговики, встречаются около всех разновидностей вышеохарактеризованных плутонов, но наиболее широко они связаны с апикальными частями плутонов лейкократовых гранитов. Автор наблюдал эти породы в экзоконтакте Джанетского, Караобинского, Джидинского, Чикойского и других массивов лейкократовых гранитов и детально изучал их около Коктенкольского массива. Здесь процесс биотитизации пород, выразившийся в развитии мелкочешуйчатого (0,1—0,4 мм) биотита во всех алюмосиликатных и кварц-полевошпатовых породах экзоконтакта, проявился гораздо шире ороговикования;

им были охвачены и роговики, и неороговикованные породы. Биотитизация пород прослеживается на расстоянии свыше 1000 м от поверхности интрузива.

Граниты биотитизации не подвергались, а во вмещающих породах содержание биотита достигает 30—40%, местами больше. Наиболее высокая степень биотитизации пород обычно наблюдается непосредственно у самого контакта с гранитами, а с удалением от него она постепенно убывает. В биотитизированных породах часто наблюдаются прожилки биотита и зоны, обогащенные им. В эффузивных породах биотит более развит по основной массе и менее — по вкрапленникам. Наибольшая концентрация биотита наблюдается на стыках порфировых вкрапленников с основной массой. В песчаниках и алевролитах биотит развит более равномерно по всей их массе.

Минералогически процесс биотитизации выразился в замещении мелкочешуйчатым биотитом всех основных минералов роговики и неороговикованных пород, за исключением калиевого полевого шпата, андалузита и апатита. При замещении роговой обманки, актинолита, биотита и мусковита роговики мелкочешуйчатый биотит развивался вдоль спайности этих минералов, но чаще чешуйки биотита ориентированы под разными углами к ней. Развитие биотита по плагиоклазу сопровождалось выделением большего количества мелких (часто каплевидной и неправильной формы) зерен вновь образованного плагиоклаза. При этом если процесс развивался в породе кислого состава и замещению подвергался олигоклаз, то новообразованный плагиоклаз имеет большую основность, чем исходный; если же процесс развивался в породе среднего состава и замещался андезин 36—42, то новообразованный плагиоклаз имеет ту же, а иногда и более низкую основность. Скопления биотита постоянно наблюдаются совместно с выделениями магнетита, содержания которого местами достигают 0,5—5,0%. Мелкочешуйчатый биотит образует кучные скопления и около турмалина, заметно корродируя его края и развиваясь в нем по трещинам. Наблюдалось развитие мелкочешуйчатого биотита и по эпидоту.

В табл. 14 приведен минеральный состав исходных и биотитизированных пород, рассчитанный по химическому составу. Для удобства сравнения цветная часть исходных пород пересчитывалась только на биотит. Автор не располагает неизменным дацитовым порфиром из района месторождения, поэтому сравнение составов биотитизированных дацитовых порфиров проведено с составом дацита по Р. Дэли. Увеличение содержания биотита в породах сопровождалось увеличением общего содержания плагиоклаза и уменьшением содержания кварца. Небольшие колебания в содержании калиевого полевого шпата, очевидно, отражают непостоянство его содержания в исходных породах и не вызваны процессом биотитизации пород. Таким образом, парагенетической минеральной ассоциацией, возникающей в процессе биотитизации пород, является биотит и плагиоклаз 33—36 с соотношением 1 : 2—1 : 3, при сохранении калиевого полевого шпата.

Минеральный состав исходных и биотитизированных пород по данным пересчета химических составов (%)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Биотит . . . . .	3,6	10,6	11,4	11,5	18,7	21,4	32,8	18,3	25,9	30,6
Плагиоклаз, % . . . . .	29,6	39,7	36,4	52,2	55,0	58,0	54,5	48,0	57,9	68,6
№ . . . . .	18	27	33	32	31	35	36	37	37	35
Калиевый полевой шпат	25,2	21,7	26,3	11,5	13,5	14,5	8,3	5,3	0,7	—
Кварц . . . . .	39,9	24,4	22,5	23,1	7,2	1,6	—	21,1	11,1	—
Магнетит . . . . .	0,7	2,1	1,8	1,1	2,4	3,0	1,2	2,9	2,2	0,5
Апатит . . . . .	0,1	0,3	0,3	0,3	0,6	0,6	0,2	0,3	0,8	0,3

1—3—кварцевый порфир: 1—неизмененный, 2, 3—биотитизированный; 4—7—дацитовый порфир: 4—неизмененный, по Р. Дзели, 5, 6, 7—биотитизированный; 8—10—андезит-дацитовый порфир: 8—неизмененный, 9, 10—биотитизированный.

В процессе биотитизации пород на фоне общего выщелачивания кварца образовывались маломощные (от долей до 0,5 мм) прожилки и линзы кварца с биотитом, которые постоянно наблюдаются микроскопически и в шлифах.

Степень биотитизации пород разного состава неодинаковая. Андезитовые и андезит-дацитовые порфиры обычно биотитизированы в гораздо большей мере, чем туфы кварцевых порфиров и аркозовые песчаники. При этом если граниты залегают среди пород преимущественно среднего состава, то степень биотитизации пород экзоконтакта независимо от состава встречающихся здесь разностей значительно выше, чем степень биотитизации пород, развитых в экзоконтакте гранитов, внедрившихся в породы преимущественно кислого состава. Например, на Северном участке месторождения Коктенколь граниты залегают среди аркозовых песчаников и туфов кварцевых порфиров. В этих породах, даже на контакте с гранитом, содержание биотита обычно не превышает 5—6%. На Южном участке месторождения, где граниты залегают среди эффузивов среднего состава, содержание биотита в таких же туфах кварцевых порфиров, находящихся на расстоянии 300 м от гранитов, обычно составляет 10—12%, т. е. увеличивается в два раза. Следовательно, степень биотитизации пород зависит не только от состава исходных пород, в которых развивался этот процесс, но, по-видимому, в большей мере от состава пород, в которые внедрился гранит.

Биотит, образовавшийся в процессе биотитизации пород, представлен двумя разновидностями: коричневой, имеющей основное распространение, и зеленовато-коричневой, встречающейся реже и на значительном удалении от гранитов (300 м и более) и развитой, как правило, по крупным зернам плагиоклаза. Мелкочешуйчатый коричневый биотит отличается от более крупных порфиробластовых выделений биотита роговиков своей формой и более высоким показателем преломления ( $n_g - n_m = 1,635$  против  $n_g - n_m = 1,618$ ),

что свидетельствует о его более высокой железистости. Химический состав этого биотита следующий:  $\text{SiO}_2$  36,45;  $\text{TiO}_2$  2,59;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  17,09;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,006;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,22;  $\text{FeO}$  12,86;  $\text{MgO}$  12,86;  $\text{MnO}$  0,32;  $\text{CaO}$  0,52;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,23;  $\text{K}_2\text{O}$  8,94;  $\text{H}_2\text{O}$  4,41;  $\text{F}$  0,20. Расчет дает формулу:  $(\text{K}_{0,87} \text{Na}_{0,03} \text{Ca}_{0,04})_{0,94} \times (\text{Mg}_{1,46} \text{Fe}_{0,82}^{2+} \text{Fe}_{0,24}^{3+} \text{Mn}_{0,02}) \times \text{Ti}_{0,15} \text{Al}_{0,31} (\text{Si}_{2,77} \text{Al}_{1,23})_4 \times \text{O}_{10} (\text{O}_{0,58} (\text{OH})_{1,37} \text{F}_{0,05})_{2,0}$ .

Зеленовато-коричневая разновидность биотита характеризуется более высоким содержанием окисного железа и более низким содержанием титана.

Из расчета привноса — выноса компонентов при биотитизации пород с учетом изменения их пористости (табл. 15) видно, что в результате этого процесса происходили вынос кремнезема и привнос

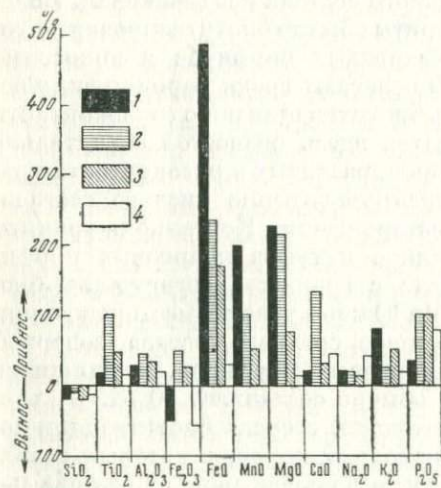


Рис. 23. Изменение содержаний петрогенных элементов при биотитизации пород, в % к исходному содержанию (по табл. 15)

1 — в песчаниках; 2 — в туфах кварцевых порфиров; 3 — в дацитовых порфирах; 4 — в андезитовых порфиритах

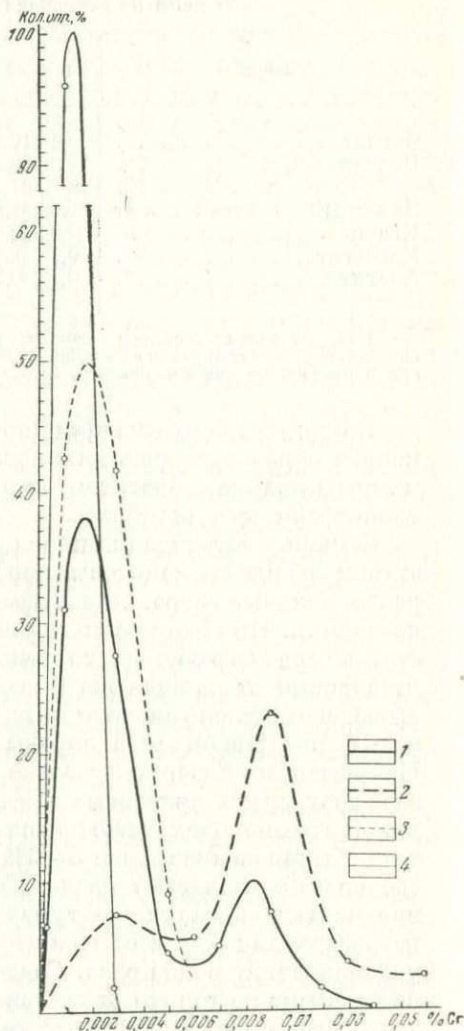


Рис. 24. Вариационные кривые распределения хрома

1 — в биотитизированных кварцевых порфирах (200 проб); 2 — в биотитизированных туфах кварцевых порфиров (198 проб); 3 — в неизменных гранитах (226 проб); 4 — в неизменных кварцевых порфирах (35 проб)

алюминия, титана, железа, кальция, марганца, магния, фосфора, калия, натрия (рис. 23). Вариационные кривые распределения со-

держания Ti, Va и Cr в биотитизированных и небиотитизированных породах (рис. 24—26) показывают, что процесс биотитизации ведет к резкому обогащению пород этими элементами.

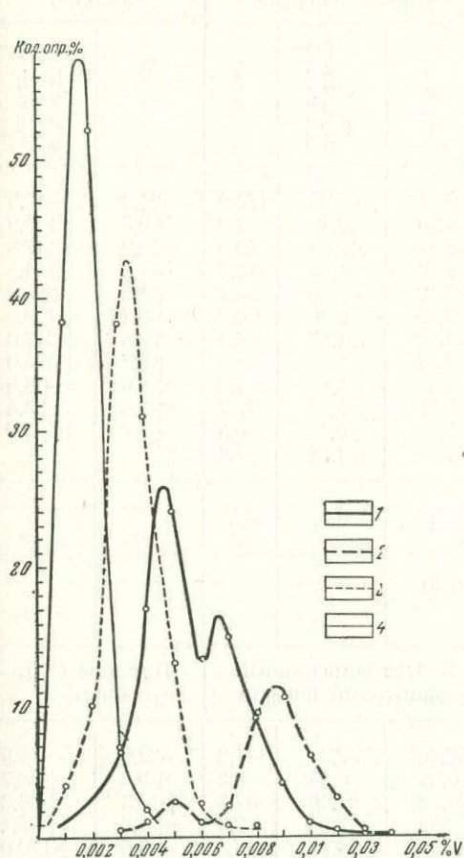


Рис. 25. Вариационные кривые распределения ванадия

1 — в биотитизированных кварцевых порфирах (200 проб); 2 — в биотитизированных туфах кварцевых порфиров (198 проб); 3 — в неизменных гранитах (226 проб); 4 — в неизменных кварцевых порфирах (35 проб)

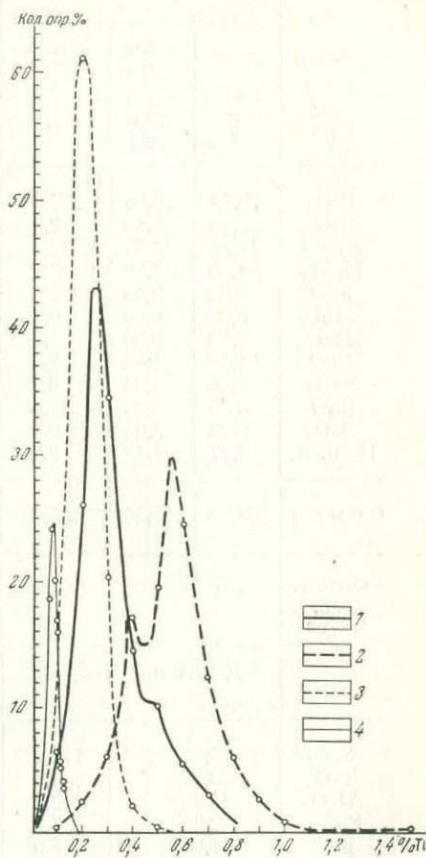


Рис. 26. Вариационные кривые распределения титана

1 — в биотитизированных кварцевых порфирах (200 проб); 2 — в биотитизированных туфах кварцевых порфиров (198 проб); 3 — в неизменных гранитах (226 проб); 4 — в неизменных кварцевых порфирах (35 проб)

Непропорциональное выносу  $\text{SiO}_2$  увеличение содержаний вышеперечисленных породообразующих компонентов свидетельствует о метасоматическом характере процесса. Уменьшение содержания  $\text{FeO}$  в биотитизированных песчаниках и андезитовых порфиритах является, по-видимому, при резко возросших содержаниях  $\text{Fe}^{2+}$  результатом перехода значительной части  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$ . Это свидетельствует о восстановительных условиях и низких значениях

Расчет привноса и выноса компо

ОКИСЛИ	Кварцевый порфир			Биотитизированный кварцевый порфир			Привнос (+), вынос (-)	
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	г/100 см <sup>3</sup>	в % к исходному компоненту
SiO <sub>2</sub>	76,48	76,26	194,3	65,18	65,34	170,0	-24,3	-12,5
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,19	0,5	0,40	0,40	1,0	+0,5	+100,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,85	11,81	30,1	16,54	16,58	43,0	+12,9	+42,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,20	3,1	1,79	1,79	4,7	+1,6	+51,5
FeO	0,65	0,65	1,7	2,19	2,19	5,7	+4,0	+235,0
MnO	0,02	0,02	0,1	0,06	0,06	0,2	+0,1	+100,0
MgO	0,50	0,50	1,3	1,57	1,57	4,1	+2,8	+217,0
CaO	1,08	1,08	2,8	2,52	2,52	6,5	+3,7	+134,0
Na <sub>2</sub> O	2,65	2,64	6,7	2,82	2,83	7,3	+0,6	+8,9
K <sub>2</sub> O	4,35	4,34	11,1	5,25	5,26	13,7	+2,6	+23,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,05	0,1	0,12	0,12	0,3	+0,2	+100,0
П. п. п.	1,27	1,26	3,2	1,34	1,34	3,5		
Сумма	100,29	100,00	255,0	99,76	100,0	260,0		
Объем, вес, г/см <sup>3</sup>	2,55			2,60				
	Дациг по Р. Дэли			Биотитизированный дацитовый порфир			Привнос (+), вынос (-)	
SiO <sub>2</sub>	65,68		174,1	52,40	52,69	141,2	-32,9	-18,9
TiO <sub>2</sub>	0,57		1,5	0,84	0,84	2,2	+0,7	+46,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,25		43,0	21,28	21,40	57,3	+14,3	+33,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38		6,3	2,92	2,94	7,9	+1,6	+25,4
FeO	1,90		5,0	4,92	4,95	13,5	+8,5	+170,0
MnO	0,06		0,2	0,12	0,12	0,3	+0,1	+50,0
MgO	1,41		3,7	2,46	2,48	6,6	+2,9	+78,4
CaO	3,46		9,2	4,48	4,51	12,1	+2,9	+31,5
Na <sub>2</sub> O	3,97		10,5	4,35	4,38	11,7	+1,2	+11,8
K <sub>2</sub> O	2,67		7,1	4,00	4,03	10,8	+3,7	+52,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15		0,4	0,30	0,30	0,8	+0,4	+100,0
П. п. п.	1,50		4,0	1,35	1,35	3,6		
Сумма	100,00		265,0	99,42	100,0	268,0		
Объем, вес, г/см <sup>3</sup>	2,65			2,68				

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИМСа, аналитики Л. С. Гоцкова.

## ментов при биотитизации пород

Песчаник			Биотитизированный песчаник			Привнос (+), вынос (-)	
Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	г/100 см <sup>3</sup>	В % к исходному компоненту
68,75	68,84	179,9	57,76	57,92	152,3	-27,6	-45,3
0,69	0,69	1,8	0,79	0,79	2,1	+0,3	+16,7
15,15	15,16	39,5	19,09	19,15	50,4	+10,9	+27,6
3,36	3,37	8,8	1,76	1,76	4,6	-4,2	-47,8
0,72	0,72	1,9	4,17	4,18	11,0	+9,1	+480,0
0,04	0,04	0,1	0,10	0,10	0,3	+0,2	+200,0
0,74	0,74	1,9	2,35	2,35	6,2	+4,3	+226,0
1,07	1,07	2,8	1,26	1,26	3,3	+0,5	+17,8
3,80	3,81	9,9	4,53	4,55	12,0	+2,1	+21,2
3,50	3,51	9,1	6,25	6,27	16,5	+7,4	+81,4
0,11	0,11	0,3	0,17	0,17	0,4	+0,1	+33,3
1,94	1,94	5,0	1,50	1,50	3,9		
99,87	100,00	261,0	99,73	100,00	263,0		
2,61			2,63				
Андезитовый порфирит			Биотитизированный андезитовый порфирит			Привнос (+), вынос (-)	
58,56	58,42	159,4	52,76	52,80	142,0	-17,4	-10,9
0,74	0,74	2,0	0,84	0,84	2,3	+0,3	+15,0
18,71	18,70	51,1	22,36	22,39	60,2	+9,1	+17,9
3,92	3,92	10,7	1,88	1,88	5,0	-5,7	-53,3
3,12	3,12	8,5	4,06	4,06	11,0	+2,5	+29,4
0,11	0,11	0,3	0,11	0,11	0,3	-	-
2,50	2,50	6,8	2,85	2,85	7,6	+0,8	+11,2
3,64	3,64	10,0	5,38	5,38	14,5	+4,5	+45,0
3,46	3,46	9,5	5,0	5,0	13,5	+4,0	+42,1
2,16	2,16	5,9	2,65	2,65	7,1	+1,2	+20,4
0,18	0,18	0,5	0,33	0,33	0,9	+0,4	+80,0
3,05	3,05	8,3	1,71	1,71	4,6		
100,05	100,00	273,0	99,93	100,00	269,0		
2,73			2,69				

рячева, Г. А. Зверькова, Е. В. Корочкина, И. М. Мазурина, М. Я. Чижова, В. И. Юр-

кислородного потенциала, которым характеризовался процесс биотитизации пород.

Сравнение химических составов неизмененных и биотитизированных пород на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 27) показывает, что в результате биотитизации образуются породы, резко отличающиеся от пород щелочноземельного ряда. Они характеризуются пересыщенностью алюминием, увеличенным отношением калия к натрию, более низким содержанием кальция, а по содержанию щелочей должны быть отнесены к группе щелочных пород. При биотитизации пород кислого состава резко увеличивается их основ-

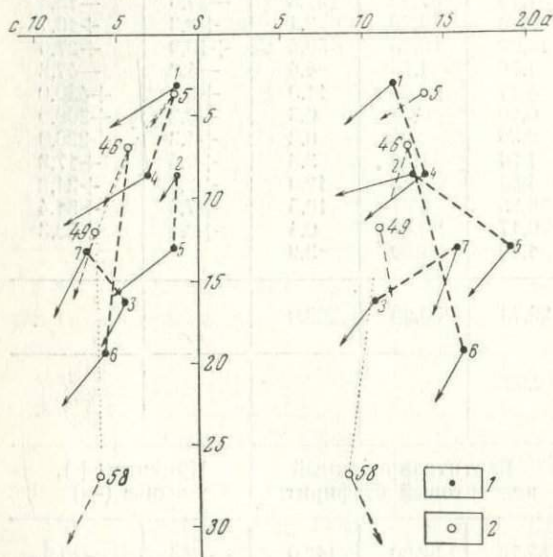


Рис. 27. Диаграмма химических составов биотитизированных и исходных пород (по табл. 15)

1 — анализировавшиеся породы; 1 — туф кварцевого порфира, 2 — песчаник, 3 — андезитовый порфирит, 4 — биотитизированный туф кварцевого порфира, 5 — биотитизированный песчаник, 6 — биотитизированный дацитовый порфир, 7 — биотитизированный андезитовый порфирит; 2 — породы (по Р. Дэли): 5 — риолит, 46 — дацит, 49 — андезит, 58 — базальт

ность — кварцевые порфиры превращаются в породы более основные, чем дациты, основность дацитов поднимается до уровня андезитов и выше.

Процесс биотитизации пород имел явно щелочной характер, о чем свидетельствует привнос в породы щелочей и оснований и вынос из них кремния, а также образовавшаяся ассоциация биотит + плагиоклаз (андезин) при сохранении калиевого полевого шпата исходных пород.

Геологическое место этого процесса определяется следующим образом. Биотитизация пород происходила явно после их ороговения, что подтверждается развитием мелкочешуйчатого биотита по порфиробластовым выделениям минералов роговиков. Граниты биотитизации не подвергались, они содержат остроугольные обломки биотитизированных пород, а их аофизы пересекают кварц-биотитовые прожилки, образовавшиеся в процессе биотитизации пород (рис. 28). Следовательно, процесс биотитизации (базифика-

ции) протекал до кристаллизации гранитной магмы, т. е. он проявился в магматическую стадию, после ороговикования пород.

В работе Д. Л. Рейнольдс (1950), в которой описывается аналогичный процесс, подчеркивалось, что он состоял в выносе из пород  $\text{SiO}_2$  и привносе кальция, магния, железа, а также титана, фосфора, марганца. Этот процесс рассматривался как первая стадия общего процесса, ведущего к гранитизации пород. Во вторую стадию базифицированная порода изменялась в направлении приближения ее состава к составу гранита. В. А. Жариковым (1959 г.) этот процесс был назван магниезиальным метасоматозом и рассмотрен в связи с характеристикой магматизма района Кармазара.

Рассмотренный нами случай биотитизации пород также связан с процессом магматического замещения пород, происходившим во время внедрения гранитной магмы. Преобладавший при этом процесс инфильтрационного характера приводил к выносу из замещаемых пород всех избыточных компонентов против котектического состава магмы. В результате этого перед фронтом магматического замещения возникал фронт базификации пород, где накапливались все элементы, выносившиеся из зоны гранитизации пород. Отсюда становится понятной отмечавшаяся выше зависимость интенсивности процесса биотитизации от состава пород, вмещающих граниты: этот процесс проявлялся интенсивнее при замещении лейкократовой магмой пород более основного состава.

**Фельдшпатизация.** В биотитизированных породах экзоконтакта Коктенкольского массива лейкократовых гранитов развиты многочисленные полевошпатовые прожилки. В гранитах они не встречаются, но вблизи них, во вмещающих породах на одном метре насчитывается до 10 прожилков и более. По мере удаления от гранитов количество их постепенно сокращается, и на расстоянии свыше 300—350 м они встречаются очень редко. Контакты прожилков довольно резкие; мощность прожилков редко превышает 1,0—1,5 см. Обычно прожилки на 95—98% сложены калиевым полевым шпатом<sup>1</sup> с низким (до 6—8%) содержанием пертитов распада;

<sup>1</sup> Это высокий и промежуточный псевдомоноклинный ортоклаз ( $-2V = 50-70^\circ$ , степень триклинности  $\Delta = 0$ ).

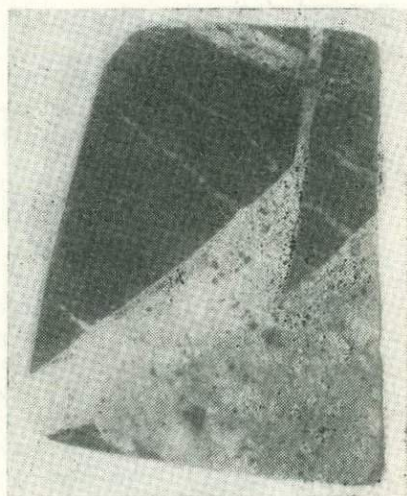


Рис. 28. Пересечение биотит-кварцевых прожилков, заключенных в биотитизированных андезитовых порфиритах, лейкократовыми гранитами Коктенкольского плутона. В гранитах четко видны ксенолиты биотитизированной породы. Нат. величина.

в небольшом количестве в прожилках присутствуют плагиоклаз (альбит — олигоклаз), кварц и биотит. Местами калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мирмекитовых вростков кварца. Довольно редко встречаются полевошпатовые прожилки, в которых преобладает плагиоклаз.

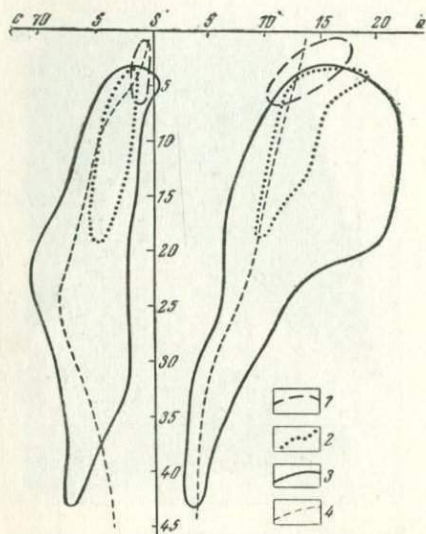
Прожилки характеризуются друзовым или шестоватым строением. Их зальбанды часто сложены мелкими зернами полевого шпата,

а в центральных частях прожилков находятся значительно более крупные кристаллы. На контакте с прожилками вмещающие породы не изменяются. Полевошпатовые прожилки пересекают биотитизированные породы экзоконтакта гранитных интрузивов, пересекают кварц-биотитовые прожилки, образовавшиеся в процессе биотитизации пород, в гранитах не встречаются, секутся кварцевыми прожилками, содержащими рудные минералы. Из этого следует, что охарактеризованные полевошпатовые прожилки образовались в магматическую стадию процесса, т. е. до полной кристаллизации гранитов. Минеральный состав прожилков качественно тот же, что и минеральный состав гранитов. Резкое преобладание калиевого полевого шпата, очевидно, является следствием очень высокой активности калия в процессе, последовавшем за биотитизацией пород. Этот процесс производил дебазификацию пород и приводил к образованию гранитов.

Рис. 29. Схема сопоставления химического состава пород, слагающих плутоны, с которыми ассоциируются месторождения молибдена

1 — плутоны лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация); 2 — плутоны биотит-роговообманковых гранитов (молибденовая формация); 3 — плутоны пестрого состава (медно-молибденовая формация); 4 — линия средних типов пород щелочноземельного ряда (по Р. Дэли)

Подводя итог характеристике крупных плутонов, с которыми ассоциируются месторождения молибдена, необходимо подчеркнуть следующее. Общим для пород, слагающих эти плутоны, независимо от принадлежности к той или иной формации, являются их щелочноземельный характер, повышенная щелочность и парагенетические ассоциации породообразующих минералов и их соотношения, свидетельствующие о повышенной активности калия в процессе кристаллизации магмы. В то же время, как это видно из приводимой обобщенной петрохимической диаграммы (рис. 29), плутоны, с которыми ассоциируются месторождения разных формаций, резко от-



личаются составами слагающих их пород. Эти отличия обусловлены прежде всего разной ролью процессов ассимиляции и гибридизма — значительной для плутонов пестрого состава (медно-молибденовая формация), ограниченной для плутонов, сложенных биотит-роговообманковыми гранитами (молибденовая формация) и практически не проявленной в плутонах лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация).

### ЭФФУЗИВЫ

Близко ко времени формирования месторождений медно-молибденовой и молибденовой формаций происходила довольно напряженная эффузивная деятельность. В целом она протекала несколько позже образования крупных плутонов, и, хотя оруденение не обнаруживает тесной пространственной связи с вулканогенными породами, характеристика последних в значительной мере дополнит общую картину магматизма периода образования медно-молибденовых и молибденовых месторождений.

Эффузивы областей развития медно-молибденовых месторождений. Наиболее полно и широко представлены в молодых складчатых областях — Скалистых горах Кордильер и на Малом Кавказе, а также в Кураминском поднятии герцинид и Батеневско-Беллыкском поднятии каледонид. Эффузивы распространены как по окраинам геоантиклинальных структур, так и в их центральных частях. Они отчетливо тяготеют к зонам крупных разломов, а их распространенность в современном эрозионном срезе геоантиклинальных структур в значительной мере зависит от глубины этого среза. Вулканогенные породы формировались в наземных условиях в орогенный период развития геосинклиналей.

*Эффузивы Скалистых гор* могут быть охарактеризованы на примере пород района Сан-Франциско, хр. Абсарока и Йеллоустонского парка, расположенных в области стыка Северо-Американской платформы с миогеосинклинальной зоной Кордильер. В районе Сан-Франциско имеется шесть вулканических построек и в их числе вулкан Сан-Франциско. В развитии последнего отмечается пять стадий (Заварицкий, 1950 г.): в первую извергались латитовые (трахиандезитовые) лавы, туфы и брекчии, во вторую — происходили излияния лав пироксенового андезита, третья представлена сравнительно небольшим количеством роговообманковых андезитов, к четвертой относятся рибекитовые риолиты и в пятую вновь извергались авгитовые андезиты.

Особенности петрохимии этих пород отражены на рис. 30, на котором видно, что рой векторов, изображающих составы вулкана Сан-Франциско, располагается несколько правее вариационных линий типа Пеле и Лассен-Пик, отражающих петрохимию щелочно-земельных пород андезитовой формации (Кузнецов, 1964).

В хр. Абсарока и Йеллоустонском парке, согласно данным, приведенным А. Н. Заварицким (1950 г.), преобладающими породами

являются кислые андезиты, роговообманково-слюдяные андезиты и дациты. Одновременно с ними образовывались интрузивы порфировых пород. Эффузивные породы вулкана Электрик-Пик представлены пироксеновыми и роговообманковыми андезитами и дацитами. Интрузивное ядро вулкана состоит из диоритов и кварц-слюдяных диоритов.

В строении вулкана Карандал принимает участие более разнообразный комплекс пород. После образования наиболее древних

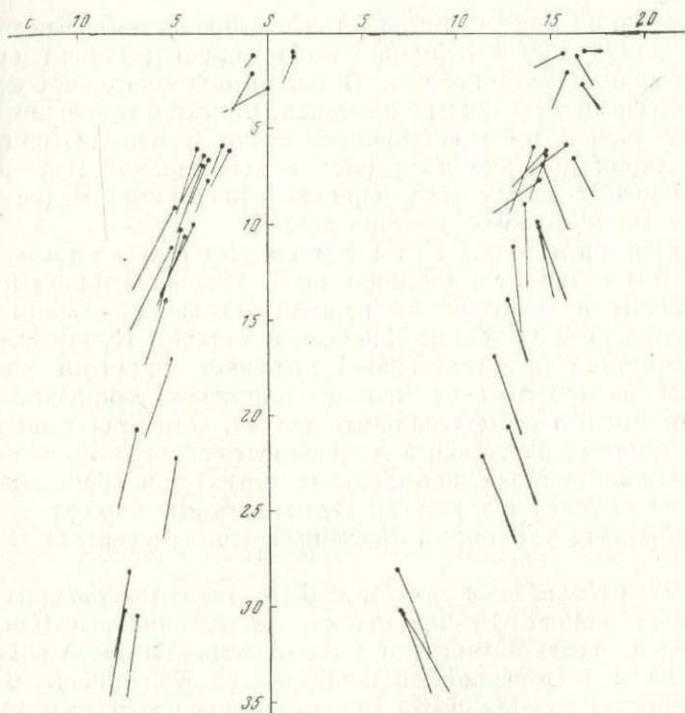


Рис. 30. Диаграмма химических составов пород вулканического района Сан-Франциско (по А. Н. Заварицкому)

базальтов и основных туфов и брекчий последовало отложение более молодых кислых брекчий и туфов, а затем роговообманковых, слюдяных и пироксеновых андезитов и дацитов. За ними следовали основные брекчии и туфы, на которых иногда залегают покровные базальты. В этих породах встречаются интрузивные тела в виде штоков и даек. В основном это диориты, андезитовые порфириты, иногда монцитонитовые породы — банатиты. Порфировые выделения в них представлены ортоклазом, плагиоклазом, авгитом, оливином, основная масса богата ортоклазом. Довольно широко распространены шшониты. В них порфировые выделения — лабрадор, авгит и оливин — заключены в основной массе из плагиоклаза и ортоклаза,

иногда лейцита. По мере увеличения темноцветных минералов шониты переходят через калиевые базальты в абсарокиты. В последних порфировыми выделениями являются авгит и оливин; основная масса состоит из ортоклаза и лейцита вместе с плагиоклазом. Все эти породы связаны постепенными переходами.

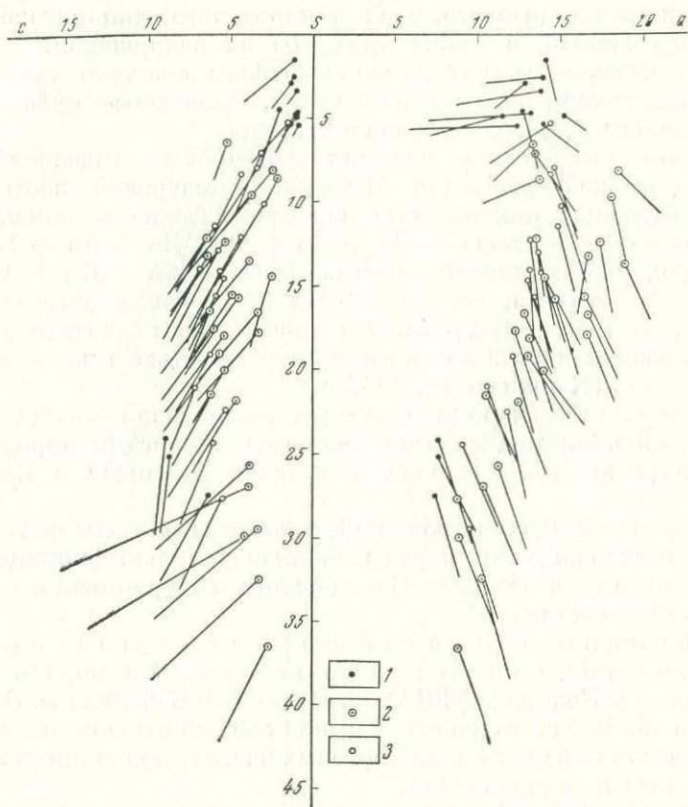


Рис. 31. Диаграмма химических составов пород района Йеллоустонского парка (по А. Н. Заварицкому)

1 — составы пород Йеллоустонского парка; 2 — составы пород хр. Абсарока; 3 — составы пород вулкана Карандал

На территории собственно Йеллоустонского парка выделяется несколько серий вулканических брекчий кислого и основного состава, внутри которых имеются потоки и покровы базальтов, трахитов, андезитов. Самые молодые — мощные потоки риолитовых лав, излияние которых перемежалось с излияниями базальтов (рис. 31).

Горные породы хр. Абсарока и вулкана Карандал отличаются от пород районов Сан-Франциско еще яснее выраженной

щелочностью при повышенной роли калия, что и определило еще более пологий наклон векторов на приводимой диаграмме.

*Эффузивы Мисхано-Зангезурской зоны* (Малый Кавказ) представлены толщей пород верхнеолигоценового — среднеплиоценового, но в главной массе миоценового возраста (Габриелян, 1964 г.). В ее строении участвуют лавы и пирокласты андезитового, трахиандезитового, андезит-дацитового, трахилипаритового, липаритового и базальтового состава, а также продукты их разрушения.

Среди эффузивных пород распространены довольно многочисленными дайками, штоками, силлами и лакколитами, сложенные субвулканическими аналогами пород эффузивной толщи.

Автором установлено, что для порфировых выделений пород трахиандезитовой формации Мисхано-Зангезурской зоны характерны следующие минеральные парагенетические ассоциации: для пород основного состава — Ла + Ав + Ол, Ла + Ав + Би + Са; для пород более кислого состава — Са + Ан + Би + Рог. обм, Са + Ан + Би + Кв, Са + Ол + Би + Кв, реже встречается ассоциация Са + Эг + Би + Кв. Эти парагенезисы отвечают условиям кристаллизации магм с повышенной щелочностью и высокой активностью калия (Коржинский, 1957 г.).

Вулканогенные породы олигоцен-плиоценовой толщи Малого Кавказа (рис. 32) практически являются аналогами пород района Сан-Франциско, хр. Абсарока и вулкана Карандал в Скалистых горах.

Из других складчатых областей, в которых развиты медно-молибденовые месторождения, породы трахиандезитовой формации определенно имеются в областях Балхашского и Кураминского геантиклинальных поднятий.

Эффузивы областей развития месторождений молибденовой формации. Эти породы широко развиты в шт. Колорадо (США) и в Восточном Забайкалье. Они образованы в наземных условиях и выполняют приразломные впадины, а также распространены в их бортовых частях, проявляя связь с разломами разных направлений.

В Колорадо (поле Сан-Хуан) строение вулканических толщ весьма сложное, обусловленное неоднократной повторяемостью в их разрезах сходных типов пород и чередованием лав, туфов и брекчий. Преобладающим развитием пользуются различные андезиты, латиты, латито-андезиты; наряду с ними наблюдаются базальты, дациты, кварцевые латиты, трахиты, риолиты. Э. Ларсен (Larsen a. oth., 1938) отмечает здесь некоторые своеобразные минеральные ассоциации, которые он объясняет смещением на глубине магм разного состава: 1) различный состав вкрапленников в породах одинакового состава, 2) вкрапленники лабрадора в основной массе с высоким содержанием кремнезема, 3) порфировые выделения лабрадора, авгита и оливина, заключенные в основной массе из плагиоклаза и калиевого полевого шпата, иногда с лейцитами, 4) ассоциацию порфировых выделений санидина, окруженных каемками олигоклаза (по

типу структуры рапакиви) с авгитом или роговой обманкой и биотитом в породах основного и среднего состава. Э. Ларсен, А. Н. Заварицкий (1950 г.) и Ю. А. Кузнецов (1964), относя все эти породы к щелочноземельной серии, подчеркивают их повышенную щелочность.

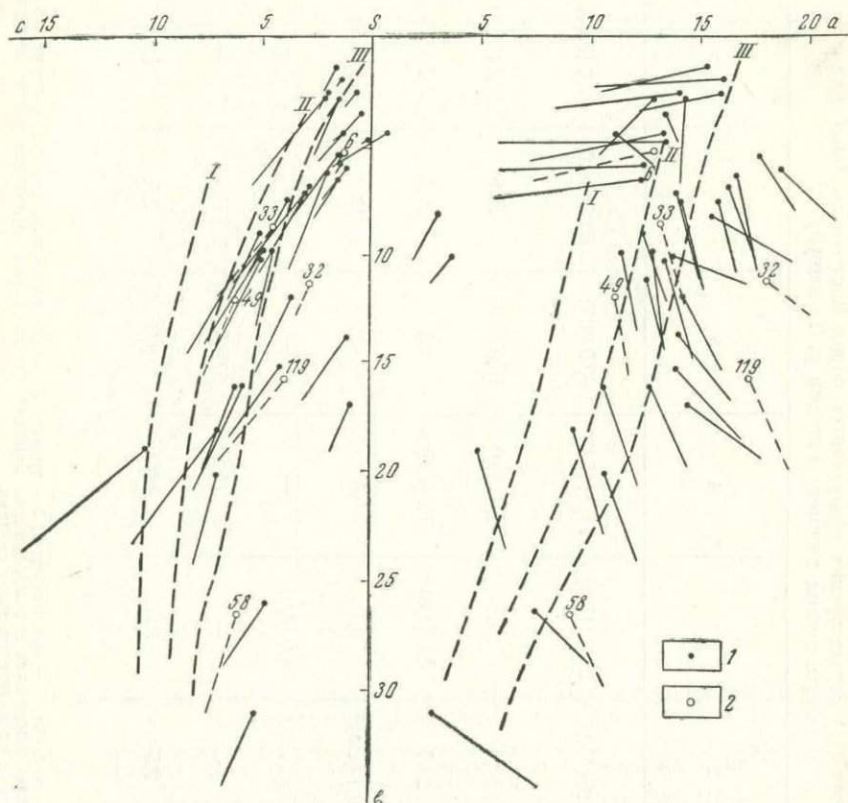


Рис. 32. Диаграмма составов эффузивных пород третичного возраста Малого Кавказа

1 — фигуративные точки пород Малого Кавказа; 2 — то же, по Р. Дали; 6 — липарит, 33 — кварцевый латит, 49 — андезит; 58 — базальт, 32 — трахиандезит, 119 — бананит

I — вариационная кривая типа Пеле, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

В Восточном Забайкалье верхнеюрская эффузивная толща характеризуется сходным составом. В ней также наблюдается сложное чередование лав, туфов и туфобрекчий; преобладают различные андезиты: роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые, пироксеновые; значительным распространением пользуются также трахиандезиты, дациты, трахиты, липариты и их витрокластические туфы. Во вкрапленниках наблюдаются ассоциации: Рог. обм и Пл,

Минеральный состав (%) верхнеюрских эффузивных пород Восточного Забайкалья  
(вулканогенная толща нижнего течения р. Талангуй)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклаз . . .	48,7 (5,6)	46,6 (15,0)	66,8 (15,9)	71,2 (15,0)	69,9 (8,7)	50,8 (24,0)	42,8 (23,5)	39,8 (4,2)
Калиевый полевой шпат . . . . .	13,5	10,9	13,1	4,0 (4,0)	15,9 (5,6)	13,9	22,3 (10,6)	30,5 (8,9)
Кварц . . . . .	16,4	24,7	4,0 (1,6)	7,6 (0,5)	0,7	16,3	26,7 (0,6)	25,2 (0,8)
Биотит . . . . .	9,8 (0,3)	10,7 (1,8)	9,1	10,0	4,5	13,2	6,6 (5,7)	2,5 (2,5)
Роговая обманка	8,6 (8,6)	7,6 (7,6)	4,0 (0,6)	—	—	—	—	—
Пироксен . . . . .	—	—	—	5,2 (5,2)	6,0 (6,0)	3,3 (3,3)	—	—
Акцессорные . . .	3,0	2,5	3,0	2,0	3,0	2,5	1,6	2,0

1 — андезит, 2 — кварцевый латит, 3 — сананит, 4 — трахиандезит, 5 — трахит, 6 — андезито-латит, 7 — туф липарита; 8 — туф липарита района гор Акатуй — Бугдая. В скобках дано содержание вкрапленников. Валовый состав пород определен путем пересчета химических анализов (табл. 15), вкрапленники подсчитаны на интеграционном столике.

Рог. обм + Пл и Би, Рог. обм + Пл + Би и Са, Са + Пи и Пл, Са + Пл и Би, Пл + Кв и Би (табл. 16).

Ю. А. Кузнецов (1964), рассматривая петрохимические особенности верхнеюрских эффузивов Восточного Забайкалья на основании химических анализов (табл. 17), заимствованных из работы

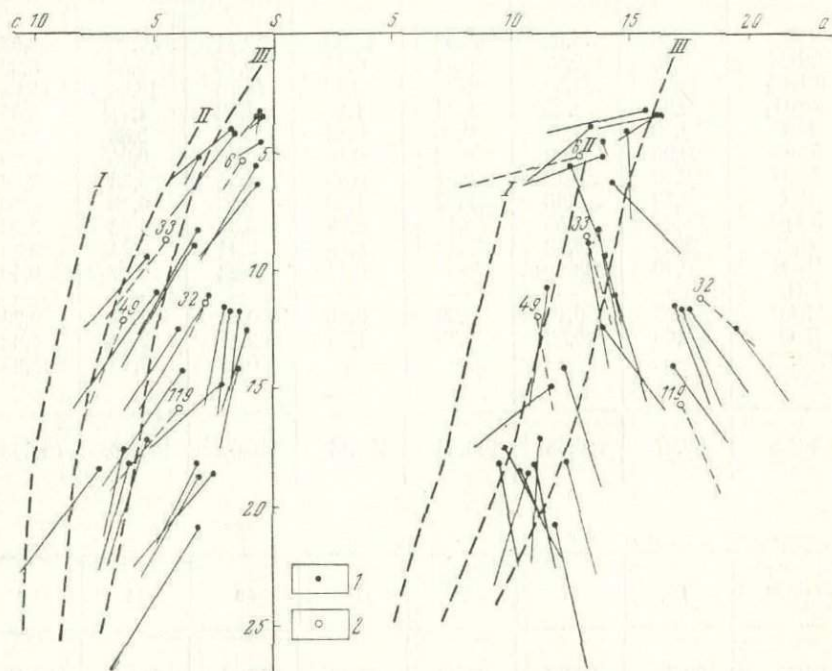


Рис. 33. Диаграмма химического состава верхнеюрских эффузивов в Восточном Забайкалье (по табл. 17)

1 — фигуративные точки пород Восточного Забайкалья; 2 — то же, средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 6 — липарит, 33 — кварцевый латит, 49 — андезит, 32 — трахиандезит, 119 — банакит

I — вариационная линия типа Пеле; II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

И. В. Лучицкого (1950 г.), отметил несколько повышенную щелочность этих эффузивов по сравнению с породами типичных андезитовых формаций и на основании того, что их фигуративные точки на диаграмме (рис. 33) укладываются между кривыми Лассен-Пик и Сан-Франциско, отнес их к образованиям, занимающим промежуточное положение между андезитовой и трахиандезитовой формациями. Однако разрез верхнеюрских эффузивов из шадоронской серии, изученный автором в скальных обнажениях нижнего течения р. Талангуй, свидетельствует о неполной характеристике этих пород, содержащейся в работе И. В. Лучицкого. Значительную роль в толще верхнеюрских эффузивов играют породы трахиандезитового, трахидацитового и трахитового состава. На это же указывают данные

### Химический состав эффузивных пород Верхнеюрю

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	74,28	74,02	68,09	72,03	57,14	56,40	58,62
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,30	0,51	0,44	0,70	0,59	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	11,52	16,31	13,56	13,73	16,66	15,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	1,45	2,24	1,88	1,72	1,71	3,06
FeO	1,13	3,39	0,86	0,43	4,26	5,88	2,12
MnO	0,04	0,02	0,08	0,10	0,23	0,05	0,06
MgO	0,22	0,12	0,41	0,58	7,61	5,33	2,48
CaO	0,40	0,43	2,61	1,39	4,82	4,18	5,60
Na <sub>2</sub> O	6,65	2,55	4,11	2,76	3,31	4,03	3,22
K <sub>2</sub> O	1,30	6,12	3,17	5,16	3,34	2,04	3,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	Следы	—	0,11	0,23	0,27	0,40
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,10	0,69	0,53	0,20	0,57	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,68	0,53	1,36	1,14	2,11	2,03	1,32
П. п. п.	—	—	—	—	0,63	0,44	3,85
<b>Сумма</b>	<b>99,97</b>	<b>100,55</b>	<b>100,44</b>	<b>100,11</b>	<b>100,03</b>	<b>100,18</b>	<b>100,69</b>

Окислы	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	56,72	60,22	65,78	65,12	59,44	61,04	60,42
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,76	0,56	0,55	1,06	0,87	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	14,45	14,83	14,84	14,93	15,53	15,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,11	3,01	1,0	1,26	4,02	3,15	3,09
FeO	5,05	2,03	2,41	2,46	1,88	1,62	1,57
MnO	0,09	0,089	0,063	0,066	0,14	0,23	0,20
MgO	5,14	4,22	2,55	2,74	3,10	3,13	3,06
CaO	4,45	4,86	3,32	3,52	4,26	3,20	3,20
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,38	3,94	3,81	6,31	7,07	6,60
K <sub>2</sub> O	2,69	3,20	3,41	3,37	2,19	1,15	1,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,32	0,24	0,24	0,60	0,45	0,46
CO <sub>2</sub>	—	0,10	0,10	0,11	0,11	0,20	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,45	1,45	0,10	0,41	0,42	0,40	0,64
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,66	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,49	1,82	1,30	1,39	1,22	1,80	1,88
<b>Сумма</b>	<b>100,31</b>	<b>99,91</b>	<b>99,60</b>	<b>99,89</b>	<b>99,68</b>	<b>99,84</b>	<b>99,46</b>

1—фельзит, 2—порфирид, 3—кварцевый порфир, 4—фельзит, 5—роговообманковый рит, 10—авгитовый порфирит, 11—пироксеновый порфирит, 12—порфирит, 13—андезито-плагиоклазовый, 17—андезит, 18—кварцевый латит, 19—кварцевый латит, 20—банацит, район нижнего течения р. Талунгуй), 29—30—фельзит-порфир в окрестностях горы Акагуй.

ского возраста в Восточном Забайкалье (вес. %)

8	9	10	11	12	13	14	15
49,58	51,60	52,14	63,09	57,33	61,59	58,44	61,20
1,58	2,05	2,08	0,62	0,69	1,18	1,34	0,88
15,91	14,94	16,49	16,32	10,77	15,52	17,20	15,09
3,20	2,77	8,62	0,88	5,02	6,41	5,96	3,39
4,97	5,17	0,92	3,89	3,76	1,29	0,43	3,92
0,08	0,07	0,12	—	—	0,11	0,20	0,17
4,35	3,34	4,52	3,24	3,98	2,17	1,48	5,78
6,40	7,56	5,98	3,95	4,37	1,86	4,56	2,56
2,18	3,25	3,62	3,03	2,42	2,39	3,61	3,18
2,48	1,06	1,73	3,32	3,21	4,44	3,70	2,70
1,01	0,99	0,17	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,66	0,24	0,12	0,36	—	1,06	0,86	0,54
3,18	4,61	0,71	1,43	—	2,13	2,41	0,26
4,29	2,32	2,77	0,03	8,53	—	—	0,14
99,87	99,97	99,99	100,16	100,08	100,15	99,89	99,81

Продолжение табл. 17

23	24	25	26	27	28	29	30
61,42	58,24	62,24	71,04	72,60	69,50	71,54	71,86
0,88	1,18	0,76	0,36	0,72	0,77	0,20	0,19
15,41	16,00	14,72	13,87	10,67	11,77	14,25	14,15
2,37	4,24	2,86	0,95	1,00	0,84	1,30	1,75
2,00	1,61	1,80	1,80	1,80	1,48	1,59	0,79
0,23	0,088	0,075	0,078	0,061	0,044	0,073	0,064
2,67	2,60	3,23	0,97	1,38	1,16	0,22	0,12
3,86	3,24	3,42	1,42	1,32	2,38	0,62	0,46
7,31	6,88	4,11	4,08	3,75	3,71	4,32	3,95
1,09	3,02	3,70	4,34	3,17	4,19	4,96	5,55
0,46	0,70	0,35	0,12	0,34	0,38	0,04	0,05
0,71	0,22	0,10	0,10	0,89	1,84	Следы	0,10
0,18	0,58	0,50	0,32	0,42	0,26	0,08	—
—	—	—	—	—	—	—	—
1,42	1,69	1,74	0,59	1,46	1,16	0,75	0,88
100,01	100,29	99,61	100,04	99,58	99,48	99,94	99,81

порфирит, 6—вулканическая брекчия порфирита, 7—биотитовый порфирит, 8—9—порфидацит, 14—андезит, 15—порфириговая лава, 16—порфирит пироксен-роговообманково-21—23—трахиандезит, 24—трахит, 25—андезито-латит, 26—28—туфы липарита (17—28—1—16—данные И. В. Лучицкого, 17—30—данные В. Т. Покалова.

государственной геологической съемки северных районов Восточного Забайкалья.

Из приведенной диаграммы верхнеюрских эффузивов Восточного Забайкалья (см. рис. 33) видно, что много фигуративных

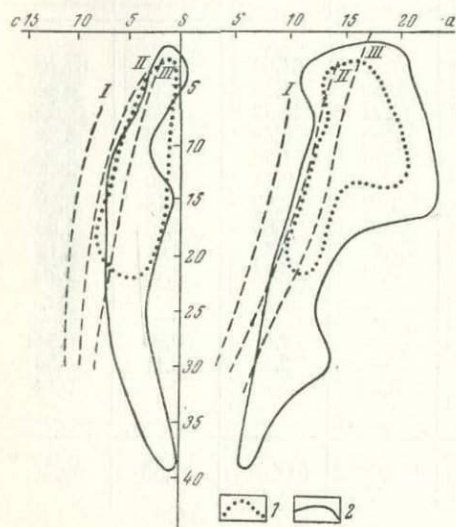


Рис. 34. Схема сопоставления химического состава эффузивов

1 — в районах развития молибденовых и 2 — медно-молибденовых месторождений  
I — вариационная линия типа Пеле, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

точек этих пород находится между линиями Лассен-Пик и Сан-Франциско, все же значительная их часть отклоняется вправо от линии Сан-Франциско, т. е. отвечающие этим точкам породы характеризуются значительно более высокой щелочностью по сравнению с породами андезитовой формации. О повышенной щелочности этих пород свидетельствуют встречающиеся в них парагенезисы вкрапленников калиевого полевого шпата с пироксеном и основным плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Все это дает основание относить верхнеюрские эффузивы Восточного Забайкалья к трахиандезитовой формации так же, как это делает Ю. А. Кузнецов с эффузивами плато Колорадо.

Таким образом, эффузивы, образовавшиеся в период формирования месторождений медно-молибденовой и молибденовой формаций, принадлежат к трахиандезитовой формации (рис. 34).

## МАЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА

Малые интрузивные тела являются обязательным проявлением магматизма на месторождениях молибдена всех рассматриваемых формаций. Они весьма разнообразны как по морфологии, так и по составу слагающих их пород. Эти интрузивные тела прорывают вышеохарактеризованные плутоны пестрого состава, биотит-рогово-обманковых и лейкократовых гранитов, а в областях развития месторождений медно-молибденовых и монометалльных молибденовых руд обнаруживают комагматичность с эффузивами трахиандезитовой формации. С ними наиболее тесно во времени и пространстве связано оруденение.

Малые интрузивные тела месторождений медно-молибденовой формации. Имея форму даек,

штоков, силлов, лакколитов, этмолитов и других тел более сложных форм, рассматриваемые породы нередко характеризуются поясовым распространением и контролируются зонами повышенной трещиноватости, которые рассекают в разных направлениях складчатые сооружения и батолиты пестрого состава. Иными словами внедрение происходило после основных фаз складчатости и образования батолитов, в связи с развитием разрывных нарушений как продольных, так и поперечных по отношению к основным складчатым сооружениям геосинклинальных зон, в один из заключительных этапов их орогенного развития.

В Андах и Кордильерах на медно-молибденовых месторождениях, по данным Хоуэлла и Моллой (Howell, Molloy, 1960), широко развиты монцонитовые, дацитовые, латитовые порфиры и рогово-обманковые лампрофиры, которые внедрялись в порядке перечисления. При этом на Брадене устанавливается многократное (пульсирующее) внедрение латитов. Характерная особенность всех этих пород — они очень часто, а латитовые порфиры, как правило, содержат во вмещающих породах крупные розовые выделения калиевого полевого шпата, ассоциирующиеся с порфиристыми выделениями андезина, лабрадора, роговой обманки и изредка авгита и эгирин-авгита.

На медно-молибденовых месторождениях Мисхано-Зангезурской, Кураминской, Балхашской, Батеневско-Беллыкской геосинклинальных зон развиты малые интрузивные тела диоритовых порфиритов, лампрофиров, гранодиорит-, гранит-, сиенит-порфиров и диабазов. Взаимоотношения между этими породами сложные. Так, в Мисхано-Зангезурской зоне наиболее ранними обычно являются диоритовые порфириты и часть лампрофиров, их пересекают гранодиорит- и гранит-порфиры, которые в свою очередь секутся поздними лампрофирами и еще более поздними дайками диабазов. Из всех типов пород наиболее распространены гранодиорит-порфиры. Они залегают в виде штоков и даек. Мощность последних колеблется от 0,5 до 20 м. На Анкаванском месторождении автор наблюдал несколько случаев взаимных пересечений даек гранодиорит-порфиров, что свидетельствует об их по меньшей мере двукратном внедрении. Двукратное внедрение даек гранодиорит-порфиров на медно-молибденовых месторождениях Малого Кавказа отмечается и другими исследователями (Геология АрмССР, т. 3, 1966 г.).

По минеральному составу характеризуемые породы (табл. 18) относятся к породам щелочноземельного ряда. Во вмещающих породах соотношения минералов колеблются в широких пределах, но при этом характерными парагенетическими ассоциациями являются:  $Ла + Ав + Рог. обм + КШШ$ ,  $Ан + Рог. обм + Би + КШШ$ ,  $Ан + Рог. обм + Ав + КШШ$ , реже встречается  $Ан + Эг + Ав + Би + КШШ$ .

Структура основной массы пород микролитовая, микрофельзитовая, местами микрографическая. Независимо от того, залегают ли дайки среди пород непосредственно предшествовавших им батолитов пестрого состава или среди более древних образований, в их

Минеральный состав пород, слагающих малые интрузивные тела третичного возраста  
в Мисхано-Зангезурской зоне (%)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Плагиоклаз . . . . .	32,4 (12,5)	29,0 (22,3)	32,2 (20,1)	46,1 (24,7)	56,0	49,3	51,0	53,0	62,4
Калиевый полевой шпат . . . . .	26,5 (0,0)	33,4 (4,2)	36,9 (5,7)	23,3 (3,0)	2,0	2,3	2,0	2,1	2,0
Кварц . . . . .	25,1 (0,0)	25,5 (0,3)	10,1 (1,5)	14,6 (0,5)	0,7	0,5	1,5	1,0	0,9
Биотит . . . . .	11,1 (1,2)	5,4 (3,8)	2,6 (1,7)	5,4 (6,7)	10,6	2,4	4,0	22,0	1,6
Роговая обманка . .	2,4 (1,6)	4,6 (3,4)	15,3 (6,4)	8,4 (5,0)	8,7	32,3	32,0	6,0	29,6
Пироксен . . . . .	—	—	—	—	16,4	2,7	3,5	2,0	—
Акцессорные и др.	2,5	2,1	2,9	2,2	5,6	10,5	6,0	13,9	3,5

1—2 — гранит-порфир; 3 — сиенит-порфир; 4 — монцитит-порфир; 5 — одинит; 6—7 — спессартит, 8 — керсанит, 9 — малахит.  
1—4 — по данным В. Т. Покалова, 5—9 — из кн. «Геология АрмССР», т. 3, 1966 г.  
В скобках приведено содержание вкрапленников.

приконтактных зонах наблюдается четко выраженная закалка пород, где структура основной массы приобретает криптокристаллический характер и значительную роль играет стекло.

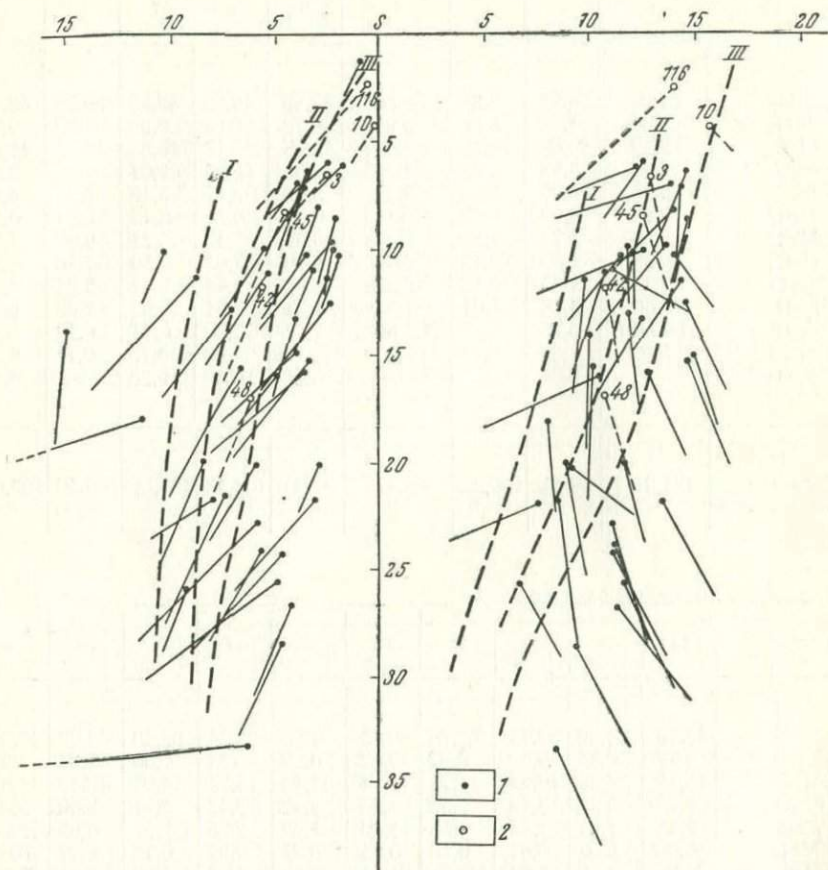


Рис. 35. Диаграмма химического состава пород малых интрузивных тел медно-молибденовых месторождений (по табл. 19)

1 — фигуративные точки пород малых интрузивных тел; 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 116 — аляскит, 10 — щелочной гранит, 3 — послекембрийский гранит, 45 — гранодиорит, 42 — кварцевый диорит, 48 — диорит

I — вариационная линия типа Пеле, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

По химическому составу и петрохимическим характеристикам (табл. 19, рис. 35) рассматриваемые породы близки к породам района Сан-Франциско и Йеллоустонского парка, что вместе с вышеназванными минеральными парагенезисами свидетельствует об их повышенной щелочности.

Малые интрузивные тела месторождений молибденовой формации. Малые интрузивные тела,

### Химический состав пород малых интрузивных тел

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51,0	54,52	50,32	52,30	47,99	49,60	49,83	50,78	48,06
TiO <sub>2</sub>	0,84	1,05	0,54	0,94	0,72	0,64	0,96	0,90	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,16	16,48	21,28	23,62	14,18	16,17	19,32	16,58	15,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	3,83	1,99	3,27	3,03	3,14	6,07	6,84	3,08
FeO	5,26	4,98	7,48	5,42	3,90	3,43	5,12	5,52	4,05
MnO	0,70	0,09	0,07	0,14	0,22	0,11	0,14	0,11	0,07
MgO	5,52	2,72	4,30	2,35	6,67	7,15	4,21	5,39	7,00
CaO	8,03	4,50	9,15	6,37	9,70	7,62	7,50	7,38	8,85
Na <sub>2</sub> O	2,74	3,10	0,82	2,32	3,52	2,44	3,12	3,24	2,24
K <sub>2</sub> O	1,66	5,18	4,01	1,54	2,34	3,64	2,92	2,82	4,48
H <sub>2</sub> O	Не обн.	0,16	—	Не обн.	7,42	5,70	0,31	0,10	—
П. п. п.	5,20	1,59	0,24	1,20	—	—	0,75	0,74	6,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,94	—	—	0,21	0,49	0,26	—	0,44
<b>С у м м а</b>	<b>101,35</b>	<b>99,14</b>	<b>100,20</b>	<b>99,47</b>	<b>99,90</b>	<b>100,13</b>	<b>100,51</b>	<b>100,40</b>	<b>100,66</b>

Оксиды	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	63,76	64,86	59,74	65,18	68,63	61,50	63,24	63,40	41,29	49,30
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,24	0,39	0,27	0,02	0,37	0,21	0,05	1,21	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	14,56	16,22	15,73	17,11	17,44	16,74	14,96	13,10	14,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,73	3,98	3,18	3,50	1,35	1,42	2,12	2,71	3,54	3,69
FeO	2,42	2,61	1,44	1,58	1,60	2,32	2,25	2,62	6,89	3,05
MnO	0,09	0,05	0,07	0,10	0,04	0,07	0,07	0,72	0,27	0,09
MgO	1,24	1,45	2,81	1,81	1,31	2,53	3,26	3,25	8,04	6,60
CaO	2,86	3,30	4,16	2,90	1,89	4,25	4,59	4,22	9,65	8,41
Na <sub>2</sub> O	3,87	5,20	2,68	3,07	4,74	2,64	3,18	3,67	0,41	2,49
K <sub>2</sub> O	3,78	2,68	2,79	3,18	1,83	3,51	3,21	4,66	4,80	3,60
H <sub>2</sub> O	0,81	0,56	0,60	0,38	0,18	0,26	0,25	—	0,22	0,30
П. п. п.	1,64	0,81	5,40	3,20	1,05	3,52	1,30	0,55	11,40	6,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>С у м м а</b>	<b>99,66</b>	<b>100,30</b>	<b>99,48</b>	<b>100,90</b>	<b>99,75</b>	<b>99,83</b>	<b>100,42</b>	<b>100,81</b>	<b>100,82</b>	<b>99,73</b>

1—32—Малый Кавказ, р-н Зангезура «Геология АрмССР», 1966 г.; 1—единит, 2—13—27, 28—гранодиорит-порфир, 29—30—керсантит, 31—керсантит из контакта, 32—диабаз; Азия, р-н Алмалыка, гранодиорит-порфир (Вендланд, 1938 г.); 36—39—Казахстан, Прибал кварцевый диоритовый порфирит, 39—гранит-порфир; 40—Хакасия (Сора), субщелочной монцит-порфир (Peterson, 1963).

## на медно-молибденовых месторождениях (вес. %)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
57,84	59,00	54,28	58,00	49,24	47,39	54,65	58,85	55,50	57,00	70,17
0,60	0,55	1,00	0,58	0,75	0,48	0,35	0,39	0,80	0,60	0,25
15,92	13,00	14,95	14,95	13,68	26,60	17,16	17,75	18,05	19,61	15,73
1,68	6,95	3,82	0,63	3,92	3,44	1,96	0,85	3,86	2,45	3,13
3,24	4,26	3,82	5,83	4,55	2,51	4,94	4,40	2,64	2,34	0,42
0,15	0,13	0,10	0,26	0,13	0,03	0,29	0,22	0,12	0,07	—
4,37	2,86	5,70	3,62	7,42	3,69	7,78	5,61	2,90	3,34	0,69
5,30	7,65	7,08	5,33	9,66	10,90	6,98	5,46	5,98	6,81	1,23
3,66	3,56	3,26	2,40	2,89	3,75	2,62	2,86	2,76	2,24	3,63
4,46	2,32	4,42	5,04	1,95	0,56	1,87	2,50	3,26	3,02	4,25
—	0,04	He обн.	0,20	0,24	0,35	0,20	—	—	1,00	0,33
2,46	He обн.	2,04	4,20	5,08	He обн.	0,90	0,75	4,80	He обн.	0,24
0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,82	100,32	100,47	101,04	99,51	99,70	99,70	99,64	100,67	98,48	100,07

## Продолжение табл. 19

31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
53,30	45,50	66,50	65,99	67,16	62,78	66,26	60,84	66,04	69,96	69,60	70,68
0,60	0,64	0,42	0,10	0,58	0,58	0,51	0,71	0,44	0,10	0,62	0,55
21,68	21,67	16,12	14,78	13,33	16,60	16,77	17,39	16,87	15,38	13,99	13,82
0,39	3,56	1,15	3,37	4,86	2,61	1,53	2,84	1,15	1,41	1,82	2,03
6,58	8,72	1,72	2,64	0,39	2,93	2,06	3,04	1,94	0,28	2,15	1,83
0,21	0,18	0,03	0,11	0,00	0,037	0,02	0,026	0,022	Следы	0,13	0,11
1,44	5,12	2,43	1,50	1,41	2,24	1,38	2,90	1,40	0,22	0,86	0,44
7,82	8,64	1,97	1,83	6,20	2,16	2,44	3,28	2,86	0,99	2,12	1,61
3,54	2,02	3,31	5,17	3,63	4,46	4,66	4,40	4,78	5,97	2,66	2,64
2,36	1,22	4,24	2,40	2,29	3,10	2,64	1,88	2,82	4,32	4,56	4,48
—	—	0,62	0,49	0,18	0,22	0,16	0,26	0,26	0,61	0,14	0,14
2,00	3,70	—	—	—	2,11	1,81	2,63	1,94	1,40	1,02	1,31
—	—	—	0,10	0,06	—	—	—	—	0,03	0,23	0,19
99,92	100,97	98,51	98,48	100,09	99,83	100,24	100,19	100,52	100,67	99,90	99,83

спессартит, 14—авгитовая минерта, 15—19—диорит-порфирит, 20—26—гранит-порфир, 33—Малый Кавказ, р-н Памбака, гранодиорит-порфир (Котляр, 1958 г.); 34—35—Средняя хашь, Карагас (В. Т. Покалов); 36—монцит-порфир, 37—гранодиорит-порфир, 38—кварцсодержащий порфир (Покалов, Пастухова, 1961 г.); 41, 42—США (Аризона), кварцевый

широко развитые на месторождениях молибденовой формации, контролируются зонами повышенной трещиноватости, которые рассекают в разных направлениях плутоны биотит-роговообманковых гранитов и вмещающие их породы; им свойствен поясовый характер распространения. Породы, слагающие малые интрузивные тела, довольно четко подразделяются на два ряда — лейкократовый и меланократовый. Взаимоотношения между породами этих двух рядов сложные. Данные, полученные автором при изучении Жирекенского месторождения, позволяют говорить об их в какой-то мере независимом, параллельном развитии. Наиболее детально эти породы изучены на месторождениях Восточного Забайкалья. Ниже дается их характеристика.

*Ряд лейкократовых пород.* Основную группу лейкократовых пород по составу и структурным особенностям можно объединить под общим названием гранит-порфиров. Они образуют небольшие штоки, дайки и тела более сложных ветвистых или паукообразных форм. Нередко, как, например, на Жирекенском месторождении, они являются цементом эруптивных брекчий. Макроскопически это серые и розовато-серые породы порфировой структуры при тонкозернистой структуре основной массы. Местами отмечается своеобразная слоистая текстура, обусловленная перемежаемостью сложно изогнутых мономинеральных слоев кварца с гранит-порфиром. В плоских сечениях эти образования дают рисунок извилистых фестончатых полос, повторяющих контуры друг друга. Ширина отдельных полос от 0,3—0,5 мм до 1,0—1,5 см. Вкрапленники представлены полевыми шпатами, кварцем и биотитом. Изредка наблюдались единичные опацизированные зерна роговой обманки. Размер вкрапленников достигает 1—2 см. В общей массе породы они составляют от 30 до 50%. Как установлено автором на Жирекенском месторождении, с глубиной количество вкрапленников в гранит-порфирах увеличивается.

Минералы вкрапленников характеризуются следующими свойствами. Плаггиоклаз представлен короткопризматическими зернами с двойниковым или зональным строением. Его состав отвечает в ядре зерен андезину 30—34, во внешних зонах олигоклазу 18—24. Калиевый полевой шпат образует призматические или изометричные выделения. Угол оптических осей  $2V$  колеблется от 35 до 70°. Степень триклинности в неизмененных разностях обычно равна нулю. В основном это, по-видимому, низкий санидин и псевдомоноклинный высокий и промежуточный ортоклаз. В нем содержится 8—10% местами более пертитов распада. Кварц характеризуется неправильной или изометричной формой, местами это оплавленные зерна с бухтообразными заливами основной массы. Биотит представлен идиоформными выделениями бурого цвета. Показатель преломления  $n_m$  равен 1,633—1,636.

Основная масса (базис) состоит главным образом из кварца и калиевого полевого шпата с подчиненным количеством плаггиоклаза и биотита. Она характеризуется аллотриоморфнозернистой в сочетании с гранофировой, фельзитовой и псевдосферолитовой структурами.

На контакте с вмещающими породами в гранит-порфирах наблюдаются зоны закалки мощностью 1—2 см, в которых основная масса приобретает микрофельзитовый или стекловатый характер. Как установлено на Жирекенском месторождении, на глубине 300—400 м от поверхности структура основной массы гранит-порфиров приобретает микрогранитовый характер, т. е. она становится более раскрыто-сталлизованной.

В гранит-порфирах встречаются миндалины мозаичного кварца. Аксессуары минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом и изредка сфеном.

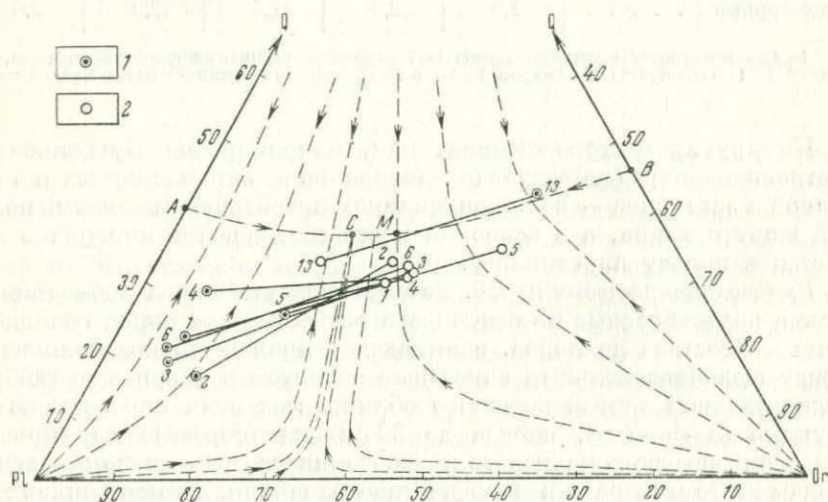


Рис. 36. Соотношения главных породообразующих минералов во вкраплениях и основной массе гранит-порфиров на Жирекенском (1—6) и Бугдаевском (13) месторождениях (по табл. 20)  
1 — вкрапления, 2 — основная масса

Количественные соотношения минералов в гранит-порфирах, изученные автором на Жирекенском месторождении, приведены в табл. 20 и на диаграмме рис. 36. Из этих данных видно, что при относительно устойчивом содержании кварца в них 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, т. е. породообразующих минералов первого поколения, в сравнении с составом основной массы (базиса) характеризуется резко повышенным содержанием полевых шпатов, несколько более высоким содержанием биотита и низким содержанием кварца. В полевошпатовой части вкрапленников преобладает плагиоклаз. Состав основной массы (базиса) гранит-порфиров по соотношению кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата близок составу тройной эвтектики.

**Минеральный состав порфировых пород верхнеюрских малых**

Минерал	1	2	3	4	5
Плагиоклаз . . . . .	45,0 (16,0)	44,9 (22,6)	43,7 (20,0)	45,5 (28,0)	36,0 (26,2)
Калиевый полевой шпат	24,5 (2,0)	23,2 (2,5)	23,9 (2,3)	20,0 (3,7)	29,0 (9,8)
Кварц . . . . .	26,0 (5,0)	25,1 (4,8)	26,2 (4,7)	27,0 (12,7)	27,0 (11,6)
Биотит . . . . .	2,5 (2,5)	4,8 (1,5)	3,8 (1,6)	5,5 (2,1)	6,0 (3,7)
Роговая обманка . . . .	—	—	—	—	—
Акцессорные . . . . .	2,0	2,0	2,4	2,0	2,0

1—12—Жирекенское месторождение: 1—7—гранит-порфиры лейкократового ряда, 8—(номера 1—42 соответствуют номерам 1—12 в табл. 28); 13—гранит-порфир Бугдаинского

На других месторождениях, как, например, на Бугдаинском, соотношение породообразующих минералов во вкрапленниках и в основной массе иное — во вкрапленниках преобладают калиевый полевой шпат и кварц, а в основной массе соотношение минералов меняется в пользу плагиоклаза.

*Ряд меланократовых пород.* Рассматриваемые породы объединяют весьма разнообразие по основности разности — от пород гранодиоритового состава до пород, занимающих промежуточное положение между щелочноземельным авгитовым сиенитом и кварцевым габбро. Отличительной чертой внешнего облика всех этих пород являются крупные (3—5—7 см, иногда до 20 см) идиоморфные порфировые выделения розового калиевого полевого шпата, часто напоминающие овоиды этого минерала в породах типа рапакиви, а также оплавленные зерна кварца диаметром до 1 см.

Породы различной основности связаны между собой полной серией постепенных переходов. При этом, как это было установлено М. Б. Бородаевской (1956 г.) в районе Ключи — Давенда — Амуджикан и автором на Жирекенском месторождении, менее основные породы рассматриваемого ряда нередко пересекаются (т. е. сменяются во времени) более основными породами.

Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и кварцем. Они характеризуются следующими свойствами. Кристаллы калиевого полевого шпата обладают как четкой кристаллографической, так и овоидной формами. Угол оптических осей  $-2V$  равен  $47-63^\circ$ ; степень триклинности равна нулю, что в сочетании с углами оптических осей позволяет определить калиевый полевой шпат как низкий санидин и псевдомоноклинный высокий ортоклаз. Пертитовые выделения в калиевом полевым шпате или отсутствуют, или содержатся в небольшом количестве (до 10—15%). Часто 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

## интрузий на Жирекенском и Бугданском месторождениях (%)

6	7	8	9	10	11	12	13
44,5 (24,2)	54,8 (19,0)	45,7 (15,0)	47,5 (16,5)	45,5 (8,4)	49,5 (5,7)	47,5	29,3 (5,0)
20,5 (2,3)	6,0 (1,4)	15,5 (12,5)	15,0 (12,0)	11,0 (8,0)	7,5 (4,5)	—	30,6 (16,5)
25,5 (6,4)	28,0 (4,2)	18,5 (10,2)	17,5 (9,5)	15,7 (4,5)	11,0 (3,8)	14,5	36,3 (15,5)
7,5 (3,5)	8,8 (4,0)	7,3 (0,7)	8,0 (1,0)	13,8 (1,2)	16,0 (2,2)	30,0	0,4 (0,4)
—	—	10,5 (1,5)	9,5 (2,0)	11,5 (3,2)	14,0 (5,5)	6,0	—
2,0	2,4	2,5	2,5	2,5	2,5	2,0	1,0

12—кварцевые диоритовые порфириды и диоритовые порфириды мезанократового ряда месторождения. В скобках дано содержание вкрапленников.

вмещающих их кристаллов (по данным М. Б. Бородаевской). Включения эти, часто располагающиеся в виде концентрических колец, представлены плагиоклазом, амфиболом, биотитом, кварцем и сфеном. Однако они присутствуют далеко не повсеместно. Так, например, на Жирекенском месторождении включения в калиевом полевопшпате встречаются относительно редко. В породах района Ключи — Давенда — Амуджикан часть порфировых выделений калиевого полевопшпата заключена в оболочки плагиоклаза.

Плагиоклаз имеет призматическую или, что встречается значительно реже, овальную форму. Строение его обычно зональное — в ядре кристаллов он отвечает андезину 35—40, в краевых зонах — олигоклазу 24—30. По данным М. Б. Бородаевской, местами плагиоклаз характеризуется обратной зональностью. Нередко он содержит включения зерен калиевого полевопшпата, кварца, биотита, роговой обманки.

Выделения кварца, как правило, обладают плавно округлыми очертаниями с бухтообразными заливами основной массы (базиса) породы. М. Б. Бородаевская отмечала, что в породах с базисом, сложенным амфиболом и плагиоклазом, выделения кварца интенсивно корродированы и окружены агрегатом тонкоиглольчатого амфибола. Однако по наблюдениям автора амфиболовая кайма и особенно коррозия кварца — явления, которые не имеют широкого распространения; в породах Жирекенского месторождения они вообще не наблюдались. Во вкрапленниках кварца присутствуют включения роговой обманки и биотита.

Роговая обманка во вкрапленниках представлена зеленой разновидностью ( $n_g = 17,5-18$ ). Угол оптических осей  $-2V$  равен  $76-80^\circ$ . Часто по роговой обманке развиты псевдоморфозы актинолита, хлорита и магнетита. Биотит имеет бурый цвет. Его железистость не постоянна и увеличивается в более основных разновидностях пород —  $n_m = 1,649-1,658$ .

По составу основной массы (базиса) среди описываемых пород можно выделить следующие группы: с основной массой гранодиори-

тового состава, кварц-диоритового состава, лампрофирового состава, В более кислых представителях основная масса состоит из амфибола, биотита, плагиоклаза 18—24, меньше кварца и калиевого полевого шпата. В более основных породах основная масса представлена плагиоклазом 30—32, роговой обманкой и биотитом. На долю темноцветных минералов приходится 30—50%. Соотношение биотита и роговой обманки очень непостоянное и колеблется в широких пределах. Объясняется это, по-видимому, тем, что мелкочешуйчатый биотит в основной массе не является первичным минералом — он, как правило, замещает роговую обманку, местами до полного ее исчезновения.

Количественные соотношения минералов в породах меланократового ряда показаны на примере Жирекенского месторождения (см. табл. 26). Из этих данных и приведенного выше описания характера порфировых выделений видно, что для пород меланократового ряда весьма специфичен парагенезис  $K\Phi\Phi + \text{Pog. обм} + \text{Би} + \text{Ан}$  и  $Kв$ .

*Данные химического исследования.* Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы рассматриваемых пород сведены в табл. 21, 22 и изображены на диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого (рис. 37, 38, 39). Из этих данных видно, что химические составы пород лейкократового ряда по содержанию кремнекислоты, алюминия, щелочей и ферромагнезиальных компонентов в основном 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 в ряду лейкократовых пород отчетливо проявлена обратная зависимость между содержанием ферромагнезиальных компонентов и щелочей и прямая — между содержанием ферромагнезиальных компонентов и полевошпатовой извести.

В породах меланократового ряда наиболее кислые разности близко стоят к гранодиориту, заметно отличаясь меньшим количеством кальция, как связанного с аортитовой составляющей, так и идущего на построение темноцветных минералов. Собственно меланократовые породы по содержанию ферромагнезиальных компонентов близки к кварцевым диоритам, диоритам и кварцевым габбро, однако довольно резко отличаются от них более низкими содержаниями извести и более высокими содержаниями щелочей, отклоняясь, таким образом, в сторону латитов и лампрофиров. Фигуративные точки пород меланократового ряда на большинстве диаграмм располагаются практически параллельно вертикальной оси  $S$  (см. рис. 37—40), что свидетельствует об удивительно постоянном содержании щелочей и извести в этих породах, не зависящем от изменения содержания ферромагнезиальных компонентов.

Химический состав пород верхнеюрских малых интрузий района Бугданского и Шахтаминского месторождений (вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	68,05	68,18	68,20	66,98	69,38	66,51	63,80	66,40	55,44	53,42	54,68	56,15	49,56	55,15	72,29	75,48
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,34	0,42	0,36	0,24	0,34	0,49	0,38	0,36	0,42	0,72	1,07	1,42	0,51	0,28	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,92	15,09	14,62	16,20	14,00	17,05	16,85	16,24	20,81	20,08	14,34	12,87	12,84	16,16	14,86	12,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,22	0,96	0,79	2,60	1,06	1,22	1,21	1,50	1,73	2,08	1,58	1,43	2,26	2,64	0,48	0,62
FeO	2,22	1,42	2,43	0,68	1,64	2,48	2,59	1,88	3,60	4,35	5,41	5,36	7,07	4,83	0,65	0,42
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,09	0,03	0,09	0,03	0,04	0,05	0,14	0,12	0,11	0,07	0,015	0,01
MgO	1,69	1,89	1,91	1,83	1,55	1,55	2,33	2,42	4,08	5,06	7,94	7,25	9,25	5,90	0,80	0,40
CaO	1,97	2,20	1,78	2,57	1,80	1,14	4,12	3,24	8,16	8,68	6,32	5,67	5,86	8,02	0,52	0,56
BaO	0,08	0,06	0,11	—	—	—	—	0,06	—	—	0,07	0,12	0,12	0,01	—	—
Na <sub>2</sub> O	4,06	4,05	4,46	3,72	3,06	4,20	3,98	4,21	5,42	5,08	3,23	3,36	2,32	3,98	3,47	3,06
K <sub>2</sub> O	4,04	4,14	4,24	3,69	4,49	3,90	3,17	2,64	0,59	0,60	2,71	4,24	4,04	1,77	5,38	5,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,12	0,13	—	—	—	—	0,14	—	—	0,20	0,58	0,61	0,37	0,13	0,02
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,03	0,03	0,01	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,02	0,07	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,037	0,28	0,29	0,22	0,54	0,32	0,32	0,08	0,62	0,72	0,38	0,51	0,72	0,73	0,27	0,46
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	0,19	—	—	—
П. п. п.	0,65	1,33	0,67	1,08	2,18	1,52	0,97	0,62	—	—	2,10	1,46	2,61	—	—	—
Сумма	99,86	100,12	100,09	99,96	100,03	100,26	99,92	99,94	100,85	100,54	99,86	100,33	99,05	100,14	100,15	98,78

1 — гранит-порфир, водораздел Ушканка — Ключевка, 2 — гранит-порфир, водораздел Шивия — Дыреватка, 3 — 6 — гранит-порфир, Шахтама, 7 — 8 — гранодиорит-порфир, Шахтама, 9, 10, 14 — диоритовый порфирит, 11 — 13 — лампрофит, Шахтама, 15 — гранит-порфир, верховья р. Кудикан, 16 — ритмичностойкий гранит-порфир, гора Бугдая. 1, 2 — Зуев, 1953 г.; 3 — 14 — Сидоренко, 1961 г.; 15 — Круглова и др., 1965 г.; 16 — Кормилицын, Мануйлова, 1957 г.

Химический состав порфировых пород верхнеюрских малых пнтрузий Жирекенского месторождения (вес. %) По данным В. Т. Покалова

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	70,94	70,62	70,90	69,74	68,56	67,48	68,18	64,90	63,12	61,74	57,54	56,82	58,68
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,26	0,37	0,36	0,36	0,45	0,48	0,69	0,79	0,63	1,05	0,95	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,57	14,59	14,00	14,18	14,04	14,40	14,62	13,79	14,02	13,83	14,29	13,67	14,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	1,02	1,50	0,96	1,13	0,94	1,57	1,67	2,06	1,70	2,40	1,40	2,94
FeO	0,90	0,95	1,18	1,69	1,35	1,60	1,87	2,33	2,48	3,79	3,30	4,35	3,52
MnO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,035	0,025	0,056	0,065	0,11	0,08	0,07	0,07
MgO	0,49	1,03	0,78	0,77	1,17	1,33	1,70	3,58	3,44	4,75	5,51	5,53	4,95
CaO	1,82	2,30	1,78	2,16	1,86	2,58	2,66	3,40	3,70	3,98	5,06	4,38	4,72
Na <sub>2</sub> O	4,10	3,93	3,95	4,06	2,92	3,53	4,46	3,82	3,84	3,67	3,92	2,88	3,62
K <sub>2</sub> O	4,25	4,38	4,36	3,90	5,34	4,06	1,88	3,35	3,26	3,26	2,88	3,00	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,09	0,08	0,24	0,09	0,11		0,16	0,19	0,21	0,26	0,29	0,26
S	He обн.	—	Сл.	0,05	0,05	0,05	0,58	0,05	0,32	—	0,08	—	0,77
CO <sub>2</sub>	0,44	0,24	0,37	0,70	1,10	1,07	0,43	0,57	0,58	0,34	0,82	3,88	0,72
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,24	0,28	0,24	0,36	0,36	0,24	0,20	0,40	0,10	0,26	0,22	0,30
П. и. п.	0,74	0,61	0,88	1,01	1,77	1,51	1,63	1,61	1,42	1,43	2,02	2,70	2,23
С у м м а	100,75	100,28	100,45	100,08	100,12	99,50	100,32	100,17	99,68	99,54	99,47	100,14	100,35

1, 3, 5 — гранит-порфир дорудный; 2, 4 — гранит-порфир из даек, пересекающих кварцевые прожилки с молибденитом; 6, 7 — гранит-порфир из даек, пересекающих дайки диоритового порфирита; 8, 9 — кварцевый диоритовый порфирит, дорудный; 10, 11, 12 — диоритовый порфирит из даек, пересекающих кварцевые прожилки с молибденитом; 13 — диоритовый порфирит.

В целом охарактеризованные порфировые породы, слагающие малые интрузивные тела на месторождениях монометалльных молибденовых руд, по своему химическому составу и петрохимическим харак-

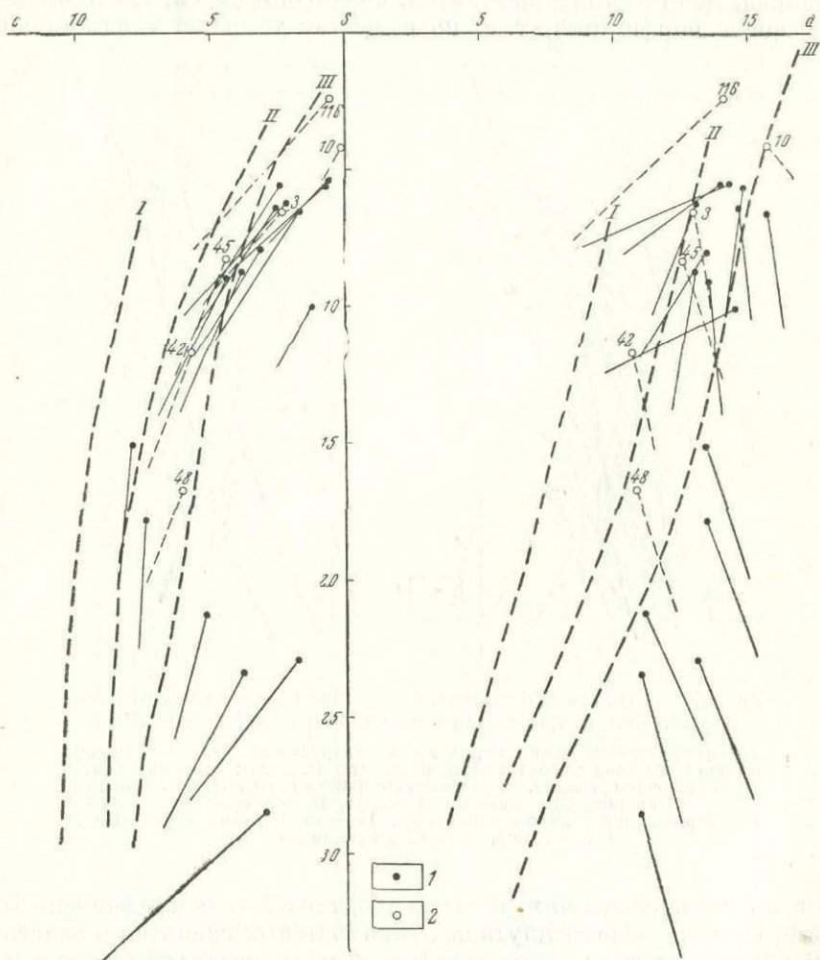


Рис. 37. Диаграмма химического состава пород малых интрузивных тел Шахгаминского и Бугдайинского месторождений (по табл. 21)

1 — фигуративные точки пород малых интрузивных тел; 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 116 — аляскит, 10 — щелочной гранит, 3 — послелембрийский гранит, 45 — гранодиорит, 42 — кварцевый диорит, 48 — диорит I — вариационная линия типа Целе, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

теристикам близки породам линии Сан-Франциско и Йеллоустонского парка, что вместе с характерными для них парагенетическими ассоциациями минералов свидетельствует о повышенной щелочности этих пород.

Малые интрузивные тела месторождений вольфрам-молибденовой формации. Эти породы представлены дайками аплитов, гранит-, гранодиорит-, монцонит-порфиров, диоритовых порфиров, сиенит-порфиров, лампрофиров, диабазовых порфиров, т. е. по существу теми же типами пород.

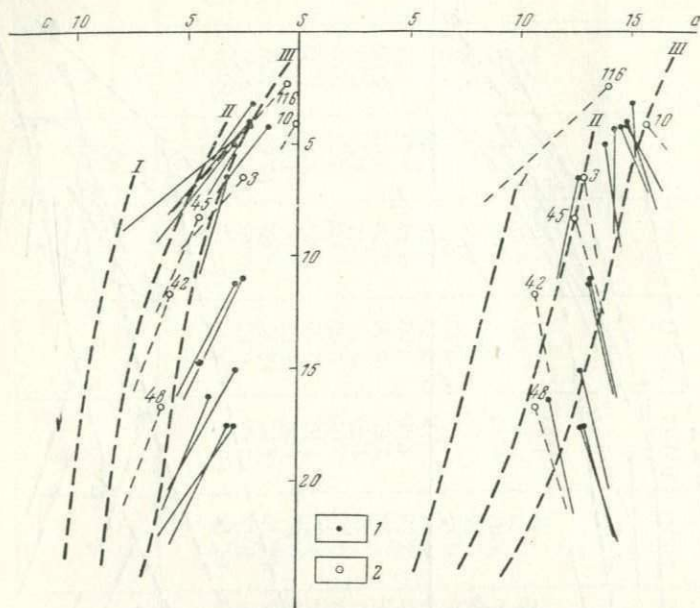


Рис. 38. Диаграмма химического состава пород малых интрузивных тел Жирекенского месторождения (по табл. 22)

1 — фигуративные точки пород малых интрузивных тел; 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 116 — аляскит, 10 — щелочной гранит, 3 — послекембрийский гранит, 45 — гранодиорит, 42 — кварцевый диорит, 48 — диорит  
 I — вариационная линия типа Пеле, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

что и на месторождениях медно-молибденовой и молибденовой формаций. Они прорывают плутоны лейкократовых гранитов и залегают как в пределах этих плутонов, 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 и бостониты, на Коктенкольском: аплиты → гранит-порфиры → диоритовые порфиры → спессартиты, на Байназарском и Мирбайкарском (Шерба, 1960): аплиты → гранит-порфиры → граносиенит-порфиры → гранодиорит-порфиры → монцонит-порфиры → диоритовые порфиры → диабазовые порфиры. Эта последовательность образования жильных пород несколько нарушается на Батыстауском месторождении,

где после монцитит-порфиров и диоритовых порфиров внедрялись граносиенит-порфиры, а затем фельзиты I и II (Щерба, 1960).

По минеральному и химическому составу, а также структурно-текстурным особенностям, породы, слагающие дайки на вольфрам-

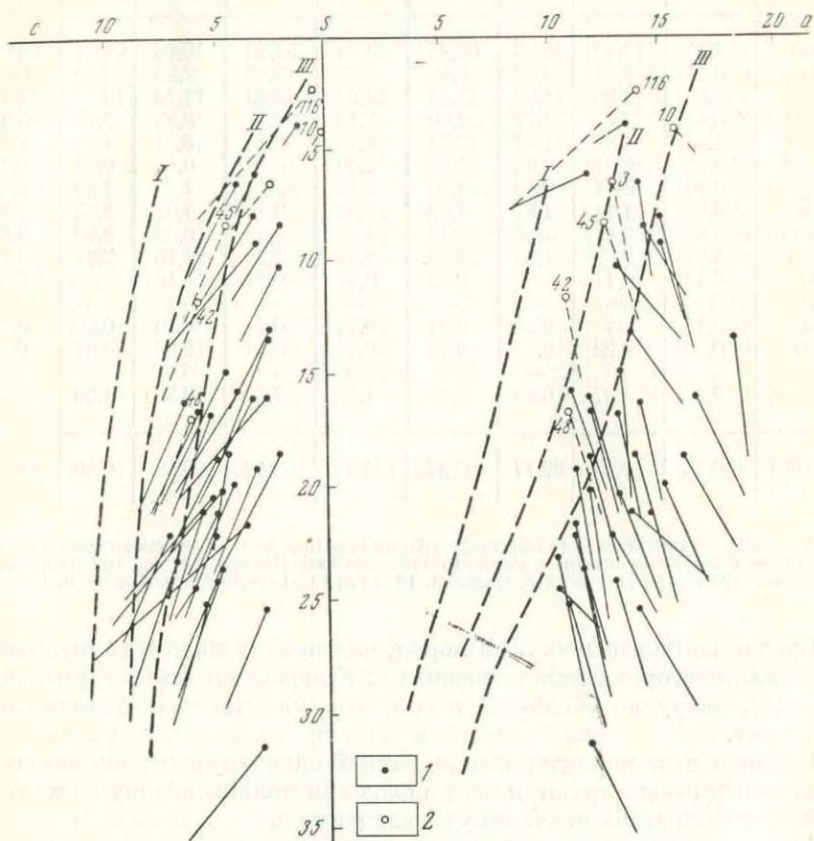


Рис. 39. Диаграмма химического состава пород малых интрузивных тел района Давендинского месторождения

1 — фигуративные точки пород малых интрузивных тел; 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дали): 116 — аляскит, 10 — щелочной гранит, 3 — посткембрийский гранит, 45 — гранодиорит, 42 — кварцевый диорит, 48 — диорит  
I — вариационная линия типа Пеле, II — то же, типа Жассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

молибденовых месторождениях, во многом аналогичны породам, слагающим дайки на медно-молибденовых и молибденовых месторождениях. Для них характерны парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с лабрадором и пироксеном, андезитом и роговой обманкой. По своим петрохимическим особенностям они относятся к ряду щелочноземельных пород, характеризующихся повышенной щелочностью (табл. 23, рис. 40).

Химический состав пород, слагающих малые интрузивные тела

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	74,24	72,92	70,66	66,04	59,34	57,88	48,96	64,61	66,02
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,21	0,42	0,42	0,99	0,78	2,20	0,60	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,00	12,30	13,62	14,16	14,62	12,83	11,72	16,22	12,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	1,77	1,77	2,80	2,73	5,77	8,95	2,74	3,80
FeO	1,94	1,87	1,87	3,02	4,75	5,76	6,05	1,87	1,98
MnO	0,02	0,04	0,04	0,61	0,09	0,44	0,15	0,07	0,20
MgO	0,40	0,47	0,40	1,60	3,89	3,83	4,59	1,39	2,61
CaO	0,82	1,14	1,87	1,08	5,02	3,54	7,97	3,32	3,74
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,71	4,49	3,43	4,29	3,52	3,02	3,90	2,87
K <sub>2</sub> O	4,91	2,77	4,04	3,30	2,47	2,73	1,76	3,27	3,77
SO <sub>3</sub>	0,10	0,11	—	0,92	0,07	0,11	0,48	—	0,22
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	—	0,20	0,21	0,70	0,31	0,76	0,20	0,44
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,26	0,22	0,19	0,15	0,14	0,25	0,39	0,07	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,72	3,37	0,20	2,33	1,22	2,67	3,58	1,30	1,39
Сумма	100,83	100,90	99,77	100,07	100,32	100,42	100,58	99,56	100,58

1—7—Байназар (Щерба, 1960); 1—2—гранит-порфир, 3—4—граносиенит-порфир, 5—8—латит-порфир, 9—монзонит-порфир; 10—13—Шалгия (Щерба, 1960); 10—диоритовый Ореkitкан, гранит-порфир (Зилов, Покалов, 1962 г.); 15—19—Джида (Афанасьев, 1964 г.);

Сравнивая типы и составы пород, слагающих малые интрузивные тела на месторождениях разных молибденоворудных формаций (рис. 41), нетрудно убедиться в том, что существенных отличий они не имеют.

Подводя итог характеристике, данной магматическим комплексам, с которыми ассоциируются месторождения молибденоворудных формаций, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Общим для магматических пород, с которыми связаны эндогенные месторождения молибдена, независимо от их принадлежности к той или иной формации, являются их щелочноземельный характер в целом, повышенная щелочность и парагенетические ассоциации калиевого полевого шпата с пироксеном, роговой обманкой, лабрадором и андезином, свидетельствующие о повышенном потенциале калия в процессе кристаллизации магмы.

2. Выделенные формации месторождений молибдена не имеют существенных отличий по составу пород малых интрузивных тел и комагматичных с ними эффузивов, и резко различны по составу пород крупных плутонов. Последнее обусловлено разной ролью процессов ассимиляции и гибридизма при их формировании: весьма значительной для плутонов нестрога состава (медно-молибденовая формация), ограниченной для плутонов, сложенных биотит-роговообманковыми

на месторождениях вольфрам-молибденовой формации (вес. %)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
55,08	67,24	70,76	48,76	74,80	75,98	54,86	60,72	56,44	56,50
1,06	0,53	0,26	1,63	Сл.	0,08	1,07	0,24	0,73	0,68
16,65	15,24	14,16	15,92	14,59	12,77	17,85	17,40	17,54	18,25
4,49	1,91	1,33	5,04	0,35	0,34	3,99	6,23	4,49	4,89
4,13	2,08	1,87	5,68	1,00	0,14	3,66	—	2,42	1,57
0,08	0,10	0,10	0,10	0,05	0,03	0,15	0,12	0,15	0,06
2,90	1,85	0,30	4,56	0,60	0,13	2,94	0,40	2,70	2,27
6,32	1,89	1,45	8,68	0,54	0,81	3,18	1,53	3,92	2,10
3,74	3,83	3,30	3,44	2,16	3,04	4,43	5,27	4,24	4,84
2,42	3,13	3,91	1,64	6,81	5,62	6,15	5,59	4,83	6,02
0,47	0,08	0,26	0,90	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,40	—	0,76	0,48	0,53
0,35	0,18	0,04	1,05	0,06	—	0,53	0,13	1,23	1,40
0,40	0,12	0,10	0,32	0,21	0,06	0,18	—	0,16	0,56
—	—	1,28	1,43	0,47	0,80	0,85	0,84	0,56	0,76
1,25	2,27	0,83	1,27	0,23	—	0,13	1,51	0,25	—
99,34	100,45	99,95	100,42	101,87	100,20	99,97	100,74	100,14	100,43

монзонит-порфир, 6—диоритовый порфирит, 7—абсарокит; 8—9—Батыстау (Шерба, 1960): порфирит, 11—гранодиорит-порфир, 12—гранит-порфир, 13—диабазовый порфирит; 14—15—аплит, 16—сиенит-порфир, 17—бостонит, 18, 19—меланократовый сиенит

гранитами (молибденовая формация), и практически не проявленной в плутонах лейкократовых гранитов (вольфрам-молибденовая формация).

Зависимость состава рудной минерализации от состава пород, слагающих крупные плутоны, позволяет сделать вывод о решающем влиянии магматизма первого этапа на характер последующей рудогенезиса. И наоборот, несмотря на близость оруденения по времени проявления к дайкам и комагматичным с ними эффузивам, т. е. к магматизму второго этапа, отсутствие сколько-нибудь существенных различий в характере последнего на месторождениях, принадлежащих к разным формациям, по-видимому, свидетельствует об отсутствии генетической связи оруденения с этим магматизмом.

### ПОЗИЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА ОТНОСИТЕЛЬНО МАТЕРИНСКИХ ПЛУТОНОВ

Месторождения молибдена тесно ассоциируются в пространстве с материнскими для них интрузивами. Однако позиции месторождений относительно этих интрузивов довольно разнообразны и, как показывает анализ, зависят от ряда структурных факторов. Рассмотрим, каковы же эти позиции и от чего они зависят.

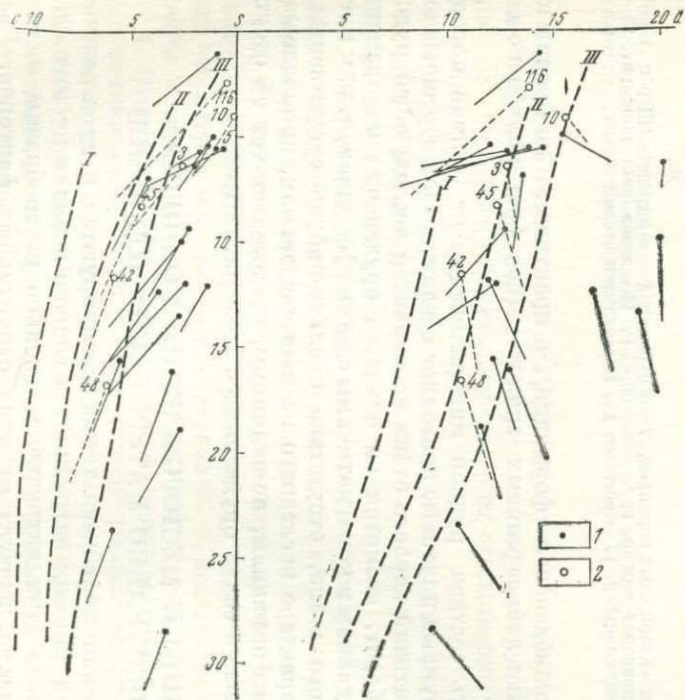


Рис. 40. Диаграмма химического состава пород малых интрузивных тел вольфрам-молибденовых месторождений (по табл. 23)

1 — фигуративные точки пород малых интрузивных тел; 2 — то же средних составов магматических пород (по Р. Дэли): 116 — аляскит 10 — щелочной гранит, 3 — послекембрийский гранит, 45 — гранодиорит, 42 — кварцевый диорит, 48 — диорит  
I — вариационная линия типа Целе, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

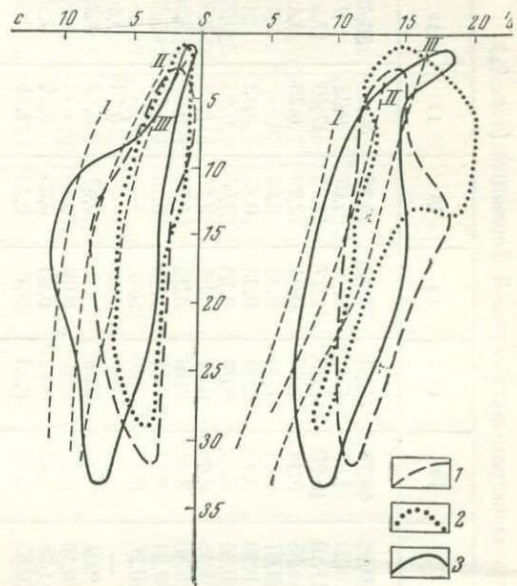


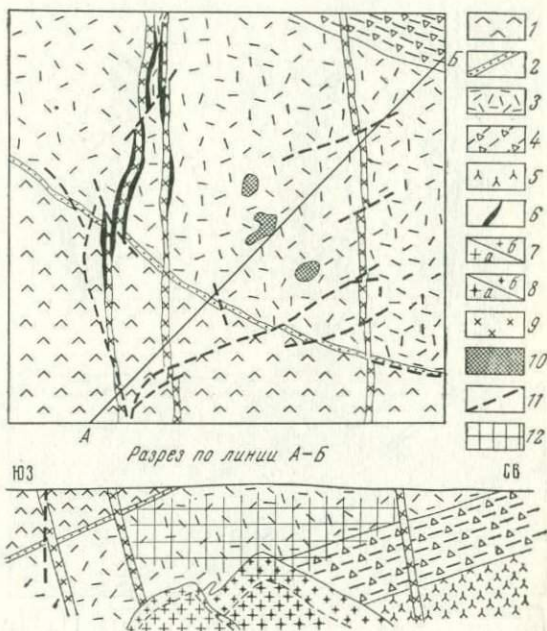
Рис. 41. Схема сопоставления химического состава пород малых интрузивных тел, присутствующих на месторождениях молибдена

Поли фигуративных точек пород, характерных для месторождений: 1 — вольфрам-молибденовой формации, 2 — молибденовой формации, 3 — медно-молибденовой формации  
I — вариационная линия типа Целе, II — то же, типа Лассен-Пик, III — то же, типа Сан-Франциско

Вольфрам-молибденовые месторождения штокверкового типа в большинстве случаев расположены над апикальными частями выступов материнских интрузивов и лишь частично, своими нижними горизонтами, находятся в самих интрузивах. Примерами таких месторождений могут служить Коктенкольское, Джанетское, Байназарское и некоторые другие в Центральном Казахстане. На этих месторождениях мощность экзоконтактовой зоны гранитов, в которой развито оруденение (без учета его эродированной части), составляет 200—400 м, а эндоконтактовой — не более 100—150 м (рис. 42, 43, 44).

Рис. 42. Схематическая геологическая карта и разрез Джанетского месторождения. По Г. И. Бедрову и Р. Н. Мальковой

1 — дацитовые порфиры и их туфы; 2 — туфы липаритов и дацитовых порфиров; 3 — туфы липаритовых порфиров; 4 — агломератовые туфы липаритовых порфиров; 5 — андезитовые порфириты и их туфы; 6 — аплиты; 7 — аляскинские граниты II фазы: среднезернистые субфации контакта (б); 8 — лейкократовые биотитовые граниты I фазы: среднезернистые биотитовые субфации контакта (б); 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — грейзены; 11 — разрывные нарушения; 12 — контур рудной минерализации



На Верхне-Кайрактинском месторождении (Центральный Казахстан) штокверковое оруденение развито в экзоконтактовой зоне мощностью свыше 1200 м. Скважины, пробуренные здесь до глубины 1200 м, не вышли из оруденелых пород и не встретили рудоносных гранитов, которые, вероятно, присутствуют ниже, судя по увеличивающейся с глубиной степени метаморфизма пород, вмещающих оруденение.

Несколько по-иному расположен Ореkitканский штокверк. Он расположен в экзоконтакте в какой-то мере эродированного массива материнских гранитов (рис. 45). Под штокверком на глубине 400-метровой скважины вскрыли граниты, которые образуют либо ступенеобразный выступ основного массива материнских гранитов, либо являются крупной его боковой апофизой. Все оруденение находится в породах экзоконтакта. В эндоконтакте наблюдается

незначительная, бедная рудная минерализация, мощность зоны ее развития не превышает 50 м.

Первомайский молибденовый штоковерк (на Джидинском месторождении в Западном Забайкалье) расположен в апикальной части

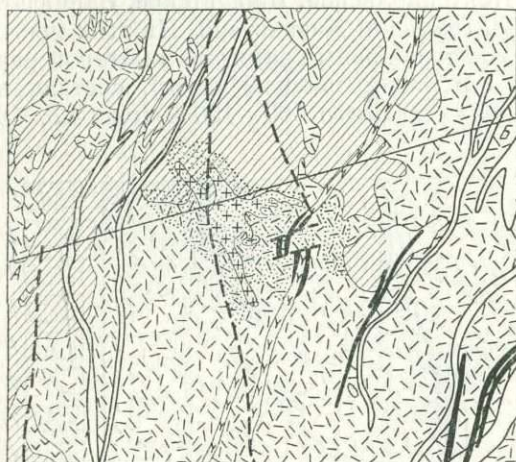


Рис. 43. Геологическая карта и разрез месторождения Байназар. По Г. И. Бедрову, Е. Д. Беляковой, Г. Н. Щербе, В. В. Степанову

1 — кварцевые порфиры и их туфы; 2 — ороговичкованные алевролиты, песчаники и конгломераты; 3 — дайки граносиенит-порфиров; 4 — дайки диабазовых порфиров; 5 — дайки сиенит-диорит-порфиров; 6 — граниты Байназарского массива; 7 — дайки фельзит-порфиров; 8 — грейзенизированные породы; 9 — зоны тектонических нарушений

Разрез по А-Б

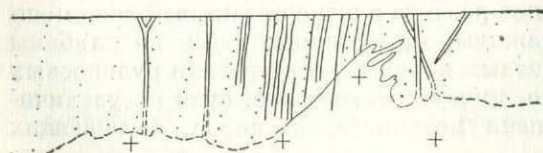
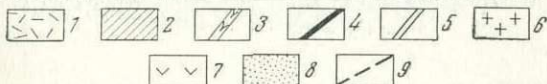
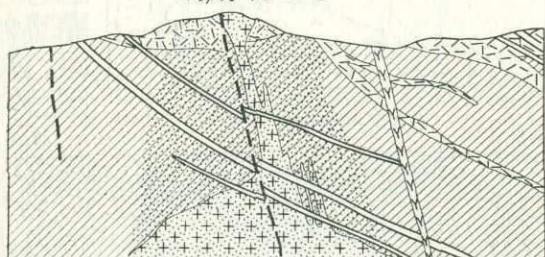
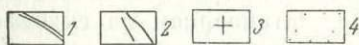


Рис. 44. Разрез Нура-Талдинского месторождения. По материалам ГРП

1 — дайки лейкократовых гранитов; 2 — рудные кварцевые жилы; 3 — лейкократовые граниты акчатауского комплекса; 4 — песчанико-сланцевые породы



массива рудоносных гранитов (рис. 46), хотя можно предполагать, что небольшая часть оруденения находилась и в роговиках кровли интрузива, в дальнейшем уничтоженной эрозией. Общая мощность

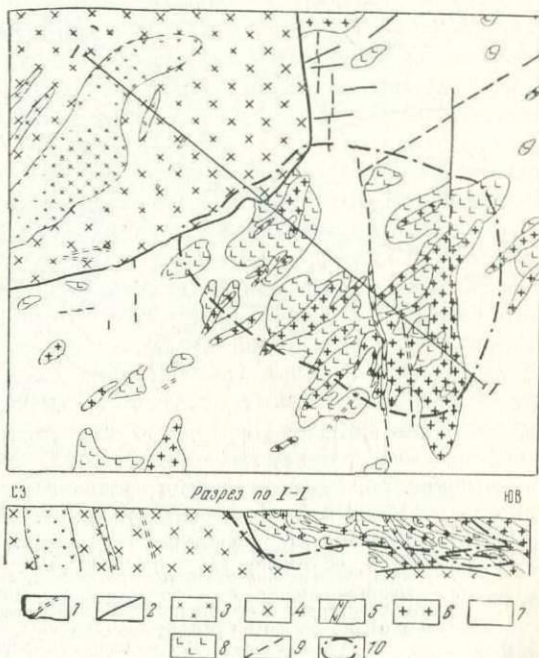
эндоконтактовой зоны оруденелых гранитов, вместе с эродированной частью, по-видимому, не превышает 100—150 м.

Редкий случай представляет Долон-Модонское месторождение, где штокверковые рудные тела находятся под шляпкой грибообразного тела гранитов (рис. 47).

В отличие от штокверковых вольфрам-молибденовых месторождений молибденовые и медно-молибденовые штокверки встречаются

Рис. 45. Схематическая геологическая карта и разрез Ореkitканского месторождения. По А. Р. Зилову и В. Т. Покалову

Мезозойский комплекс: 1 — дайки лампрофиров; 2 — дайки послерудных гранит-порфиров; 3 — дорудные гранит-порфиры; 4 — порфировидные граниты с дымчатым кварцем. Палеозойский комплекс: 5 — дайки фельзитов; 6 — лейкократовые мелкозернистые граниты; 7 — крупно- и среднезернистые биотитовые граниты; 8 — кварцевые диориты; 9 — разломы; 10 — контур оруденения



в эндоконтактовых зонах чаще, чем в экзоконтактовых. Каджаранское (Малый Кавказ), Сорское (Батеневско-Беллыкское поднятие), Жирекенское (Восточное Забайкалье) и другие месторождения расположены в пределах материнских интрузивов. Судя по характеру пород, распространенных на этих месторождениях (их составу и текстурно-структурным особенностям), глубина эрозионного среза рудоносных plutонов здесь не превышает 200—400 м, а глубина распространения рудной минерализации достигает 600—800 м. Следовательно, максимальная мощность продуктивной эндоконтактовой зоны plutонов равна 800—1000 м.

Бугдаинский молибденовый штокверк (Восточное Забайкалье) находится в экзоконтакте едва вскрытого эрозией верхнеюрского plutона, небольшой выход которого площадью около 4 км<sup>2</sup> находится в 1,5 км к юго-западу от участка месторождения. Максимальное удаление оруденения от материнских гранитоидов, по-видимому, залегающих под оруденением, едва ли превышает 800—1000 м.

Жильные месторождения распространены не менее, чем штокверковые. Но в отличие от штокверковых большинство из них залегает в пределах материнских интрузивов, в их эндоконтактных зонах.

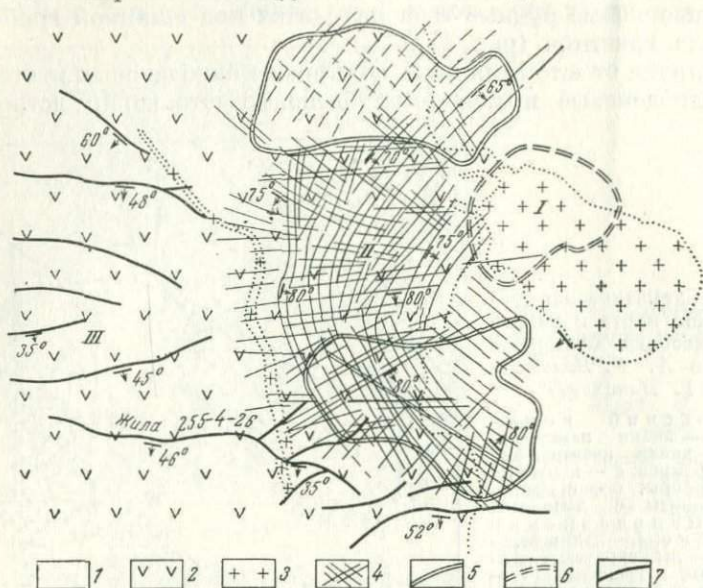


Рис. 46. Схема строения Джидинского рудного поля.  
По Е. П. Малиновскому и В. И. Игнатовичу

I — Первомайский молибденовый штокверк; II — Инкурский вольфрамный штокверк; III — жильное Холтосонское месторождение  
1 — метаморфические сланцы и роговики; 2 — кварцевые диориты;  
3 — гранит-порфиры; 4 — ориентировка рудных прожилков Инкурского штокверка; 5 — обогащенные вольфрамом участки штокверка;  
6 — площадь развития кварц-молибденовых прожилков (Первомайский штокверк); 7 — кварц-молибденитовые жилы

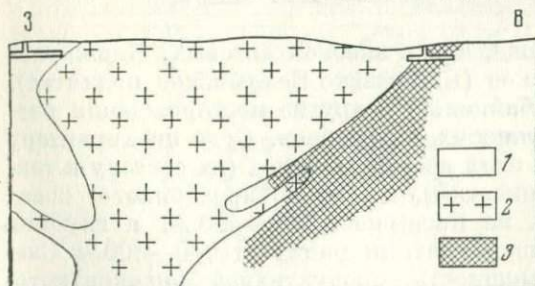


Рис. 47. Геологический разрез Долон-Модонского месторождения.  
По Г. И. Туговику и Ю. Т. Телее

1 — туфопесчаники, глинистые, кремнистые и карбонатные сланцы; 2 — лейкократовые граниты;  
3 — рудное тело

Наиболее значительные из жильных вольфрам-молибденовых месторождений встречаются в слабо эродированных интрузивах, особенно в их апикальных частях — Акчатауское, Караобинское, Восточно-Коунрадское (Центральный Казахстан), Калгутинское (Горный Алтай) и др. Чем глубже эрозионный срез материнского плутона, тем мельче месторождения, развитые в его эндоконтактных зонах. При-

мерами служат месторождения Талицкого, Белокурихинского и других интрузивных массивов Горного Алтая, выходы которых на поверхность достигают многих сотен и даже тысяч квадратных километров. Мощность рудоносной эндоконтактной зоны обычно не превышает 300—400 м.

В породах экзоконтакта рудные жилы встречаются реже. Так, на Калгутинском месторождении они залегают как в пределах материнских гранитов, так и во вмещающих их породах. На Нура-Талдинском месторождении (Центральный Казахстан) рудные жилы находятся в экзоконтактной зоне гранитов мощностью до 300—400 м. На Джидинском месторождении вольфрамонасные жилы Холтосонского участка расположены на расстоянии 1 км от материнского интрузива.

У жильных месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций связь с апикальными частями и эндоконтактными зонами материнских плутонов выражена менее определенно, и все же рудоносные жилы, по-видимому, не встречаются на глубинах более 800—1000 м от верхней поверхности плутона — месторождения Шахтатинское, Сыргичинское, Аманан-Макитское (Восточное Забайкалье), Парагачайское, Капуджихское, Айгедзорское (Малый Кавказ).

Скарновые рудные залежи расположены в экзоконтактных зонах гранитов, в непосредственном контакте с последними или на расстоянии нескольких сотен метров от них. Классическим примером могут служить скарновые рудные тела Тырынаузского вольфрам-молибденового месторождения (Северный Кавказ), залегающие над апикальной частью массива эльджуртинских гранитов. Многочисленные рудные тела скарновых медно-молибденовых месторождений Батеневско-Беллыкского поднятия (Киялых-Узеньского, Уленьского, Глафиринского, Юленского, Карышское и др.) находятся в боковых и верхних приконтактных зонах материнских плутонов.

Яркий пример залежей рудных грейзенов — рудные залежи Югодзырского месторождения (МНР). Они расположены в эндоконтактной зоне штока гранит-порфиров; мощность зоны не более 50 м (рис. 48).

Таким образом, приведенные примеры показывают, что месторождения молибдена тесно пространственно связаны с апикальными частями плутонов материнских гранитов и располагаются в их экзо- и эндоконтактных зонах. Максимальная мощность продуктивных эндоконтактных зон у плутонов вольфрам-молибденовой формации обычно не превышает 200—400 м, у плутонов молибденовой и медно-молибденовой формаций — 800—1000 м. В экзоконтакте оруденение распространяется на расстоянии до 1000—1500 м от материнских гранитов. При этом месторождения вольфрам-молибденовой формации более тесно связаны с апикальными частями плутонов, чем месторождения других формаций. Следует подчеркнуть, что практика геологоразведочных работ не знает сколько-нибудь значительных по размерам месторождений молибдена, которые были бы пространственно связаны с глубокоэродированными интрузивами гранитов.

Позиции месторождений молибдена относительно материнских интрузивов, по-видимому, в основном определялись соотношением степени трещиноватости рудоносных гранитов и пород их кровли в период рудообразования. Анализ материалов разведанных и эксплуатируемых месторождений привел автора к выводу (Покалов, 1964 г.) о существовании трех типов этих соотношений:

1) породы кровли в значительной мере экранировали рудоносные растворы, т. е. они были менее трещиноватыми и, следовательно, менее благоприятными для проникновения в них рудоносных растворов, чем граниты апикальной части материнского интрузива;

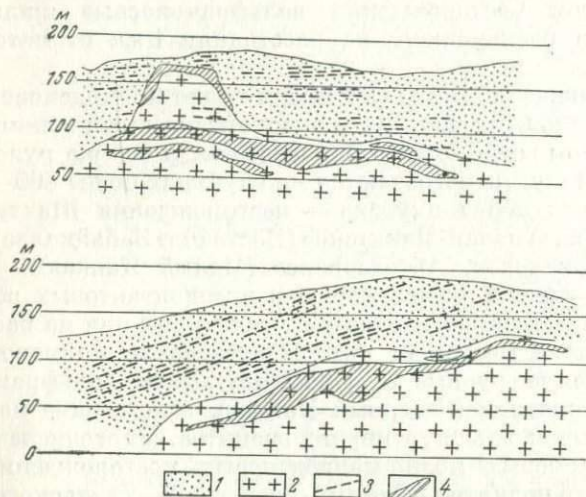


Рис. 48. Геологический разрез Югодзырского вольфрам-молибденового месторождения

1 — ороговитованные сланцы палеозоя; 2 — грейзенизированный гранит-порфир; 3 — кварцевые жилы; 4 — рудные залежи

2) породы кровли были более трещиноватыми, чем граниты апикальной части материнского интрузива, и содержали сравнительно ограниченные или значительные по объему пути для движения рудоносных растворов;

3) в кровле, помимо путей для проникновения рудоносных растворов, имелись прослои пород, пологие дайки или тектонические поверхности, экранировавшие оруденение.

*Первый тип.* Его проявлением является образование рудных тел в материнском интрузиве под породами кровли. В этом случае возникали рудные тела разной морфологии: залежи, штокверки, жилы и трубы. Для таких месторождений характерна интенсивная грейзенизация вмещающих гранитов. На Югодзырском месторождении залежи молибденовых грейзеновых тел расположены непосредственно под породами кровли материнского интрузива, они имеют уплощенную форму, пологое залегание, в целом параллельное интрузивному контакту, и отражают своей волнистой формой неровности контакта интрузивного штока с вмещающими его метаморфизованными сланцами. Такие условия залегания и морфология рудных тел позволяют предположить, что в период рудообразования породы кровли пре-

пятствовали выходу рудоносных растворов за пределы материнского интрузива, а главными рудоконтролирующими структурами в этом интрузиве были пологие трещины отслаивания, образующиеся в апикальных частях гранитных массивов при их остывании. Значительные разрывные нарушения, наложенные на интрузивный шток, в период рудообразования, видимо, здесь отсутствовали.

Экранирующее влияние пород кровли на рудоносные растворы проявилось и при образовании Первомайского штокверка. Здесь кровля гранитного массива на участке месторождения уничтожена эрозией; о ее роли в период рудообразования можно судить лишь по двум косвенным признакам. Первый — резкое затухание оруденения (на расстоянии 10—30 м, реже 50 м) в породах, вмещающих гранитный массив, второй — высокое содержание молибдена в штокверковых рудах (ныне уже отработанных), находящихся в апикальной части гранитного массива. Штокверк образован маломощными прожилками, выполняющими крутопадающие трещины всевозможных простираций. Эти трещины носят характер отрыва и связываются И. П. Кушнаревым (1954) с радиальными направлениями, вызванными дипамическими усилиями, возникшими внутри интрузива рудоносных гранитов. И. П. Кушнарев отрицает возможность образования этой сложной сети трещин за счет внешних тангенциальных напряжений, направление которых многократно менялось. Этим, возможно, и объясняется отсутствие значительных нарушений в породах кровли и ее экранирующее воздействие на рудоносные растворы, отлагавшие молибденовое оруденение.

Иная картина наблюдается на жильных месторождениях, залегающих в апикальных частях массивов материнских гранитов. На Акчатауском месторождении (Центральный Казахстан) рудные грейзены и кварцевые жилы контролируются системой крутопадающих сопряженных сколовых трещин близмеридионального и северо-западного направления (рис. 49). Эти трещины наложены как на массив рудоносных гранитов, так и на вмещающие его породы. Их характер и ориентировка в пространстве хорошо согласуются с общей структурой района, отличительная черта которой — крутопадающее сбросо-сдвиги близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираания, создающие переход от Шетского антиклинория к Токраускому синклинорию. Несмотря на разрывные нарушения, имевшиеся в породах кровли, последняя оказала экранирующее воздействие на рудоносные растворы, о чем свидетельствует резкое уменьшение мощности рудных тел при переходе из материнских гранитов в породы кровли, а также выклинивание рудных тел с приближением к породам кровли.

На Центральном участке Караобинского месторождения (Центральный Казахстан) часть (неосновная) рудной минерализации связана с пологими трещинами отслоения, которые повторяют очертания кровли гранитного массива. Однако более поздние главные рудные жилы приурочены к крутопадающим сколовым трещинам северо-западного, близширотного, близмеридионального и северо-

восточного простирания (рис. 50). Образование этих трещин находится в тесной связи с развитием крупных разломов, установленных в районе месторождения. Рудное поле этого месторождения приурочено к району пересечения Шалгия-Караобинского сбросо-сдвига западно-северо-западного простирания разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

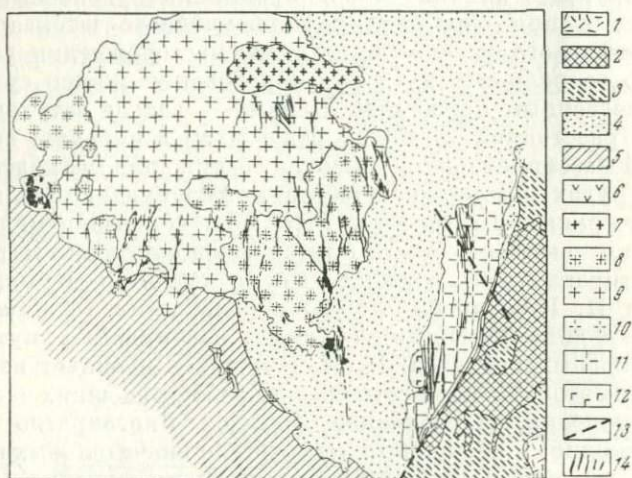


Рис. 49. Схематическая геологическая карта Акчатауского месторождения. По Г. И. Бедрову, В. Е. Бочаровой, М. И. Муравьевой и др.

1 — туполавы и туфы липаритовых пород; 2 — вторичные кварциты; 3 — туполавы дацитовых порфиров, туфы кварцевых порфиров, андезитовые порфириты и их туфы, лавобрекчии, туфобрекчии; 4 — конгломерато-песчаниковые породы; 5 — песчанико-сланцевые породы; 6 — кварцевые порфиры; 7 — лейкократовые мелкозернистые граниты III фазы; 8 — лейкократовые среднезернистые граниты II фазы; 9 — лейкократовые крупнозернистые граниты I фазы; 10 — гранодиорит-порфиры; 11 — адамеллиты; 12 — раннегерцянские микродиориты; 13 — дизъюнктивные нарушения; 14 — рудные жильно-грейзеновые тела

Рудные жилы месторождений Восточно-Коунрадского массива (рис. 51) контролируются крутопадающими трещинами западно-северо-западного, северо-западного и северо-восточного простирания. В. А. Павловым (1958 г.) установлено, что система крутопадающих трещин северо-западного и северо-восточного простирания характерна и для пород, вмещающих интрузивный массив, где по пространственному положению и морфологическим признакам они классифицируются как трещины скола. Трещины западно-северо-западного простирания В. А. Павлов считает трещинами отрыва; однако большая протяженность этих трещин и выдержанность по простиранию больше свидетельствуют в пользу их сколового происхождения. Таким образом, и в Восточно-Коунрадском массиве трещины, контролирующие рудные жилы, были наложены на этот массив под воздействием внешних напряжений.

Приведенные примеры показывают, что формирование гранитных массивов и связанных с ними рудных жил происходило на фоне тектонических движений крупных блоков пород, в результате которых крутопадающие трещины сколового характера накладывались на массивы гранитов, создавая в них структуры для локализации оруденения в форме жил. Поскольку граниты, как правило, представляют собой среду более хрупкую, чем вмещающие их метаморфизо-

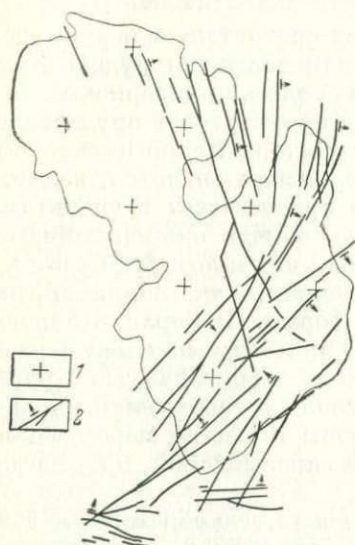


Рис. 50. Распределение рудных жил на Центральном участке Караобинского месторождения  
1 — лейкократовые граниты; 2 — рудные кварцевые жилы

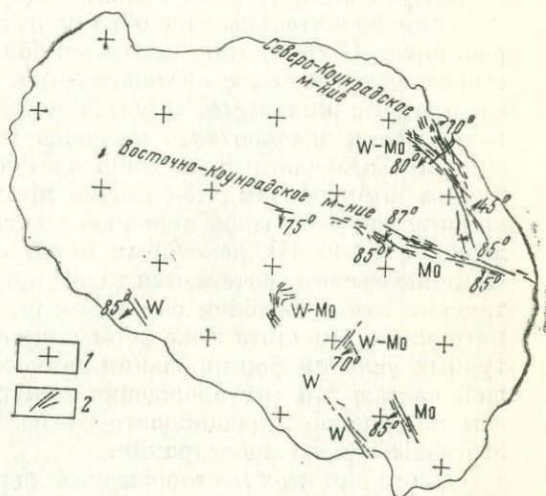


Рис. 51. Схема размещения рудных жил в пределах Восточно-Кузнецкого массива гранитов акчатауского комплекса. По данным Г. Д. Зиновьева и др.  
1 — граниты акчатауского комплекса; 2 — рудные жилы

ванные породы (эффузивы, печаники, сланцы, конгломераты), разрядка внешних напряжений в них приводила к образованию большого количества разрывных нарушений значительной протяженности. Во вмещающих породах из-за их большой пластичности больше возникало пластических деформаций, в связи с чем породы кровли оказывались менее благоприятными для движения по ним рудоносных растворов. В этой ситуации в материнских гранитах, непосредственно под породами их кровли, формировались рудные жилы, контролируемые крутопадающими трещинами, наложенными на гранитные массивы.

Таким образом, тектонические условия формирования месторождений первого типа — под породами кровли материнского интрузива — разнообразны, что, очевидно, и обусловило разнообразие морфологических форм этих месторождений. Это залежи, формиро-

вавшиеся в условиях развития в интрузиве куполовидных трещин отслаивания при отсутствии наложенных разрывных структур, штокверки — в условиях динамических напряжений, возникавших внутри самого массива при его формировании, жилы — в условиях наложения сколовых нарушений в связи с внешними напряжениями. Общим для всех этих месторождений является широкое развитие грейзенов, чему, безусловно, способствовали породы кровли, препятствовавшие удалению летучих дистиллятов за пределы материнского интрузива.

*Второй тип.* Породы кровли содержат сравнительно ограниченные или значительные по объему пути для движения рудоносных растворов. К этому типу относится большая часть штокверковых месторождений, а также месторождения, где штокверковое оруденение сочетается с жильными. Оруденение этих месторождений в основном находится в экзоконтакте массивов материнских гранитов, над их апикальными частями, и лишь частично присутствует в гранитах. Формы штокверковых тел весьма простые, обычно они напоминают шляпку гриба с разной степенью уплощений или имеют форму штокверковых зон. На некоторых месторождениях, как, например, на Коктенкольском, сочетаются та и другая формы. На Верхне-Кайрактинском месторождении очертания штокверка более или менее изометричны. Простота этих форм определяется отношением структурных условий формирования данного типа месторождений. Большею частью эти месторождения приурочены к местам пересечения зон повышенной трещиноватости разных простираний, но иногда это зоны одного простирания.

Общим для всех месторождений является то, что образование зон трещиноватости, в которых локализовано оруденение, предшествовало не только рудному, но и магматическому процессу, о чем можно судить по морфологии и пространственной ориентировке продуктов его проявления, т. е. структурные условия образования месторождений в основном уже были подготовлены до внедрения гранитов. В этой подготовке главную роль играли послескладчатые разрывные нарушения, определявшие места внедрения материнских интрузивов и форму их апикальных частей, о чем будет сказано ниже.

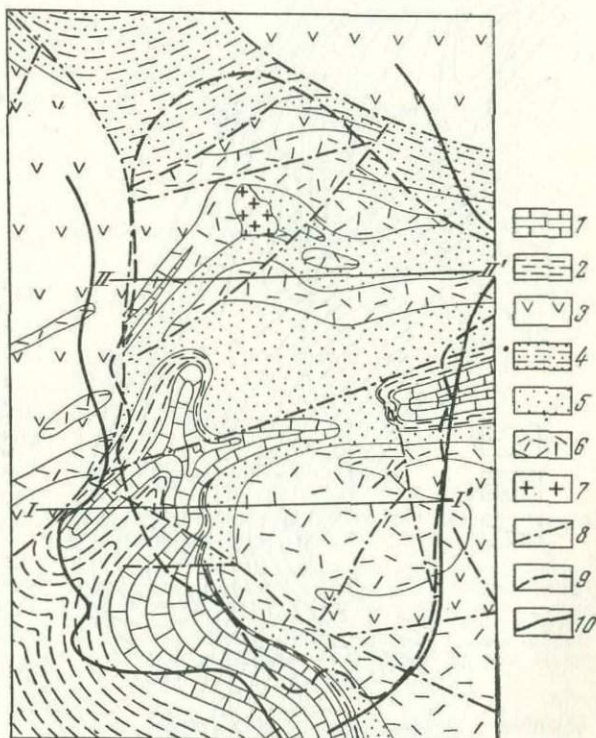
Коктенкольское месторождение в Центральном Казахстане — наиболее яркий пример месторождения данного типа. Здесь в пределах рудного поля породы собраны в пологие складки близширотного простирания, согласные с простиранием северной ветви Успенского прогиба, на южной окраине которой расположено это месторождение (рис. 52). В пределах месторождения имеются разломы близширотного, северо-северо-западного и северо-восточного простирания, которые нарушают залегание складчатых структур.

Тело материнских гранитов имеет здесь удлиненную хребтообразную форму, осложненную рядом куполовидных возвышений, и простирается в близмеридиональном направлении, т. е. резко дискордантно по отношению к складчатым структурам района (рис. 53). Это свидетельствует о том, что внедрение гранитов происходило

после образования разрывных нарушений близмеридионального простирания, поперечно секущих складчатые структуры. Именно эти нарушения контролировали внедрение гранитов и в значительной мере обусловили общую форму их тела. Куполовидные возвышения гранитов образовались в местах пересечения зоны разрывных нарушений близмеридионального простирания с зонами трещин близширотного простирания. Эти места оказались наиболее проницаемыми и для магмы, и для рудоносных растворов; здесь отмечается наибольшая концентрация оруденения.

Рис. 52. Схематическая геологическая карта Коктенкольского месторождения. По Г. А. Паркадзе и К. Н. Фаткулину, в интерпретации В. Т. Покалова

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинистые и кремнисто-углистые сланцы, мергели и кремнистые известняки; 3 — андезитовые порфириты 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 аччата уского комплекса; 8 — разрывные нарушения; 9 — ореол вольфрамовой минерализации; 10 — ореол молибденовой минерализации



Примерно в таких же тектонических условиях развивались магматизм и рудная деятельность на Джанетском, Байназарском и ряде других месторождений Центрального Казахстана. На всех этих месторождениях наиболее богатое оруденение сконцентрировано в участках пород с наибольшей трещиноватостью, легкодоступных для проникновения и локализации в них оруденения. Ими являются участки кровли материнских гранитов, расположенные над их апикальными частями. Однако повышенная трещиноватость в большом объеме пород вряд ли могла способствовать концентрированию оруденения. Последнее в таких условиях рассеивалось, не создавая богатых руд.

Подтверждением может служить Верхне-Кайрактинское месторождение, где в объеме пород свыше  $1 \text{ км}^3$  находятся огромные запасы бедных вольфрамовых и еще более бедных молибденовых руд.

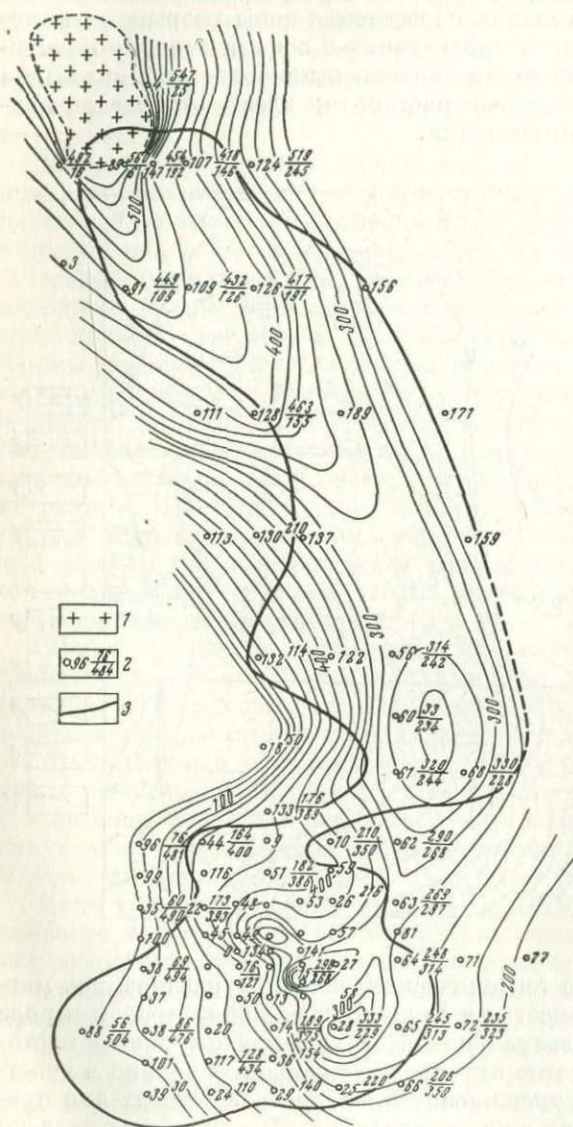


Рис. 53. Рельеф поверхности апикального выступа гранитов Коктенкольского массива. По Г. А. Паркадзе и К. Н. Фаткуллину

1 — выход гранитов на поверхность; 2 — скважины: числитель — абс. отм. точки верхней контакта гранитов, знаменатель — глубина контакта, м; 3 — контур рудной минерализации

Третий тип. В породах кровли материнского интрузива, помимо путей для проникновения рудоносных растворов, имелись факторы, обусловившие экранирование оруденения. Примером штокверков

этого типа может служить Шалгинское месторождение, на котором сильно уплощенные штокверковые тела залегают непосредственно под пологими дайками плагιοгранит-порфиров (рис. 54).

На Умальтинском месторождении (Хабаровский край, бассейн Буреи) рудные жилы мезозойского возраста расположены в палеозойских гранитах под перекрывающими эти граниты нижнеюрскими базальными конгломератами, погружающимися на запад-северо-запад (рис. 55). Здесь развиты рудные жилы двух направлений: северо-северо-восточного и северо-западного. Гипсометрический уровень залегания жил северо-северо-восточного простирания при движении с севера на юг повышается вместе с подъемом в том же направлении выхода на поверхность седиментационного контакта осадочных пород с гранитами. Если на центральном участке месторождения верхние окончания жил залегают на уровне 510—520 м, то на самом южном участке они находились на высоте 650—660 м. Соответственно и абсолютные отметки корневых рудных тел увеличиваются с севера на юг с 280 до 450 м. Разница в абсолютной глубине распространения двух крайних жил составляет 170 м. Примерно на такую же

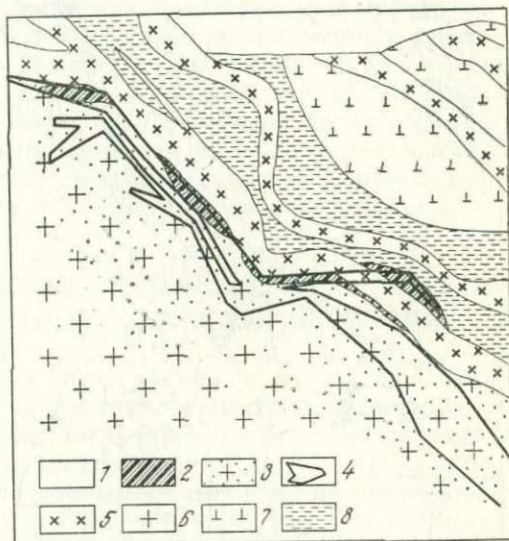


Рис. 54. Геологический разрез Шалгинского месторождения. По М. А. Конопляцеву

1 — кора выветривания по основным породам; 2 — слюдяно-кварцевые породы; 3 — окварцованные микрограниты; 4 — контур оруденения; 5 — дайки плагιοгранит-порфиров; 6 — микрограниты и мелкозернистые граниты; 7 — плагиоклазиты; 8 — фельзиты, фельзит-порфиры, амфиболиты, оталькованные

величину поднимается на этом интервале и выход контакта юрских пород с гранитами. В жилах северо-западного простирания ярко выражено склонение на северо-запад. Верхней границей распространения рудных жил служит контакт юрских осадочных пород с палеозойским гранитом. Падение этого контакта на запад-северо-запад обусловило в жилах северо-северо-восточного простирания склонение на северо-северо-восток и в жилах северо-западного простирания — на северо-запад. Если через нижние окончания жил обоих направлений мысленно провести поверхность, то она расположится параллельно пласту базальных конгломератов, на расстоянии 200—300 м от него. При доказанном послееюрском возрасте оруденения локализацию жил под седиментационным контактом осадочных пород с палеозойским гранитом можно объяснить только

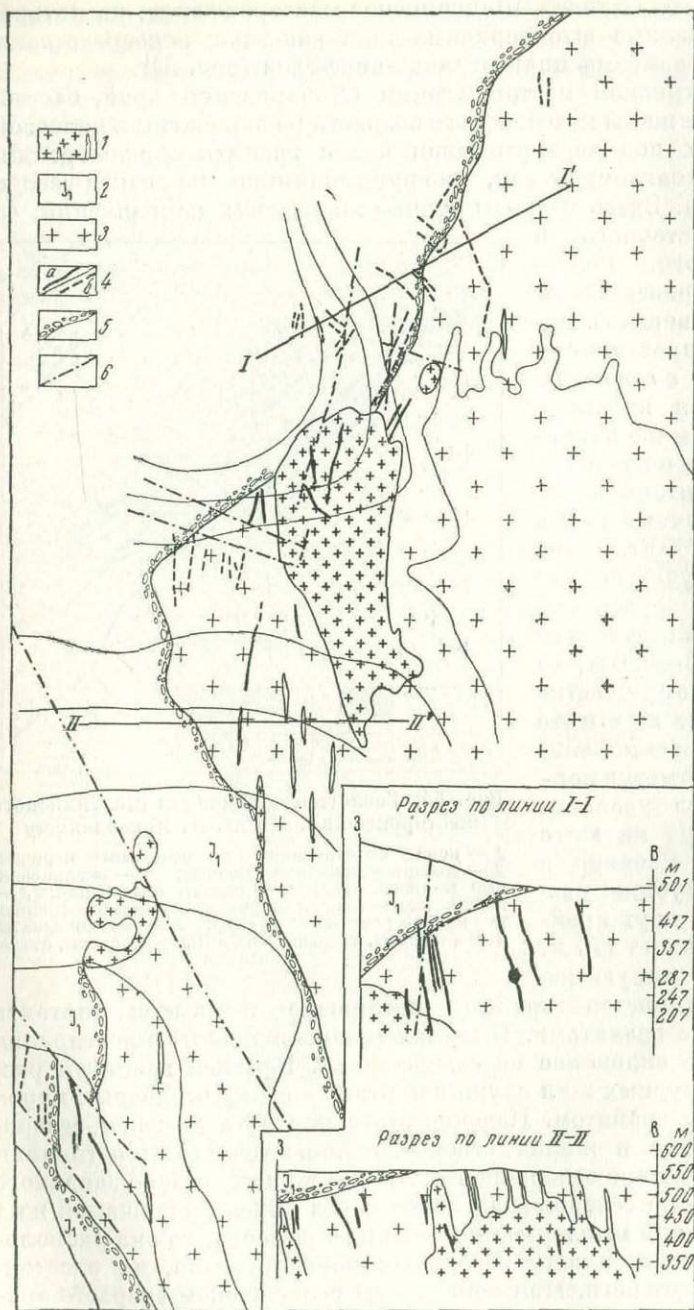


Рис. 55. Схематическая геологическая карта Умальтинского месторождения. Составил В. Т. Покалов

1 — мезозойские аплитовидные граниты и гранитпорфиры; 2 — нижнеюрские песчаники; 3 — палеозойские порфировидные граниты; 4 — рудные кварцевые жилы, выходящие на поверхность (а) и не выходящие на поверхность (б); 5 — базальный нижнеюрский конгломерат; 6 — разрывные тектонические нарушения

затуханием рудовмещающих трещин в перекрывающих гранит базальных конгломератах и песчаниках.

Выделенные типы структурных условий образования вольфрам-молибденовых месторождений не включают всего разнообразия условий, наблюдаемых в природе. Существует много месторождений, где эти типы сочетаются. Так, например, на Джидинском месторождении Первомайский молибденовый штокверк находится в материнских гранитах, а более поздние Инкурский вольфрамовый штокверк и Холтосонские вольфрамоносные жилы целиком залегают в породах экзоконтакта. На Караобинском месторождении три рудных участка. На Центральном участке — главным по своему значению — рудные жилы почти целиком залегают во вскрытом эрозией апикальном выступе материнских гранитов и лишь частично распространяются в эффузивы экзоконтакта, в то время как на Молибденовом и Западном участках штокверковое оруденение находится в породах экзоконтакта, над апикальными выступами гранитов (глубина 150—300 м).

## МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Месторождения молибдена независимо от их принадлежности к той или иной рудной формации характеризуются штокверковыми, брекчиевыми, жильными и залежными морфологическими типами оруденения. Нередко на одном месторождении одна и та же рудная минерализация представлена рудными телами разных морфологических типов. Так, например, на Каджаране, Айгедзоре и Джиде — штокверковым и жильным, на Коунраде, Каратасе, Брадене, Чукикамате, Токвешале, Жирекене — штокверковым и брекчиевым, на Дастакерте, Соре, Булуктае — штокверковым, жильным и брекчиевым.

Месторождения штокверкового типа имеют наибольшее промышленное значение. Запасы молибдена в них достигают сотен тысяч и даже более миллиона тонн (Кляймакс), содержание молибдена в рудах колеблется от тысячных до нескольких десятых долей процента. Рудная минерализация выражена главным образом кварцевыми жилками с молибденитом мощностью от 1—2 мм до 10—15 см, подчиненное значение имеют «сухие» прожилки молибденита и молибденит, вкрапленный во вмещающие породы. Рудные прожилки обычно ориентированы в нескольких направлениях. Четких геологических границ штокверки, как правило, не имеют — на их флангах сеть рудных прожилков редет и оруденение постепенно затухает. Границы промышленных рудных тел устанавливаются опробованием в зависимости от промышленных кондиций месторождений, определяемых проектными организациями.

По форме штокверки могут быть разделены на более или менее изометричные линейно вытянутые зоны и кольцеобразные или трубообразные. Более сложные формы штокверков — комбинация этих

трех типов. Изометричные штокерки расположены в относительно однородных породах. Их наиболее ярким примером является Жирекенское месторождение в Восточном Забайкалье. Оно находится в зоне крупного меридионально ориентированного разлома, в обрамлении наложенной на палеозойские граниты мезозойской широтно простирающейся впадины. Месторождение приурочено к участку интенсивно трещиноватых и брекчированных мезозойских гранитов. Как видно из схематической геологической карты (рис. 56), здесь развиты разрывные нарушения близширотного, близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. В южной части месторождения расположена серия параллельных сбросов близширотного простирания, обусловившая ступенчатый характер структуры этого участка; в северной части месторождения широко распространены разрывные нарушения северо-западного простирания, а на его западном фланге проходит относительно крупное нарушение северо-восточного простирания. Разрывные нарушения характеризуются зонами интенсивно раздробленных пород, мощность которых достигает 15—20 м. Диаграммы, построенные на основании массовых замеров трещин в горных выработках, показывают, что в южной части месторождения преобладают трещины близширотного и северо-восточного простирания, а в центре месторождения преимущественно развиты трещины близмеридионального, северо-западного и близширотного простирания.

Пространственная ориентировка даек порфировых пород полностью согласуется с распространением трещин разных систем в гранитах рудного поля. В юго-восточной половине участка месторождения дайки ориентированы в близширотном и меньше — в северо-восточном направлении, в северной части месторождения простирание даек в основном близмеридиональное. Дайки северо-западной и северо-восточной ориентировки немногочисленны и характеризуются небольшой мощностью (до 0,5—1,0 м). По-видимому, в период интрузий порфировых пород вмещающие их граниты вследствие общего вздымания блока земной коры в данном месте испытали всестороннее тангенциальное растяжение, в результате чего оказалось возможным одновременное раскрытие разрывных нарушений разной ориентировки. При этом главными нарушениями, контролировавшими интрузии порфировых пород, были нарушения близширотного и близмеридионального простирания, к месту пересечения которых и приурочено месторождение.

Сложная сеть разрывных нарушений, образовавшаяся до интрузий порфировых пород, видимо, была еще более усложнена явлениями взрывного характера периода этих интрузий, с которыми связано брекчирование вмещающих их гранитов. Многочисленные трещины и участки брекчированного гранита послужили путями движения рудоносных растворов, а местами — отложения рудной минерализации. Наследуя, таким образом, додайковую трещиноватость гранитов, оруденение сконцентрировалось преимущественно в местах развития серий даек порфировых пород, при этом сами дайки как наи-

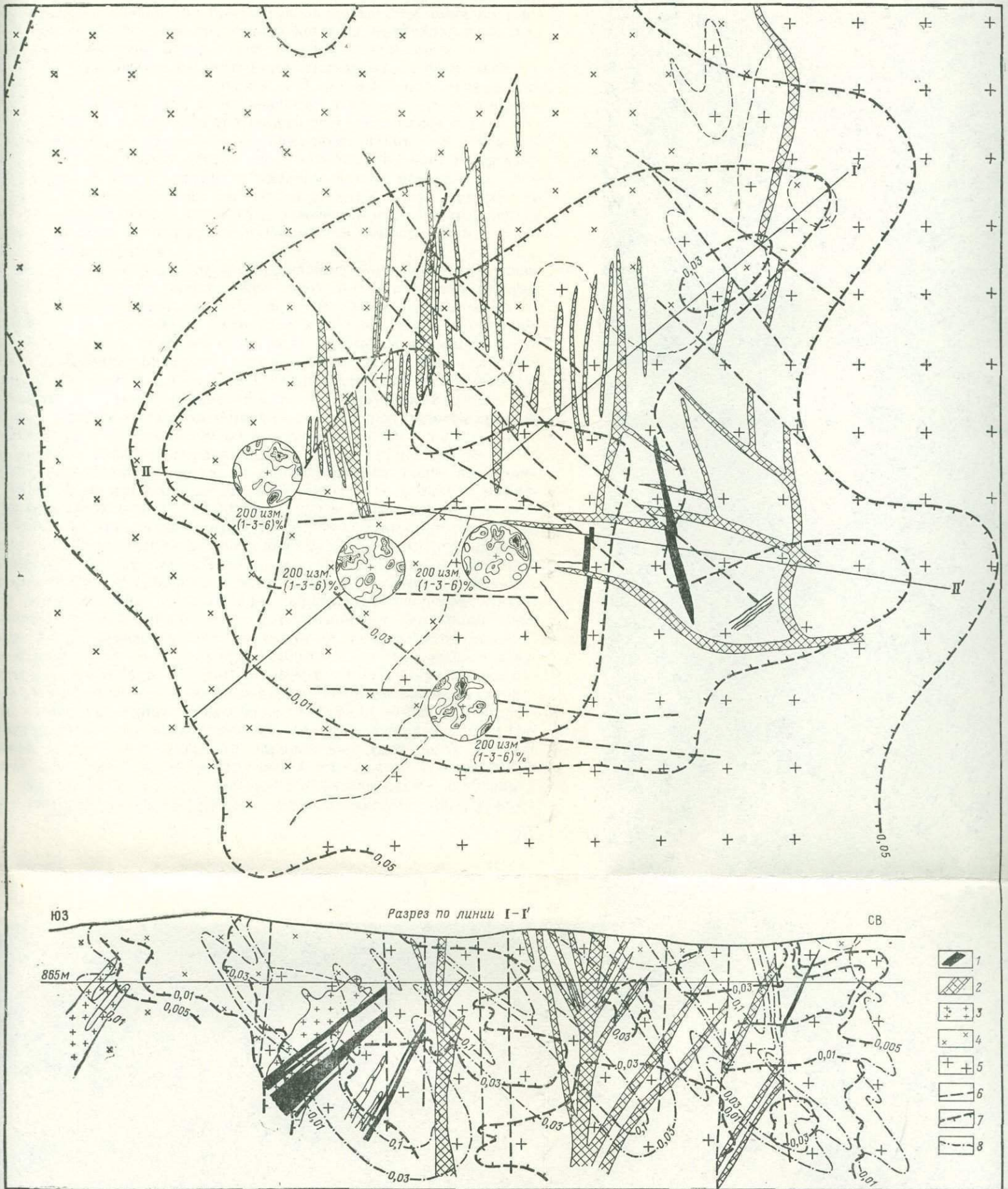


Рис. 56. Схематическая геологическая карта и разрезы Жирекенского месторождения. Составил В. Т. Покалов

1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — мелкозернистые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — средне- и крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 6 — разрывные тектонические нарушения; 7 — изолинии содержания молибдена; 8 — изолинии содержания меди

более молодые и наименее трещиноватые породы обычно не несут промышленного оруденения.

Распространенные на месторождении разрывные нарушения северо-западного простирания в основном послерудные. Образование этих нарушений вызвало значительные блоковые движения на всем участке месторождения, в результате которых подновлялись ранее образованные нарушения практически всех направлений.

Другими примерами изометричных штокверков могут служить Каджаранское (рис. 57), Агаракское и Джиндаринское месторождения Малого Кавказа. Эти месторождения расположены в породах Мегри-Ордубадского плутона третичного возраста, в зоне регионального Дебаклинского разлома северо-северо-западного простирания, рассекающего названный плутон вдоль его длинной оси. Руды указанных штокверков находятся в висячем крыле разлома на расстоянии от нескольких десятков метров до одного-двух километров от его шва и приурочены к местам пересечения зоны Дебаклинского разлома с зонами разрывных нарушений близширотного и северо-восточного простирания.

Рудное тело Коунрадского месторождения, согласно К. С. Газизовой (1957 г.), представляет собой шток в той или иной степени измененных и оруденелых гранодиорит-порфиров, заключенных в гидротермально измененных кварцевых порфирах. Рудоносные растворы поднимались главным образом по трещинам западной части штока гранодиорит-порфиров и при приближении к вышележащим эффузивам двигались на восток, откладывая оруденение в гранодиорит-порфирах, под экранировавшими их эффузивами (рис. 58).

Месторождения типа штокверковых зон контролируются сравнительно узкими зонами повышенной трещиноватости, в которых развиты трещины разных направлений. В период рудоотложения все трещины или большая часть их приоткрывались более или менее равномерно. При преобладании трещин одного какого-нибудь направления преобладающими оказывались рудные прожилки того же направления. При этом господствующая система рудных прожилков не всегда согласуется с общим направлением рудной штокверковой зоны.

Бошекульское месторождение (рис. 59) — пример оруденения, имеющего форму штокверковой зоны. Оно приурочено к южному крылу Бошекульской антиклинали, вблизи ее сводовой части, сложной нижнекембрийскими вулканогенными породами. Трещинные зоны, образовавшиеся в сводовой и околовсводовой частях антиклинория, ориентированы согласно с их осью в близширотном направлении. По ним происходило внедрение малых интрузий диорит- и плагиогранит-порфиров. Затем произошли тектонические движения, образовавшие зоны дробления также близширотного направления. На месторождении выявлены две дорудные тектонические зоны, простирающиеся параллельно друг другу на расстоянии 200—500 м одна от другой. Блок пород, ограниченный этими зонами, неоднократно подвергался интенсивному дроблению. В него внедрялись тела диорит- и плагиогранит-порфиров, с кото-

рыми парагенетически связывается медно-молибденовое оруденение. Рудной минерализации подвергались диорит-порфиры, плагиогранит-порфиры и вмещающие их порфириты нижней подсыты ниж-

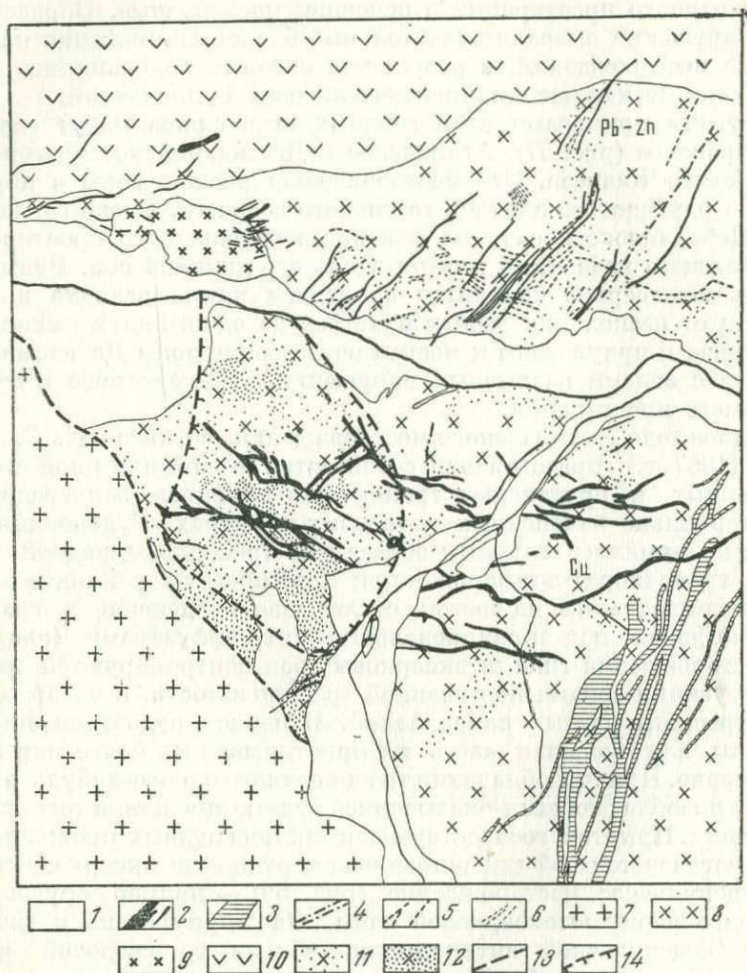


Рис. 57. Схематическая геологическая карта Каджаранского медно-молибденового месторождения. По данным С. А. Мовсисяна и материалам Каджаранской ГРП

1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — гранодиорит-порфиры II этапа; 3 — гранодиорит-порфиры I этапа; 4 — минетты амфиболовые; 5 — спессартиты; 6 — аплиты; 7 — порфиридные граниты и гранодиориты; 8 — монзониты; 9 — диориты; 10 — нижнеозоеновые андезитовые порфириты и их туфы; 11 — среднеизмененные монзониты; 12 — сильноизмененные монзониты; 13 — тектонические нарушения; 14 — граница рудной минерализации

него кембрия. Рудное тело имеет вид пластообразной залежи с мощностью минимальной на флангах и максимальной в центральной части месторождения. Верхняя граница рудного тела более или ме-

нее плавная и параллельна дневной поверхности. Нижняя его граница местами имеет причудливые формы, обусловленные глубокими языкообразными заливами оруденения, совпадающими с двумя основными дорудными тектоническими зонами.

Другим примером штокверковой рудной зоны служит Ипчульское месторождение в Хакасии (рис. 60). Оно находится в месте сочленения близмеридиональных тектонических структур Кузнецкого Алатау с близширотными тектоническими структурами Батеневского кряжа и приурочено к продолжительно развивавшейся зоне разрывных нарушений северо-северо-западного простирания. Участок месторождения сложен нижнепалеозойскими диабазами и андезитовыми порфиритами и прорывающими их небольшими телами каледонских гранитов, видимо, образующими выступы крупного плутона, залегающего на глубине. Кроме того, здесь распространены дайки аплитов и порфировых пород разного состава. Оруденение представлено двумя штокверковыми зонами, в целом согласного простирания с вмещающей их близмеридиональной зоной повышенной трещиноватости и разгнейсования пород. Однако, как это видно из проводимых диаграмм (рис. 61), одни и те же рудные прожилки выполняют в эффузивных породах трещины преимущественно близширотного простирания, а в гранитах — северо-восточного. Происхождение этих трещин разное; оно не связано с образованием тектонической зоны близмеридионального простирания, но в период рудообразования, в период развития этой зоны, они одновременно унаследованно приоткрывались и развивались.

Примером кольцеобразного штокверка может служить Бугдаинское месторождение в Восточном Забайкалье (рис. 62). Здесь в палео-

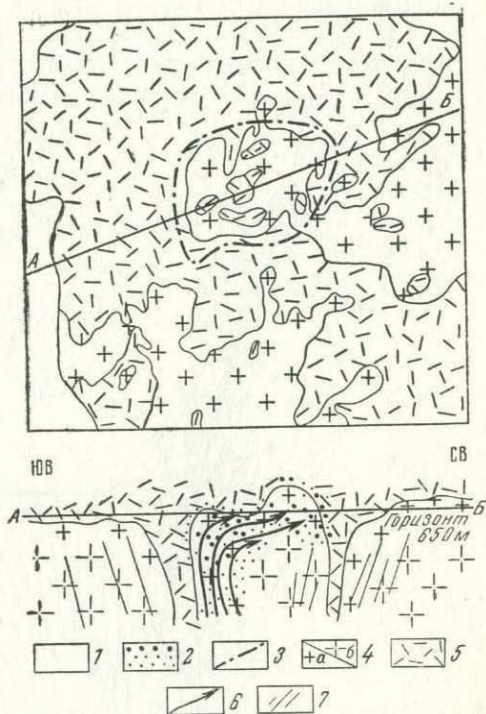


Рис. 58. Геологическая карта (по Н. И. Наковнику) и схематический разрез (по К. С. Газизовой) рудного поля Коунрадского месторождения

1 — современные отложения; 2 — первичное оруденение; 3 — контуры рудной минерализации; 4 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры (б) и вторичные кварциты по гранодиоритам и гранодиорит-порфирам (а); 5 — вторичные кварциты по эффузивным породам; 6 — основное направление, по которому происходило движение рудонесных растворов; 7 — направление падения конически кольцеобразных систем трещин

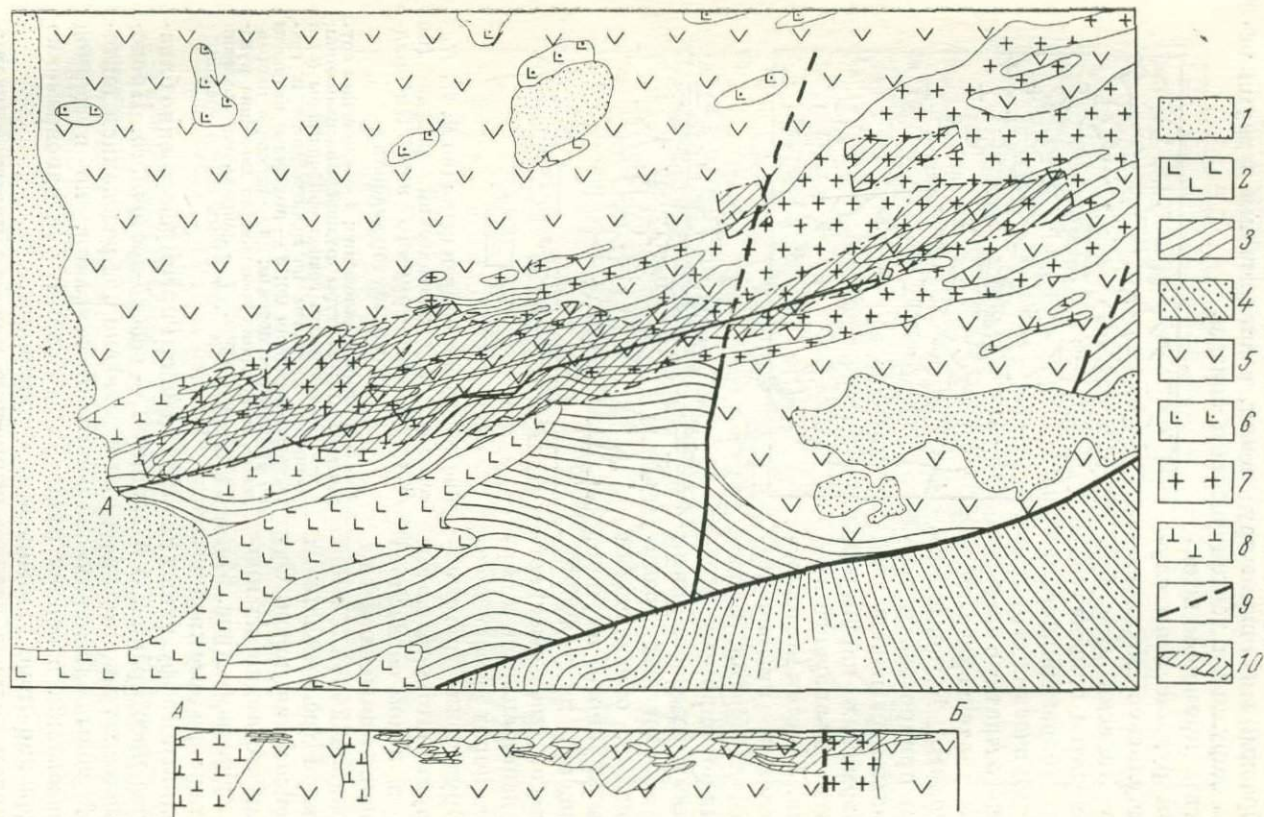


Рис. 59. Схематическая геологическая карта и разрез Божекульского месторождения. По Р. А. Борукаеву и В. Г. Ли  
 1 — тритичные конгломераты и кварциты; 2 — каледонские диабазы; 3 — верхнекембрийские песчаники и алевролиты; 4 — среднекембрийские песчаники и алевролиты; 5 — нижнекембрийские порфириды и их туфы; 6 — нижнекембрийские диабазовые порфириды; 7 — плагио-гранит-порфириды; 8 — диоритовые порфириды; 9 — разрывные тектонические нарушения; 10 — контур оруденелых пород

зойских гранитах, в месте пересечения близмеридиональной и северо-западной зон повышенной трещиноватости образовалось небольшое тело верхнеюрских кварцевых порфиров. Вокруг этого тела, в зоне мощностью в несколько десятков метров, палеозойские граниты подверглись предрудным метасоматическим изменениям. Рудный штокверк расположен кольцеобразно вокруг этих измененных гранитов. С глубиной рудное тело воронкообразно сужается и частично переходит из измененных палеозойских гранитов в молодые кварцевые

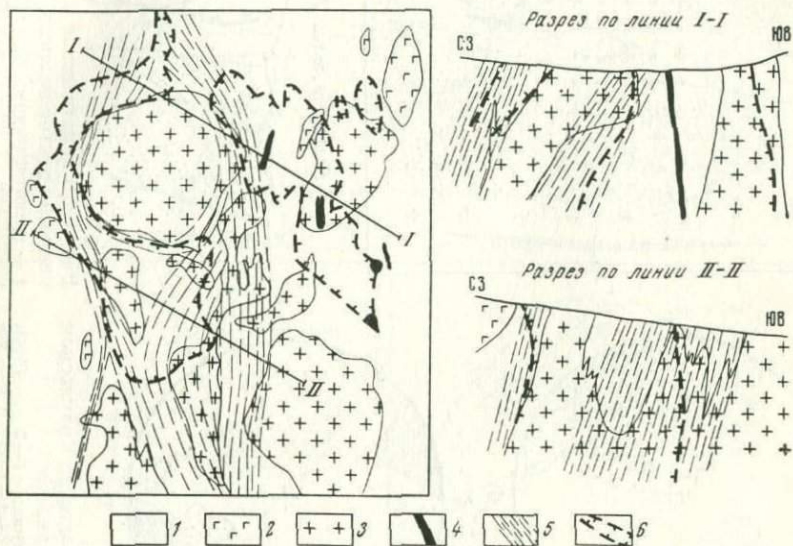


Рис. 60. Геологическая карта и разрезы Ичудьского месторождения.  
По Б. С. Чернову и материалам ГРП

1 — диабазы; 2 — габбро; 3 — граниты; 4 — гранит-порфиры и кварцевые альбитофиры;  
5 — зона рассланцевания; 6 — контуры распространения молибденового оруденения

порфиры. Очевидно, после образования тела кварцевых порфиров и изменения палеозойских гранитов осевая часть пересечения тектонических зон оказалась малодоступной для рудоотложения, вследствие чего развитие рудного штокверка происходило вокруг тела кварцевых порфиров и измененных около них пород, в зоне, где трещиноватость была достаточно интенсивной.

Другим примером кольцеобразного штокверкового оруденения, ставшим уже классическим, является месторождение Кляймакс в США (рис. 63). Рудное тело Кляймакса залегает вблизи регионально меридионально ориентированного сброса Москвито, в месте пересечения сбросов нескольких направлений: северо-западного, близширотного и близмеридионального. Эти нарушения контролируют положение даек порфировых пород третичного возраста.

В центральной части месторождения находится так называемое кварцевое ядро, представляющее собой сильно (до 98%) окварцованные

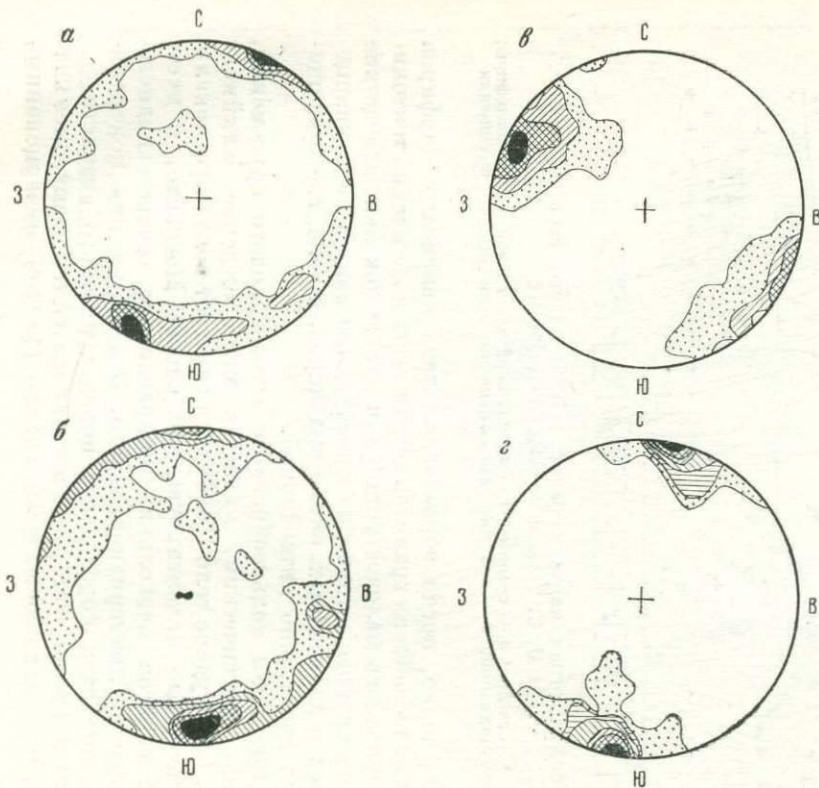
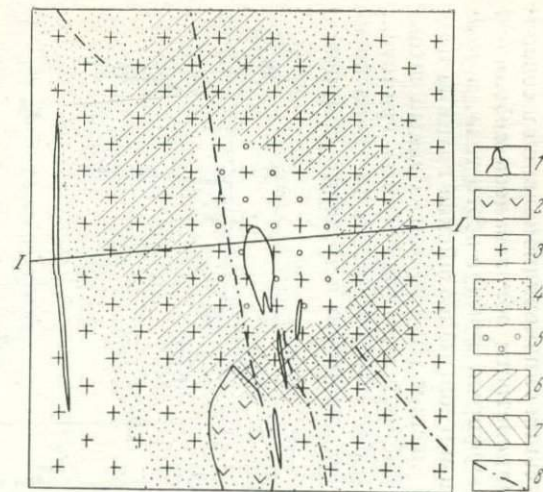


Рис. 61. Диаграммы ориентировки рудных прожилков на Инчульском месторождении. Составлены *Б. С. Черновым*

*а* — кварц-магнетитовые прожилки в эффузивах (284 измерения; <1—3—5—70%);  
*б* — молибденит-кварцевые там же (376 измерений; <1—2—3—4—5%); *в* — молибденит-кварцевые прожилки в гранитах (688 измерений; <1—2—4—6%); *г* — кварц-карбонатные прожилки в эффузивах (113 измерений; <1—3—5—7—9—10%)



Разрез по линии I-I

Рис. 62. Схематическая карта и разрез Бугданского месторождения. По *Б. С. Чернову*  
*1* — гранит-порфиры; *2* — кварцевые порфиры; *3* — биотитовые граниты; *4* — серицитизированные породы; *5* — калишпатизированные и окварцованные породы; *6* — контуры молибденовой минерализации; *7* — контуры полиметаллической минерализации; *8* — разрывные нарушения

породы с убогим содержанием молибдена (до 0,1% в краевой его части). Вокруг этого ядра расположена зона промышленных молибденовых руд (содержание до 0,3—0,4%). Мощность этой кольцеобразной зоны колеблется от 100 до 300 м. Она прослежена на глубину до 350—400 м. Метасоматические изменения пород здесь про-

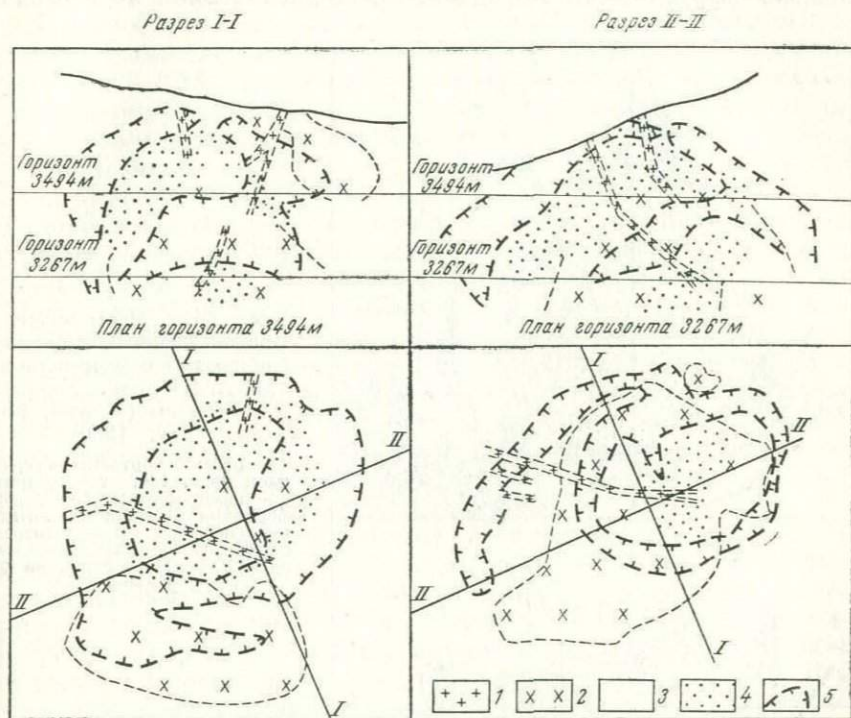


Рис. 63. Горизонтальные и вертикальные разрезы рудного тела месторождения Кляймакс. По Вандервильду и Кингу

1 — дайки порфировых пород; 2 — монзонит-порфиры; 3 — вмещающие граниты и кристаллические сланцы; 4 — сильно окварцованные породы; 5 — границы промышленных руд

явлены значительно слабее, но степень раздробленности пород перед рудоотложением была весьма значительной, так как на одном метре породы здесь насчитывается до 30—50 рудных прожилков мощностью от 1—2 мм до 1—2 см. Переход от рудной зоны к внутреннему кварцевому ядру и окружающим ее безрудным породам постепенный, границы рудного тела устанавливаются опробованием. По-видимому, механизм формирования кольцеобразной штокверковой зоны на Кляймаксе был примерно тот же, что и на Бугдаинском месторождении. Предрудные процессы метасоматически изменили наиболее легко проницаемые в это время породы центральной части месторождения, полностью или в значительной мере затянув здесь

трещиноватость. В результате наиболее трещиноватыми и легко проницаемыми для более поздних рудоносных растворов оказались породы вокруг этого ядра, где и было локализовано оруденение.

Интересным примером кольцеобразного штокверка является месторождение Браден в Чили (рис. 64). Его рудное поле в основном сложено эффузивными породами, преимущественно андезитового

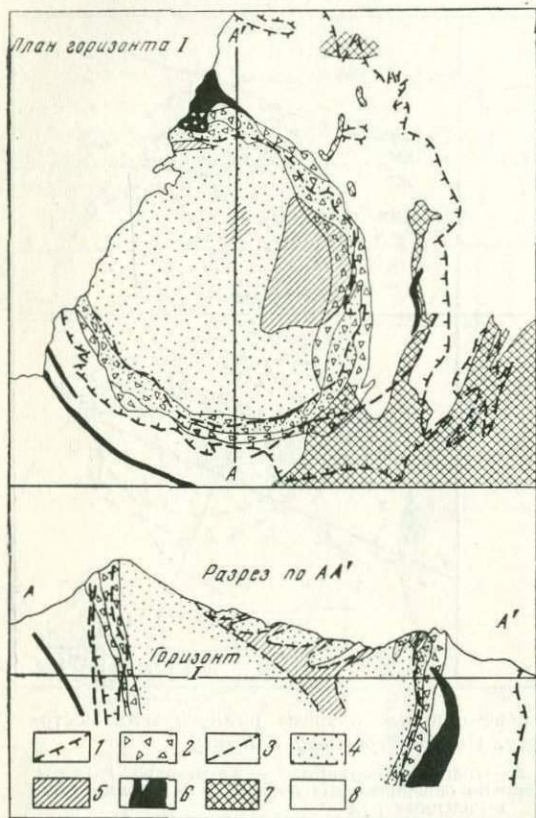


Рис. 64. Месторождение Браден. Геологический план горизонта I и разрез по линии AA'. По Ф. Хоуэллу и Дж. Моллоу (Howell, Molloy, 1960)

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

состава, которые прорваны последовательно внедрявшимися кварцевыми диоритами, дацитовыми порфирами, латитовыми порфирами и лампрофирами. Месторождение находится в месте сгущения сбросов и трещин северо-восточного и северо-западного простирания, пересекающих региональные тектонические структуры близмеридионального простирания. Согласно исследованиям Ф. Хоуэлла и Дж. Моллоу, рудное тело (определяется опробованием, бортовое содержание Cu 1%, среднее содержание Cu 1,95%, Mo 0,04%) сплошным кольцом с максимальной шириной 600 м окружает так называемую трубку Браден, ранее принимавшуюся Линдгреном и Бастиным за кратер вулкана. Эта трубка имеет форму перевернутого конуса,

прослеженного на глубину до 1700 м, с основанием у поверхности диаметром 1350 м. Она выполнена сильно уплотненным обломочным материалом, называемым формацией Браден. Большинство обломков формации Браден образовалось из оруденелой породы, которая прежде занимала место трубки, но имеются также обломки роговиков и кремнистых сланцев, отсутствующих в рудном поле. По границам трубки обломки руды настолько многочисленны, что местами образуют промысленные руды. В остальной части трубки содержание меди 0,2—0,3%, с глубиной оно явно увеличивается.

Трубка окружена дотрубковой и послетрубковой брекчией. Ранняя дотрубковая брекчия мощностью 30—60 м окружает трубку. Она образовалась в результате дробления блока пород, который прежде занимал место трубки Браден. Для этой брекчии весьма характерен черный турмалин, который заместил первичный цемент, а местами обломки. Округлые обломки дотрубковой брекчии обнаружены во многих местах среди пород формации Браден.

Послетрубковая брекчия образовалась по породам, заключенным в трубке Браден. Она расположена по границе трубки, находясь внутри кольца дотрубковой брекчии. Контакт между брекчированными и небрекчированными породами формации Браден постепенный, местами установить его трудно. Породы формации Браден интродуцированы автобрекчированными латитовыми порфирами нескольких стадий. И латитовые породы, и породы формации Браден были нарушены более поздним брекчированием.

Ф. Хоуэлл и Дж. Моллой считают, что формирование месторождения Браден происходило следующим образом. После внедрения штока дацитовых порфиров, который занимал какую-то часть пространства, занятого теперь трубкой Браден, вмещающие его породы подверглись гидротермальному изменению с образованием серицита, каолинита, вторичного кварца, карбонатов, эпидота, магнетита. Измененные породы и шток дацитовых порфиров были интенсивно раздроблены и частично брекчированы. Затем в блоке сильно раздробленных пород образовалось основное промышленное оруденение, в котором ближе к поверхности преобладают халькопирит и пирит, а на глубине появляются борнит и молибденит. В заключение этой главной стадии рудной минерализации произошел мощный тектонический толчок, который раздробил столб пород, образовав дотрубковую брекчию.

Дальнейшая история месторождения — это образование трубки Браден, выполняющих ее пород, латитовых порфиров и наложенной на них рудной минерализации, не имеющей, однако, промышленного значения. По мнению Ф. Хоуэлла и Дж. Моллой, 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,

сопровождаящие внедрение латитовых порфиров нескольких стадий и вызывавшие неоднократные перемещения обломков пород внутри трубки вверх и вниз.

Примером сочетания штокверковой зоны и рудного тела трубообразной формы может служить Кальмаккырское медно-молибденовое месторождение (рис. 65). Рудное поле здесь в основном сложено сиенитами и сиенито-диоритами, прорванными малыми интрузивами гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и дайками липаритов. Зона штокверкового оруденения, как малые интрузии, контролируется тектонической зоной северо-западного простираия. Границы рудного тела очень нечеткие и устанавливаются опробованием. Его общая форма напоминает трубу, уходящую на значительные глубины. Во внутренней части трубы находятся слабооруденелые гранодиорит-порфиры. Наиболее богатые руды расположены в сиенитах, вокруг относительно молодого интрузивного тела гранодиорит-порфиров.

Сорское месторождение — пример штокверка более сложной формы. Оно расположено в месте пересечения тектонических зон северо-западного и близширотного простираия. В плане общие контуры оруденелых пород в первом приближении напоминают крестообразную форму (рис. 66). При этом внутреннее строение штокверка в достаточной мере сложное (см. рис. 67). Здесь участки относительно богатых руд чередуются со слаборудными или безрудными. Обусловлено это главным образом разнородностью пород, составляющих центральную часть месторождения, расположенную в зоне сложного контакта различных меланократовых пород с прорывающими их лейкократовыми гранитами. Здесь же залегают малые интрузивные тела более молодых порфировых пород, а также образованные метасоматическим путем штокообразные тела, сложенные калиевым полевым шпатом и кварцем.

Оруденение в основном локализовано в лейкократовых гранитах, в то время как другие породы, как правило, слабо минерализованы. Это, по-видимому, связано с разной степенью трещиноватости пород. Наиболее интенсивно рассечены трещинами лейкократовые граниты; их механическая прочность на скалывание самая низкая и равна  $81,2—104,9 \text{ кг/см}^2$ .

Меланократовые породы несмотря на то, что они древнее лейкократовых гранитов, менее трещиноваты, их механическая прочность на скалывание равна  $136,0—157,0 \text{ кг/см}^2$ . Их крупные останцы или отторженцы, встречающиеся среди оруденелых лейкократовых гранитов, часто безрудны. Молодые порфировые породы, а также полевошпатовые и кварцевые штоки вследствие своей незначительной трещиноватости также были малоблагоприятными для локализации оруденения. Следовательно, среда, в которой развивался Сорский штокверк, в структурном отношении была резко разнородной, что и обусловило его сложное строение.

В целом следует отметить, что формы молибденовых штокверков в основном определяются характером структур, контролирующих

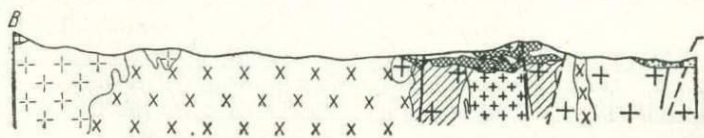
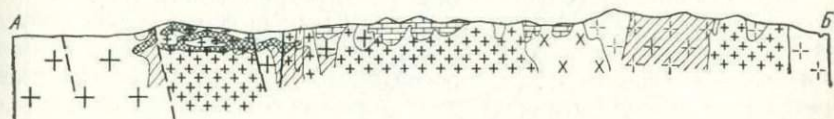
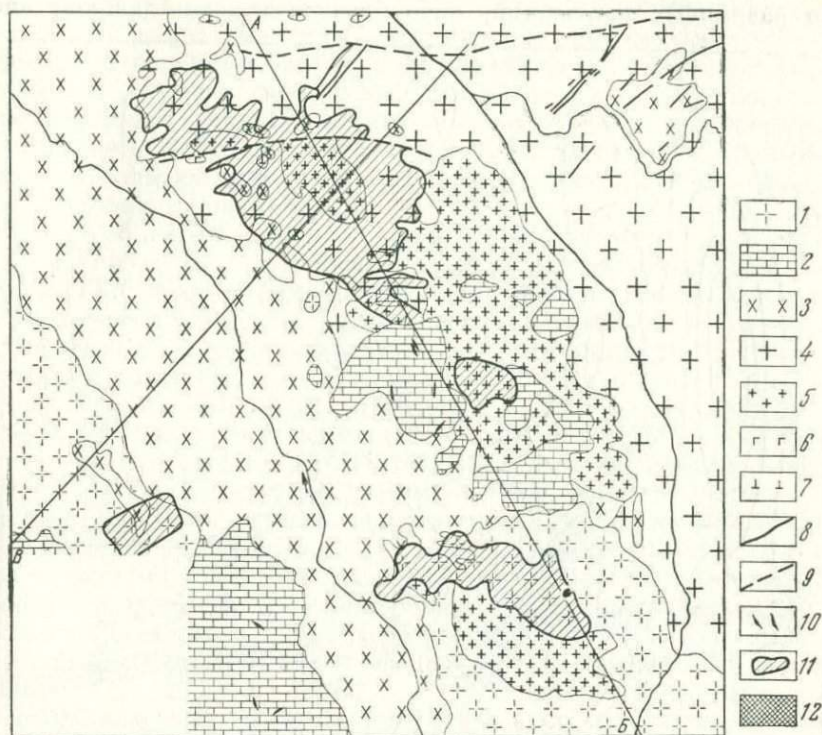


Рис. 65. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Кальмакыр. По З. А. Васильевой

1 — кварцевые порфиры; 2 — известняки; 3 — сиенит-диориты; 4 — сиениты; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — габбро; 7 — липаритовые порфиры; 8 — разломы доминерализационные; 9 — альпийские сбросовые нарушения; 10 — кварцевые жилы; 11 — сульфидная минерализация; 12 — окисленные руды

оруденение, и особенностями механических свойств пород, вмещающих оруденение. Форма штокверков, расположенных на пересечении разрывных нарушений, либо близкая к изометричной, либо

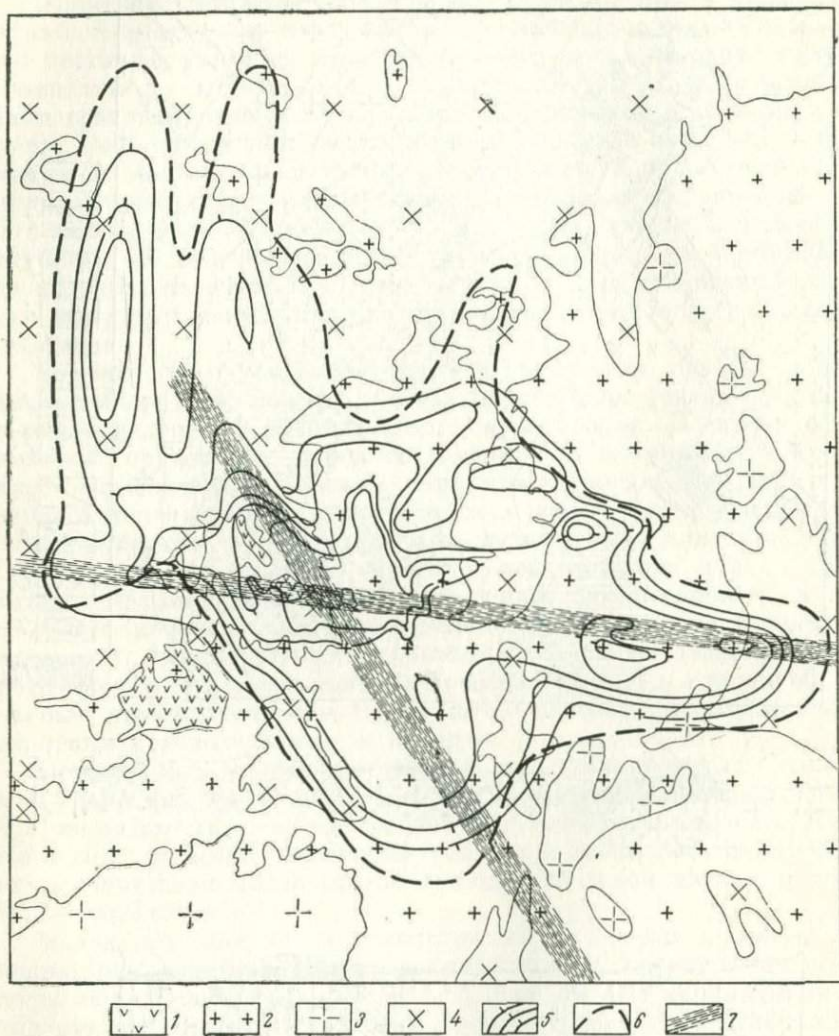


Рис. 66. Эндеогенные ореолы молибдена и меди на Сорском месторождении

1 — эффузивные и субвулканические субшелочные кварцсодержащие порфиры; 2 — мелкозернистые биотитовые гранитоиды; 3 — порфировидные гранитоиды; 4 — диориты, сиениты, гранодиориты; 5 — изолинии содержания молибдена; 6 — внешний контур ореола меди; 7 — зоны тектонических нарушений

приближающаяся к столбообразной. Форма штокверков, приуроченных к линейно вытянутым разрывным нарушениям, — форма удлиненных зон. При наличии в рудоконтролирующей структуре слабо

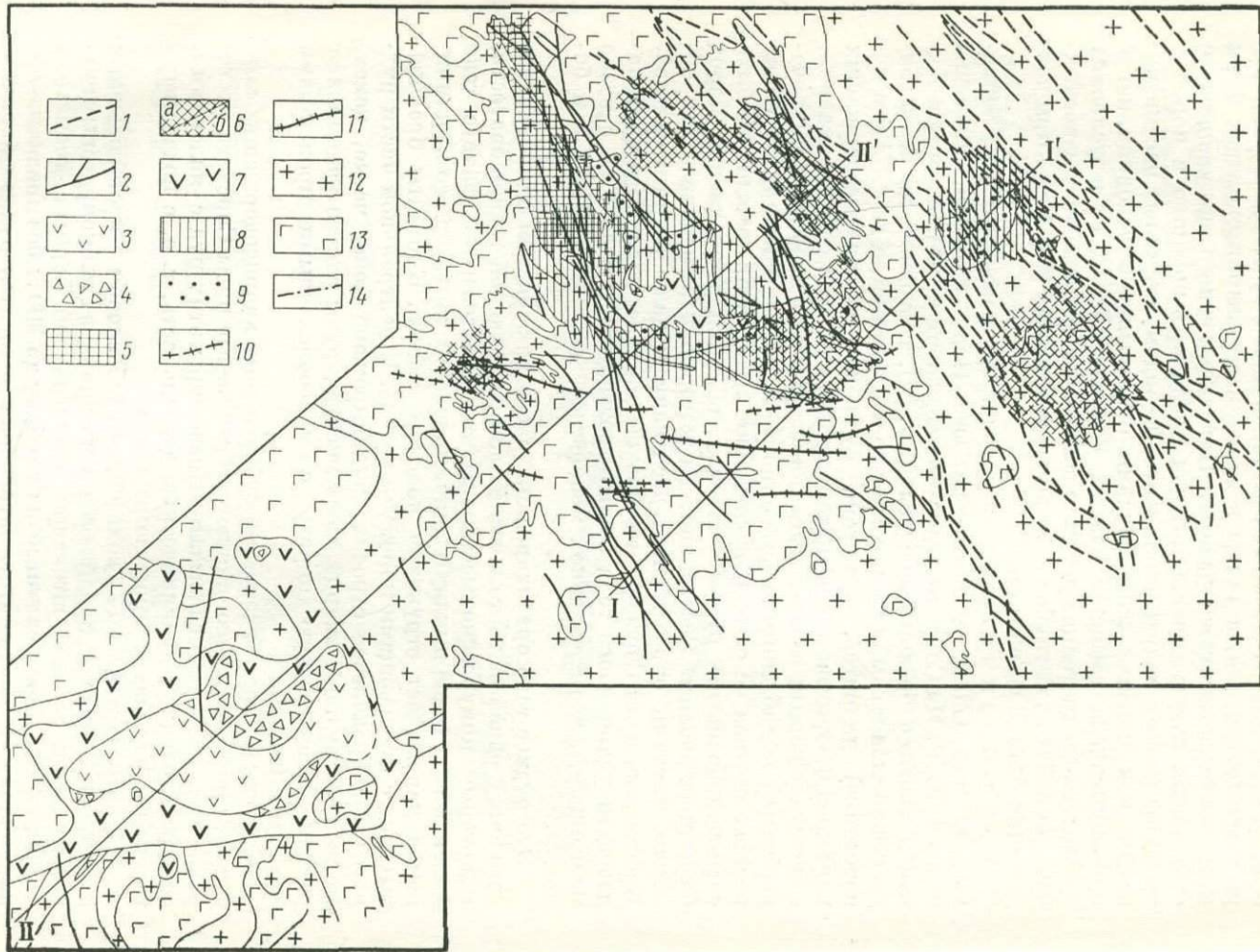
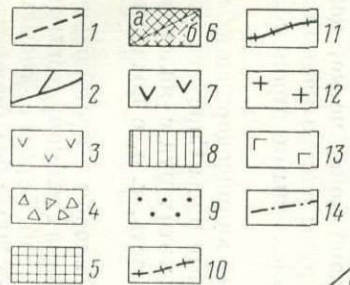
проницаемых для рудоносных растворов пород происходило экранирование оруденения, а также возникали штокверки сложных форм и, в частности, трубообразные. При образовании штокверкового оруденения рудные прожилки, как правило, выполняли в породах трещины разных направлений, и это, по-видимому, может рассматриваться как признак формирования оруденения в условиях, когда приоткрывались трещины разных направлений, т. е. в условиях всестороннего тангенциального растяжения, которые могли возникнуть на небольшой глубине, в приповерхностных условиях, при вздымании блока земной коры.

Тела брекчиевых руд широко развиты в Юго-Западных штатах США, а также на юге Перу и Чили, известны они и в СССР. На Сорском медно-молибденовом месторождении в Хакасии имеются брекчиевые руды (рис. 67), состоящие из неокатаных обломков и глыб (размером от долей сантиметра до 1—2 м в поперечнике) диоритов, гранитов, субщелочных кварцсодержащих порфиров, диоритовых порфиритов, полевых шпатов, светлого кварца, сцементированных темно-серым мелкозернистым кварцем с мелкочешуйчатым молибденитом. Соседство в обломочном материале пород разного состава не оставляет сомнения в том, что, прежде чем быть сцементированными рудным кварцем, обломки разрушенных пород были перемешаны. Расстояния, на которые перемещались эти обломки, местами определяются десятками и даже сотнями метров. Брекчиевые руды Сорского месторождения залегают в виде крутопадающего удлиненного тела (зоны) протяженностью до 1 км с резко меняющейся, невыдержанной мощностью, достигающей 100 м и более.

Это рудное тело ориентировано в северо-западном направлении, согласно с одной из тектонических зон повышенной трещиноватости, к которым приурочено месторождение. На северном фланге тело имеет резкое тупое выклинивание, на южном характер его выклинивания напоминает структуру конского хвоста. Контакты брекчиевых руд с вмещающими породами резкие. В центральной части рудного тела брекчиевое строение руд выражено менее четко, цементирующего рудного кварца здесь меньше, руды скорее напоминают сильно трещиноватую породу с многочисленными прожилками и узлами кварца.

Субвулканический характер субщелочных кварцсодержащих порфиров, с которыми ассоциируются брекчиевые руды Сорского месторождения, позволяет связывать образование этих руд с явлениями, сопровождающими вулканическую деятельность, т. е. с подземными толчками, взрывами, прорывами газов.

На Булуктайском вольфрам-молибденовом месторождении (рис. 68) в Западном Забайкалье в материнских лейкократовых гранитах развит рудный штокверк изометричной формы с диаметром в плане 350 м, прослеженный на глубину до 300 м без признака выклинивания. В центре этого штокверка находится рудная брекчия, образующая трубообразное тело диаметром 110—120 м. Залегание



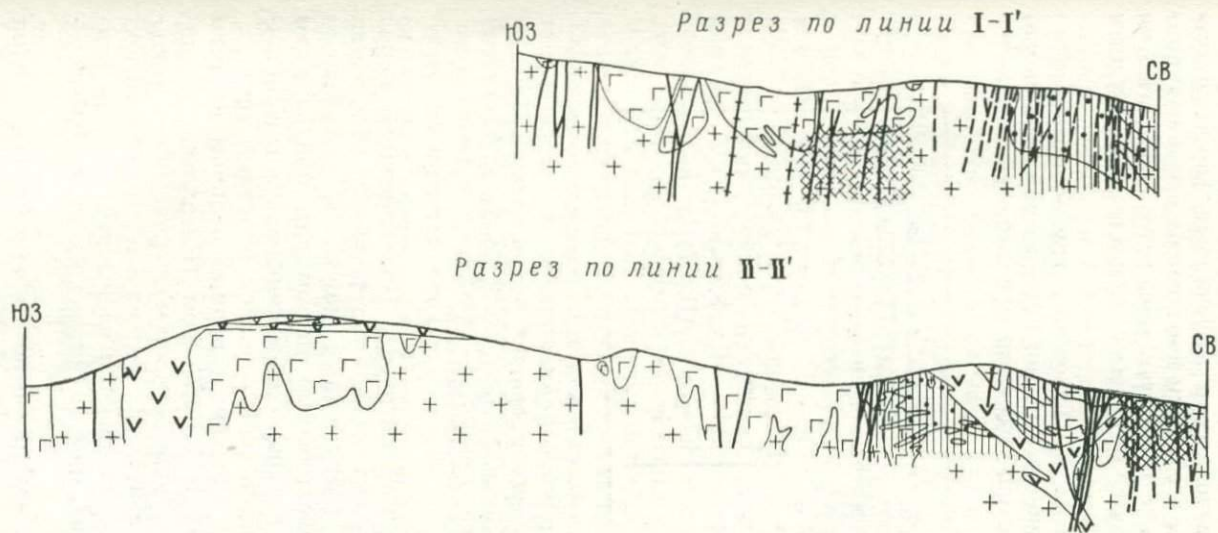


Рис. 67. Схематическая геологическая карта и разрезы Сорского рудного поля. Составил В. Т. Покалов с использованием геологических карт М. Я. Белузы, А. В. Семенова и материалов Сорской ГРП

1 — дайки ортофиоров; 2 — дайки диабазовых порфиров; 3 — субщелочные кварцсодержащие порфиры II; 4 — эруптивная брекчия; 5 — брекчиевые молибденовые руды; 6 — наиболее богатое вкрашенное и прожилково-вкрашенное молибденовое оруденение, выходящее на поверхность (а), то же, не выходящее на поверхность (б); 7 — субщелочные кварцсодержащие порфиры I; 8 — участки повышения концентрации медной минерализации; 9 — полевошпатовые и кварц-полевошпатовые тела; 10 — дайки диоритовых порфиров; 11 — дайки спессаритов; 12 — лейкократовые граниты; 13 — диориты; 14 — разрывные тектонические нарушения

этого тела характеризуется северо-западным склонением, согласным со склонением всего штокверка.

В составе брекчии преобладает (около 70%) обломочный материал метаморфизованных осадочных и эффузивных пород, отсутствующих на месторождении, а обломки вмещающих «трубу» гранитов встречаются в ней лишь в приконтактной зоне мощностью не более 6 м. Обломочный материал брекчии сцементирован рудным кварцем.

Согласно представлениям Г. И. Туговика, трубообразное тело брекчий возникло в месте пересечения зон повышенной трещиноватости северо-восточного и северо-западного простираний. Эти зоны

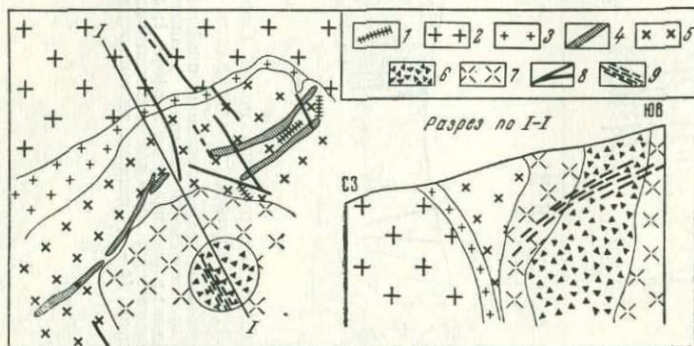


Рис. 68. Схематическая геологическая карта Булуктайского месторождения. По Н. Г. Ключанскому

1 — дайки аплитов и кварцевых порфиров; 2 — розовые граниты; 3 — аплитовидные граниты; 4 — дайки лампрофиров; 5 — серые граниты; 6 — брекчированные породы «трубы»; 7 — брекчированные и грейзенизированные серые граниты; 8 — молибденит-кварцевые жилы; 9 — вольфрамит-кварцевые жилы

были наложены на материнский интрузив. Брекчирование пород произошло в результате прорыва газов и последующего обрушения (вероятно, неоднократного) разрушенных пород. В дальнейшем «труба» явилась весьма благоприятным местом для прохождения гидротермальных растворов, которые сильно переработали обломочный материал и отложили здесь свой основной полезный груз.

Во многом аналогичные описанным рудные брекчии развиты на Дастакертском (Армения) и Каратасском (Казахстан) медно-молибденовых и Жирекенском молибденовом месторождениях. Брекчиевые руды залегают в виде зон, линз, столбов и тел более сложной формы (рис. 69, 70). Нередко эти брекчии наблюдаются вдоль контактов даек порфировых пород, обычно широко развитых на месторождениях молибдена.

Существуют разные представления относительно происхождения этих брекчий. Согласно В. Д. Перри (1962), брекчиевая трубка представляет собой дорудную брекчиевую структуру, которая кон-

тролировала циркуляцию гидротермальных растворов и отложение рудных минералов. В. Д. Перри подчеркивает, что в районах развития брекчиевых рудных трубок обычно отсутствуют признаки значительных разрывных нарушений и поэтому позднемагматические и гидротермальные дериваты магмы вынуждены были использовать при миграции брекчиевые структуры. В плане трубка может иметь округлую, многоугольную, линзообразную, а также очень сложную форму, и представляет собой крутопадающее, часто столбообразное тело.

Разрушение пород в трубке различно. Дробление пород может быть выражено густой сетчатой системой трещин, и в этом случае отдельные обломки имеют согласные границы. При более интенсивном дроблении наблюдаются повернутые относительно друг друга, а также в значительной мере перемешанные угловатые или в какой-то мере окатанные обломки пород. В работах В. Д. Перри (1962 г.) и У. П. Джонстона, Дж. Д. Лоуэлла (1962 г.) отмечается, что в одних трубках перемещение обломков происходило вниз, с более высоких горизонтов на более низкие, а в других обнаружено отчетливое смещение обломков кверху. В трубке Капот (шт. Аризона) установлено, что обломки перемещены вниз на 330 м. Внутреннее строение трубок также разное. В одних в направлении от периферии к центру степени раздробленности и окатанности пород увеличиваются (рис. 71), в других — наоборот более интенсивно брекчированные породы наблюдаются в периферических частях, а в направлении к центру трубки брекчирование пород постепенно ослабевает, и обломки становятся крупнее (трубка Кананеа-Дулут, США; Перри, 1962 г.). Размер обломков колеблется от долей сантиметров до нескольких метров, но в среднем составляет от 5 до 30 см. В шт. Аризона, в Медном бассейне диаметр трубок колеблется от 15 до 180 м, на глубину они прослежены до 200 м.

Не все трубки рудоносны. В Аризоне наряду с трубками, выполненными рудной минерализацией, постоянно встречаются трубки, полностью лишенные ее. В безрудных трубках цементом брекчии часто служит уплотненный растертый материал раздробленных пород, встречаются также пустоты, иногда выполненные карбонатом или кварцем. В рудоносных трубках основным цементирующим материалом брекчий служит кварц, содержащий рудные минералы. Породы в обломках брекчий интенсивно гидротермально изменены. Местами обломочный материал в трубках сцементирован магматическими порфировыми породами.

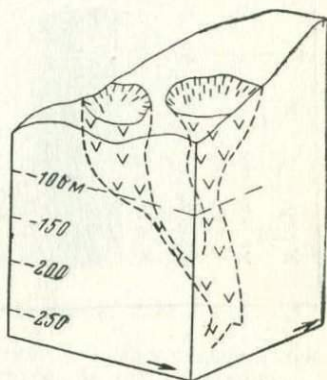


Рис. 69. Стереографическое изображение брекчиевых рудных трубок Коппер-Крик в США. По Вандервильду

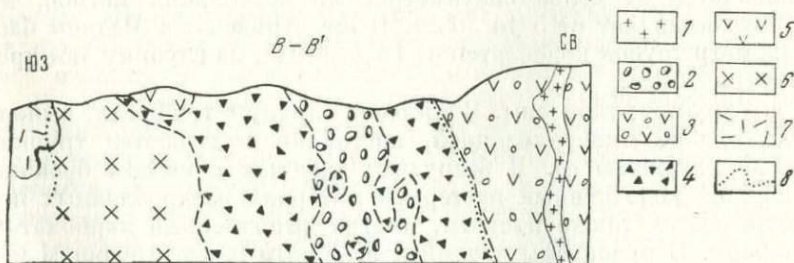
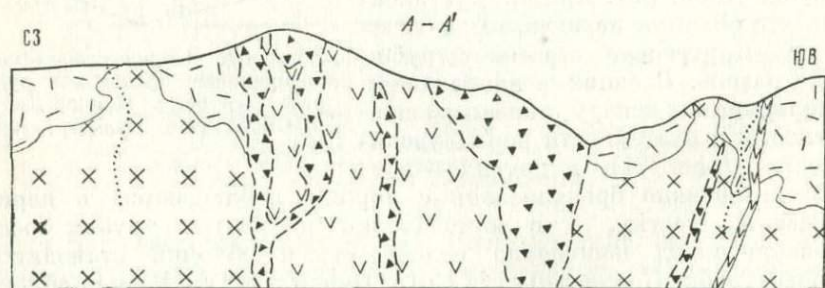
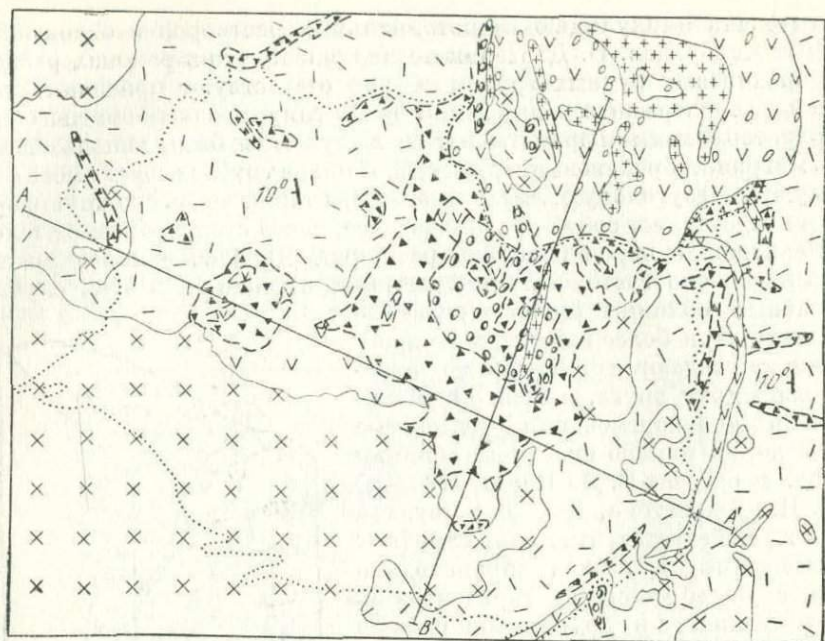


Рис. 70. Геологическая карта и разрезы месторождения Токвенала.

По К. Ричардсу и Дж. Коуртрайту (Richards, Courtright, 1958)

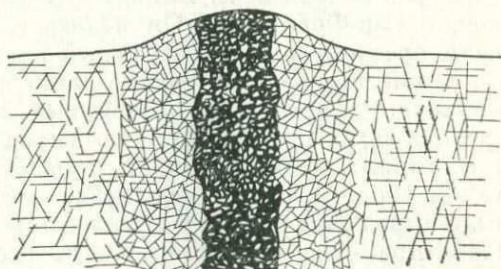
1 — латитовые порфиры; 2 — брекчия с окатанным обломочным материалом; 3 — агломеративные дациты; 4 — рудная брекчия; 5 — дацитовые порфиры; 6 — диориты; 7 — вулканическая лава; 8 — контур зоны гидротермального изменения

Проблеме происхождения крутозалегающих столбообразных или плитообразных брекчиевых пород уделяется большое внимание, особенно американскими геологами. Происхождение их обычно объясняется следующими причинами: 1) взрывами газов, 2) тектоникой, 3) интрузиями магматических пород, 4) проникновением флюидов, 5) проникновением растворов и замещением горных пород, 6) обрушением горных пород на участке минерализации, 7) усадкой горных пород.

1. Взрыв газов, который обычно связан с вулканической деятельностью, приводит к образованию диатрем, которые могут заполниться обломками изверженного материала или коренных пород. Ричардс и Коуртпрайт (Richards and Courtright, 1958) выдвинули предположение, что такими взрывами обусловлено происхождение брекчиевых трубок в Токвепала (Перу). Дж. Хэк (Hack, 1942 г.) и Дж. Лоуэлл (Lowell, 1956) дали описание особенностей диатрем вулканического поля Хопи-Бьютс в шт. Аризона.

2. Тектоническая брекчия или сильно раздробленные породы могут образовать столбообразные или трубообразные тела неправильной формы на пересечении двух или более сбросов или зон смятия, а также на изгибах сбросов. На возможность такого происхождения брекчиевых трубок указывалось В. Батлером (Butler, 1913) для района Сан-Франциско в шт. Юта и Т. Куном (Kuhn, 1941) — для Коппер-Крик в шт. Аризона.

3. Образование брекчиевых тел в результате воздействия интрузивных сил признается многими авторами. Выше приводилась точка зрения Ф. Хоуэлла и Дж. Моллоя, согласно которой причиной образования брекчии на Брадене были неоднократные толчки снизу, вызванные пульсационным движением магмы в подводящем канале. Ловеринг полагает, что интрузивный толчок в позднюю стадию затвердевания магмы может вызвать образование трещин в штоке и привести к брекчированию пород. Впоследствии степень трещиноватости и брекчирования пород может увеличиться под действием растворов с высокой реакционной способностью, растворяющих окружающие породы. Это явление, по А. Локе (Locke, 1926),



*Зона I    Зона II    Зона III    Зона II    Зона I*

Рис. 71. Схематический разрез одной из брекчиевых трубок Медного бассейна.

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 обломков не наблюдается); зона III — угловатая до галечниковой брекчия, характеризующаяся ярковыраженным вращением и перемещением обломков. Цементирующий материал (черный) представлен кварцем и сульфидами

представляет собой первый шаг к обрушению на участке минерализации.

4. Проникновение флюидов рассматривается как один из возможных путей образования брекчий. Р. Фармин (Farmin Rollin, 1934) на основании изучения галечниковых даек в Тинтик (шт. Юта) предположил, что флюиды, выбрасывавшиеся в период вулканической деятельности, увлекли за собой обломки пород и перемещали их с более нижних горизонтов в более верхние. Это представление близко к взрывному происхождению брекчиевых трубок.

5. Теория коррозионной деятельности поднимающихся вверх растворов изложена Б. Батлером (Butler, 1913), изучавшим трубки района Сан-Франциско. Он полагает, что породы предварительно были брекчированы в результате каких-то слабых тектонических движений, поскольку в районе развития трубок отсутствуют сколько-нибудь значительные разрывные нарушения; затем растворы, проходя через зону брекчий, так сильно корродировали породы, что в некоторых местах обломки приобрели вид окатанных валунов. Таким образом, сильно увеличился объем пустот, которые позднее были выполнены рудными и жильными минералами. Т. Кун (Kuhn, 1941), применяя эту теорию для объяснения происхождения трубок Копер-Крик (Аризона), подчеркивает возможность метасоматического замещения пород жильными и рудными минералами.

6. Теория обрушения выдвинута А. Локе (Locke, 1926). Образование брекчиевых трубок он связывает с частичным удалением пород поднимавшимися гидротермальными растворами, что приводило к нарушению устойчивости пород и их обрушению. В. Д. Перри (1962) основными причинами обрушения пород считает: а) отступление магмы из своего резервуара, что вызывает образование кальдерообразной воронки оседания пород, и б) понижение давления над магматической колонкой, что приводит к оседанию и куполообразному растрескиванию пород кровли. Теория обрушения возникла в связи с установлением в ряде трубок перемещения брекчированной массы сверху вниз.

7. Хьюлин (Hulin, 1948) считает, что в процессе кристаллизации магмы и остывания магматических пород происходит уменьшение их объема примерно на 10%, что может вызвать образование беспорядочных трещин и брекчий как во вмещающих, так и в самих магматических породах.

Как видно из сделанного обзора, в литературе существует много взглядов на проблему образования трубообразных брекчиевых тел. Однако практически все исследователи сходятся на том, что эти брекчии образовались в близповерхностных условиях и в связи с вулканической деятельностью. Поэтому основными причинами образования трубообразных брекчиевых тел, по-видимому, следует считать явления взрыва, обрушения и подземных толчков.

Месторождения жильного типа, как правило, находятся в длительно развивавшихся разрывных структурах. Протяженность жил по простиранию колеблется от нескольких десятков

метров до нескольких сотен метров, то же наблюдается и по падению жил. В случае сбросового или взбросового характера рудоконтролирующих трещин протяженность рудных тел по простиранию обычно превосходит их протяженность по падению, в случае сдвигового характера трещин соотношение этих параметров обратное. Мощность жил обычно колеблется от 10—15 см до 1—2 м, достигая иногда в раздувах 10 м.

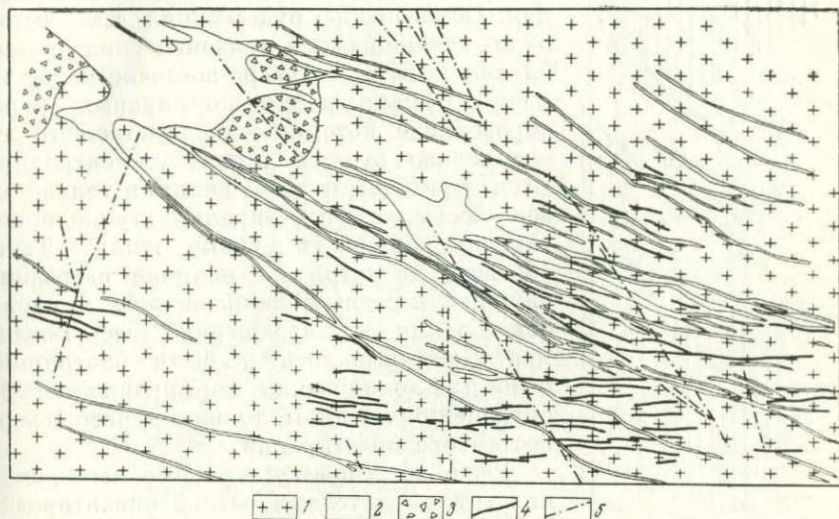


Рис. 72. Схематическая геологическая карта Шахтаминского месторождения (по материалам Шахтаминской ГРП)

1 — граниты и граносиениты; 2 — поздневерхнеюрские дайки лампрофиров, диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и других разновидностей; 3 — биотитизированная брекчия гранита; 4 — кварцевые рудные жилы; 5 — разломы и крупные тектонические трещины

Рудные тела и породы даек на месторождениях жильного типа часто локализованы в одних и тех же значительно выдержанных в пространстве трещинах, которые неоднократно унаследованно приоткрывались в период формирования месторождений. Именно таким образом развивалась структура Шахтаминского месторождения (рис. 72), приуроченного к тектонической зоне широтного простирания. Здесь часто встречаются так называемые сложные дайки, представляющие собой результат неоднократного внедрения порфировых пород лейкократового и меланократового ряда в одни и те же трещины, а рудная минерализация локализована в трещинах той же системы и нередко по контактам даек. Рудоконтролирующие трещины здесь хорошо выражены и характеризуются значительной протяженностью по простиранию и на глубину. В междужильном пространстве развиты прожилки преимущественно той же широтной ориентировки что и основные жилы. Трещины других направлений, хотя

и существуют здесь, однако были неблагоприятными для локализации в них оруденения. Они были или хуже выражены, или не открывались в период рудоотложения.

Давендинское месторождение жильного типа (рис. 73) связано с длительно развивавшейся в гранитоидах региональной зоной катаклаза близширотного простирания. Оно расположено в месте, где от этой зоны отходит зона повышенной трещиноватости северо-восточного простирания. Образованию рудных жил предшествовало возникновение тектонических трещин близширотного и северо-восточного простирания. Однако дайки порфировых пород образование которых непосредственно предшествовало рудному процессу, контролируются разрывными нарушениями только северо-восточного простирания; эту же ориентировку имеют и рудные жилы. Таким образом, несмотря на наличие разрывных нарушений разных направлений, в период образования месторождения здесь неоднократно открывались и были благоприятными для локализации порфировых пород и оруденения трещины только одного северо-восточного простирания.

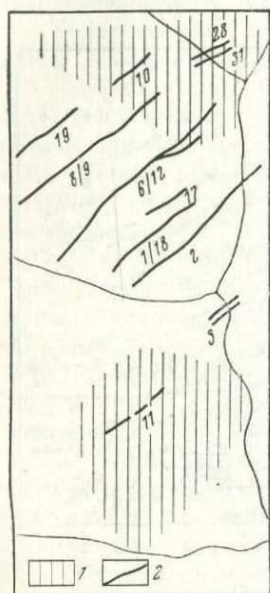


Рис. 73. Размещение рудной минерализации на Давендинском месторождении

1 — участки развития свинцово-цинковой минерализации; 2 — молибден-кварцевые жилы

Реже встречаются жильные месторождения с рудными телами разной ориентировки. На таких месторождениях рудоконтролирующие трещины разных направлений обычно находятся на разных участках, а выполнение их рудой происходило в разное время и в существенно различной тектонической обстановке. Так, на Умальтинском месторождении (см. рис. 55) ранние кварцевые жилы с молибденитом локализованы в разных структурах близмеридионального простирания взбросового характера, в то время как более поздние пересекающие их кварцевые жилы с молибденитом и арсеницитом приурочены к сбросо-сдвигам северо-западного простирания (Покалов, 1958 г.). В отличие от ранее приведенных примеров здесь в период рудообразования план деформации пород менялся.

В заключение необходимо подчеркнуть, что структуры жильных месторождений, так же как и структуры штокверков, подготавливались задолго до начала рудообразования. И если для образования штокверков необходимо было значительное раздробление вмещающих пород густой сетью трещин часто нескольких направлений, то образованию жильных месторождений предшествовало появление глубоких протяженных хорошо выраженных трещин одного главного направления.

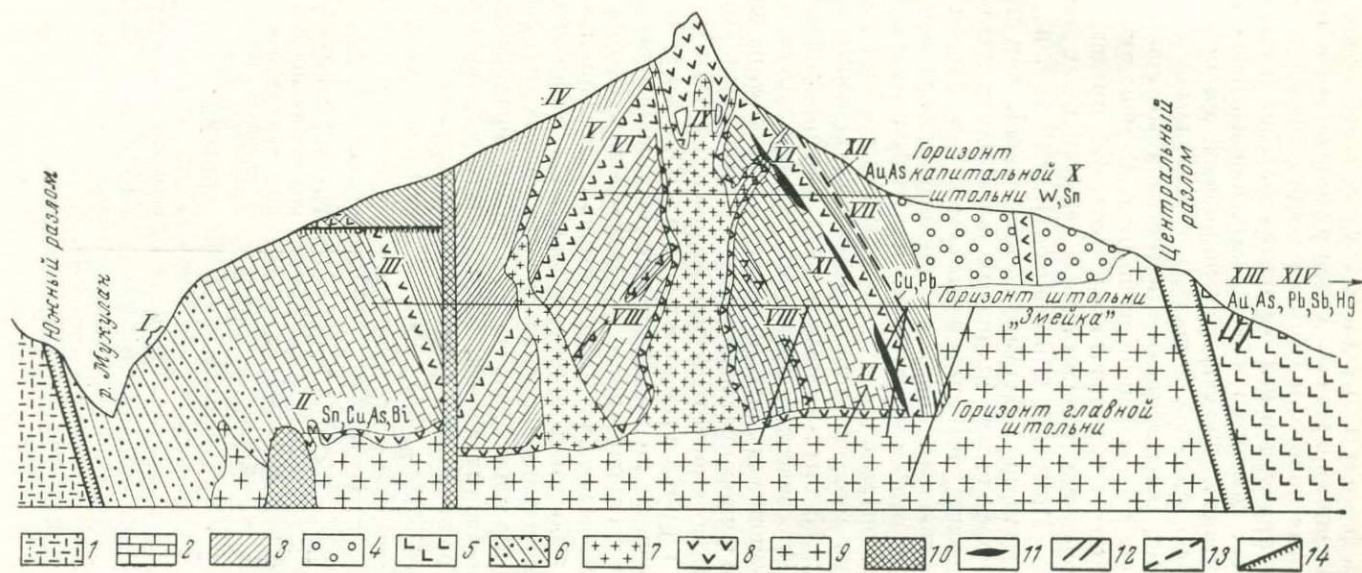


Рис. 74. Схема геологического разреза через рудное поле Тырнаузского скарнового молибден-вольфрамового месторождения. По Н. А. Хрущову, 1958

1 — древние граниты и гнейсы; 2 — мраморы; 3 — биотитовые роговики; 4 — амфиболовые роговики; 5 — зеленокаменные породы; 6 — песчаники и сланцы нижней юры; 7 — лейкократовые гранит-порфиры; 8 — рудные гранит-пироксеновые скарны; 9 — эльдквуртинские биотитовые граниты; 10 — липариты; 11 — гранат-сульфидные скарны; 12 — кварцевые жилы с арсенопиритом; 13 — кварцевые жилы с галенитом; 14 — основные разломы. Римскими цифрами обозначены номера основных рудных тел

Залежные формы рудных тел характерны для молибденового оруденения в скарнах. Такие рудные тела имеют форму линз, пластообразных полого- и крутопадающих залежей, а также тел со сложными причудливыми очертаниями. Как правило, они встречаются в зонах контактов карбонатных пород с гранитоидами продуктивных плутонов. Образование скарновых тел происходило до развития рудного процесса и связано с разрывными тектоническими нарушениями, пересекавшими контакты интрузивных пород с карбонатными или следовавшими вдоль них. Рудная минерализация проявлялась после скарнового процесса. Ей предшествовали тектонические нарушения, рассекавшие в тех или иных направлениях тела скарнов. При этом морфология рудных тел, во многом определявшаяся характером разрывных нарушений, как правило, не согласуется с морфологией скарновых тел. Будучи наложенным на скарны, оруденение частично располагается в них, частично во вмещающих их породах. Наиболее крупные рудные залежи наблюдаются в зонах относительно крупных разрывных нарушений или в структурах, оперяющих их. К числу таких месторождений относятся довольно многочисленные медно-молибденовые месторождения Хакасии: Киялых-Узеньское, Юленское, Глафириноское, Уленьское и др. Классическим примером крупных пластообразных скарновых молибденоносных рудных тел могут служить рудные тела широко известного и многократно описанного в литературе Тырнаузского вольфрам-молибденового месторождения (рис. 74).

Рудные кварцевые тела трубчатой формы широко распространены на молибденовых месторождениях Австралии. Эти тела имеют в поперечнике 1—2 м и прослеживаются на глубину от нескольких десятков до сотен метров. Находясь в эндоконтактных частях небольших гранитных массивов герцинского возраста, они залегают параллельно поверхности кровли этих гранитов. Вероятно, эти рудные тела образовались в местах пересечения крутопадающих трещин разных систем. Каждое месторождение представлено десятками рудных труб (рис. 75).

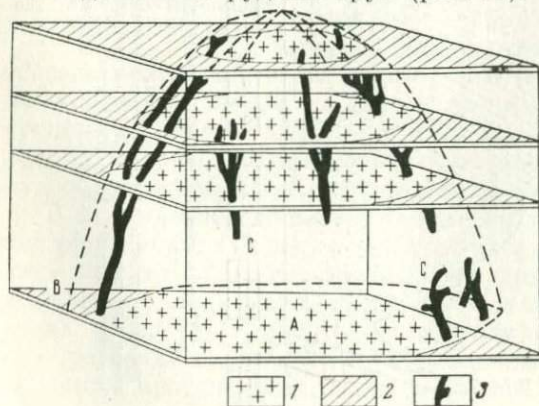


Рис. 75. Стереограмма расположения молибденоворудных тел трубчатой формы в краевых частях гранитного массива  
(По Andrews, 1916 г.)

1 — граниты; 2 — вмещающие породы; 3 — рудные тела. Горизонтальные плоскости показывают различные стадии эрозионного среза

Основным жильным минералом является кварц, а рудные минералы представлены молибденитом, вольфрамитом, висмутином и, реже, касситеритом. Вмещающие граниты грейзенизированы и рудные тела обычно окружены рудоносными грейзенами с вкрапленностью крупных выделений молибденита.

Запасы руд в отдельных месторождениях невелики; суммарные запасы многочисленных месторождений Австралии оцениваются в 5,5 тыс. *т* молибдена. Среднее содержание молибдена в рудах составляет 0,5—1%.

## ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Послемагматическая минерализация, развитая на месторождениях молибдена, представлена разнообразными минеральными ассоциациями, которые образовались как метасоматическим путем, так и путем выполнения открытых полостей. Наблюдения над взаимоотношениями этих ассоциаций позволяют установить последовательность их проявления, что в свою очередь дает возможность судить о закономерностях развития послемагматических процессов. На месторождениях всех трех описываемых формаций послемагматическая минерализация четко подразделяется на дорудную, рудную и послерудную. Дорудные образования — это полевошпатовые метасоматиты, развивавшиеся по алюмосиликатным породам, и известковые скарны, возникавшие преимущественно в карбонатных условиях. Рудные минеральные ассоциации связаны с кварцевыми и слюдисто-кварцевыми образованиями. Послерудные проявления представлены аргиллизированными породами, карбонатными, кварц-карбонатными и цеолитовыми прожилками.

Ниже приводится характеристика послемагматических минеральных ассоциаций в той последовательности, в какой они формировались в ходе развития послемагматических процессов, создававших месторождения молибдена. Эта характеристика позволяет установить время и место проявления молибдена в послемагматическом процессе и сделать выводы относительно физико-химических условий его переноса и отложения, она является той основой, на которой базируются поисковые признаки и оценочные критерии месторождений молибдена.

Калишпатизированные породы развиты не на всех месторождениях одинаково. Так, на месторождениях Сора, Жирекен, Кальмаккыр, Эндако они распространены широко, а на Каджаране, Айгедзоре, Коктенколе, Бугдае, Брадене и других они или отсутствуют, или проявлены незначительно.

Калишпатизированные породы образуют зоны мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, ориентированные в одном или нескольких направлениях в соответствии с характером трещиноватости пород, предшествовавшей процессу калишпатизации (рис. 76). В ряде случаев, как, например, на месторождении Сорском, калишпатизированные породы наряду с четкими зонами

образуют тела столбообразных, линзообразных и паукообразных форм. Размер таких тел в поперечнике достигает десятков и даже сотен метров. Наиболее интенсивно процесс проявлен в центральных частях месторождений на площадях до 1,0—1,5 км<sup>2</sup>. Глубина распространения калишпатизированных пород, прослеженная скважинами на месторождениях Жирекенском и Сорском, превышает 600—900 м. Зоны калишпатизированного гранита на 95—98% сложены калиевым полевым шпатом, с которым ассоциируется кварц, выполняющий

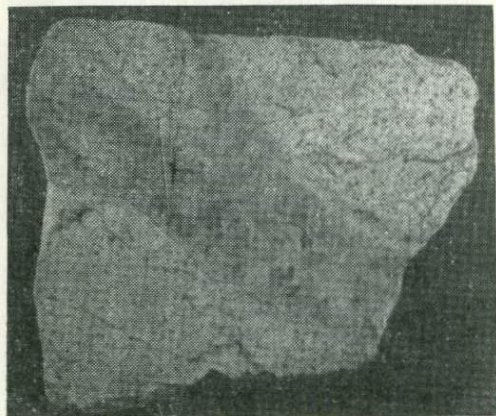


Рис. 76. Зона калишпатизации в биотитовых гранитах Сорского месторождения. Уменьш. 2

промежутки между зернами калиевого полевого шпата. Иногда в краевых частях таких калишпатовых и кварц-калишпатовых тел наблюдаются выделения биотита в количестве до 10% и более. Структура этих пород обычно крупнокристаллическая. Переход от неизмененного гранита к такой калишпатовой породе довольно резкий, 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, в которой порода 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 в этой зоне калиевым полевым шпатом. Наконец, перед мономинеральной калишпатовой породой находится зона, в которой ассоциируются калиевый полевой шпат и кварц (табл. 24).

На Жирекенском месторождении новообразованный калиевый полевой шпат пертитов не содержит, а на Сорском месторождении их содержание достигает 8—15%. Из данных, приведенных в табл. 25, видно, что калиевый полевой шпат месторождений Коктенкольского и Жирекенского характеризуется низким содержанием альбитовой составляющей, на долю которой приходится около 10%, а в калиевом полевым шпате Сорского месторождения ее содержание достигает 25—30%.

## Метасоматическая колонка калишпатизированных гранитов

Метасоматические зоны	Ассоциации минералов
Неизменный гранит	КПШ + Кв + Аб + Пл + Би + Рог. обм
Внешняя зона	КПШ + Кв + Аб + Пл + Ка + Хл
Промежуточная зона I	КПШ + Кв + Аб
Промежуточная зона II	КПШ + Кв
Внутренняя зона	КПШ + Кв (рел.)

Таблица 25

## Содержание щелочей в калиевом полевом шпате в калишпатизированном граните (вес. %)

K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O	Месторождение
13,6	1,58	0,100	0,0028	0,0069	Коктенкольское
12,0	1,47	0,081	0,001	0,0024	Жирекенское
11,4	1,20	0,048	0,001	0,0027	»
11,0	3,00	0,015	0,001	0,0010	Сорское
11,0	3,30	0,016	0,001	0,0010	»

Угол оптических осей  $2V$  калиевого полевого шпата колеблется: на Жирекенском месторождении от  $40$  до  $45^\circ$ , на Коктенкольском — от  $50$  до  $56^\circ$ , на Сорском — от  $68$  до  $80^\circ$ . Степень триклинности обычно равна нулю. Следовательно, согласно систематике А. С. Марфунина, свойства калиевого полевого шпата из зон ранней послемагматической калишпатизации отвечают низкому санидину и псевдомоноклинному ортоклазу.

Сравнение данных химических анализов образцов неизменного гранита и образцов из зон калишпатизированного гранита и расчет привноса и выноса компонентов с учетом изменения пористости пород показывает (табл. 26), что процесс калишпатизации протекал с выносом из пород Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, P и накоплением в них Al и K. При этом резко увеличивалась пористость вновь образованной метасоматической породы.

Альбитизированные породы имеют ограниченное развитие на месторождениях медно-молибденовой и молибденовой формаций и широко распространены в апикальных частях плутонов лейкократовых гранитов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения. Здесь граниты альбитизированы до глубины  $100-200$  м. Альбитизация проявлена неравномерно — наблюдается чередование участков или зон более и менее интенсивно альбитизированных гранитов с участками практически неальбитизированных гранитов.

Расчет привноса и выноса компонентов при калишпатизации гранитов Жирекенского месторождения

Оксиды	Неизменный биотит — роговообманковый гранит			Калишпатизированный гранит			Привнос (+) и вынос (-),		
	Вес. %	Вес. %, пересчитанный на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанный на 100	г/100 см <sup>3</sup>	г/100 см <sup>3</sup>	% к исходной породе	% к исходному компоненту
SiO <sub>2</sub>	69,00	68,67	180,0	65,50	65,30	162,0	-18,0	-6,9	-10,0
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,37	1,0	0,16	0,16	0,4	-0,6	-0,2	-60,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	14,58	38,5	16,87	16,83	41,7	+3,2	+1,2	+8,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	1,65	4,3	0,67	0,67	1,6	-2,7	-1,1	-63,0
FeO	1,38	1,37	3,6	0,48	0,48	1,2	-2,4	-0,9	-66,6
MnO	0,04	0,04	0,1	Не обн.	—	—	-0,1	—	-100,0
MgO	1,23	1,22	3,2	0,23	0,23	0,6	-2,6	-1,0	-81,0
CaO	2,74	2,73	7,1	0,55	0,55	1,4	-5,7	-2,2	-80,3
Na <sub>2</sub> O	4,16	4,14	10,8	1,40	1,40	3,5	-7,3	-2,8	-67,5
K <sub>2</sub> O	4,12	4,10	10,7	12,20	12,17	30,2	+19,5	+7,4	+182,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,3	0,05	0,05	0,1	-0,2	—	-66,6
F	0,09	0,09	0,2	0,03	0,03	0,1	-0,1	—	-50,0
CO <sub>2</sub>	0,18	0,18	0,5	—	—	—	—	—	—
Mo	Не обн.	—	—	0,54	0,54	1,3	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	0,06	0,2	0,22	0,22	0,5	—	—	—
П. п. п.	0,58	0,58	1,5	1,37	1,37	3,4	—	—	—
Сумма	100,47	100,00	262,0	100,27	100,00	248,0			
Объем. вес, г/см <sup>3</sup>	2,62			2,48					

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИМС, аналитики Г. А. Зверькова, В. И. Юрченкова.

Процесс этот выразился главным образом в развитии альбита 4—10 по плагиоклазу; калиевый полевой шпат мало затронут альбитизацией, лишь 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. Обычно чешуйки биотита замещены мусковитом частично (на 40—60%). При увеличении степени альбитизации гранитов увеличивается степень замещения калиевого полевого шпата шахматным альбитом и биотита — мусковитом. Очень редко в гранитах встречаются зоны мощностью в 10—20 см, состоящие из альбита и реликтов кварца (табл. 27). Сравнение химических анализов образца неизменного гранита и образца из зоны альбитизации и расчет привноса и выноса компонента с учетом изменения пористости пород

## Метасоматическая колонка альбитизированных гранитов

Метасоматическая зона	Ассоциации минералов
Неизменный гранит	Кв + КПШ + Би + Пл
Слабо альбитизированный гранит	Кв + КПШ (рел.) + Би (рел.) + Аб + Муc
Сильно альбитизированный гранит	Аб + Кв (рел.)

показывает (табл. 28), что процесс альбитизации протекал с выносом из пород К, Са, Mg, Fe и накоплением в них Na и Al.

Характерная черта процесса альбитизации — вытеснение сильного основания (калия) более слабым (натрием), что, согласно Д. С. Коржинскому (1957 г.) и А. А. Беусу (1961 г.), свидетельствует о повышении в этом процессе по сравнению с процессом калишпатизации активности кислот.

Наблюдавшееся автором развитие шахматного альбита по ортоклазу в зонах калишпатизированного гранита позволяет считать процесс альбитизации более поздним, чем процесс калишпатизации.

Таблица 28

## Расчет привноса и выноса компонентов при альбитизации гранитов на Жирекенском месторождении

Окислы	Неизменный исходный гранит		Альбитизирован. гранит		Привнос (+) и вынос (-), г/100 см <sup>3</sup>
	Вес. %	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	г/100 см <sup>3</sup>	
SiO <sub>2</sub>	71,20	185,8	69,53	173,1	-12,7
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,8	0,25	0,6	-0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,45	40,3	18,02	44,9	+4,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	3,6	0,58	1,4	-2,2
FeO	1,05	2,8	0,25	0,6	-2,2
MgO	0,62	1,7	0,26	0,7	-1,0
MnO	0,02	0,05	0,02	0,05	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,13	0,05	0,12	-0,01
CaO	1,95	5,1	0,24	0,6	-4,5
Na <sub>2</sub> O	2,70	7,0	9,85	24,5	+17,5
K <sub>2</sub> O	4,35	11,4	0,21	0,5	-10,9
П. п. п.	0,82	2,1	0,83	2,1	—
Сумма	99,91	260,78	100,09	249,17	
Объем, вес, г/см <sup>3</sup>	2,61		2,49		

Анализ неизменного гранита проведен в химико-аналитической лаборатории ВИМС, аналитики Г. А. Зверькова, В. И. Юрченко. Расчет составлен В. Т. Покаловым.

Известно, что с альбитизированными гранитами апикальных частей интрузивов часто ассоциируется редкометальное оруденение. На месторождениях молибдена альбитизация, так же как и калишпатизация, не сопровождается какой-либо рудной минерализацией.

Скарны развивались в условиях карбонатной среды, реже — эффузивов среднего состава (Южный Янгикан). Особенно широко они распространены на медно-молибденовых месторождениях Хакасии, где связаны с Улено-Туимским, Уйбатским и Сырским батолитами. На Малом Кавказе это месторождения Анкаванское и Гехи, а в Казахстане — Каратасское и Саякское. Вольфрам-молибденовое оруденение частично залегает в скарнах на Тырнаузском (Северный Кавказ), Смирновском (Южный Урал), Коктенковском (Казахстан), Белорецком (Горный Алтай) и других месторождениях. Скарны развивались в зонах контактов карбонатных и алюмосиликатных пород; при этом скарнированию подвергались как карбонатные, так и алюмосиликатные породы.

Обычные минеральные парагенетические ассоциации скарнов:  $\text{Гр} + \text{Пи}$ ,  $\text{Гр} + \text{Пи} + \text{Вез}$ ,  $\text{Гр} + \text{Эп}$ ,  $\text{Гр} + \text{Эп} + \text{Вез}$ ,  $\text{Гр} + \text{Пи} + \text{Пл}$ ; реже встречаются  $\text{Гр} + \text{Пи} + \text{Волл}$ ,  $\text{Гр} + \text{Пи} + \text{Пл} + \text{Волл}$ . Гранат представлен рядомgrossуляр — андрадит, пироксен — рядом геденбергит — салит — диопсид. Эти парагенезисы свидетельствуют об известковом характере скарнов, среди которых, согласно В. А. Жарикову (1966 г.), могут быть выделены следующие температурные фации<sup>1</sup>: пироксен-гранат-волластонитовая (550—750—800°С), пироксен-гранатовая (500—550°С), гранат-эпидотовая (400—500°С), пироксен-эпидотовая (400—450°С). 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  $\mu\text{Mg}$  и  $\mu\text{Fe}$  фаций железистости скарнов на месторождениях молибдена можно встретить следующие фации: диопсидовую, салитовую, геденбергитовую, андрадитовую.

На охарактеризованные дорудные метасоматические образования, представленные калишпатизированными и альбитизированными породами и известковыми скарнами, накладывалась рудная минерализация. В основном она связана с различными кварцевыми образованиями, в которых ассоциируются те или иные рудные минералы.

<sup>1</sup> Температуры даны для давления 100 атм, что отвечает глубинам около 4 км.

Кварцевые образования с магнетитом встречаются на месторождениях всех трех формаций; они являются самыми ранними среди других послемагматических кварцевых проявлений, распространены обычно незначительно и представлены мало-мощными прожилками. Магнетит в кварце образует гнездовые и равномерные вкрапленные выделения. Однако на Ореkitканском вольфрам-молибденовом месторождении магнетит-кварцевые прожилки распространены широко, и содержание магнетита в них достигает 30—40%. 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 слагают жилы, маломощные прожилки, иногда крупные линзы или тела штокообразной формы (рис. 77, 78, 79). Они секут все вышеохарактеризованные послемагматические проявления и создают основное молибденовое оруденение. На промышленных месторождениях эта минерализация развивалась пульсационно и по сравнению с другими процессами была значительно растянута во времени. О растянутости этого процесса можно судить по пересечениям одних молибденит-кварцевых образований другими. Такие пересечения широко наблюдаются как на штокверковых, так и на жильных месторождениях. На Бугдаинском, Каджаранском, Ореkitканском и Умальтинском месторождениях устанавливается трехкратное проявление молибденит-кварцевой минерализации, на Жирекенском, Давендинском, Шахтаминском, Коктенкольском и других — двукратное. Ранний кварц характеризуется крупнокристаллическим строением. В нем содержатся крупные пластинчатые или сферолитовые выделения молибденита (см. рис. 77), которые распределены неравномерно, концентрируясь главным образом в центральных и приальбандовых частях жил. Часто эти ранние молибденит-кварцевые образования сопровождаются вкрапленностью молибденита во вмещающих породах. На ряде месторождений, как, например, на Сорском, Джидинском и др., вкрапленность молибденита в рудовмещающих породах приобретает значительное распространение и встречается без видимой связи с молибденит-кварцевыми образованиями. При этом вкрапленники молибденита наблюдаются как в практически неизмененных породах, так и в существенно переработанных послемагматическими процессами: калишпатизацией, альбитизацией и грейзенизацией. В большинстве случаев вкрапленники молибдена сопровождаются метасоматически развившимися мусковитом и кварцем, иногда пиритом. Более поздний кварц характеризуется мелкозернистым строением. В нем заключен мелкочешуйчатый молибденит. Размеры его выделений составляют сотые, реже десятые и тысячные доли миллиметра. Благодаря равномерно распределенным мелким чешуйкам молибденита цвет кварца темно-серый, с характерным синеватым оттенком. Местами чешуйки молибденита составляют цепочки, ориентированные параллельно контактам прожилков, поэтому строение их полосчатое. Эти кварц-



Рис. 77. Крупные вкрапленные выделения молибденита (Жирекенское месторождение). Нат. вел.

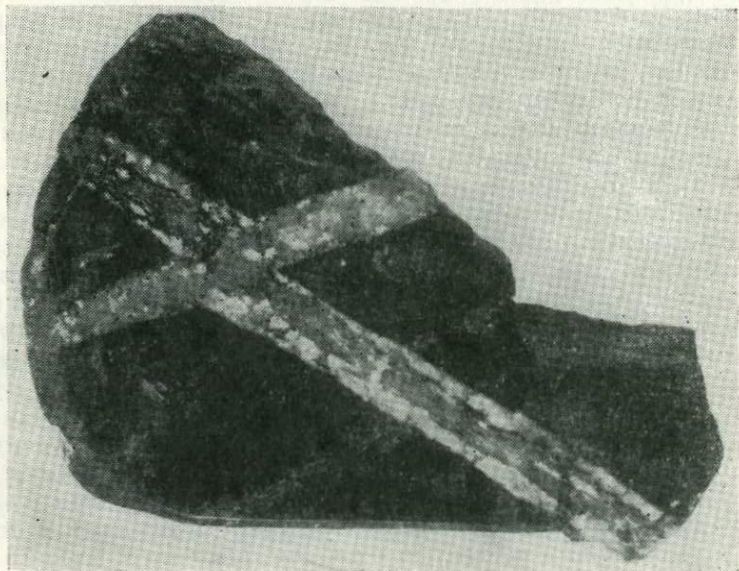


Рис. 78. Наложение кварца с молибденитом на полевошпатовый прожилок (Коктенкольское месторождение). Нат. вел.

молибденитовые образования не сопровождаются вкрапленностью молибденита во вмещающих породах, но являются наиболее продуктивными. Особенно богатые руды наблюдаются в местах наложения более поздней минерализации на более раннюю. На жильных месторождениях такие места характеризуются богатыми рудами брекчиевых и полосчатых текстур.

На штокверковых месторождениях с удалением от контура промышленных руд удельное количество кварц-молибденитовых



Рис. 79. Пирит, явно ксеноморфный по отношению к молибдениту (Сорское месторождение). Увел. 70

прожилков в породах постепенно сокращается, при этом уменьшается их мощность, а соотношение кварца и молибденита изменяется в сторону увеличения содержания молибденита. На периферии месторождений в основном встречаются редкие существенно молибденитовые прожилки мощностью в 0,5—1 мм, известные в литературе под названием «сухих» прожилков молибденита.

Молибденит встречается в виде двух модификаций: 2Н — гексагональной ( $a = 3,158 \pm 0,002$ ;  $c = 12,275 \pm 0,015$ ) 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 (Чухров и др., 1968 г.).

Кристаллы молибденита несовершенны, имеют гексагональную, реже призматическую и пирамидальную формы. Обычны листоватые и чешуйчатые агрегаты, реже встречаются сферолитовые образования. Удельный вес молибденита — 4,7—4,8 г/см<sup>3</sup>; твердость на разрезах, перпендикулярных спайности минерала, для 2Н равна 29 кг/мм<sup>2</sup>, для 3R — 18 кг/мм<sup>2</sup>; отражательная способность (для желтого света) для 2Н: R<sub>o</sub> = 45%, R<sub>e</sub> = 27%, для 3R: R<sub>o</sub> = 42%, R<sub>e</sub> = 22%.

Молибденит — минерал-концентратор рения, селена и теллура. Изучение содержаний рения и селена в молибденитах микрозондированием показало их весьма равномерное распределение как в разрезах, перпендикулярных спайности, так и в разрезах, параллельных ей. Это, по-видимому, свидетельствует об изоморфном вхождении рения и селена в решетку молибденита.

Несмотря на широкий диапазон колебаний содержаний рения в месторождениях каждой из выделенных формаций, в целом можно говорить об отчетливом различии месторождений этих формаций по содержанию в них рения (табл. 29—31). Самые низкие содержания рения характерны для месторождений вольфрам-молибденовой формации, примерно в два раза выше они в месторождениях молибденовой формации и в 10—15 раз выше в месторождениях медно-молибденовой формации. Вместе с тем в каждой формации, вероятно, имеются некоторые местные особенности в распределении рения в молибденитах — содержания рения в медно-молибденовых месторождениях Хакасии на порядок ниже, чем в аналогичных месторождениях других регионов, а в месторождениях молибденовой формации Хабаровского края и Скалистых гор (шт. Колорадо) содержание рения в 10—15 раз ниже, чем в аналогичных месторождениях Восточного Забайкалья. В месторождениях медно-молибденовых и вольфрам-молибденовых формаций содержание рения в целом выше в месторождениях, расположенных в экзоконтактах материнских плутонов, чем в месторождениях эндоконтактных зон. На Сорском месторождении содержание рения в молибдените с глубиной падает от 80 г/т на верхних горизонтах до 40 г/т на глубине 900 м. Это в какой-то мере свидетельствует о том, что чем ниже температура образования молибденита, тем больше в нем концентрируется рения.

Общая картина распределения селена в молибденитах разных формаций примерно аналогична картине распределения рения — с повышением содержаний рения повышается и содержание селена.

На промышленных месторождениях молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций молибденит в вышеописанных кварцевых образованиях — практически единственный рудный минерал. Лишь изредка в ассоциации с ним в очень небольших количествах присутствуют вольфрамит (или шеелит), пирит и еще реже арсенопирит. При этом пирит выделяется позже молибденита, так как часто наблюдаются чешуйки молибденита, заключенные в пирите, а мелкие кристаллы пирита развиты в выделениях молибденита вдоль

Содержания рения, селена и теллура в молибдените месторождений  
вольфрам-молибденовой формации

12 Заказ 844

№ п/п.	Месторождение	Район	Место локализации месторождения относи- тельно материнского плутона	Содержание, г/т			Литературный источник
				Re	Se	Te	
1	Коктенколь . . . . .	Казахстан	Зона экзоконтакта	146,0			В. Т. Покалов
2	Батыстау . . . . .	»	То же	78,0			Иванов и др., 1969
3	Верхние Кайракты	»	»	55,0			Тот же
4	Шалгия . . . . .	»	»	32,0			Жиров, Иванова, 1959 г.
5	Джанет . . . . .	»	»	24,0	41,1	7,0	Хрущов и др., 1960
6	Восточно-Коунрад- ское . . . . .	»	Зона эндоконтакта	22,0			В. Т. Покалов
7	Северо-Коунрадское	»	То же	18,0			Тот же
8	Караоба . . . . .	»	»	5,0	31,0	26,0	Хрущов и др., 1960
9	Калгута . . . . .	Горный Алтай	»	21,0			Иванов и др., 1969
10	Мульчиха . . . . .	» »	»	27,0			»
11	Чиндагатуй . . . . .	» »	»	43,0			»
12	Чикой . . . . .	Западное Забайкалье	Зона экзоконтакта	74,0			»
13	Ореkitкан . . . . .	» »	То же	28,0			В. Т. Покалов
14	» . . . . .	» »	Зона эндоконтакта	13,0			Тот же
15	Джида (Первомай- ское) . . . . .	» »	То же	27,0	20,0	Не обн.	Хрущов и др., 1960
16	Булуктай . . . . .	» »	»	15,0			Иванов и др., 1969
17	Тырныауз . . . . .	Кавказ	Зона экзоконтакта	12,0	73,0	49,0	Хрущов и др., 1960
Среднее по месторождениям формации в том числе по экзоконтактовым эндоконтактовым				37,3 48,7 20,5	41,2	20,5	

177

Содержания рения, селена и теллура в молибдените месторождений молибдензвой формации

№ п/п	Месторождение	Район	Место локализации месторождения относительно материнского плутона	Содержание, г/т			Литературный источник
				Re	Se	Te	
1	Кляймакс . . . . .	США (Колорадо)	Зона экзоконтакта	14,1	—	—	Geilman a. oth., 1948 г.
2	Квеста . . . . .	США (Нью-Мексико)	Зона эндоконтакта	9,0	—	—	Тот же
3	Янкан . . . . .	Хабаровский край	То же	6,0	—	—	Хрущов и др., 1960
4	Умальта . . . . .	То же	Зона экзоконтакта	7,0	—	—	В. Т. Покалов
5	Бугдая . . . . .	Восточное Забай- калье	То же	49,0	—	—	Круглова, 1960 г.
6	Шахтама . . . . .	То же	Зона эндоконтакта	77,0	41,0	—	Хрущов и др., 1960
7	Боглюн . . . . .	»	То же	21,0	89,0	—	В. Т. Покалов
8	Жирекен . . . . .	»	»	64,0	—	—	Тот же
9	Давенда . . . . .	»	Зона экзоконтакта	100,0	160	150,0	Хрущов, 1959
10	Ключевское . . . . .	»	Зона эндоконтакта	68,0	—	—	Иванов и др., 1969
11	Костромиха . . . . .	»	То же	86,0	—	—	Тот же
12	Оборонное . . . . .	»	»	110,0	160,0	120,0	Хрущов и др., 1960
13	Амуджикан . . . . .	»	»	170	100,0	—	Тот же
14	Сырыгичи . . . . .	»	»	184,0	100,0	4,0	» »
15	Аманан-Макит . . . . .	»	»	49,0	160,0	11,0	В. Т. Покалов
Среднее по месторождениям формации в том числе по экзоконтактовым эндоконтактовым				66,9 62,0 71,0	108,1	63,5	

Содержания рения, селена и теллура в молибдените месторождений  
медно-молибденовой формации

12\*

№ п/п.	Месторождение	Район	Место локализации месторождения относительно материнского плутона	Содержание, г/т			Литературный источник
				Re	Se	Te	
1	Киялых-Узень . . . . .	Хакасия	Зона экзоконтакта	59,0			Иванов и др., 1969 Тот же
2	Юлия . . . . .	То же	То же	50,0			
3	Сора . . . . .	»	Зона эндоконтакта	77,0			В. Т. Покалов Иванов и др., 1969 Тот же
4	Кальмаккыр . . . . .	Средняя Азия	То же	840,0			
5	Сары-Чеку . . . . .	То же		576,0			»
6	Коунрад . . . . .	Казахстан	Зона экзоконтакта	664,0			
7	Боцекуль . . . . .	То же	То же	1 000,0			Козловская, Митряева, 1961 г.
8	Варденис . . . . .	Малый Кавказ	»	16 600,0	500		
9	Элин . . . . .	То же	»	4 500,0			Магакьян и др., 1961 г. Фарамазян, Акопян, 1963 г.
10	Дастакерт . . . . .	»	»	212,0	55,0	35,0	
11	Анкаван . . . . .	»	»	242,0	237,0	51,0	Магакьян и др., 1961 г. Тот же
12	Каджаран . . . . .	»	Зона эндоконтакта	405,0	351,0	77,0	
13	Агарак . . . . .	»	То же	527,0	515,0	49,0	»
14	Айгедзор . . . . .	»	»	1 076,0	414,0	44,0	
15	Джиндара . . . . .	»	»	971,0	328,0	76,0	»
16	Парагачай . . . . .	»	»	647,0	250,0	86,0	
17	Красногорское . . . . .	Камчатка	»	502,0	110,0	7,0	Иванов и др., 1969 Хруцов и др., 1960
18	Майами . . . . .	США (Аризона)	Зона экзоконтакта	375,0			
19	Кананеа . . . . .	Мексика	То же	120,0			Boyd, Larson, 1956 г. Geilman, 1948 г.
20	Сан-Антонио . . . . .	Чили		519,0			
21	Медет . . . . .	Болгария	Зона эндоконтакта	670,0			Негг, Merz, 1955 г. Стайков (из кн. Иванов и др., 1969)
Среднее по месторождениям формации в том числе по экзоконтактовым по эндоконтактовым				1 458,2 2 212,8 628,0	306,6	53,1	

179

плоскостей его спайности. На месторождениях медно-молибденовой формации молибденит постоянно ассоциируется с сульфидами меди: халькопиритом, борнитом, энаргитом, а также пиритом, содержащим выделения кубанита, и рутилом. Распределение этих рудных минералов в кварце характеризуется значительным разнообразием. Они встречаются и отдельно друг от друга, и в различных комбинациях друг с другом; или в виде равномерной вкрапленности, или в виде гнездовых скоплениях. Молибденит и халькопирит местами образуют в прожилках монометалльные скопления.

Кристаллы молибденита идиоморфны по отношению к пириту и сульфидам меди, корродируются ими и нередко включены в их выделения (см. рис. 79). В свою очередь пирит корродируется и нередко замещается сульфидами меди. Последовательность выделения этих минералов, по-видимому, была следующей: молибденит — пирит — халькопирит и другие сульфиды меди.

На Брадене кварцевые образования с молибденитом и сульфидами меди в значительных количествах содержат турмалин. Однако для медно-молибденовых месторождений в целом турмалин нехарактерен.

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 ассоциируется магнетит. Примерами таких месторождений могут служить в Батеневско-Беллыкском поднятении рудопроявления Адырлых, Камыштинской группы и др., в Мисхано-Зангезурской зоне — Загиндзорское, Мроцкое, Твакарское, Коганлуйское и др., в Восточном Забайкалье — Кудиканское и Ширгинское, в бассейне Буреи — Мельгинское. На этих рудопроявлениях установлен следующий порядок выделения минералов: молибденит — пирит — магнетит.

Наблюдающаяся последовательность выделения минералов позволяет сделать предположение, что при высоких концентрациях молибдена в гидротермальных растворах практически вся содержащаяся в них реакционноспособная сера расходовалась на построение молибденита — наиболее высокотемпературного сульфида — и процесс сводился к образованию лишь одного сульфида. При низкой концентрации молибдена 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. При малой концентрации серы в растворе, после связывания всей ее реакционноспособной части с железом в форме пирита, вследствие повышения рН растворов в условиях высоких температур могли выделяться окислы железа вплоть до магнетита.

Следовательно, количественные соотношения молибденита, пирита и магнетита в кварцевых жилах и прожилках, по-видимому, определялись и концентрацией молибдена в гидротермальном растворе и режимом серы.

Помимо кварцевых прожилков с молибденитом, на штокверковых месторождениях вольфрам-молибденовой формации, в экзоконтакте материнских лейкократовых гранитов широко распространены кварц-полевошпатовые прожилки (см. рис. 78) с молибденитом и мусковитом, а иногда в них встречается еще биотит и плагиоклаз.

Количественные соотношения кварца и калиевого полевого шпата в этих прожилках варьируют в широких пределах. Их состав меняется от почти полевошпатовых с небольшим количеством кварца до кварцевых с небольшим количеством калиевого полевого шпата. Иногда можно наблюдать переход по простираанию кварц-полевошпатового прожилка в кварцевый. Калиевый полевой шпат занимает в прожилках разнообразное положение. Чаще всего он находится в зальбандах; нередко встречается в виде зерен, составляющих прерывистые цепочки, ориентированные вдоль прожилков; имеются также примеры резкого разграничения кварца и калиевого полевого шпата, при котором одна половина прожилка сложена только калиевым полевым шпатом, а другая — только кварцем с молибденитом.

Часто наблюдаются сопряжения кварц-полевошпатовых прожилков, содержащих молибденит, с полевошпатовыми прожилками без молибденита. При микроскопическом изучении кварц-полевошпатовых прожилков установлено интенсивное замещение калиевого полевого шпата кварцем и мусковитом. Мусковит нарастает на корродированные зерна калиевого полевого шпата.

Кварц-полевошпатовые прожилки с молибденитом в отличие от кварцевых прожилков с молибденитом распространены только в породах экзоконтактовой зоны гранитов и не встречаются в самих гранитах. Ореол их распространения совпадает с ореолом распространения полевошпатовых прожилков, образовавшихся в процессе гранитизации пород экзоконтакта плутонов лейкократовых гранитов.

Все сказанное относительно строения кварц-полевошпатовых прожилков с молибденитом, их распространения в породах и взаимоотношений слагающих их минералов, а кроме того, пересечение полевошпатовых прожилков прожилками кварца с молибденитом позволяет считать появление кварц-полевошпатовых прожилков, содержащих молибденит, как результат наложения кварца с молибденитом на ранее образованные полевошпатовые прожилки.

Заканчивая характеристику кварц-молибденитовых образований, необходимо подчеркнуть, что на большинстве жильных и штокверковых месторождений они обычно сопровождаются незначительными метасоматическими изменениями вмещающих пород. Лишь на самом контакте с жильным выполнением в породах наблюдается хлоритизация биотита и образование редких чешуек серицита по

плагноклазу. Уже на расстоянии 0,5—1,0 см от прожилка вмещающие породы практически не изменены. По существу, эти изменения отвечают внешней зоне метасоматической колонки кислотного выщелачивания, по Д. С. Коржинскому (1955 г.). Однако исследователи Шахтаминского и Давендинского месторождений в качестве окolorудных изменений около молибденит-кварцевых жил называют калишпатизацию, серицитизацию, аргиллизацию (Рехарский, 1963, 1966 гг.).

Автор данной работы, изучая эти вопросы на месторождениях, пришел к выводу, что все эти изменения встречаются около кварц-молибденитовых жил спорадически лишь на отдельных участках, в то время как здесь же всегда можно обнаружить породы практически неизмененные. Как правило, в этом последнем случае контакт между кварцевой жилой и вмещающей породой плотный, припаянный. В случае измененных пород контакт между ними и жилой нарушен тектоническими подвижками. Все это дало основание автору рассматривать такие изменения (серицитизацию и аргиллитизацию) как результат наложения более поздних процессов на приконтактные зоны кварц-молибденитовых жил. В случае калишпатизации картина была обратной — кварц-молибденитовые жилы накладывались на зоны калишпатизированных пород. Другого объяснения, по-видимому, быть не может, так как с позиций современных представлений о характере и развитии гидротермальных процессов невозможно по-иному объяснить и наличие столь разнообразных изменений и отсутствие их около одной и той же молибденит-кварцевой жилы.

Однако на некоторых месторождениях жильного типа около кварцевых жил с молибденитом наблюдается интенсивное окварцевание вмещающих пород; кроме того, здесь развиты кварц-мусковитовые грейзены, а также в различной степени мусковитизированные граниты (месторождения Караобинское, Восточно-Коунрадское, Умальтинское).

Детальное изучение этих гидротермально измененных пород, предпринятое автором (Покалов, 1958, 1962 гг.) на Умальтинском и Восточно-Коунрадском месторождениях, выявило сходные черты в их составе и строении. Рассмотрим их на примере Восточно-Коунрадского месторождения. Здесь в молибденит-кварцевых жилах Ф. В. Чухровым (1960) установлена вертикальная зональность, которая выражена тремя поясами, отличающимися характером рудности и гидротермальных изменений вмещающих гранитов. В верхнем — надрудном — поясе с непромышленным содержанием молибдена развиты мусковитовые и кварц-мусковитовые грейзены. В среднем — рудном — поясе, где сосредоточено основное оруденение, преобладают кварцевые (по терминологии Ф. В. Чухрова) грейзены с мелкой равномерной вкрапленностью молибденита. В подрудном — непромышленном по содержанию молибдена — поясе изменение гранитов на контакте с жилами незначительное.

С целью изучения химизма околорудного метасоматоза на разных горизонтах и флангах месторождения автором были отобраны пробы измененных гранитов по жиле «Апофиза». Зоны околорудных изменений опробовались на полную мощность по 10 разрезам в надрудном, рудном и подрудном поясах. Сечение борозды было не менее  $5 \times 15 \text{ см}^2$ .

Расчет привноса и выноса компонентов производился с учетом изменения объемного веса породы (Наковник, 1958 г.) на полную мощность выделенных метасоматических зон.

В надрудном поясе Восточно-Коунрадского месторождения мощность зон гидротермальных изменений в гранитах около кварцевых жил достигает наибольшей величины. Около жил четко выделяются (от жильного выполнения к неизмененному граниту) зоны мусковитового грейзена, кварц-мусковитового грейзена и мусковитизированного гранита (рис. 80). Зоны мусковитового грейзена мощностью до 6 см почти полностью сложены мусковитом, в них встречаются немногочисленные выделения фиолетового флюорита и кварца. Зоны кварц-мусковитового грейзена достигают 20 см мощности. На контакте с мусковитовым грейзеном в них нередко выделяются подзоны мономинерального кварца мощностью до 3 см и более.

В кварц-мусковитовом грейзене кварц обычно значительно преобладает над мусковитом, здесь же содержится обильная вкрапленность пирита, редко встречаются флюорит, рутил, циркон. В мусковитизированном граните, образующем внешние зоны измененных пород мощностью не более 2—4 см, биотит замещен мусковитом, по плагиоклазу развиты отдельные чешуйки мусковита, количество которого возрастает по направлению к кварц-мусковитовому грейзену.

Калиевый полевой шпат здесь остался неизмененным. При переходе в кварц-мусковитовый грейзен он нацело замещается агрегатом мусковита и кварца.

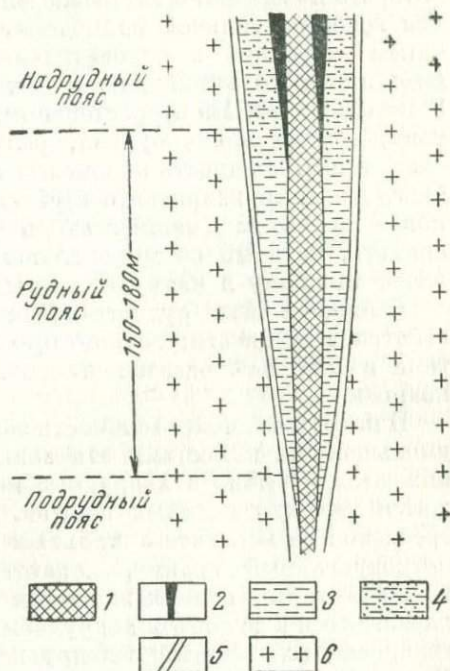


Рис. 80. Зональность околорудных измененных пород на Восточно-Коунрадском месторождении (вертикальный разрез; отношение вертикального масштаба к горизонтальному — 1 : 40)

1 — рудная кварцевая жила; 2 — мусковитовый грейзен; 3 — кварцевый грейзен; 4 — кварц-мусковитовый грейзен; 5 — слабоизмененный гранит; 6 — неизмененный гранит

В рудном поясе мусковитовые грейзены не наблюдаются. На контакте с жильным кварцем развиты существенно кварцевые грейзены, которые по своему характеру близки кварц-мусковитовым грейzenам надрудного пояса, но в них меньше мусковита, количество которого повсеместно уменьшается с глубиной. Из рудных минералов для грейзена типичен молибденит, он характеризуется мелкочешуйчатым строением и относительной равномерностью распространения; пирит по отношению к молибдениту находится в подчиненном количестве. Из второстепенных минералов, согласно Ф. В. Чухрову, обычен ильменорутил, реже встречаются флюорит, циркон, сфен, топаз. Мощность кварцевых грейzenов достигает 30 см и более. Между зонами кварцевого грейзена и неизменным гранитом расположены зоны (мощностью в 5—10 см) мусковитизированного гранита, который по минеральному и химическому составу аналогичен таковому в надрудном поясе.

В нижней части рудного пояса зоны кварцевых грейzenов уменьшаются в мощности; на контакте с мусковитизированными гранитами в них наблюдается плагиоклаз, не полностью замещенный кварцем.

В подрудном поясе мощности зон кварцевых грейzenов постепенно уменьшаются, и местами эти зоны практически полностью выклиниваются. Обычно в подрудном поясе в кварцевом грейзене содержатся реликты полевых шпатов. После выклинивания кварцевых грейzenов на контакте с жильным выполнением наблюдается мусковитизированный гранит, характеризующийся теми же чертами, т. е. некоторым окварцеванием и слабой мусковитизацией плагиоклаза, что и в рудном и надрудном поясах. Мощность зон мусковитизированных гранитов в подрудном поясе не превышает 10—15 см. Таким образом, в гранитах Восточно-Коунрадского месторождения около кварцевых жил с молибденитом образовались гидротермально измененные породы трех типов: 1) мусковитизированный гранит, 2) кварц-мусковитовый и кварцевый грейзен и 3) мусковитовый грейзен. Породы всех трех типов развиты только в надрудном поясе. С глубиной, как показывают наблюдения, происходит последовательное выклинивание внутренних зон измененного гранита в следующем порядке: при переходе из надрудного пояса в рудный — зоны мусковитового грейзена и при переходе из рудного пояса в подрудный — зоны кварцевого грейзена (см. рис. 80).

В зонах мусковитизированного гранита, кварцевого и кварц-мусковитового грейzenов изменения гранитов происходили в связи с выносом из них алюминия, натрия, калия, кальция, титана, магния и привносом и связыванием серой, молибденом, железом, т. е. в результате замещения минералов гранита кварцем, сопровождавшегося выделением молибденита и пирита (табл. 32—34).

Образование же мусковитового грейзена происходило в существенно иных условиях, когда из гранита выносились  $\text{SiO}_2$ , натрий, кальций, титан, а привносились и связывались алюминий, калий, вода, сера, фтор, магний, железо, марганец (см. табл. 37).

Вероятно, рудоносные растворы, имея кислотный характер и производя в основном окварцевание гранитов, выщелачивали из них алюминий, щелочи и все основания. По мере взаимодействия с гранитами кислотность растворов снижалась, в результате в надрудном поясе, в зоне, где формировались мусковитовые грейзены, алюминий стал неустойчивым в растворах. Здесь он накапливался, связываясь с К и  $\text{SiO}_2$ , в форме мусковита.

Приведенный материал показывает, что образование молибденового оруденения связано с процессом кислотного выщелачивания, при котором в основном происходило окварцевание пород.

В кварцевые жилы и прожилки с минералами вольфрама, висмута развиты только на месторождениях вольфрам-молибденовой формации. Они широко распространены как в материнских гранитах, так и в породах их экзоконтакта и являются более поздними по отношению к молибденит-кварцевым прожилкам. Главные рудные минералы в них представлены вольфрамитом, шеелитом, висмутином, молибденитом, пиритом и в некоторых случаях, как, например, на Караобинском месторождении, касситеритом. Редко встречаются бертрандит, фенакит, гельвин, самородный висмут, базовисмутит, козалит, ильменорутил, браннерит и акцессорный берилл. Из нерудных минералов помимо кварца большую роль играют мусковит и флюорит, а в некоторых месторождениях — также топаз. На месторождениях, локализованных в гранитах (Караобинском, Северо-Коунрадском, Даратском и др.), основным вольфрамовым минералом является вольфрамит, а на месторождениях, расположенных в экзоконтактных зонах, в зависимости от карбонатности среды развивались вольфрамит или шеелит, нередко и тот и другой вместе. Так, на Байназарском, Джанетском, Коктенкольском месторождениях в условиях малокарбонатных эффузивных пород вольфрамовое оруденение представлено вольфрамитом, шеелит же здесь имеет подчиненное значение. На месторождениях Верхние Кайракты и Батыстау в условиях более карбонатных сланцев и алевролитов развит шеелит при резко подчиненном значении вольфрамита.

Состав вольфрамита варьирует в широких пределах. На Караобинском месторождении в вольфрамите, по данным 20 анализов, содержится 61% ферберитовой и 39% гюбнеритовой молекулы (Ермилова, 1964). На Северо-Коунрадском месторождении анализы 25 образцов вольфрамита показали среднее содержание ферберитовой молекулы 27% и гюбнеритовой — 73% (Чухров, 1960). О. Д. Левицкий (1939 г.), Ф. В. Чухров (1960) и Л. П. Ермилова (1964) пришли к выводу, что состав вольфрамитов не зависит от глубины их формирования. Не влияет на состав вольфрамита и характер вмещающей среды, поскольку широкие вариации его состава наблюдаются в весьма однородных рудовмещающих породах — лейкократовых гранитах. Очевидно, состав вольфрамита зависит главным образом от характера рудообразующих растворов. Вольфрамиты

**Расчет привноса и выноса компонентов при гидро  
Восточно-Коунрадского месторожде**

Окислы	Неизменный гранит			Слабоизменный гранит, мощ			
	Вес. %	Вес. %, пере- считанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пере- считанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	2 · г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	75,23	74,26	189,4	76,28	76,09	193,3	386,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,41	13,24	33,8	11,92	11,89	30,2	60,4
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,26	0,6	0,12	0,12	0,3	0,6
FeO	0,85	0,84	2,2	0,54	0,54	1,4	2,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,44	1,1	0,70	0,70	1,8	3,6
CaO	0,87	0,86	2,2	0,71	0,71	1,8	3,6
MgO	0,13	0,13	0,3	0,02	0,02	—	—
Na <sub>2</sub> O	3,31	3,27	8,4	2,98	2,97	7,5	15,0
K <sub>2</sub> O	5,35	5,28	13,5	5,44	5,42	13,8	27,6
S	0,34	0,34	0,8	0,42	0,42	1,1	2,2
Mo	0,008	0,008	—	0,0026	0,0026	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,030	0,1	0,04	0,04	0,1	0,2
MnO	0,04	0,040	0,1	0,036	0,04	0,1	0,2
F	0,35	0,35	0,9	0,36	0,36	0,9	1,8
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,25	0,6	0,02	0,02	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,40	0,40	1,0	0,66	0,66	1,7	3,4
<b>Сумма</b>	<b>101,268</b>	<b>100,008</b>	<b>255,0</b>	<b>100,248</b>	<b>100,00</b>	<b>254,0</b>	<b>508,0</b>
Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	2,55			2,54			

Окислы	Кварцевый грейзен (подзона кварц-мусковитового грейзена), мощность 3 см					
	Вес. %	Вес. %, пере- считанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	3 · г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 3 · г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) Вынос (-), г
SiO <sub>2</sub>	96,44	96,16	255,8	767,4	568,2	+199,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,28	3,4	10,2	101,4	-91,2
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,1	0,3	1,8	-1,5
FeO	1,36	1,36	3,6	10,8	6,6	+4,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	3,3	-3,3
CaO	0,42	0,42	1,3	3,9	6,6	-2,7
MgO	—	—	—	—	0,9	-0,9
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,1	0,3	25,2	-24,9
K <sub>2</sub> O	0,25	0,25	0,6	1,8	40,5	-38,7
S	0,09	0,09	0,2	0,6	2,4	-1,8
Mo	0,002	0,002	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,1	0,3	0,3	—

термальном изменении гранитов в надрудном поясе  
ния (составлен В. Т. Покаловым)

ность 2 см		Кварц-мусковитовый грейзен, мощность 12 см					
Исходный гранит 2·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) Вынос (-), г	Вес, %	Вес, %, пере- считанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	12·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит 12·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) Вынос (-), г
378,8	+7,8	76,50	76,04	203,0	2436,0	2272,8	+163,2
67,6	-7,2	11,00	10,93	29,2	350,4	405,6	-55,2
1,2	-0,6	0,15	0,15	0,4	4,8	7,2	-2,4
4,4	-1,6	1,00	0,99	2,6	31,2	26,4	+4,8
2,2	+1,4	3,60	3,58	9,6	115,2	13,2	+102,0
4,4	-0,8	0,48	0,48	1,3	15,6	26,4	-10,8
0,6	-0,6	0,04	0,04	0,1	1,2	3,6	-2,4
16,8	-1,8	0,20	0,20	0,5	6,0	100,8	-94,8
27,0	+0,6	3,30	3,28	8,8	105,6	162,0	-56,4
1,6	+0,6	3,52	3,50	9,3	111,6	9,6	+102,0
—	—	0,0032	0,0032	—	—	—	—
0,2	—	0,03	0,03	0,1	1,2	1,2	—
0,2	—	0,06	0,06	0,2	2,4	1,2	+1,2
1,8	—	0,45	0,45	1,2	14,4	10,8	+3,6
1,2	-1,2	0,10	0,10	0,3	3,6	7,2	-3,6
2,0	+1,4	0,17	0,17	0,4	4,8	12,0	-7,2
510,0	+11,8 -13,8	100,603	100,0	267,00	3204,0	3060,0	+376,8 -232,8
2,67							

Продолжение табл. 32

Мусковитовый грейзен, мощность 6 см						Общий привнос (+), вынос (-), г
Вес, %	Вес, %, пере- считанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	6·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 6·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) Вынос (-), г	
44,78	44,88	123,0	738,0	1136,4	-398,4	-28,2
33,54	33,62	92,1	552,6	202,8	+349,8	+196,2
0,22	0,22	0,6	3,6	3,6	—	-4,5
0,97	0,97	2,7	16,2	13,6	+3,0	+10,4
2,03	2,03	5,5	33,0	6,6	+26,4	+126,5
0,44	0,44	1,2	7,2	13,2	-6,0	-20,3
0,43	0,43	1,2	7,2	1,8	+5,4	+1,5
0,47	0,47	1,3	7,8	50,4	-42,6	-164,1
10,68	10,71	29,4	176,4	81,0	+95,4	+0,9
0,59	0,59	1,6	9,6	4,8	+4,8	+105,6
0,009	0,009	—	—	—	—	—
0,05	0,05	0,1	0,6	0,6	—	—

Окислы	Кварцевый грейзен (подложка кварц-мусковитового грейзена), мощность 3 см					
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	3·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 3·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) Вынос (-), г
MnO	—	—	—	—	0,3	-0,3
F	0,12	0,12	0,3	0,9	2,7	-1,8
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	1,8	-1,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,20	0,5	1,5	3,0	-1,5
С у м м а	100,282	100,00	266,0	798,0	765,0	+203,4 -170,4
Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	2,66					

Анализы проводились в химико-аналитической лаборатории ВИМС, аналитики: А. М.

### Расчет привноса и выноса компонентов при гидротермальном Восточно-Коунрадско

Окислы	Неизменный исходный гранит			Слабоизмененный гранит мощностью 5 см				
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	5·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит 5·г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	75,24	74,34	189,6	75,44	74,44	189,8	949,0	948,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	13,46	34,3	13,57	13,44	34,3	171,5	171,5
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,26	0,7	0,18	0,18	0,5	2,5	3,5
FeO	0,72	0,71	1,8	0,57	0,57	1,4	7,0	9,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,43	1,1	0,60	0,60	1,5	7,5	5,5
CaO	0,95	0,94	2,4	1,15	1,14	2,9	14,5	12,0
MgO	0,10	0,10	0,2	0,12	0,12	0,3	1,5	1,0
Na <sub>2</sub> O	3,28	3,24	8,3	2,56	2,53	6,5	32,5	41,5
K <sub>2</sub> O	5,37	5,30	13,5	5,28	5,24	13,4	67,0	67,5
S	0,31	0,31	0,8	0,44	0,44	1,1	5,5	4,0
Mo	0,011	0,011	—	0,024	0,024	0,1	0,5	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,028	0,028	0,1	0,02	0,002	—	—	—
MnO	0,044	0,044	0,1	0,084	0,084	0,2	1,0	0,5
CO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	Не обн.	—	—	—	—
F	0,32	0,32	0,8	0,74	0,73	1,9	9,5	4,0
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,22	0,6	0,28	0,28	0,7	3,5	3,0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,29	0,29	0,7	0,17	0,17	0,4	2,0	3,5
С у м м а	101,203	100,00	255,0	100,928	100,00	255,0	1275,0	1275,0
Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	2,55			2,55				

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИМС, аналитики: Е. Я.

Мусковитовый грейзен, мощность 6 см						Общий привнос (+), вынос (-), г
Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	6·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 6·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) Вынос (-), г	
0,22	0,22	0,6	3,6	0,6	+3,0	+3,9
0,40	0,40	1,1	6,6	5,4	+1,2	+3,0
0,14	0,14	0,4	2,4	3,6	-1,2	-7,8
4,80	4,82	13,2	79,2	6,0	+73,2	+65,9
99,769	100,00	274,0	1644,0	1530 0	+562,2 -448,4	+513,9 -224,9
2,74						

Худякова, В. М. Лурье, Т. В. Львова, В. И. Юрченкова.

Таблица 33

изменении гранитов на нижнем горизонте рудного пояса  
го месторождения

Кварц-мусковитовый грейзен мощностью 17 см							Общий привнос (+) и вынос (-), г
Привнос (+) и вынос (-)	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	17·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 17·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	
+1,0	94,54	93,8	250,4	4256,8	3223,2	+1033,6	+1034,6
—	2,05	2,03	5,4	91,8	583,1	-491,3	-491,3
-1,0	0,14	0,14	0,4	6,8	11,9	-5,1	-6,1
-2,0	0,86	0,85	2,3	39,1	30,6	+8,5	+6,5
+2,0	Не обн.	—	—	—	18,7	-18,7	-16,7
+2,5	0,85	0,84	2,2	37,4	40,8	-3,4	-0,9
+0,5	0,10	0,10	0,3	5,1	3,4	+1,7	+2,2
-9,0	0,20	0,20	0,6	10,2	141,1	-130,9	-139,9
-0,5	0,30	0,30	0,8	13,6	229,5	-215,9	-216,4
+1,5	0,54	0,54	1,4	23,8	13,6	+10,2	+11,7
—	0,80	0,79	2,1	35,7	—	+35,7	+35,7
—	0,02	0,02	0,1	1,7	1,7	—	—
+0,5	Следы	Следы	—	—	1,7	-1,7	-1,2
—	Не обн.	—	—	—	—	—	—
+5,5	0,28	0,28	0,7	11,9	13,6	-1,7	+3,8
+0,5	0,08	0,08	0,2	3,4	10,2	-6,8	-6,3
-1,5	0,03	0,03	0,1	1,7	11,9	-10,2	-11,7
+14,0	100,79	100,00	267,0	4539,0	4335,0	+1089,7	+1094,5
-14,0	—	—	—	—	—	-885,7	-890,5
2,67							

Бондарева, В. М. Лурье, Т. В. Львова, В. И. Юрченкова.

Расчет привноса и выноса компонентов при гидротермальном изменении гранитов в подрудном поясе Восточно-Коунрадского месторождения

Окислы	Неизмененный исходный гранит			Слабоизмененный гранит, мощностью 9 см					
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	г·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, г·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г
SiO <sub>2</sub>	75,22	74,19	189,2	76,02	75,47	192,5	1732,5	1704,6	+27,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	13,02	33,2	12,69	12,59	32,1	288,9	304,2	-15,3
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,25	0,6	0,25	0,25	0,6	5,4	5,4	—
FeO	1,00	0,98	2,5	0,50	0,50	1,3	11,7	19,8	-8,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,45	1,2	0,67	0,67	1,7	15,3	9,9	+5,4
CaO	0,80	0,79	2,0	1,10	1,09	2,8	25,2	19,8	+5,4
MgO	0,16	0,16	0,4	0,10	0,10	0,2	1,8	2,7	-0,9
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,30	8,4	2,74	2,72	6,9	62,1	75,6	-13,5
K <sub>2</sub> O	5,33	5,26	13,4	5,08	5,04	12,8	115,2	121,5	-6,3
S	0,36	0,36	0,9	0,59	0,59	1,5	13,5	7,2	+6,3
Mo	0,0055	0,0055	—	0,022	0,022	0,1	0,9	—	+0,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,032	0,032	0,1	0,028	0,028	0,1	0,9	0,9	—
MnO	0,035	0,035	0,1	0,052	0,052	0,1	0,9	0,9	—
CO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	0,08	0,08	0,2	1,8	—	+1,8
F	0,39	0,38	1,0	0,46	0,46	1,2	10,8	8,1	+2,7
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,28	0,28	0,7	0,22	0,22	0,6	5,4	5,4	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,51	1,3	0,12	0,12	0,30	2,7	9,0	-6,3
Сумма	101,395	100,00	255,0	100,722	100,00	255,0	2295,0	2295,0	+50,4 -50,4
Объем, вес, г/см <sup>3</sup>	2,55			2,55					

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИМС, аналитики: Е. А. Бондарева, В. М. Лурье, Г. В. Львова, В. И. Юрченко. Расчет составлен В. Т. Покаловым.

рассматриваемых месторождений содержат до 0,10—0,15% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и до 0,7% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Акцессорный берилл отмечается в виде бесцветных, бледно-голубых и зеленоватых разновидностей. Для бериллов вольфрам-молибденовой формации характерно довольно устойчивое содержание щелочей, при этом их сумма колеблется от 0,6 до 0,9%, что, вероятно, свидетельствует об очень сходных условиях образования берилла в разных месторождениях названной формации.

Жильное выполнение описываемых образований сложено крупнокристаллическим светлым кварцем и характеризуется многочисленными друзовыми пустотами, поперечношестоватым строением, особенно ярко выраженным в прожилках небольшой мощности (до 3—4 см). В зальбандовых частях жил и прожилков обычно развит мусковит, образующий слюдяные оторочки, в которых кристаллы мусковита

ориентированы перпендикулярно стенкам вмещающих трещин.

Для минералов вольфрама характерно кустовое или гнездовое распределение в жильном кварце. Кристаллы вольфрамита наблюдаются в друзовых пустотах. Распределение молибденита более равномерное — его более или менее равномерная вкрапленность развита в зальбандах прожилков и в гидротермально измененных вмещающих породах. В целом для жил свойственно обогащение призальбандовых частей такими минералами, как вольфрамит, молибденит, топаз. Касситерит, практически встречающийся только в жилах Караобинского месторождения, также тяготеет к зальбандовым участкам жил.

Последовательность выделения минералов следующая. Раньше выделялся молибденит, распространенный в зальбандовых участках жил и прожилков и в гидротермально измененных вмещающих породах, т. е. его образование происходило одновременно с околожильным метасоматозом. Вслед за молибденитом кристаллизовались берилл, мусковит и кварц. Местами наблюдается деформация и разрыв листочков мусковита пиритом, что свидетельствует о более позднем по сравнению с мусковитом выделении пирита. Вольфрамит ксеноморфен по отношению к пириту и молибдениту, заключает в своих кристаллах выделения этих минералов. Флюорит явно ксеноморфен по отношению ко всем другим минералам: он, как правило, выполняет промежутки между минералами и, вероятно, является самым поздним.

В экзоконтакте материнских гранитов широко распространены, особенно на месторождениях штокверкового типа, кварц-полевошпатовые прожилки с вольфрамовыми, висмутовыми минералами. Соотношение кварца и калиевого полевого шпата в этих прожилках варьирует в очень широких пределах, обуславливая колебание состава прожилков от существенно кварцевых до существенно полевошпатовых. Микроскопическое изучение шлифов показало, что калиевый полевой шпат замещается мусковитом и кварцем. Нередко в таких сложных прожилках между их кварцевой и полевошпатовой частями наблюдается мусковитовая оторочка, столь характерная для кварцевых жил и прожилков, содержащих минералы вольфрама, висмута. Если одна половина кварц-полевошпатовых прожилков существенно кварцевая, а другая — существенно полевошпатовая, то грейзенизация вмещающих пород в основном проявлена со стороны кварцевой части прожилка и практически полностью отсутствует со стороны полевошпатовой его части (рис. 81, 82).

Кварц-полевошпатовые прожилки с вольфрамитом и висмутином, как и кварц-полевошпатовые прожилки с молибденитом, распространены только в экзоконтактной зоне гранитов и не встречаются в гранитах. ореол их распространения совпадает с ореолом распространения полевошпатовых прожилков, в то время как ореол распространения кварцевых прожилков с вольфрамитом и висмутином гораздо шире.

Все перечисленные особенности в строении и распространении кварц-полевошпатовых прожилков с вольфрамитом и висмутином

свидетельствуют о том, что эти прожилки являются результатом наложения кварца, мусковита, минералов вольфрама, висмута на ранние полевошпатовые прожилки. Так же часто наблюдается проникновение кварца с вольфрамитом и висмутином в кварцевые прожилки с молибденитом (см. рис. 81).

Рассмотренные кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитовой и висмутовой минерализацией сопровождаются симметричными зонами гидротермально измененных пород. Последние представлены кварцевыми, топаз-кварцевыми и слюдисто-кварцевыми грейзенами, а также в различной степени грейзенизированными гранитами.

Наиболее типичный разрез этих гидротермально измененных пород выглядит следующим образом.

На контакте с жильным кварцем нередко наблюдаются слюдяные оторочки, за которыми, последовательно сменяя друг друга, следуют зоны мусковит-кварцевого грейзена, сильно серицитизированного, серицитизированного и слабо серицитизированного гранита. Границы между зонами резкие.

Мусковит - кварцевый грейзен состоит из кварца (60%), мусковита (35—

Рис. 81. Полевошпатовый прожилок пересекается молибденит-кварцевым на который наложен кварцевый с вольфрамитом, висмутином и пиритом. Нат. вел.

37%), флюорита (3—5%) и пирита (1—2%). На контакте с жильным выделением количество кварца в грейзене увеличивается, и он резко преобладает над всеми остальными минералами. С приближением к зоне серицитизированного гранита содержание кварца снижается до 55%, а мусковита несколько возрастает; кроме того, появляется карбонат в количестве 1—2% от общего объема породы.

В зоне сильно серицитизированного гранита достаточно отчетливо удастся установить структуру исходного гранита. Помимо кварца и серицита здесь находится калиевый полевой шпат исходного гранита, который, однако, интенсивно побурел и пертиты которого замещены серицитом. В зоне серицитизированного гранита пертиты калиевого полевого шпата не замещены серицитом, здесь же наблюдаются реликты (узкие краевые зоны) плагиоклаза, сохранившиеся от замещения серицитом, т. е. в этой зоне появляется альбит.

В слабо серицитизированном граните появляются зерна плагиоклаза, по которым развиты редкие чешуйки серицита. Здесь же

находится биотит гранита, обесцвеченный и частично замещенный мусковитом (табл. 35).

Таблица 35

Метасоматическая колонка серицитизированных гранитов

Метасоматическая зона	Ассоциации минералов
Неизменный гранит	Кв + КПШ + Пл + Би
Внешняя зона (слабо серицитизированный гранит)	Кв + КПШ + Пл + Мус
Промежуточная зона I (серицитизированный гранит)	Кв + КПШ + Пл (рел.) + Мус
Промежуточная зона II (сильно серицитизированный гранит)	Кв + КПШ + Мус
Внутренняя зона (мусковит-кварцевый грейзен)	Кв + Мус

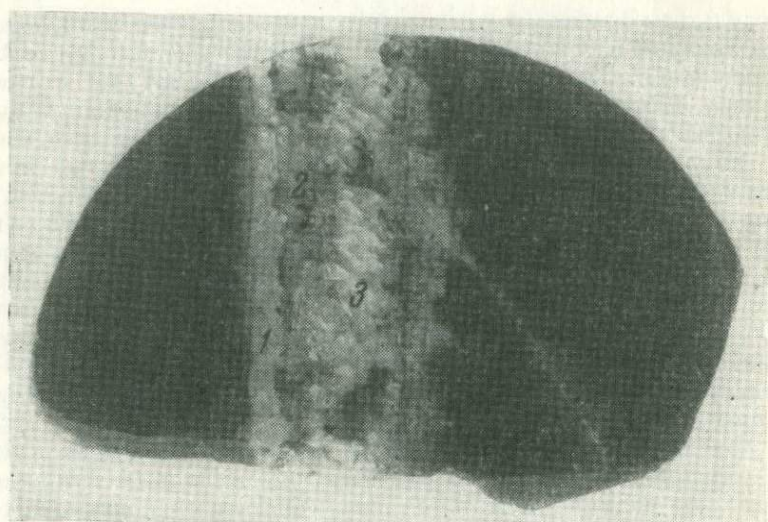


Рис. 82. Сложный прожилок, образовавшийся в результате трехкратного приоткрывания одной и той же трещины и последовательного развития в ней сначала полевошпатового прожилка (1), затем кварцевого с молибденитом (2), наконец, кварцевого с вольфрамитом и пиритом (3). Нат. вел.

Такой разрез гидротермально измененных пород образуется в результате развития процесса кислотного выщелачивания с образованием мусковит-кварцевых грейзенов. Отличительная особенность этого процесса при образовании висмут-вольфрамового оруденения — большая роль фтора, отражением которого является присутствие в гидротермально измененных породах значительных

количество фторсодержащих минералов. Кроме флюорита в ряде месторождений, как, например, Акчатауском и Караобинском, в больших количествах присутствует топаз.

Так, на Акчатауском месторождении мощности околожильных изменений превосходят мощности жил в несколько раз и измеряются метрами и даже десятками метров. Последовательно сменяя друг друга, около большинства жил расположены зоны (в сторону неизмененного гранита) кварцевого и топаз-кварцевого грейзенов, за которыми следуют гидротермально измененные породы (см. приведенный выше разрез). Кварцевые грейзены состоят из кварца (80—95%), мусковита (5%), топаза (до 7%), пирита (до 2—3%) и флюорита (до 5%) и содержат большую часть запасов вольфрамитов. В состав топаз-кварцевых грейзенов входят кварц (65—80%), топаз (7—23%), флюорит (1—5%), пирит (1—5%), мусковит (до 2%), а также единичные зерна берилла, апатита, циркона, шеллита. Как и кварцевые грейзены, они содержат большие запасы вольфрамитов.

Результаты изучения химического состава разрезов околожильных изменений в гранитах Северо-Кочунрадского (табл. 36) и Акчатауского (табл. 37) месторождений (Покалов, 1964 г.; Готман и Малахова, 1965 г.) показывают, что образование кварцевых и мусковит-кварцевых грейзенов сопровождалось привнесением и связыванием во вмещающих гранитах кремнезема, фтора, воды, меньше марганца; выносились из гранитов калий, натрий и алюминий. Содержания кальция и магния в грейзенах находятся в прямой зависимости от содержания привнесенных фтора и углекислоты, с которыми они связаны в форме флюорита, топаза и карбонатов. Железо вмещающих гранитов во время околожильного метасоматоза освобождалось из породообразующих минералов и связывалось с привносившейся серой в форме пирита. Содержания титана и фосфора в грейзенах примерно такие же, как и в исходном неизмененном граните.

В зоне топаз-кварцевого грейзена в составе мусковита и топаза явно накапливался алюминий. Поведение остальных компонентов было таким же, как и в зонах кварцевых и мусковит-кварцевых грейзенов.

В зонах серицитизированного гранита, по сравнению с неизмененным гранитом, фиксируется небольшое уменьшение содержания кремнезема и увеличение содержания калия. Последнее связано с полной серицитизацией плагиоклаза при сохранении в неизмененном состоянии калиевого полевого шпата. Миграционная способность алюминия в этих зонах была значительно ниже, чем в зоне кварц-мусковитового грейзена. Из них алюминий практически не выщелачивался, так как при разложении плагиоклаза он полностью переходил в серицит. Поведение остальных породообразующих элементов в зонах серицитизированного гранита во время метасоматического процесса было примерно таким же, каким оно было в зонах грейзенов.

Расчет привноса и выноса компонентов при гидротермальном изменении гранитов  
на Северо-Коунрадском месторождении

Оксиды	Неизмененный исходный гранит		Серицитизированный гранит мощностью 4 см						Кварц-мусковитовый грейзен мощностью 6 см						Общий привнос (+) и вынос (-), г
	Вес. %	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	4 · г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 4 · г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	Вес. %	Вес. %, пересчитанный на 100	г/100 см <sup>3</sup>	6 · г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 6 · г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	
SiO <sub>2</sub>	68,72	178,60	68,02	67,44	177,4	709,6	714,4	-4,8	70,98	69,84	190,0	1140,0	1071,6	+68,4	63,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,16	39,50	15,33	15,20	40,0	160,0	158,0	+2,0	13,88	13,64	37,1	222,6	237,0	-14,4	-12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	3,50	0,83	0,82	2,2	8,8	14,0	-5,2	2,90	2,86	7,6	45,6	21,0	+24,6	+19,4
FeO	1,43	3,70	0,86	0,85	2,2	8,8	14,8	-6,0	0,50	0,49	1,3	7,8	22,2	-14,4	-20,4
TiO <sub>2</sub>	0,49	1,20	0,40	0,40	1,1	4,4	4,8	-0,4	0,41	0,40	1,1	6,6	7,2	-0,6	-1,0
CaO	1,72	4,50	2,10	2,08	5,4	21,6	18,0	+3,6	2,55	2,51	6,9	41,4	27,0	+14,4	+18,0
MgO	0,58	1,50	0,38	0,38	1,0	4,0	6,0	-2,0	0,42	0,42	1,1	6,6	9,0	-2,4	-4,4
Na <sub>2</sub> O	4,21	11,00	2,06	2,04	5,4	21,6	44,0	-22,4	0,36	0,36	1,0	6,0	66,0	-60,0	-82,4
K <sub>2</sub> O	4,98	12,90	7,16	7,09	18,6	74,4	51,6	+22,8	4,44	4,37	11,9	71,4	77,4	-6,0	+16,8
MnO	0,10	0,30	0,21	0,21	0,6	2,4	1,2	+1,2	0,24	0,24	0,7	4,2	1,8	+2,4	+3,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,50	0,18	0,18	0,5	2,0	2,0	0	0,15	0,15	0,5	3,0	3,0	0,0	0,0
S	0,06	0,10	0,70	0,69	1,8	7,2	0,4	+6,8	1,25	1,23	3,3	19,8	0,6	+19,2	+26,0
F	0,27	0,70	0,87	0,86	2,2	8,8	2,8	+6,0	1,07	1,05	2,9	17,4	4,2	+13,2	+19,2
CO <sub>2</sub>	—	—	0,33	0,33	0,9	3,6	—	+3,6	Не обн.	—	—	—	—	—	+3,6
H <sub>2</sub> O	0,77	2,00	1,45	1,43	3,7	14,8	8,0	+6,8	2,47	2,44	6,6	39,6	12,0	+27,6	+34,4
С у м м а	100,00	260,0	100,88	100,00	263,0	1052,0	1040,0	+52,8 -40,8	101,63	100,00	272,0	1632,0	1560,0	+169,8 -97,8	+204,6 -120,6
Объем, вес, г/см <sup>3</sup>	2,60		2,63						2,72						

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИСМС, аналитики Т. В. Львова, Н. Носова, Л. П. Якушевская, В. И. Юрченко, Е. А. Бондарева, Р. С. Малофеева. Расчет составлен В. Т. Покаловым.

**Расчет привноса и выноса компонентов при гидротермаль  
Центрального**

СКИСЛЫ	Неизмененный исходный гранит			Грейзенизированный гранит мощ			
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	52·г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	75,77	75,61	193,6	75,68	75,28	190,5	9906,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,76	11,73	30,0	12,22	12,15	30,7	1596,4
FeO	1,11	1,11	2,8	1,15	1,14	2,9	150,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,83	2,1	0,56	0,56	1,4	72,8
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	0,3	0,16	0,16	0,4	20,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,1	—	—	—	—
CaO	0,73	0,73	1,9	0,66	0,66	1,7	88,4
MgO	0,10	0,10	0,2	0,12	0,12	0,3	15,6
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,64	9,3	3,18	3,16	8,0	416,0
K <sub>2</sub> O	5,09	5,08	13,0	5,36	5,33	13,5	702,0
S	0,19	0,19	0,5	0,23	0,23	0,6	31,2
CO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,1	Следы	Следы	—	—
F	0,33	0,33	0,8	0,32	0,32	0,8	41,6
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,14	0,5	0,16	0,16	0,4	20,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	0,30	0,8	0,73	0,73	1,8	93,6
<b>Сумма</b>	<b>100,21</b>	<b>100,00</b>	<b>256,0</b>	<b>100,53</b>	<b>100,00</b>	<b>253,0</b>	<b>13156,0</b>
<b>Объем. вес, г/см<sup>3</sup></b>	<b>2,56</b>			<b>2,53</b>			

ОКИСЛЫ	Топаз-кварцевый грейзен мощностью 18 см					
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	18·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 18·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г
SiO <sub>2</sub>	72,35	71,11	197,0	3546,0	3484,8	+61,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,91	11,70	32,4	583,2	540,0	+43,2
FeO	1,22	1,20	3,3	59,4	50,4	+9,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,63	4,55	12,6	226,8	37,8	+189,0
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	0,4	7,2	5,4	+1,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	1,8	—
CaO	2,00	1,96	5,4	97,2	34,2	+63,0
MgO	0,17	0,17	0,5	9,0	3,6	+5,4
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,16	0,4	7,2	167,4	-160,2
K <sub>2</sub> O	2,37	2,33	6,5	117,0	234,0	-117,0
S	3,38	3,32	9,2	165,6	9,0	+156,6
CO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	—	1,8	-1,8

ном изменении гранитов на Акчатауском месторождении  
Казахстана

ночью 52 см		Слюдяно-кварцевый грейзен мощностью 5 см					
Исходный гранит, 52·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	Вес, %	Вес, %, пересчитан- ные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	5·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 5·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г
10067,2	-161,2	73,89	73,32	199,5	997,5	968,0	+29,5
1560,0	+36,4	11,36	11,27	30,7	153,5	150,0	+3,5
145,6	+5,2	1,56	1,55	4,0	20,0	14,0	+6,0
109,2	-36,4	3,39	3,36	9,2	46,0	10,5	+35,5
15,6	+5,2	0,15	0,15	0,4	2,0	1,5	+0,5
5,2	—	Не опр.	—	—	—	0,5	—
98,8	-10,4	1,26	1,25	3,4	17,0	9,5	+7,5
10,4	+5,2	0,18	0,18	0,5	2,5	1,0	+1,5
483,6	-67,6	0,12	0,12	0,3	1,5	46,5	-45,0
676,0	+26,0	4,30	4,26	11,6	58,0	65,0	-7,0
26,0	+5,2	1,55	1,54	4,2	21,0	2,5	+18,5
5,2	-5,2	Следы	Следы	—	—	0,5	-0,5
41,6	0,0	0,94	0,94	2,6	13,0	4,0	+9,0
26,0	—	0,22	0,22	0,6	3,0	2,5	—
41,6	+52,0	1,85	1,84	5,0	25,0	4,0	+21,0
13312,0		100,77	100,00	272,0	1360,0	1280,0	—
				2,72			

Продолжение табл. 37

Кварцевый грейзен мощностью 35 см						Общий привнос (+) и вы- нос (-), г
Вес, %	Вес, %, пересчитан- ные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	35·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 35·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	
90,50	89,92	240,1	8403,5	6776,0	+1627,5	+1557,0
3,43	3,40	9,1	318,5	1050,0	-731,5	-648,4
1,48	1,47	3,9	136,5	98,0	+38,5	+58,7
1,56	1,55	4,1	143,5	73,5	+70,0	258,1
0,15	0,15	0,4	14,0	10,5	+3,5	+10,0
—	—	—	—	3,5	—	—
0,75	0,75	2,0	70,0	66,5	+3,5	+53,6
Следы	—	—	—	7,0	-7,0	+5,1
0,12	0,12	0,3	10,5	325,5	-315,0	-587,8
0,41	0,41	1,1	38,5	455,0	-416,0	-514,5
1,05	1,04	2,8	98,0	17,5	+80,5	+260,3
Не обн.	—	—	—	3,5	-3,5	-11,0

Окислы	Топаз-кварцевый грейзен мощностью 18 см					
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	$g/100 \text{ см}^3$	$18 \cdot g/100 \text{ см}^3$	Исходный гранит, $18 \cdot g/100 \text{ см}^3$	Привнос (+) и вынос (-), $g$
F	1,44	1,41	3,9	70,2	14,4	+55,8
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,16	0,4	7,2	9,0	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,82	1,78	5,0	90,0	14,4	+75,6
Сумма	101,76	100,00	277,0	4986,0	4608,0	
Объем. вес, $g/см^3$	2,77					

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории БИМС, аналитики В. С. Рыкаловым по данным Я. Д. Готмана и В. М. Малаховой.

В целом процесс изменения гранитов был связан с привносом кремнезема, фтора, воды, серы, калия и в небольшом количестве углекислоты. Рудоносные растворы имели кислотный характер, на что указывает вынос из зон грейзенов щелочей и алюминия и отложение в них кварца. Кислотность снижалась по мере просачивания растворов в стороны от трещины, по которой они поступали, в глубь обрабатываемого ими гранита. Об этом свидетельствует устойчивость алюминия в зонах серицитизированного гранита, накопление в них калия и небольшой вынос из них кремнезема. Калий, выносившийся из зон грейзенов в зоны серицитизированного гранита, связывался в сериците, замещавшем плагиоклаз.

Натрий в процессе околожильного метасоматоза выносился из гранита. Поведение таких элементов, как кальций и магний, определялось режимами фтора и углекислоты. Высокая активность последних приводила к связыванию кальция и магния в измененных породах в форме флюорита, топаза и карбонатов. С уменьшением активности фтора и углекислоты кальций и магний частично выносились из гранита. В двух случаях из трех в химических анализах выявилось равенство между общим уменьшением закисного и общим увеличением окисного железа. Это означает переход закисного железа, содержащегося в минералах гранита, в пиритную форму, т. е. для образования пирита в измененных породах железо заимствовалось из самих изменявшихся гранитов и привнос его не был обязательным.

Приведенный материал показывает, что висмут-вольфрамовая минерализация связана с процессом кислотного выщелачивания, в котором существенную роль играл фтор.

Кварцевые жилы с гюбнеритом, как и висмут-вольфрамовая минерализация, развиты только на месторождениях

Кварцевый грейзен мощностью 35 см						Общий привнос (+) и вынос (-), г
Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	35·г/100 см <sup>3</sup>	Исходный гранит, 35·г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	
0,48	0,48	1,3	45,5	28,0	+17,5	+82,3
0,14	0,14	0,4	14,0	17,5	—	—
0,57	0,57	1,5	52,5	28,0	+24,5	+173,1
100,64	100,00	267,0	9345,0	8960,0		
2,67						

бакова, М. Я. Чижова, К. С. Ковчанкина, Л. П. Якушевская. Расчет составлен В. Т. По-

вольфрам-молибденовой формации. Они имеют довольно широкое распространение на Джидинском месторождении (Повилайтис, 1960) и сравнительно ограниченно развиты на Караобинском (Ермилова, 1964) и Коктенкольском месторождениях. Минеральный состав жил: кварц, серицит, пирит и гюбнерит. В последнем содержание гюбнеритовой молекулы колеблется в широких пределах: от 84,5% на Караобинском месторождении (Ермилова, 1964) до 93—99% на Джидинском месторождении (Повилайтис, 1960). Гюбнерит образует пластинчатые кристаллы, часто лучистого расположения. Кварц крупный, шестоватый, местами перекристаллизован в мелкозернистый агрегат. На контакте с жилами вмещающие породы превращены в кварц-мусковитовые грейзены, которые в направлении неизменного гранита сменяются гранитами, серицитизированными в убывающей степени. Ни флюорит, ни топаз для этих гидротермально измененных пород нехарактерны.

На Караобинском месторождении установлено, что эти жилы пересекают кварцевые жилы с висмут-вольфрамовой минерализацией, т. е. по времени образования они являются более поздними, но также связаны с процессом кислотного выщелачивания, в котором, однако, не заметно участия фтора.

Кварц-турмалиновые прожилки имеют темный, почти черный цвет, их мощность обычно не превышает нескольких сантиметров, встречается сравнительно редко. В прожилках содержится значительное количество турмалина, представленного удлиненными, часто игловидными кристаллами зеленой разновидности — шерла. Кроме того, в прожилках замечены очень мелкие (сотые и десятые доли миллиметра) кристаллы адуляра. Граниты около прожилков практически не изменены.

На Бугданском и Шахтаминском месторождениях образование кварц-турмалиновых прожилков предшествовало развитию рудной минерализации, а на Давендинском и Жирекенском месторождениях кварц-турмалиновые прожилки возникли после молибденит-кварцевой минерализации, но до пирит-кварцевой. Таким образом кварц-турмалиновые прожилки не имеют определенного положения в схеме развития рудного процесса, а на большинстве месторождений они вообще отсутствуют.

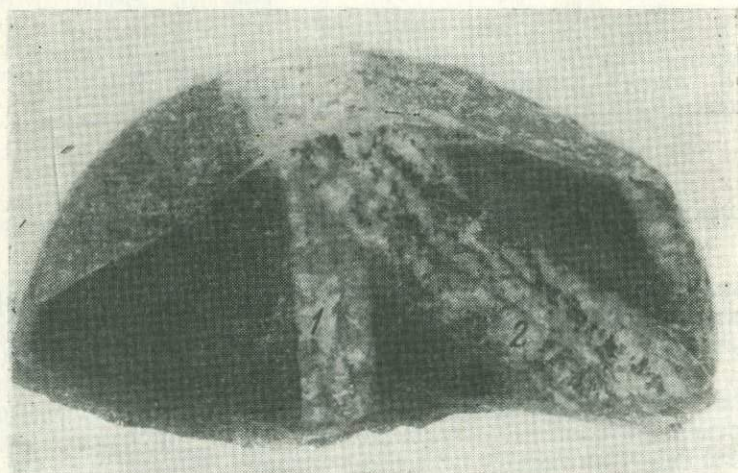


Рис. 83. Пересечение кварцевого прожилка с молибденитом (1), кварцевым прожилком с пиритом и халькопиритом (2). Нат. вел.

Кварцевые прожилки с пиритом широко развиты на месторождениях всех трех описываемых формаций. Их мощность обычно не превышает 5—6 см. В прожилках мощностью от 0,5 см и более преобладает кварц, в прожилках меньшей мощности содержание кварца уменьшается, и они становятся существенно пиритовыми. В них помимо пирита часто находится флюорит, в незначительных количествах присутствует халькопирит и очень редко встречаются молибденит и золото. Иногда (например, на Коктенкольском месторождении) в этих прожилках содержится магнетит. В маломощных, волосовидных прожилках для кристаллов пирита, магнетита и халькопирита характерен резко уплощенный габитус. Пирит-кварцевые прожилки пересекают все вышеохарактеризованные минеральные проявления или накладываются на них (рис. 83), усложняя строение ранее образованных жил и прожилков. На месторождениях жильного типа они обычно развиты вдоль контактов ранее возникших кварцевых жил.

Пирит-кварцевые прожилки и жилы сопровождаются интенсивной серицитизацией вмещающих пород. Около них развиты после-

довательно сменяющие одна другую (от неизмененного гранита к кварцевой жиле) зоны слабо серицитизированного, серицитизированного, сильно серицитизированного гранита и мусковит-кварцевой породы, содержащие до 2—3% пирита.

В слабо серицитизированном граните биотит на 50—70% замещен мусковитом, лейкоксеном и карбонатом; по плагиоклазу развиты редкие чешуйки серицита, концентрирующиеся по трещинам спайности и в центральных частях зерен; альбит, калиевый полевой шпат, кварц и акцессорные минералы — апатит и циркон — не затронуты процессами изменения.

В серицитизированном граните биотит полностью замещен мусковитом, степень серицитизации плагиоклаза увеличивается до 50—60%, кварц испытал нарушение оптической однородности, что выражается в его волнистом угасании; остальные минералы не изменены.

Для сильно серицитизированного гранита характерно нарушение первичной структуры. Плагиоклаз в нем полностью замещен серицитом; вкрапленники кварца перекристаллизованы в агрегаты более или менее независимо погасающих зерен, часто обладающих лоскутной структурой; по-прежнему неизмененными остаются калиевый полевой шпат и акцессорные.

На контактах с жильным кварцем гранит превращен в мусковит-кварцевый агрегат (около 40% слюды и 60% кварца) с единичными зернами флюорита и сохранившимися акцессорными минералами гранита — апатитом и цирконом.

Таким образом, около пирит-кварцевых жил и прожилков гидротермально измененные породы характеризуются обычной метасоматической колонкой кислотного выщелачивания (Коржинский, 1955 г.).

**Полиметаллическая минерализация** представлена жильными и прожилковыми образованиями, в которых главными минералами являются кварц, мусковит, карбонаты, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, висмутин, самородный висмут, второстепенными и редкими минералами являются галеновисмутин, буланжерит, арсенопирит, пираргирит, гессит, джемсонит, аргентин, самородное серебро и самородное золото. Прожилки, сложенные этими минералами, образовались позднее пирит-кварцевой минерализации. Они отчетливо пересекают как пирит-кварцевые, так и все более ранние вышеописанные минеральные образования. На жильных месторождениях часто наблюдается полиметаллическая минерализация, развитая по контактам молибденит-кварцевых жил с вмещающими породами. Это характерно для Шахтаминского месторождения. На других месторождениях, как, например, на Давендинском, в пространстве полиметаллическая минерализация заметно обособляется от молибденитового оруденения.

Полиметаллическое оруденение не в равной мере развито на всех собственно молибденовых месторождениях. На Жирекенском месторождении оно встречается довольно редко. На Бугдаинском,

Шахтаминском, Давендинском и др. полиметаллическое оруденение присутствует в значительном объеме.

Околорудный метасоматоз в связи с полиметаллической минерализацией характеризуется интенсивной серицитизацией вмещающих пород. Это типичный процесс кислотного выщелачивания с образованием полной метасоматической колонки, по Д. С. Коржинскому (1955 г.).

Аргиллизированные породы широко распространены в пределах месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций. Они образуют зоны мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и прослеживаются на глубину до 500 м. Процесс аргиллизации состоял в замещении плагиоклаза и темноцветных минералов гранитоидов агрегатом глинистых минералов и карбоната с выделением на глубоких горизонтах месторождений мельчайших зерен гематита. На Жирекенском месторождении микрозернистый агрегат глинистых минералов местами имеет грязно-зеленый, местами совершенно белый цвет. Кривые нагревания того и другого ничем не отличаются друг от друга, полностью отвечая кривым нагревания смеси каолинита с диккитом (Иванова, 1961 г.). По потерям воды, определенным на установке К. М. Феодотьева в интервалах от 400 до 500° и от 550 до 650°, отвечающих соответственно интервалам выделения воды из каолинита и диккита, было рассчитано, что этот агрегат состоит из 80% каолинита и 20% диккита. 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 за ней зона состоит из кварца, калиевого полевого шпата, альбита, биотита, глинистых минералов и карбоната. Здесь агрегатом глинистых минералов и карбоната 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 (табл. 38).

Сравнение химических анализов неизмененных и измененных монцонитов Каджаранского месторождения и расчет привноса и выноса компонентов с учетом изменения пористости пород (табл. 39) показывает, что в результате аргиллизации монцонитов из них почти полностью был вынесен натрий, в значительной мере оказались вынесенными калий и кальций, уменьшилось содержание кремнезема, алюминия, железа, резко увеличилось содержание углекислоты, кристаллизационной воды и серы; несколько увеличилось содержание магния.

На Жирекенском месторождении (табл. 40) процесс аргиллизации сопровождался выносом железа, магния, натрия, кремния; накапливались в породе алюминий, кальций, углекислота.

## Метасоматическая колонка аргиллизированных гранитов

Метасоматическая зона	Ассоциации минералов
Неизменный гранит	Кв + КПШ + Аб + Пл + Би + Рог.
Внешняя зона аргиллизированного гранита	Кв + КПШ + Аб + Пл + Би + Ка
Промежуточная зона I	Кв + КПШ + Аб + Би + Ка + Гл. м *
Промежуточная зона II	Кв + КПШ + Аб + Ка + Гл. м
Внутренняя зона	Кв + КПШ + Ка + Гл. м

\* Гл. м — глинистые минералы: каолинит + дикцит.

Там, где в измененных породах значительную роль играют карбонаты, уменьшается содержание алюминия и увеличивается содержание магния. В местах резкого преобладания каолинита увеличивается содержание алюминия.

В целом процесс аргиллизации состоял в замещении плагиоклаза и темноцветных минералов (биотита, роговой обманки и пироксена) агрегатом глинистых минералов и карбонатов (анкерит, сидерит, доломит).

Главными агентами изменения пород были вода и углекислота. Источником других компонентов для новообразованных в процессе аргиллизации минералов были плагиоклаз и темноцветные минералы исходных пород. Избыток кремнезема, возникавший при замещении первичных минералов пород вторичными минералами, выносился, вероятно, в виде легкорастворимых силикатов щелочей  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$  и  $\text{K}_2\text{SiO}_3$  (Бетехтин, 1953 г.).

Вынос щелочей свидетельствует в пользу кислотного характера растворов. Экспериментальными работами было доказано, что каолит-серицитовые изменения калиевых полевых шпатов могут вызываться только относительно низкотемпературными (ниже  $350^\circ\text{C}$ ) слабокислыми или кислыми растворами. Образование же значительного количества карбонатов в измененных монцонитах позволяет предполагать углекислотный характер растворов. Ю. В. Казидын, С. Г. Чернорук и другие (1967, 1968 гг.) экспериментальными работами доказали, что калиевый полевой шпат устойчивее, чем плагиоклаз, в слабокислых растворах, содержащих  $\text{K}^+$ .

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, как правило, пересекаются карбонатными прожилками (рис. 84). Последние часто цементируют обломки пород с разнообразной рудной минерализацией.

Расчет привноса и выноса компонентов при гидротермальном изменении монцонитов на Каджаранском месторождении

Окислы	Слабо измененный монцонит			Средне измененный монцонит				Сильно измененный монцонит			
	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г	Вес. %	Вес. %, пересчитанные на 100	г/100 см <sup>3</sup>	Привнос (+) и вынос (-), г/100 см <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	50,34	50,27	136,2	52,00	51,63	130,1	-6,1	39,88	39,27	97,8	-38,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,35	18,33	49,7	18,72	18,59	46,9	-2,8	18,42	18,14	45,2	-4,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,66	3,65	9,9	1,52	1,51	3,8	-6,1	2,70	2,66	6,6	-3,3
FeO	3,74	3,73	10,1	4,17	4,14	10,4	+0,3	6,57	6,47	16,1	+6,0
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,92	2,5	0,96	0,95	2,3	-0,2	1,08	1,06	2,6	+0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,46	1,3	0,51	0,51	1,3	-	0,42	0,42	1,0	-0,3
MnO	0,09	0,09	0,2	0,05	0,05	0,1	-0,1	0,19	0,19	0,5	+0,3
MgO	2,19	2,19	5,9	3,04	3,02	7,6	+1,7	3,43	3,38	8,4	+2,5
CaO	6,47	6,46	17,5	4,00	3,96	10,0	-7,5	6,20	6,10	15,2	-2,3
Na <sub>2</sub> O	3,52	3,52	9,5	0,28	0,28	0,7	-8,8	0,28	0,28	0,7	-8,8
K <sub>2</sub> O	3,80	3,79	10,3	1,59	1,58	4,0	-6,3	3,00	2,95	7,3	-3,0
Cu	0,058	0,058	0,2	0,19	0,19	0,5	+0,3	0,15	0,15	0,4	+0,2
Mo	0,007	0,007	-	0,005	0,005	-	-	0,004	0,004	-	-
S	0,05	0,05	0,1	0,12	0,12	0,3	+0,2	1,64	1,61	4,0	+3,9
CO	4,34	4,34	11,8	6,12	6,08	15,3	+3,5	11,49	11,31	28,2	+16,4
F	0,13	0,13	0,3	0,15	0,15	0,4	+0,1	0,082	0,082	0,2	-0,1
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,20	0,6	0,76	0,75	1,9	(+1,3)	0,40	0,40	1,0	(+0,4)
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,81	1,81	4,9	6,53	6,49	16,4	+11,5	5,61	5,53	13,8	+8,9
<b>Сумма</b>	<b>100,135</b>	<b>100,0</b>	<b>271,0</b>	<b>100,715</b>	<b>100,005</b>	<b>252,0</b>		<b>101,546</b>	<b>100,0</b>	<b>249,0</b>	
Объем. вес, г/см <sup>3</sup>	2,71			2,52				2,49			

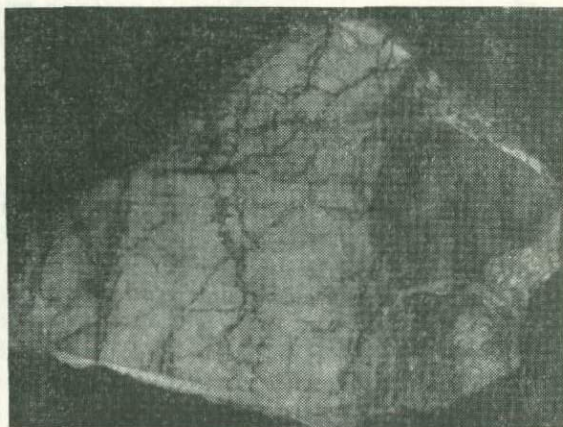
Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИМС, аналитики М. Я. Чижова, В. М. Лурье, В. И. Юрченкова, Т. В. Львова. Расчет составлен В. Т. Покаловым.

Расчет привноса и выноса компонентов при аргиллизации  
гранитов Жирекенского месторождения

Окислы	Неизменный крупно-зернистый гранит			Аргиллизированный гранит			Привнос (+) и вынос (-), г/100 см <sup>3</sup>
	Вес. %	Вес. %, приве- денные к 100	г/100 см <sup>3</sup>	Вес. %	Вес. %, приве- денные к 100	г/100 см <sup>3</sup>	
SiO <sub>2</sub>	69,00	68,67	180,0	62,50	62,72	156,8	-23,2
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,37	1,0	0,41	0,41	1,0	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	14,68	38,5	17,32	17,38	43,4	+4,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	1,65	4,3	1,18	1,18	3,0	-1,3
FeO	1,38	1,37	3,6	1,38	1,38	3,5	-0,1
MnO	0,04	0,04	0,1	0,03	0,03	0,1	—
MgO	1,23	1,22	3,2	1,00	1,00	2,5	-0,7
CaO	2,74	2,73	7,1	3,70	3,71	9,3	+2,2
Na <sub>2</sub> O	4,16	4,14	10,8	0,36	3,36	0,9	-9,9
K <sub>2</sub> O	4,12	4,10	10,7	3,45	3,46	8,6	-2,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,12	0,3	0,12	0,12	0,3	—
F	0,09	0,09	0,2	0,03	0,03	0,1	-0,1
CO <sub>2</sub>	0,18	0,18	0,5	2,87	2,88	7,2	+6,7
H <sub>2</sub> O	0,06	0,06	0,2	0,24	0,24	0,6	(+0,4)
П. п. п.	0,58	0,58	1,5	5,08	5,10	12,7	(11,2)
Сумма	100,47	100,00	262,0	99,67	100,00	250,0	+25,4 -37,4
Объем. вес, г/см <sup>3</sup>	2,62			2,50			

Анализы проведены в химико-аналитической лаборатории ВИМС.  
Расчет составлен В. Т. Покаловым.

Рис. 84. Наложение кальцитовый жилы на кварцевую с молибденитом (Умальтинское месторождение). Нат. вел.



Для анкеритовых прожилков характерно полосчатое и крустификационное строение. В мономинеральных прожилках кристаллы анкерита растут перпендикулярно к стенкам трещины и в центре прожилков соединяются. В центральных частях прожилков наблюдаются жеодовые пустотки, местами заполненные водяно-прозрачными кварцем или халцедоном. Наибольшие скопления анкеритовых прожилков отмечаются в зонах дробления рудовмещающих пород, вдоль контактов жильных пород и в кварцевых жилах.

Мономинеральные прожилки кальцита сложены зернами ромбической и неправильной формы с зональным строением; наблюдаются участки с радиальнолучистым строением. Кальцит часто цементирует обломки кварца с сульфидами.

Арагонит образует корочки и радиальнолучистые скопления в трещинах, заполняет жеодовые пустоты в кальците и доломите, а также в кварцевых жилах и прожилках.

Родохрозит, по данным К. А. Карамяна (1957 г.), встречается в рудах Дастакертского месторождения в ассоциации с манганокальцитом. Для него характерны концентрически зональные и колломорфные выделения. Нередко родохрозит образует прожилки с метаколлоидным строением мощностью до 1 см.

Прожилки цеолитов не имеют широкого распространения, но на отдельных месторождениях (например, на Каратасском, Коктенкольском и др.) встречаются довольно часто. Сложены они в основном десмином, встречаются в них гейландит, шабазит, ломонтит, спорадически — кальцит. Цеолиты выполюжили 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.

Выделения цеолитов, как и выделения карбонатов, можно наблюдать во всех ранее описанных рудных жилах и прожилках, на которые они были наложены и где они заполняли пустоты.

Прожилки цеолитов — самые поздние проявления гидротермального процесса на месторождениях молибдена.

В итоге необходимо сделать следующее заключение. Для правильного понимания развития какого-либо процесса этот процесс нужно проследить по его результатам на отдельных стадиях его развития. Поэтому развитие процесса минералообразования можно понять лишь в том случае, если удастся правильно выявить минеральные парагенетические ассоциации и установить последовательность их образования. Критериями для этого служат взаимоотношения минеральных образований. При метасоматических процессах это главным образом замещение одних минералов другими. Для жильных проявлений — пересечения прожилков и жил разного состава. Однако формальный подход к выделению прожилков разных типов и их взаимным пересечениям часто приводит к неправильной интерпретации наблюдаемых природных явлений. Причина этого заключается не только в возникновении так называемых ложных

Принципиальная схема развития послемагматических процессов на эндогенных месторождениях молибдена

Вольфрам-молибденовая формация			Молибденовая формация			Медно-молибденовая формация		
Стадии процесса	Главные минеральные ассоциации	Изменение кислотности—щелочности	Стадии процесса	Главные минеральные ассоциации	Изменение кислотности—щелочности	Стадии процесса	Главные минеральные ассоциации	Изменение кислотности—щелочности
Калищпатизация	Калиевый полевой шпат	<p>Увелич. <math>H^+</math></p> <p>375°C</p> <p>Над. t</p>	Калищпатизация	Калиевый полевой шпат	<p>Увелич. <math>H^+</math></p> <p>375°C</p> <p>Над. t</p>	Калищпатизация	Калиевый полевой шпат	<p>Увелич. <math>H^+</math></p> <p>375°C</p> <p>Над. t</p>
Альбитизация	Альбит + мусковит		Альбитизация	Альбит + мусковит		Альбитизация	Альбит + мусковит	
Магнетит-кварцевая	Магнетит + кварц		Магнетит-кварцевая	Магнетит + кварц		Магнетит-кварцевая	Магнетит + кварц	
Молибденит-кварцевая	Молибденит + кварц ± ± пирит ± мусковит		Молибденит-кварцевая	Молибденит + кварц ± ± пирит + мусковит		Молибденит халькопирит-кварцевая	Молибденит + халькопирит + борнит + кварц ± пирит ± мусковит	
Вольфрамит (шеелит)-кварцевая	Вольфрамит (шеелит) + висмутин + молибденит + браннерит + ильменорутил + флюорит + топаз + кварц ± пирит + мусковит		Халькопирит-пирит-кварцевая	Халькопирит + пирит + кварц ± флюорит ± мусковит		Халькопирит-пирит-кварцевая	Халькопирит + пирит + кварц ± флюорит ± мусковит	
			Галенит-сфалеритовая	Галенит + сфалерит + пирит + халькопирит + висмутин + блеклая руда + кварц + мусковит ± ± карбонаты		Галенит-сфалеритовая	Галенит + сфалерит + пирит + халькопирит + висмутин + блеклая руда + кварц + мусковит ± ± карбонаты	
Гюбнерит-кварцевая	Гюбнерит + кварц + флюорит ± пирит ± мусковит		Аргиллизация	Каолинит + дикиит + карбонат + гематит		Аргиллизация	Каолинит + дикиит + карбонат + гематит	
Халькопирит-пирит-кварцевая	Халькопирит + кварц + флюорит + пирит ± мусковит		Карбонатная	Кальцит + анкерит + родохрозит + сидерит		Карбонатная	Кальцит + анкерит + родохрозит + сидерит	
Галенит-сфалеритовая	Галенит + сфалерит + пирит + халькопирит + висмутин + блеклая руда ± ± кварц ± мусковит ± ± карбонаты		Цеолитовая	Десмин + шабазит + гейландит + ломонтит		Цеолитовая	Десмин + шабазит + гейландит + ломонтит	
Карбонатная	Кальцит + анкерит + родохрозит + сидерит							
Цеолитовая	Десмин + шабазит + гейландит + ломонтит							



345

пересечений, но и в унаследованном развитии трещин, благодаря чему создавались условия для всякого рода наложений более поздних минеральных ассоциаций на более ранние, что приводило к образованию в жилах и прожилках минеральных сочетаний, не являющихся парагенетическими. Так, на вольфрам-молибденовых месторождениях штокервового типа общая картина минеральных проявлений была резко осложнена в результате наложения кварца с разными рудными минералами на полевошпатовые прожилки, ранее образовавшиеся в процессе фельдшпатизации пород в экзоконтакте рудоносных гранитов. Это наложение создало в дополнение к вышеохарактеризованным типам кварцевых прожилков разнообразные типы кварц-полевошпатовых прожилков с разными сочетаниями в них рудных минералов. Эти и им подобные наложения более поздней минерализации на более раннюю привели к образованию весьма разнообразных типов жильных проявлений, которые рассматривались многими геологами как проявления разных стадий рудного процесса (Щерба, 1960; Повилайтис, 1960). В результате этого в литературе о геологии и вещественном составе вольфрам-молибденовых месторождений имеются работы, по которым трудно, а порой даже невозможно представить какую-нибудь закономерность или направленность в развитии послемагматического процесса минералообразования на этих месторождениях.

Из приведенного материала следует, что развитие послемагматических процессов, формировавших месторождения молибденовых руд, носило прерывистый стадийный характер. Принципиальная схема развития этого процесса приведена в табл. 41.

Эта общая схема развития оруденения на молибденовых месторождениях выделенных формаций носит не собирательный характер, она отвечает развитию рудных процессов на большинстве крупных промышленных месторождений. Она хорошо согласуется с представлениями и выводами Ф. В. Чухрова (1960) и Л. П. Ермиловой (1964) о стадийности и направленности процесса на Восточно- и Северо-Коунрадском и Караобинском месторождениях вольфрам-молибденовой формации.

Естественно, что на разных месторождениях объемы проявления минеральных образований разных стадий не были одинаковыми. Но при всем разнообразии этих соотношений, которые во многом зависят еще и от глубины эрозионного среза месторождений, главной по широте и интенсивности проявления на всех месторождениях является минерализация, с которой связано молибденовое, медно-молибденовое и вольфрамовое оруденение. Характерный признак промышленного оруденения — полнота проявления всех вышеописанных стадий послемагматического процесса.

В сравнении с богатыми, промышленными, месторождениями на месторождениях бедных, непромышленных, послемагматический процесс не получил полного развития. Проявления многих, особенно рудных, стадий минерализации на них отсутствуют. Так, в областях распространения вольфрам-молибденовых месторождений

обычно выявляется значительное количество монометалльных или почти монометалльных молибденовых или вольфрамовых рудопроявлений. Рудная минерализация на них обычно представлена одноактными образованиями. Это либо небольшие залежи грейзенов с вкрапленностью молибденита или минералов вольфрама, либо вкрапленность молибденита в практически неизменных породах, либо кварцевые образования с молибденитом или минералами вольфрама. Минерализация других рудных стадий на таких рудопроявлениях обычно отсутствует или едва намечается.

Такие рудопроявления часто встречаются по соседству с промышленными вольфрам-молибденовыми месторождениями. И те и другие нередко контролируются одними тектоническими структурами и связаны с подобными или даже с одними интрузивами. Примерами таких рудопроявлений могут служить — молибденовые: Шалотское, Надеинское, Ходжертугуйское, Сохатинка, Чикойское (Западное Забайкалье), Июльское (Казахстан), Каракольское, Кураганское (Горный Алтай) и др.; вольфрамовые: Быстрянское, Токаревское, Седло, Осиновское, Осокинское, Дмитриевское (Горный Алтай).

В отличие от вольфрам-молибденовых месторождений такие рудопроявления часто выделяются в самостоятельные типы месторождений (Щеглов, 1966) или в субформации (Сотников, 1966) несмотря на то, что они связаны с теми же геотектоническими и магматическими процессами, что и промышленные вольфрам-молибденовые месторождения. Правильнее, вероятно, рассматривать их как результат вялого, неполного развития послемагматического процесса.

### ТЕМПЕРАТУРА И КИСЛОТНОСТЬ — ЩЕЛОЧНОСТЬ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ РАСТВОРОВ, ФОРМА ПЕРЕНОСА МОЛИБДЕНА

Послемагматические процессы, формировавшие молибденовые месторождения разных формаций, начинались калишпатизацией и сменявшей ее альбитизацией рудоносных гранитоидов. На месторождениях вольфрам-молибденовой формации калишпатизация имеет очень небольшие масштабы проявления, но процесс альбитизации получил здесь широкое развитие, захватив апикальные части плутонов лейкократовых гранитов. На месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций наблюдается обратное соотношение этих процессов — широко проявлена калишпатизация пород и незначительно развиты альбитизированные породы. Эти процессы не сопровождаются отложением каких-либо рудных минералов и, по данным термометрии газовой-жидких включений, проведенной А. П. Берзиной на Сорском месторождении (1965), протекали в интервале температур от 730 до 450° С.

Процесс калишпатизации состоял в замещении калиевым полевым шпатом всех минералов гранитоидов. При этом происходило

вытеснение всех оснований наиболее сильным щелочным элементом — калием. Исходя из положения, что увеличение щелочности растворов вызывает увеличение относительной активности более сильных оснований и замещение ими более слабых оснований (Коржинский, 1956 г.), можно сделать вывод: в процессе калишпатизации пород проявилась высокая активность калия, а сам процесс носил ярко выраженный щелочной характер.

По мере снижения температуры процесс калишпатизации пород сменился их альбитизацией, т. е., по-видимому, произошло понижение щелочности растворов и повышение активности натрия, который стал вытеснять из пород более сильный щелочной элемент — калий. Однако процесс по-прежнему оставался щелочным.

Исследования физико-химического состояний послемагматических растворов, проведенные И. Н. Говоровым (1965 г.), показывают, что калишпатизация и альбитизация пород относятся к проявлениям пневматолитового процесса, а более поздние кварцевые образования — к проявлениям гидротермального процесса.

На месторождениях молибдена практически вся рудная минерализация связана с кварцевыми образованиями, возникшими в процессе кислотного выщелачивания. В результате этого процесса в гранитах развивалась следующая метасоматическая колонка:

- 1) неизменный гранит — кварц, ортоклаз, плагиоклаз и биотит;
- 2) зона слабо серицитизированного гранита (внешняя зона метасоматической колонки) — кварц, ортоклаз, плагиоклаз, серицит, хлорит, карбонат;
- 3) зона серицитизированного гранита — кварц, ортоклаз, альбит и серицит;
- 4) зона сильно серицитизированного гранита — кварц, ортоклаз и серицит;
- 5) зона мусковит-кварцевого грейзена — мусковит и кварц;
- 6) зона кварцевого грейзена — в основном кварц, при резко повышенной роли мусковита.

При взаимодействии гидротермальных растворов с гранитами при формировании метасоматической колонки состав растворов изменялся в направлении достижения равновесия с гранитами. По мере продвижения растворов к неизменным гранитам через вышеохарактеризованные зоны метасоматической колонки происходило обогащение растворов калием и натрием, вследствие чего повышалась их щелочность. Очевидно, показателем наибольшей кислотности гидротермальных растворов является переход в раствор алюминия, что характерно для зон кварцевых грейзенов. Во внешней же зоне метасоматической колонки, где новообразованные минералы представлены ассоциацией серицита, хлорита и карбоната при сохранении ортоклаза и большей части плагиоклаза, растворы, по-видимому, были слабокислыми, близкими к нейтральным.

Рудно-кварцевые образования не всегда сопровождаются полной метасоматической колонкой кислотного выщелачивания; около них часто развиты изменения, отвечающие лишь той или иной внешней

части этой колонки. Поэтому имеется возможность судить об относительной кислотности растворов, формировавших те или иные рудно-кварцевые проявления, на основании сравнительного анализа строения метасоматических колонок гидротермально измененных пород.

На месторождениях всех выделенных формаций наиболее ранние и ограничено распространены кварцевые жилы и прожилки с магнетитом. На контакте с ними изменения во вмещающих породах или не проявлены, или выразились в замещении биотита хлоритом и карбонатом. Эти незначительные изменения вмещающих пород, по-видимому, свидетельствуют о слабокислом, близком к нейтральному, характере растворов; основной причиной выпадения  $\text{SiO}_2$  из растворов, вероятно, было снижение температуры.

Далее следовали кварцевые образования с молибденовым оруденением, формировавшимся в несколько импульсов. Ранний молибденит характеризуется крупнокристаллическими формами, местами сферолитового и розетчатого строения. Он нередко ассоциируется с такими высокотемпературными минералами, как кубанит и рутил. О высокой температуре образования этого молибденита свидетельствует его ассоциация с халькопиритом, образующим структуры распада в борните. По данным изучения декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, проводившихся И. В. Банщиковой (1965) на Караобинском, А. В. Пизнуром и Ю. С. Соломиным (1968) на Давендинском и А. П. Берзиной (1965) на Сорском месторождениях, температура образования раннего молибденита определяется в  $470-370^\circ\text{C}$ . Температуру образования более позднего мелкочешуйчатого молибденита эти исследователи определяют в  $380-350^\circ\text{C}$ .

Кварцевые образования с молибденитом местами сопровождаются отчетливо выраженным метасоматическим окварцеванием вмещающих пород, а на ряде месторождений жильного типа наблюдаются гидротермальные изменения, характеризующиеся развитием полной метасоматической колонки, процесса кислотного выщелачивания с образованием мусковит-кварцевых и кварцевых грейзенов на контакте с жильным кварцем. Однако в большинстве случаев около молибденит-кварцевых жил и прожилков во вмещающих породах наблюдается развитие редких выделений мусковита и серицита по биотиту и плагиоклазу, т. е. эти изменения отвечают внешним зонам колонки кислотного выщелачивания, а вызвавшие их растворы характеризовались слабой кислотностью. По-видимому, растворы, отлагавшие промышленное молибденовое оруденение, в ряде случаев были явно кислыми, но на большинстве месторождений носили слабокислый характер. Выпадение  $\text{SiO}_2$  из растворов происходило в результате их нейтрализации и падения температуры.

После образования молибденового оруденения на месторождениях вольфрам-молибденовой формации развивалась вольфрамовая минерализация. Она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождавшимися интенсивными грейзеновыми преобразованиями

вмещающих пород с развитием полной метасоматической колонки кислотного выщелачивания и возникновением фторсодержащих минералов. Растворы имели наибольшую кислотность. Методами гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений на Караобинском месторождении И. В. Банщикова определен температурный интервал проявления вольфрамовой минерализации — от 350 до 300° С.

Кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом, флюоритом и очень редким молибденитом распространены на месторождениях всех рассматриваемых формаций. На месторождениях молибденовой формации они развивались после молибденового оруденения, на месторождениях медно-молибденовой формации — после медно-молибденового оруденения, на месторождениях вольфрам-молибденовой формации — после вольфрамового оруденения. На молибденовых и медно-молибденовых месторождениях эти прожилки сопровождаются интенсивной серицитизацией вмещающих пород с развитием полной метасоматической колонки кислотного выщелачивания, а на вольфрам-молибденовых месторождениях — слабой серицитизацией вмещающих пород. Следовательно, растворы этой стадии на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций имели кислый характер, а на месторождениях вольфрам-молибденовой формации — слабокислый. На Сорском месторождении методами гомогенизации и декрепитации А. П. Берзиной определена температура образования этой минеральной ассоциации — от 360 до 230° С; для Давендинского месторождения А. В. Пизнур и Ю. С. Соломин называют цифры 320—280° С.

Далее на месторождениях всех трех формаций развивалась свинцово-цинковая минерализация, обычно представленная следующей минеральной ассоциацией: пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, борнитом, арсенопиритом, минералами висмута и серебра, теннантитом, тетраэдритом, золотом, редко уранинитом, мусковитом, кварцем, иногда карбонатами. На месторождениях молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций среди жильных минералов этой ассоциации значительную, а иногда и преобладающую роль играют карбонаты: кальцит, родохрозит, анкерит и сидерит. Около-жильные изменения вмещающих пород выражены интенсивной серицитизацией, местами березитизацией. В том случае, когда в жильном выполнении преобладают карбонаты, вмещающие породы практически не изменены. Растворы имели кислый характер, но появление карбонатов свидетельствует о снижении их кислотности. Температуру образования этой полиметальной ассоциации А. В. Пизнур и Ю. С. Соломин (1968) определяют на Давендинском месторождении от 230 до 220° С, а И. В. Банщикова — на Караобинском месторождении от 250 до 200° С.

На многих месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций после образования рудной минерализации широко развивался процесс аргиллизации пород, вызывавшийся слабокислыми растворами.

Заканчивалось развитие послемагматических процессов образованием прожилков карбонатов (кальцит, родохрозит, анкерит, сидерит) и цеолитов (десмин, шабазит, гейландит, ломонтит), которые отлагались низкотемпературными (200—80° С) близонейтральными и щелочными растворами.

Итак, по мере снижения температуры послемагматических растворов в них довольно закономерно менялся режим кислотности — щелочности. Явно щелочные в начале послемагматического процесса растворы постепенно от стадии к стадии становились все более кислыми. Максимальная кислотность проявлялась в них при образовании слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, а затем кислотность растворов снижалась, и в конце процесса они снова становились щелочными.

Промышленное молибденовое оруденение образовалось вслед за щелочными пневматолитовыми процессами — калишпатизацией и альбитизацией пород, от которых оно отделено проявлением магнетит-кварцевой минерализации, развитой незначительно. Кроме того, промышленное молибденовое оруденение предшествовало развитию слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, т. е. проявлению фтора в послемагматическом процессе. Таким образом, молибденовая минерализация в основном связана с высокотемпературными дистиллятами кислого и слабокислого характера, производившими в том или ином виде окварцевание пород.

Экспериментальными работами была выявлена принципиальная возможность переноса молибдена совместно с кремнеземом в виде комплексного соединения в газовой фазе (Хитаров, Иванов, 1940). Более поздние работы (Хитаров, Рыженко, 1962) показали вероятную устойчивость кремнемолибдат-иона в водных растворах вплоть до температур порядка 600° С и давлений 600 атм. В дальнейшем выяснилось, что совместная миграция молибдена и кремнезема в виде общего соединения — кремнемолибденового комплекса — невозможна в присутствии сероводорода (Хитаров, Арутюнян, Рыженко, 1965). Однако последний эксперимент проводился при температурах, не превышающих 240° С, и поскольку при более высоких температурах молекулы сероводорода являются электрически нейтральными (Бетехтин, 1953 г.), можно предположить, что в этих условиях перенос молибдена все же мог осуществляться в виде кремнемолибденового комплекса в присутствии сероводорода. Л. А. Арутюнян (1967), основываясь на проведенных экспериментах, считает более вероятным перенос молибдена в виде тиомолибдатных соединений, а благоприятными условиями их миграции — щелочные хлоридные растворы, при подкислении которых при высоких температурах может образоваться дисульфид молибдена.

Таким образом, и геологические наблюдения, и экспериментальные исследования свидетельствуют о том, что наиболее вероятные формы переноса молибдена в послемагматических растворах — соединения типа кремнемолибденового комплекса и тио- и окситиомолибдатов.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Характер взаимоотношений оруденения с магматическими породами — наиболее надежный критерий, по которому можно судить о связях оруденения с магматизмом. Медно-молибденовые месторождения расположены в породах плутонов пестрого состава или в ближайших экзоконтактных зонах. Это повторяется во всех складчатых областях, где имеются медно-молибденовые месторождения — в Кордильерах, Андах, на Малом Кавказе, в Кураминской и Балхашской геоантиклиналях, Батеневско-Беллыкской зоне и других местах. Следовательно, оруденение медно-молибденовых месторождений пространственно тесно связано с батолитами пестрого состава и наложено на слагающие их породы.

Еще более тесно в пространстве медно-молибденовое оруденение связано с малыми интрузивными телами диоритовых порфиритов, лампрофиров, гранодиорит-, гранит-, сиенит-порфиров и других разновидностей, прорывающими плутоны пестрого состава. Взаимоотношения оруденения с этими породами весьма сложные. В Мисханозангезурской зоне Малого Кавказа медно-молибденовое оруденение большинства месторождений наложено на малые интрузивные тела порфировых пород. Но на Каджаранском месторождении оно обычно не распространяется в тела гранодиорит-порфиров. Несмотря на детальное обследование контактов гранодиорит-порфиров, автору настоящей работы не удалось обнаружить четких взаимоотношений рудных прожилков с этими породами. Чаще всего рудные прожилки на расстоянии нескольких сантиметров от гранодиорит-порфиров затухают. Это, по-видимому, свидетельствует об отсутствии интенсивных тектонических движений в период между образованием гранодиорит-порфиров и оруденения, а также о близости их образования во времени. В Кураминской зоне, в Алмалыкском рудном районе медно-молибденовое оруденение повсеместно ассоциируется с малыми интрузивными телами гранодиорит- и гранит-порфиров. В основном оно находится в экзоконтакте этих интрузивов, в эндоконтакте оно становится убогим, а в их центральных частях практически отсутствует.

Весьма сложны взаимоотношения оруденения с порфировыми породами на медно-молибденовых месторождениях Батеневско-Беллыкской зоны. На Сорском месторождении автором было установлено по меньшей мере двукратное внедрение субщелочных кварц-содержащих порфиров. Наиболее ранние из них — порфиры I — пересекают зоны калишпатизации, тела калишпатового и кварц-калишпатового состава, а также самые ранние кварцевые образования (штоки и жилы) с сульфидами меди и молибденитом (рис. 85, 86, 87). В свою очередь порфиры I пересекаются кварцевыми прожилками, содержащими основное молибденовое оруденение, и содержат местами густую вкрапленность молибденита (см. рис. 85, 87). Порфиры II, являющиеся полным аналогом порфиров I, пересекают

всю промышленную медно-молибденовую минерализацию, а также порфиры I, но в свою очередь пересекаются кварцевыми прожилками с пиритом и флюоритом (рис. 88). Кроме того, на Сорском место-

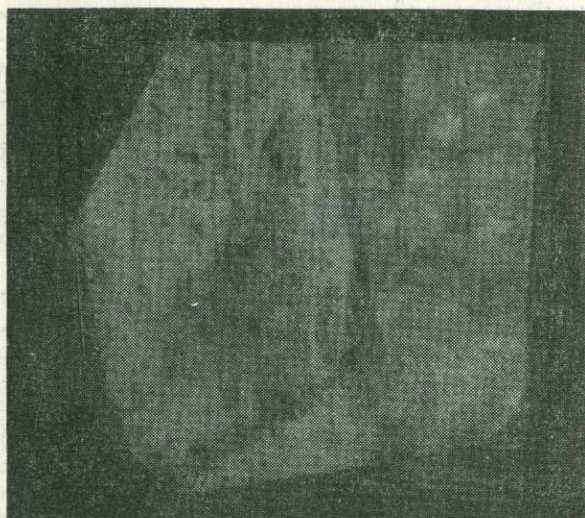


Рис. 85. Жила субщелочного кварцсодержащего порфира I рассекает калишпатовый метасоматит и сечется кварцевым прожилком с молибденитом

рождении имеются дорудные дайки диоритовых порфиров и лампрофиров и явно послерудные дайки диабазовых порфиров и ортофиров.



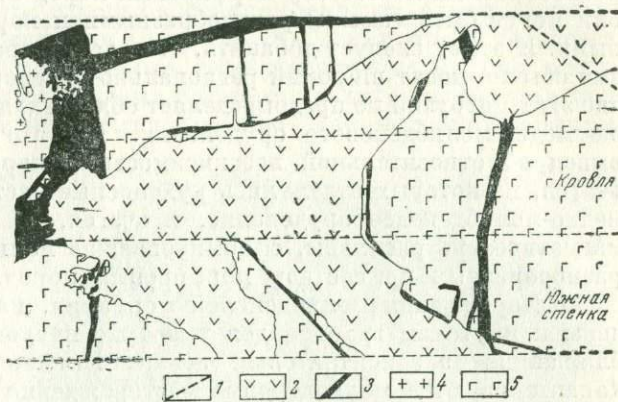
Рис. 86. Ранний кварц с халькопиритом и молибденитом рассекается жилкой субщелочного кварцсодержащего порфира I

На Туимском месторождении, по данным А. М. Кузьмина (1946 г.), аплиты наложены на скарны, но сами рассечены кварцевыми рудными прожилками. На Кияльх-Узеньском месторождении скарные тела также пересекаются дайками аплитов и гранодиорит-пор-

фиров, которые в свою очередь рассечены кварцевыми прожилками с молибденитом. Здесь же дайки диабазовых порфиров, пересекающие медно-молибденовую минерализацию, секутся проявлениями свинцово-цинковой минерализации. На Ипчульском месторождении

Рис. 87. Взаимоотношение субщелочного кварцсодержащего порфира I с рудными проявлениями Сорского месторождения (развертка зарисовки штрека в шахте 6)

1 — молибденит-кварцевый прожилок; 2 — порфир I; 3 — кварцевая жила с пиритом, сульфидами меди, молибденитом; 4 — гранит; 5 — диорит



основная часть даек гранит-порфиров предшествует оруденению, но имеются случаи пересечения даек гранит-порфиров кварцевыми прожилками с молибденитом. В Андах, на Брадене, согласно

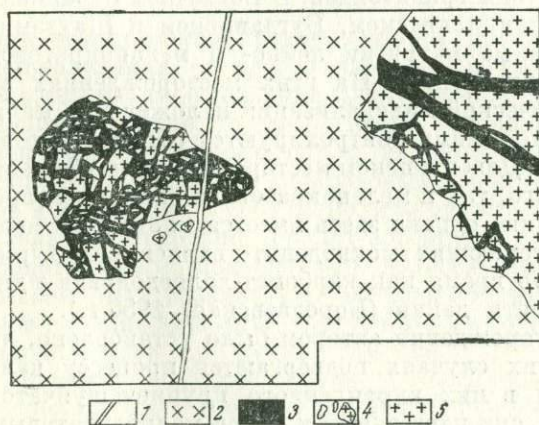


Рис. 88. Ксенолиты брекчиевой молибденовой руды в субщелочном кварцсодержащем порфире II (зарисовка вертикальной стенки уступа в Сорском карьере)

1 — кварцевый прожилок с пиритом и флюоритом; 2 — субщелочной кварцсодержащий порфир II; 3 — кварц с мелкошуйчатым молибденитом; 4 — обломки гранита и кварца со сферолитообразными выделениями молибденита; 5 — мелкозернистый гранит

Ф. Хоуэллу и Дж. Моллоу, с оруденением ассоциируются дацитовые порфиры, латитовые порфиры и роговообманковые лампрофиры; рудный процесс начался после образования дацитовых порфиров, развивался стадийно, при этом стадии отделены друг от друга интрузиями латитовых порфиров; послерудными являются лампрофиры. На месторождении Токвепала находятся малые интрузивные тела

дацитов и латитовых порфиров; образование оруденения происходило в период между внедрением более ранних дацитовых порфиров и более поздних латитовых порфиров.

Из приведенного материала видно, что во взаимоотношениях оруденения медно-молибденовых месторождений с малыми интрузиями разнообразных по составу порфировых пород нет закономерности — они могут быть самыми разнообразными и порой очень неожиданными. К этому следует добавить, что распространение малых интрузий обычно носит широкий регионально-поясовый характер и наличие этих интрузий не предопределяет обязательное присутствие здесь же медно-молибденового оруденения. Все это позволяет сделать вывод об относительной независимости и 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.

Месторождения молибденовой формации, как правило, приурочены к плутонам гранитоидов умеренно кислого состава или к их ближайшим экзоконтактовым зонам. Именно такими позициями характеризуются молибденовые месторождения Восточного Забайкалья и восточной части Монголо-Охотского пояса. Следовательно, молибденовое оруденение очень тесно пространственно связано с этими плутонами и наложено на слагающие их породы.

Еще более тесно в пространстве и во времени рудная минерализация ассоциируется с малыми интрузивными телами порфировых пород, прорывающих плутоны гранитоидов. В Восточном Забайкалье на Сырыгичинском, Аманан-Макитском, Бутдаинском и Шахтаминском месторождениях малые интрузии лейко- и меланократового рядов предшествовали оруденению. На этих месторождениях все проявления послемагматической минерализации наложены на малые интрузивные тела и вместе с ними контролируются одними тектоническими структурами. На Давендинском месторождении порфировые породы как лейкократового, так и меланократового ряда в основном предшествовали оруденению, однако здесь имеется много даек меланократовых пород, пересекающих молибденит-кварцевые и турмалин-кварцевые жилы, в то время как карбонат-халцедоновая минерализация наложена на эти дайки (Бородаевская, 1956 г.).

На Жирекенском месторождении автором было установлено, что гранит-порфиры во многих случаях подвергаются процессу калишпатизации с развитием в них вкрапленного крупночешуйчатого молибденита. Кроме того, они пересекаются кварц-молибденитовыми прожилками. В то же время в ряде случаев наблюдаются бесспорные пересечения зон калишпатизации с вкрапленным молибденитом и кварц-молибденитовых прожилков дайками гранит-порфиров (рис. 89). Гранит-порфиры, пересекающие молибденитовую минерализацию, в свою очередь пересекаются прожилками кварца с пиритом и халькопиритом, а также подвергаются процессу аргиллитизации.

Аналогичны взаимоотношения рудной минерализации с дайками меланократовых порфировых пород. Автором неоднократно наблюдались пересечения некоторых даек этих пород кварцевыми прожилками с молибденитом (рис. 90). Но в других дайках меланократовых пород, правда, несколько более основного состава часто встречаются ксенолиты гранитов с заключенными в них молибденит-кварцевыми прожилками (рис. 91). Эти дайки нигде не пересекаются кварцевыми прожилками с молибденитом, но они всегда секутся кварцевыми прожилками с пиритом и халькопиритом и подвергаются аргиллитизации. Следовательно, как и гранит-порфиры,

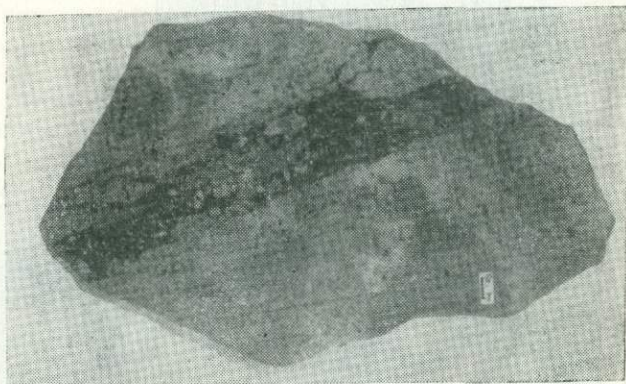


Рис. 89. Пересечение гранит-порфиром калишпатизированных гранитов с вкрапленностью молибденита (Жирекенское месторождение)

одни дайки меланократовых пород предшествовали молибденовой минерализации, а другие внедрялись после ее образования. Что касается взаимоотношений даек меланократовых пород с дайками гранит-порфиров, то здесь твердо установлены факты пересечения даек меланократовых пород дайками гранит-порфиров (рис. 92), и, наоборот, дайки меланократовых пород секут дайки гранит-порфиров и заключают в себе ксенолиты гранит-порфиров (рис. 93). Следовательно, интрузии гранит-порфиров и меланократовых пород происходили по меньшей мере дважды. При этом обе группы пород, по-видимому, развивались независимо друг от друга и в какой-то мере параллельно друг другу, питаясь от разных очагов, возможно, находившихся на разной глубине.

Развитие рудного процесса на Давендинском и Жирекенском месторождениях типично для подавляющего большинства собственно молибденовых месторождений, и наличие внутрирудных даек никак не отразилось на ходе этого развития, по сравнению с развитием оруденения на месторождениях, где нет внутрирудных магматических проявлений. Это позволяет сделать вывод о том, что процесс рудообразования на вышеназванных месторождениях протекал независимо от процесса формирования распространенных здесь даек порфировых пород, хотя и близодновременно с их интрузиями. На относительную независимость источников порфировых пород и оруденения

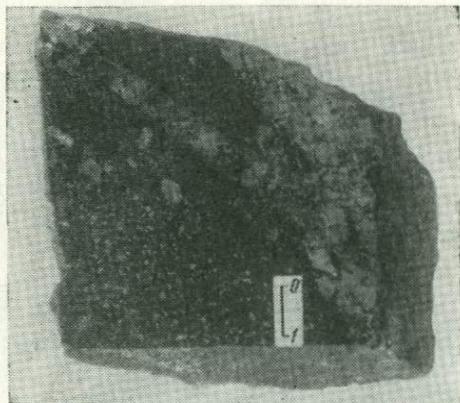


Рис. 90. Кварцевый прожилок с молибденитом пересекает контакт диоритового порфирита с биотит-роговообманковым гранитом (Жирекенское месторождение)

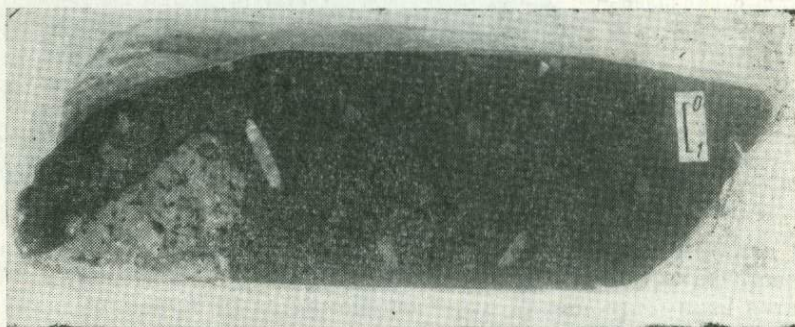


Рис. 91. Ксенолит биотит-роговообманкового гранита, в котором заключен прожилок кварца с молибденитом в диоритовом порфирите (Жирекенское месторождение)

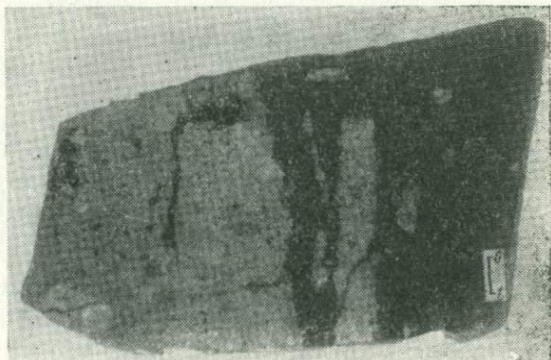


Рис. 92. Ксенолиты гранит-порфира в диоритовом порфирите (Жирекенское месторождение)

указывает и непостоянный состав даек, ассоциирующихся с удивительно однотипной рудной и нерудной минерализацией. Породы даек могут быть представлены только одними кислыми разностями, такими, как кварцевые порфиры или гранит-порфиры, но чаще всего — это пестрый комплекс, в котором количественное соотношение пород лейкократового и меланократового рядов меняется в широких пределах. Очевидно, связь рудной минерализации с малыми интрузиями не непосредственная, а отдаленная.

Молибден-вольфрамовое оруденение пространственно тесно связано с апикальными частями вышеохарактеризованных плутонов лейкократовых гранитов, т. е. оно наложено на эти граниты.

Значительно сложнее взаимоотношения с дайками, которые, согласно В. С. Коптеву-Дворникову, делятся на дайки первого этапа (аплиты, аплит-пегматиты, гранит-порфиры) и дайки второго этапа (диоритовые порфириты, лампрофиры и некоторые другие разности).

Так, на Караобинском месторождении ранние кварцевые жилы с молибденитом отделены от более позднего молибден-вольфрамового оруденения введением даек гранит-порфиров (Абдрахманов и Строганов, 1958 г.; Щерба, 1960). На Джидинском месторождении дайки второго этапа — бостониты и керсантиты — образовались после молибденовой минерализации и секутся более поздними проявлениями рудного процесса, начиная с кварцевых жил с вольфрамовым оруденением (Повилайтис, 1960).

На Коктенкольском месторождении автор неоднократно наблюдал, что дайки первого этапа — аплиты и гранит-порфиры — предшествуют рудной минерализации, но дайки диоритовых порфиритов являются секущими по отношению к кварцевым прожилкам с молибденовым и вольфрамовым оруденением, предшествуя в свою очередь галенит-сфалеритовому оруденению и прожилкам карбонатов и цеолитов. По данным Л. М. Зарецкого, в Горном Алтае, в бассейне р. Мульчихи дайки аплитов и гранит-порфиров пересекаются кварцевыми жилами с молибден-вольфрамовым оруденением, которые в свою очередь рассечены дайками лампрофиров (Никольская, 1966 г.).

На Калгутинском месторождении (Горный Алтай) некоторые из даек аплитов секутся кварцевыми жилами с молибденитом и вольфрамитом, но в то же время имеются дайки аплитов более поздние, чем молибден-вольфрамовое оруденение. Эти дайки секутся



Рис. 93. Жилка гранит-порфира рассекает диоритовый порфирит (Жирекенское месторождение)

безрудными кварц-флюоритовыми прожилками (Никольская, 1966 г.).

Такие 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 дальнейшим развитии этих очагов, являвшихся источниками рудной минерализации и магм, образовавших дайки. Связь малых интрузий порфирировых пород с молибденовым оруденением, вероятно, можно рассматривать как парагенетическую, т. е. и оруденение, и малые интрузии — производные предшествовавшего им магматизма. Быть может эта связь еще более отдаленная.

## ЭНДОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Образование эндогенных ореолов тех или иных химических элементов рассматривается нами как результат изменений в породах, вмещающих рудные тела. Эти изменения могут быть связаны как непосредственно с самим процессом рудообразования, так и с процессами, происходившими до или после него. Поэтому на месторождениях могут быть выявлены ореолы двух типов: ореолы рудных элементов, образовавшиеся в период рудоотложения и прямо указывающие на присутствие в данном участке пород рудной минерализации, и ореолы, связанные с дорудными или послерудными процессами изменения и минерализации пород, которые лишь косвенно свидетельствуют о возможности присутствия где-то рядом рудной минерализации. Химические элементы, образующие первые из вышеназванных ореолов, могут быть названы прямыми элементами-индикаторами, а химические элементы, образующие ореолы второго типа, — косвенными элементами-индикаторами.

Наибольшее практическое значение имеют ореолы рудных элементов-индикаторов. Поисковое значение ореолов косвенных элементов-индикаторов определяется их размерами, постоянством присутствия в месторождениях той или иной формации и степенью трудности их выявления и диагностики при проведении поисковых работ.

Перед исследователем, изучающим эндогенные ореолы рудных месторождений, стоят три основные задачи: 1) установить геохимический фон пород, распространенных в рудном поле, 2) выявить элементы-индикаторы оруденения и 3) установить размеры, морфологию и зональность ореолов. Успех работы во многом зависит от правильного представления исследователем процессов и геолого-тектонических условий формирования месторождения и от чувствительности и объема аналитических работ. В качестве объектов для

изучения были выбраны наиболее крупные представители молибденовурудных формаций: месторождения Коктенкольское (вольфрам-молибденовая формация), Сорское и Каратасское (медно-молибденовая формация) и Жирекенское (молибденовая формация).

**Сбор материала.** На изучавшихся месторождениях материал собирали по четырем основным направлениям:

1) отбор проб, образцов и шлифов пород для определения исходного состава и геохимического фона пород, развитых в рудных полях;

2) отбор проб, образцов и шлифов из пород, измененных в результате контактового воздействия рудоносных интрузивов, но свободных от воздействия рудных процессов, с целью установления процессов метаморфизма, метасоматоза и изменения геохимического фона этих пород;

3) отбор проб, образцов и шлифов из пород, подвергшихся рудной минерализации, из керна скважин по профилям, ориентированным вкрест простирания рудоносных зон, чтобы выявить процессы рудообразования и образованные ими ореолы;

4) отбор проб, образцов и шлифов из пород, измененных около рудных прожилков для определения микроореолов окolorудных прожилков разных стадий рудного процесса и их геохимической характеристики.

Для установления геохимического фона пород, распространенных в пределах рудного поля, опробовались их аналоги в коренных обнажениях, находящихся вне сферы влияния процессов, связанных с образованием гранитоидов и их послемагматической деятельностью, на расстоянии не менее 3—5 км от месторождений. Пробы отбирались точечным методом — с площади в 5—10 м<sup>2</sup> в одну пробу набивалось по 15—20 кусочков размером в 1—2 см в поперечнике. Вес одной пробы составлял 250—300 г. По основным разновидностям пород отбирались по 30—50 проб.

Для характеристики геохимических особенностей пород, измененных в результате контактового воздействия интрузивов опробовался керн фланговых скважин в местах, где ослабевают проявления послемагматических процессов.

Поскольку оруденение изучавшихся месторождений относится к штокерковому типу, то для изучения размеров, морфологии и зональности первичных ореолов использовались дубликаты проб геологоразведочных партий, проводивших сплошное опробование керна двухметровыми интервалами. При подготовке для анализа пробы дробились, квартовались и затем истирались до минус 200 меш.

**Методы анализа.** Для решения поставленных задач в спектральной лаборатории ВИМС были разработаны два метода анализа геохимических проб: 1) ускоренный метод количественного определения 14 элементов вдуванием порошков в зону дугового разряда с применением аппарата АВР-2 с приставкой-транспортером; чувствительность определения элементов: Mo  $1 \cdot 10^{-4}$ , Be  $1 \cdot 10^{-4}$ , Ag  $1 \cdot 10^{-4}$ , Cu  $6 \cdot 10^{-4}$ , Sn  $2 \cdot 10^{-4}$ , Pb  $5 \cdot 10^{-4}$ , W  $1 \cdot 10^{-3}$ ,

Zn  $1 \cdot 10^{-3}$ , Sb  $1 \cdot 10^{-3}$ , V  $1 \cdot 10^{-3}$ , Ti  $1 \cdot 10^{-3}$ , Cr  $1 \cdot 10^{-3}$ , As  $1 \cdot 10^{-3}$ , Bi  $1 \cdot 10^{-3}$  и 2) метод испарением из канала электрода на ДФС-13 для количественного определения низких фоновых содержаний Bi, W, Mo, Be, Sn, Pb; чувствительность определения элементов этим методом следующая: Mo  $1 \cdot 2 \cdot 10^{-5}$ , Be  $1 \cdot 10^{-5}$ , Sn  $1 \cdot 10^{-4}$ , Bi  $1 \cdot 10^{-4}$ , Pb  $3 \cdot 10^{-4}$ , W  $1 \cdot 10^{-3}$ .

Всего было проанализировано свыше 6000 проб.

**Обработка анализов.** В практике статистической обработки результатов определения содержаний химического элемента в породе для установления его геохимического фона широко применяется общеизвестный способ построения вариационных кривых распределения, по которым среднее арифметическое значение ( $\bar{X}$ ) и среднее квадратичное отклонение (S) оцениваются графически. Существенные преимущества для целей статистической обработки имеет способ построения спрямленного графика накопленной частоты наблюдаемых значений на специальном бланке (Тархов, 1958 г.), рекомендуемый А. П. Солововым для определения местного геохимического фона пород. Этот способ позволил быстро обработать большое количество анализов, установить закон распределения величин с применением критерия Колмогорова и с заданной вероятностью (99,7%) определить нижеаномальное значение содержаний химического элемента.

При рассмотрении распределения содержаний химического элемента в породах, подвергшихся метасоматическим и другим изменениям, в ряде случаев применялся способ построения вариационных кривых, который позволяет выявить неоднородные совокупности в рассматриваемой сумме значений, отражающиеся на графике появлением двугорбых и более сложных кривых в зависимости от количества и сложности наложившихся процессов.

Ореолы элементов-индикаторов отстраивались в изолиниях содержаний на геологических разрезах и в плане. При построении изолиний содержаний на геологических разрезах, опирающихся на скважины, обычно возникают затруднения в связи с резкими колебаниями содержаний в пробах керна. Задача в значительной мере облегчалась построением однократно сглаженных графиков распределений содержаний в керне скважин.

Если из-за недостаточной чувствительности анализов определить фоновые содержания элемента в породах не удавалось, за нижеаномальные принимались установленные применявшимися методами анализа содержания этого элемента, начиная с которых отстраивались первичные ореолы.

### **ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМ-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ**

Месторождения вольфрам-молибденовой формации генетически связаны с массивами лейкократовых гранитов. Промышленное оруденение обычно располагается в экзоконтакте апикальных частей

этих массивов, в зоне мощностью 300—400 и до 1200 м, а также в их эндоконтакте, в зоне мощностью до 200—250 м. Поэтому поиски месторождений, связанных с не вскрытыми или едва вскрытыми эрозией гранитами, имеют первостепенное значение. При этом важную роль должны играть геохимические критерии. Рассмотрим эти критерии на примере одного из наиболее типичных представителей этой формации — Коктенкольского месторождения.

По сравнению с фоном в пределах рудного поля этого месторождения были обнаружены повышенные содержания следующих элементов: молибден, вольфрам, висмут, олово, медь, свинец, бор, железо, магний, титан, ванадий, хром, кальций, калий, натрий, образующие косвенные и рудные ореолы.

Косвенные минерально-геохимические ореолы связаны с экзоконтактовыми изменениями пород около апикальных выступов рудоносных гранитов и образованы магматическими процессами.

*Ореолы контактово-метаморфических пород.* В экзоконтакте гранитов наблюдается обычная околоинтрузивная зональность, выражающаяся по мере удаления от гранитов в смене минеральных ассоциаций более высокотемпературных фаций минеральными ассоциациями менее высокотемпературных фаций. Первые 10—15 м от контакта с гранитами приходятся на зону роговиков высокотемпературной пироксеновой фации. Далее до 100 м от гранитов распространены сплошные роговики высокотемпературной амфиболитовой фации. На расстоянии от 100 до 250 м наблюдаются пятнистые роговики среднетемпературной эпидот-амфиболитовой фации, выше которых развиты метаморфические изменения пород, отвечающие низкотемпературной зеленосланцевой фации. За пределами рудного поля зеленосланцевые изменения сливаются с аналогичными изменениями пород, которые, судя по данным геологической съемки, являются проявлением регионального метаморфизма.

Таким образом, роговики пироксен-роговиковой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, общая мощность которых составляет 250 м, могут быть рекомендованы в качестве признака не вскрытого эрозией гранитного купола.

*Ореол турмалинизации.* В связи с процессом контактового метаморфизма в зоне роговиков, а также над ней образовался ореол редкой, более или менее равномерной вкрапленности турмалина. Его мощность по нормали к поверхности гранитов достигает 500 м. Сравнение содержаний  $B_2O_3$  в турмалинизированных породах с фоном показывает, что в роговиках, несмотря на появление в них турмалина, содержание бора ниже фонового, а над роговиками — выше фонового (рис. 94). По-видимому, в результате контактового метаморфизма происходило перераспределение бора — вынос из зоны ороговивания и накопление над ней. Работами В. Л. Барсукова (1961 г.) и других было доказано, что бор в породах магматического происхождения заключен главным образом в кристаллической решетке плагиоклаза, где его содержания находятся в прямой

зависимости от основности плагиоклаза. Очевидно, при метаморфизме пород в связи с перекристаллизацией плагиоклаза и особенно при понижении его основности бор освобождался из кристаллической решетки плагиоклаза, выносился из зоны ороговикования и отлагался над ней.

Ореол биотитизированных пород. Выход ореола биотитизированных пород на поверхность имеет форму овала, ориентированного длинной осью в соответствии с формой и ориентировкой апикального выступа гранитов. Размер длинной оси этого овала около 6 км, короткой — около 4 км. Его общая площадь равна 23—24 км<sup>2</sup>. Мощность ореола по нормали к поверхности гранитов достигает 1000 м.

Процесс биотитизации пород привел к накоплению в них железа, магния, алюминия, кальция, титана, ванадия, хрома, марганца, калия, натрия, при значительном выносе из них SiO<sub>2</sub> (см. табл. 20, см. рис. 23—26). В связи с большой интенсивностью и широтой проявления этого процесса весьма важным было решение вопроса

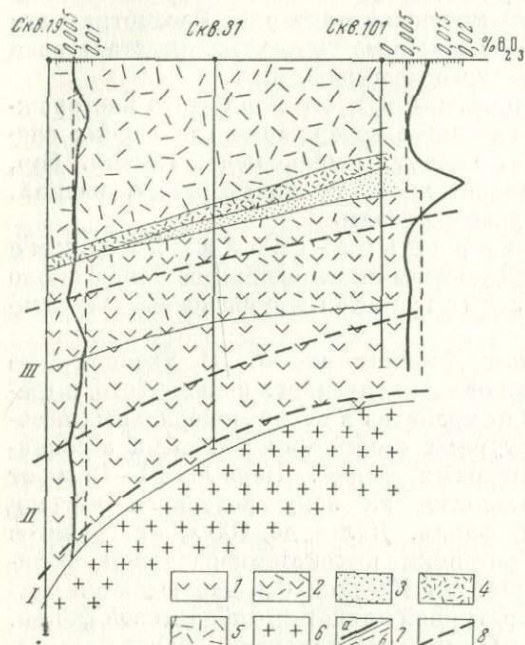


Рис. 94. Распределение содержаний бора в экзоконтакте Коктенкольского массива

1 — андезитовые порфиры; 2 — дацитовые порфиры; 3 — песчаники; 4 — туфы фельзитовых порфир; 5 — туфы кварцевых порфир; 6 — лейкократовые граниты; 7 — кривые содержаний В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> (а), уровень фоновых содержаний В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> (б); 8 — границы фациальных зон метаморфизма: I — пироксен-роговиковая фация, II — амфиболитовая фация, III — эпидот-амфиболитовая фация

о поведении в нем рудных элементов. С этой целью на молибден, вольфрам, олово, висмут было проанализировано 15 проб сильно биотитизированных андезитовых порфиритов с содержанием биотита в них от 25 до 35%. Кроме того, породы, раздробленные и истертые до 200 меш центрифугированием в тяжелых жидкостях были разложены на две составляющие — биотит и плагиоклаз, которые также были проанализированы на эти элементы. Результаты количественного спектрального анализа приведены в табл. 42. Из этих данных видно, что процесс биотитизации не привел к заметному обогащению пород молибденом, вольфрамом, оловом и висмутом, т. е. элементами, характерными для рудного процесса Коктенкольского месторождения.

Содержания молибдена, бериллия, олова, висмута  
в биотитизированных андезитовых порфиритах и их минеральных компонентах

Анализируемый материал	Содержание, г/т				Количество проб
	Mo	Sn	W	Bi	
Биотитизированный андезитовый порфирит . . . . .	Не обн.	4,0	Не обн.	Не обн.	15
Биотит . . . . .	»	4,0	»	»	4
Плагиоклаз . . . . .	»	4,0	»	»	4
Средние фоновые содержания в неизмененном андезитовом порфирите . . . . .	»	4,0	»	»	49
Чувствительность анализа . . . . .	0,1	1,0	10,0	10,0	

*Ореол фельдшпатизации.* Полевошпатовые прожилки, сложенные преимущественно калиевым полевым шпатом (ортотлазом), образуют довольно густую сеть в экзоконтакте гранитов. Мощность зоны, в которой они распространены, достигает 250—300 м. Наибольшая концентрация прожилков наблюдается вблизи гранитов, где насчитывается до 10—15 прожилков на 1 м пород. С удалением от гранитов их количество постепенно убывает.

*Ореолы рудных элементов-индикаторов.* Штокверк рудных прожилков на Коктенкольском месторождении развит в экзоконтакте гранитов над их апикальным гребневидным выступом, и лишь небольшая нижняя его часть находится в самих гранитах. Наиболее густая сеть рудных прожилков сосредоточена над центрально-осевой частью выступа гранитов, а с удалением от нее в боковых направлениях (западном и восточном) вместе с погружением контактов гранитного тела сеть рудных прожилков становится более редкой, и оруденение постепенно затухает. В штокверке выявлены места сгущения рудных прожилков, находящиеся над куполовидными возвышениями гранитов.

Внедрение гранитов и развитие рудной минерализации контролировалось зоной сгущения трещин близмеридионального простирания. Образование куполовидных возвышений гранитов и наиболее богатого оруденения произошло в местах еще более трещиноватых и тектонически ослабленных пород, где зона трещин близмеридионального простирания пересеклась с зонами трещин близширотного простирания.

На штокверковых месторождениях обычно не существует рудных тел с какими-либо геологическими границами. Опробованием в них выделяются крупные блоки промышленных руд, за пределами которых, постепенно ослабевая, штокверковое оруденение продолжается. Следовательно, Коктенкольский штокверк в целом должен рассматриваться как огромный эндогенный ореол рудной минерализации.

Он образован рудными и нерудными минералами послемагматического происхождения, которые связаны с кварцевыми и карбонатными прожилками, гидротермально измененными породами, а также без видимой связи с ними. Последнее относится главным образом к молибдениту, способному образовываться на очень больших расстояниях от кварцевых проявлений или от гидротермально измененных пород.

Первичные ореолы прямых элементов-индикаторов детально изучались на Северном и Южном участках месторождения, характеризующихся различной степенью эрозии оруденения. На Южном участке граниты залегают на глубине 300—400 м и развитое в их экзоконтактное оруденение имеет наиболее полный разрез; на Северном участке граниты выходят на поверхность, здесь в керне скважин имеется самый глубокий разрез гранитов (до 200 м), позволяющий с достаточной полнотой судить о глубине распространения и характере оруденения в них.

Ореолы рассеяния молибдена, вольфрама, висмута, олова, меди и свинца изучались в двух вертикальных разрезах месторождения ориентированных широтно вкrest простирания рудоносной зоны на Южном и Северном участках. Кроме того, ореолы молибдена и вольфрама были построены в плане рудного поля для интервала коренных пород от 20 до 50 м ниже поверхности. Ореолы отстроены в изолиниях содержаний элементов-индикаторов, причем ореолы вольфрама, висмута, олова, меди и свинца даны на фоне ореолов молибдена (рис. 95, 96).

*Ореол молибдена.* В плане этот ореол имеет форму, удлинненную в меридиональном направлении в соответствии с ориентировкой гранитного тела. Площадь его выхода на поверхность составляет  $3,6 \times 6,6 \text{ км}^2$ ; распространение на глубину определяется в 700—750 м; из них 250—300 м приходится на граниты и 400—500 м — на породы экзоконтакта. Судя по тому, что верхние горизонты наименее эродированного Южного участка месторождения характеризуются высокими содержаниями молибдена, можно предполагать, что значительная часть месторождения была размыва и потому общий вертикальный размах ореола в его центральной части был не менее 1000 м, из которых 700 м, а возможно, и больше приходилось на породы экзоконтакта гранитов.

Из приводимых разрезов и карты с изолиниями содержаний молибдена видно, что наибольшие концентрации молибдена сосредоточены в породах экзоконтакта над осевой зоной гранитного тела и особенно над его куполовидными возвышениями.

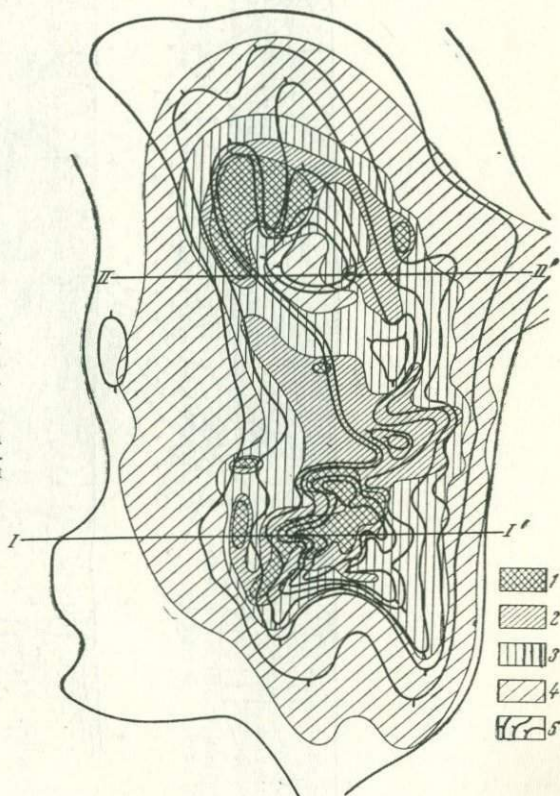
*Ореолы вольфрама.* Как и ореол молибдена, этот ореол в плане характеризуется овальной формой размером  $3,0 \times 6,0 \text{ км}^2$  с ориентировкой длиной оси в близмеридиональном направлении. Наблюдаемый вертикальный размах ореола в центральной части составляет 500 м. Истинную же мощность вольфрамового ореола установить невозможно из-за существенного эрозионного среза оруденения.

В целом размеры вольфрамового ореола, по-видимому, несколько занижены, поскольку область фоновых содержаний этого элемента в породах месторождения лежит за пределами чувствительности применявшихся методов анализа.

В плане повышенные концентрации вольфрама совпадают с высокими концентрациями молибдена на Южном участке месторождения и не совпадают, но окаймляют их на Северном участке.

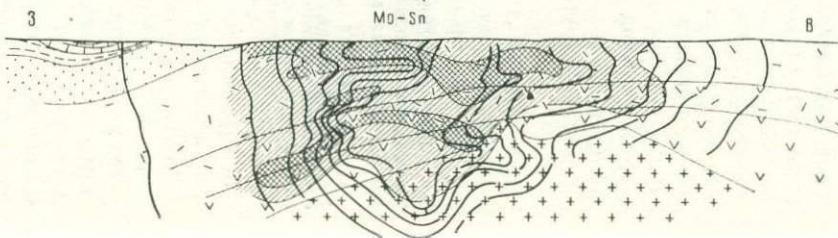
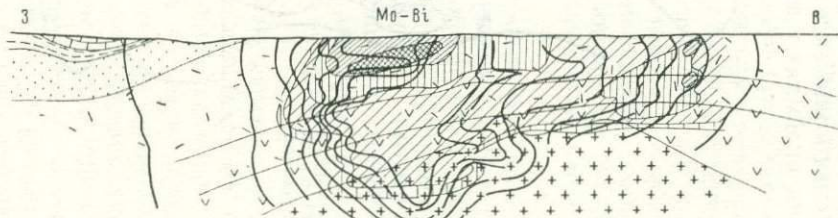
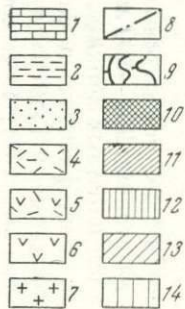
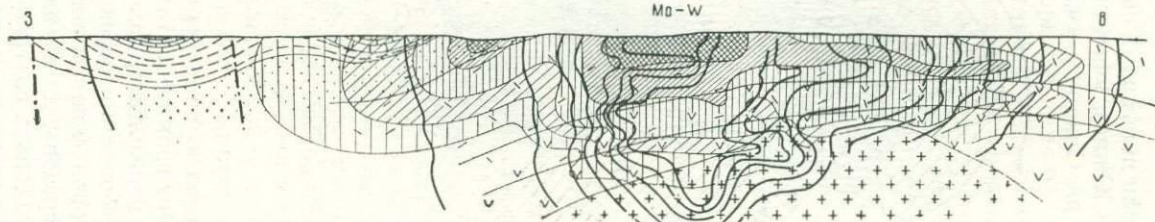
Рис. 95. Эндеогенные ореолы молибдена и вольфрама на Коктенкольском месторождении

1—4 — концентрации вольфрама от высоких содержаний к низким; 5 — изолинии содержаний молибдена



На разрезах видно, что максимальные концентрации вольфрама находятся на расстоянии 200—300 м от гранитов. На Южном участке они наблюдаются на самых верхних горизонтах, как в его центральной части, так и на флангах, а на более эродированном Северном участке максимальные концентрации вольфрама в центральной части рудоносной зоны отсутствуют и встречены лишь на ее флангах.

Таким образом, участки максимальных содержаний вольфрама в целом не совпадают с областью высоких содержаний молибдена, они расположены выше с общей тенденцией к аркообразному окаймлению основного молибденового оруденения с внешней стороны. Поэтому на неглубоко эродированном Южном участке месторождения



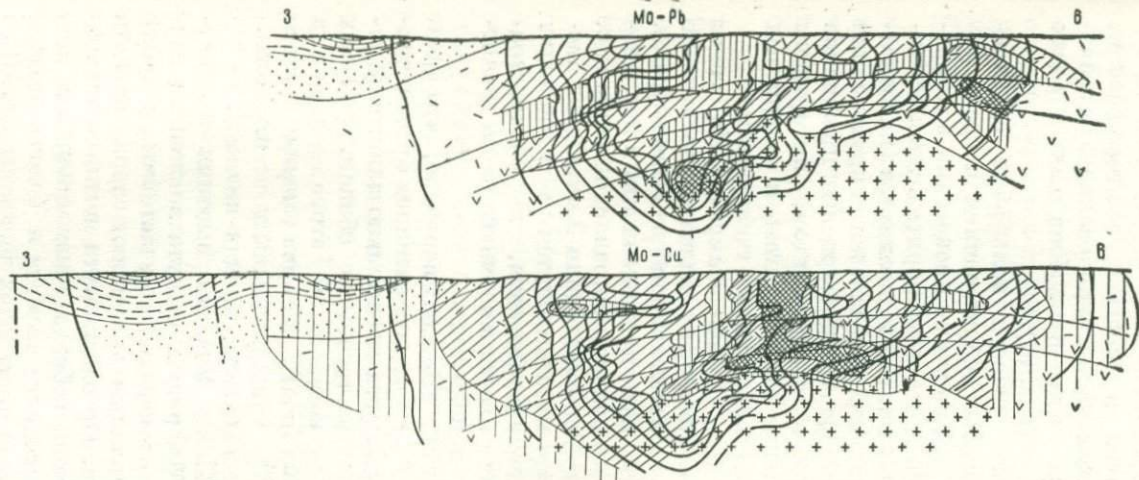


Рис. 96. Изоконцентрации молибдена, вольфрама, висмута, олова, свинца, меди по разрезу (Коктенкольское месторождение, Южный участок). Составил В. Т. Покалов

1 — мраморизованные известняки; 2 — глинистые и кремнисто-глинистые 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 — разрывные тектонические нарушения; 9 — изолинии содержания молибдена; 10 — концентрации сопоставляемых металлов от высоких содержаний к низким

в плане наблюдается совпадение максимальных концентраций молибдена и вольфрама, а на значительно эродированном Северном участке повышенные концентрации вольфрама окаймляют область высоких содержаний молибдена.

Характеризуя ореол вольфрама в породах месторождения, нельзя не отметить резко выраженное концентрирование этого элемента в карбонатных породах (рис. 97).

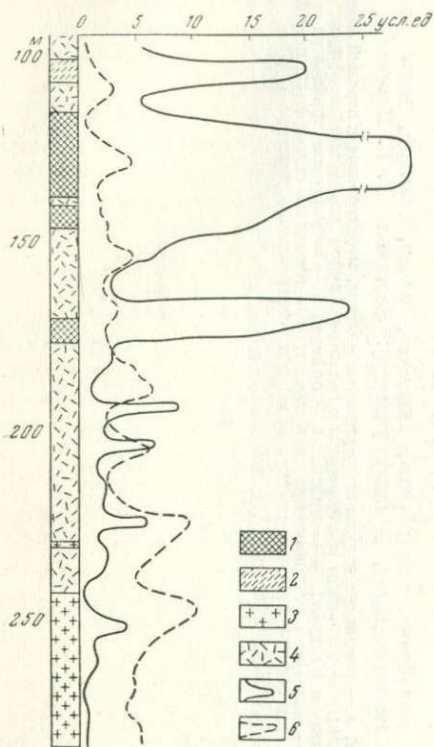


Рис. 97. Распределение содержаний вольфрама и молибдена в керне скв. 56 (Коктенкольское месторождение)

1 — карбонатные породы; 2 — глинистые сланцы; 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — граниты; 5 — кривая вольфрама; 6 — кривая молибдена

концентраций вольфрама, т. е. они также окаймляют сверху область высоких концентраций молибдена. Ореол висмута возник одновременно с ореолом вольфрама и связан с образованием минералов: висмутина и в меньшей мере — самородного висмута и базовисмутита.

**Ореол олова.** Развит в основном в породах экзоконтакта. Его морфология аналогична морфологии ореола висмута, однако размеры значительно меньше.

Минералы олова на месторождении не обнаружены, однако мусковит, образовавшийся в значительных количествах в стадию

Ореол вольфрама обусловлен образованием послемагматическими процессами вольфрамита и гюбнерита в алюмосиликатных и шеелита в карбонатных породах, когда происходило развитие кварцевых прожилков с вольфрамитом, висмутином и молибденитом и кварцевых прожилков с гюбнеритом.

**Ореол висмута.** По своим размерам значительно меньше ореолов молибдена и вольфрама. Его протяженность в меридиональном направлении около 4 км, ширина около 2 км. Ореол висмута находится и в породах экзоконтакта, и распространяется в верхнюю часть гранитного тела.

Весьма вероятно, что размеры выделенного ореола висмута значительно занижены из-за того, что область фоновых содержаний этого элемента почти на два порядка ниже чувствительности применявшихся методов анализа.

Участки высоких концентраций висмута в основном совпадают с участками высоких

развития кварцевых прожилков с вольфрамитом и висмутином, содержит от  $n \cdot 10^{-3}$  до  $n \cdot 10^{-1}$  % олова. Это олово, содержащееся в мусковитовых оторочках кварцевых прожилков и сопровождающих их грейзенах, создало эндогенный ореол в породах Коктенкольского месторождения.

*Ореол меди.* В плане ореол характеризуется овальной формой, ориентирован в близмеридиональном направлении в соответствии с ориентировкой гранитного тела. Размеры ореола в плане составляют  $2,8 \times 6,2$  км. Видимый, явно неполный вертикальный размах ореола на Южном участке месторождения определяется в 600—650 м.

Изолинии содержания меди в ореоле на плане имеют концентрическое расположение с общим повышением их значений в направлении к центрально-осевой зоне месторождения. Однако в центральной части северной половины месторождения наблюдается понижение содержания меди, и эта депрессия в содержаниях меди практически совпадает с высокими содержаниями молибдена.

Ореолы меди, построенные на разрезах, показывают общую тенденцию меди концентрироваться на флангах месторождения. При этом ореол меди распространен не только в породах экзоконтакта гранитного тела, но значительная его часть находится в самих гранитах. На Южном участке значительные концентрации меди находятся на самых верхних горизонтах.

Таким образом, общая тенденция в размещении повышенных концентраций меди состоит во всестороннем окружении основных промышленных концентраций молибдена с преимущественным накоплением меди на флангах. Поэтому появление депрессии в содержаниях меди в центральной части Северного участка можно объяснить так же, как и в случае вольфрама, более глубоким эрозионным срезом этого участка.

Ореол меди в основном сформировался в стадию развития кварцевых прожилков с пиритом и халькопиритом.

*Ореол свинца.* По размерам не уступает ореолу висмута, его размеры в плане не менее  $2 \times 4$  км<sup>2</sup>, а наблюдаемый вертикальный размах свыше 600 м.

По сравнению с пространственным положением ореолов других элементов-индикаторов ореол свинца явно смещен книзу. Это особенно ярко проявлено на Северном участке месторождения, где повышение содержания свинца наблюдается в гранитах на глубине около 200 м от их кровли. Заметное повышение концентраций свинца в гранитах отмечается и на глубоких горизонтах Южного участка. Некоторое повышение содержания свинца отмечается и на флангах месторождения.

Ореол свинца формировался в заключительную стадию рудного процесса, в связи с образованием карбонатных и кварц-карбонатных прожилков с галенитом и небольшим количеством сфалерита.

*Зональность ореолов.* Под зональностью ореолов понимается закономерное изменение их состава в пространстве.

В ореолах Коктенкольского месторождения наблюдается зональность двух типов: зональность первого типа проявилась в ореолах, сформированных в одну стадию гидротермального процесса; зональность второго типа связана с многостадийным развитием гидротермального процесса.

*Зональность первого типа.* В результате проявления в породах рудного поля одной монометальной стадии рудного процесса возникал ореол одного элемента-индикатора, например, молибдена или меди, с определенными изменениями содержания этого элемента в ореоле. В связи с проявлением полиметальной стадии рудного процесса образовались ореолы рассеяния нескольких элементов-индикаторов. Именно так в одну стадию гидротермального процесса на Коктенкольском месторождении образовались ореолы вольфрама, висмута и олова. В пространственном положении и морфологии этих ореолов много общего, и это вполне понятно, так как они образовались в одну и ту же рудную стадию — стадию развития кварцевых прожилков с вольфрамо-, висмито- и оловосодержащими минералами. Однако размеры ореолов этих элементов разные. Так, ореол олова является минимальным, значительно больше ореол висмута, и наиболее крупным является ореол вольфрама. Поскольку максимальные концентрации этих элементов совмещены, создается концентрическая зональность.

Размеры этих ореолов находятся в прямом соответствии с содержаниями образующих их элементов в рудах месторождения. Очевидно, в данном случае характер зональности ореолов определялся главным образом степенью концентрации рудных элементов-индикаторов в гидротермальных растворах, их устойчивостью в растворах и влиянием окружающей среды на быстроту осаждения того или иного элемента-индикатора из растворов. Эта зональность может рассматриваться как зональность отложения, согласно терминологии и представлениям В. И. Смирнова.

*Зональность второго типа.* Сравнивая на отстроенных разрезах пространственное расположение ореолов рудных элементов Коктенкольского месторождения во всем их объеме, трудно выявить определенную зональность в их расположении относительно друг друга и гранитов. Дело в том, что разные размеры ореолов и сложные перекрытия одних ореолов другими затушевывают картину их дифференцированного размещения в пространстве. Если же иметь в виду максимальные концентрации рудных элементов-индикаторов, то зональность выражена довольно определенно. Но в этом случае уже следует говорить о рудной зональности месторождения.

Как видно из приводимых разрезов месторождения (см. рис. 96), максимальные концентрации молибдена в основном сосредоточены в породах экзоконтакта тела гранитов, над его апикальной частью и лишь небольшая часть молибденового оруденения находится в самих гранитах. Наибольшие концентрации вольфрама, висмута и олова образуют внешний аркообразный ореол над областью максимальных концентраций молибдена. Основная медная минерализация сосре-

точена главным образом на флангах молибденового оруденения. Максимальные содержания свинца находятся на нижних горизонтах месторождения, концентрируясь в основном в корневых частях молибденового оруденения и меньше — на его флангах.

Выявленная рудная зональность есть результат стадийного развития гидротермального процесса. Наиболее яркое ее выражение — пространственная разобщенность молибденовой и висмут-вольфрамовой минерализации при более удаленном положении последней относительно материнских гранитов.

Следует подчеркнуть, что на месторождениях вольфрам-молибденовой формации эта разобщенность проявлена не только очень широко, но и в разных масштабах. В рассмотренном примере это в основном пространственное несовпадение максимумов молибденового и висмут-вольфрамового оруденения. Несовпадение максимумов молибденового и вольфрамового оруденения на некоторых месторождениях Центрального Казахстана отмечал также Г. Н. Щерба (1960).

На Верхне-Кайрактинском месторождении при более или менее равномерном распределении вольфрама в пределах рудного контура с глубиной постепенно увеличивается содержание молибдена.

На Югодзырском месторождении молибденовые рудные тела расположены в апикальной части массива лейкократовых гранитов, под породами кровли, а вольфрамоносные кварцевые жилы залегают в песчано-сланцевой кровле этого массива (см. рис. 48).

На Джидинском месторождении пространственная разобщенность этих элементов проявилась еще больше. Здесь имеется три рудных участка (см. рис. 46). Молибденовое оруденение Первомайского штокверка в основном развито в апикальной части Первомайского массива лейкократовых гранитов. Вольфрамоносный Инкурский штокверк расположен к западу от молибденового оруденения в диоритах, являющихся вмещающими породами для Первомайского массива. Наконец, кварц-гюбнеритовые жилы Холтосонского участка находятся еще западнее, в 1,0—1,5 км к западу и юго-западу от выхода на поверхность Первомайского массива гранитов, т. е. уже в его далеком экзоконтакте.

Еще более разобщенными оказались молибденовое и вольфрамовое оруденения Коунрадского массива акчатауских гранитов в Казахстане (см. рис. 51). В этом рудном поле молибденит-кварцевые жилы Восточно-Коунрадского месторождения занимают центральное положение, а к северу, западу и югу от них на расстоянии 3—5 км находятся проявления вольфрамовой минерализации.

Рассмотренные примеры рудной зональности на месторождениях вольфрам-молибденовой формации показывают, что вольфрамовая минерализация по сравнению с молибденовой занимает по отношению к источнику оруденения более внешнее положение. При этом их разобщенность менее проявляется на месторождениях штокверкового типа и более — на месторождениях жильного типа.

## ОРЕОЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНОВОЙ И МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИЙ

По элементам-индикаторам, морфологии и размерам минерально-геохимические ореолы месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций весьма сходны и потому будут рассмотрены совместно.

К основным минерально-геохимическим ореолам этих месторождений являются ореолы калишпатизированных, серицитизированных, окварцованных и аргиллитизированных пород.

*Ореолы калишпатизированных пород* обычно представлены сложной сетью зон калишпатизированных пород, которая в центральных частях ореолов сгущается вплоть до образования довольно крупных монолитных штоков (например, на Сорском месторождении), а по периферии ореолов редет. Мощности отдельных зон калишпатизированных пород колеблются от 1—2 см до нескольких метров. Площади развития калишпатизированных пород на поверхности достигают 0,5—1,0 км<sup>2</sup> (например, на Жирекенском и Сорском месторождениях). На глубину калишпатизация прослеживается до 500 м. Калишпатизированные породы широко развиты на Жирекенском, Давендинском, Шахтаминском, Сорском, Кальмаккырском и некоторых других месторождениях; на Каджаранском, Коунрадском, Бугдаинском, Умальтинском и других месторождениях они или практически отсутствуют, или имеют незначительное распространение.

*Ореолы окварцевания и серицитизации пород* характеризуются весьма крупными размерами и развиты на всех месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций. Они представлены сложной сетью кварцевых прожилков и жил, которые иногда в центральных частях месторождений переходят в сплошные кварцевые тела штокообразной формы (Сорское, Кляймакс); по направлению к краевым частям ореолов количество прожилков на 1 м постепенно уменьшается. Породы, вмещающие кварцевые жилы и прожилки, слабо серицитизированы. Выходы окварцованных и серицитизированных пород достигают в плане 3—20 км<sup>2</sup>; на глубину они прослеживаются до 1000 м.

*Ореолы аргиллизированных пород* изучались на Жирекенском и Каджаранском месторождениях. Они представляют собой сложное переплетение зон в различной степени аргиллизированных пород. В центральных частях ореолов часто наблюдается сплошная аргиллизация пород, по периферии ореолов развиты редкие зоны ее. Мощность отдельных зон аргиллизированных пород колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Площади их развития достигают 1—2 км<sup>2</sup>; вертикальный размах ореолов аргиллизации достигает 500—600 м.

Аргиллизация пород происходила после рудообразования. С ней абсолютно не связана какая-либо рудная минерализация.

Аргиллизированные породы распространены на многих месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций, но также на многих из них они отсутствуют.

Ореолы рудных элементов - индикаторов изучались автором на Жирекенском месторождении (молибденовая формация) и на Сорском и Каратасском месторождениях (медно-молибденовая формация). Кроме того, по этому вопросу был собран материал по Кальмаккырскому и другим месторождениям.

Исследования по сопоставлению фоновых содержаний химических элементов с их содержаниями в породах околорудных тел показали, что главными рудными элементами-индикаторами месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций 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 месторождения Каратас IV (Казахстан).* Небольшое месторождение Каратас IV представлено брекчиевыми рудами, залегающими в виде линзы серповидной формы в горизонтальном сечении с крутым падением на запад (рис. 98). Вокруг рудного тела во вмещающих нижнепалеозойских гранодиоритах развита бедная прожилковая и вкрапленная медно-молибденовая минерализация, образующая ореол вокруг рудного тела. Этот ореол состоит из совмещенных в пространстве ореолов молибдена и меди, имеющих площадь горизонтального сечения около  $1 \text{ км}^2$ . В центральной части ореола изолинии содержаний молибдена и меди повторяют контуры рудного тела, с постепенным удалением от него они все более сглаживаются и приобретают изометричные очертания.

Глубина распространения рудной минерализации составляет около 500 м. Ореол меди несколько крупнее ореола молибдена.

По периферии ореолов молибдена и меди развит кольцеобразный ореол свинца. Повышенные против фона содержания свинца спорадически встречаются и во внутренних частях ореола меди и молибдена, однако, сплошной характер ореол свинца приобретает в краевой части рудного поля.

*Ореолы Жирекенского месторождения (Восточное Забайкалье).* Оруденение Жирекенского месторождения локализовано в гранитах средне — верхнеюрского амананского комплекса, прорванных дайками гранит-, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов (см. рис. 56). Оно приурочено к месту пересечения зон повышенной трещиноватости близмеридионального и близширотного простирания. Руды представлены вкрапленным, прожилковым и брекчиевым типами. Вкрапленные руды развиты более в центральной части месторождения, а прожилковые и брекчиевые — по его периферии. В плане участок оруденелых гранитов имеет изометричные очертания.

Однако оруденение неравномерное, и в общем контуре промышленных руд богатые руды чередуются с бедными. Оруденение в значительной мере тяготеет к местам развития даек порфировых пород.

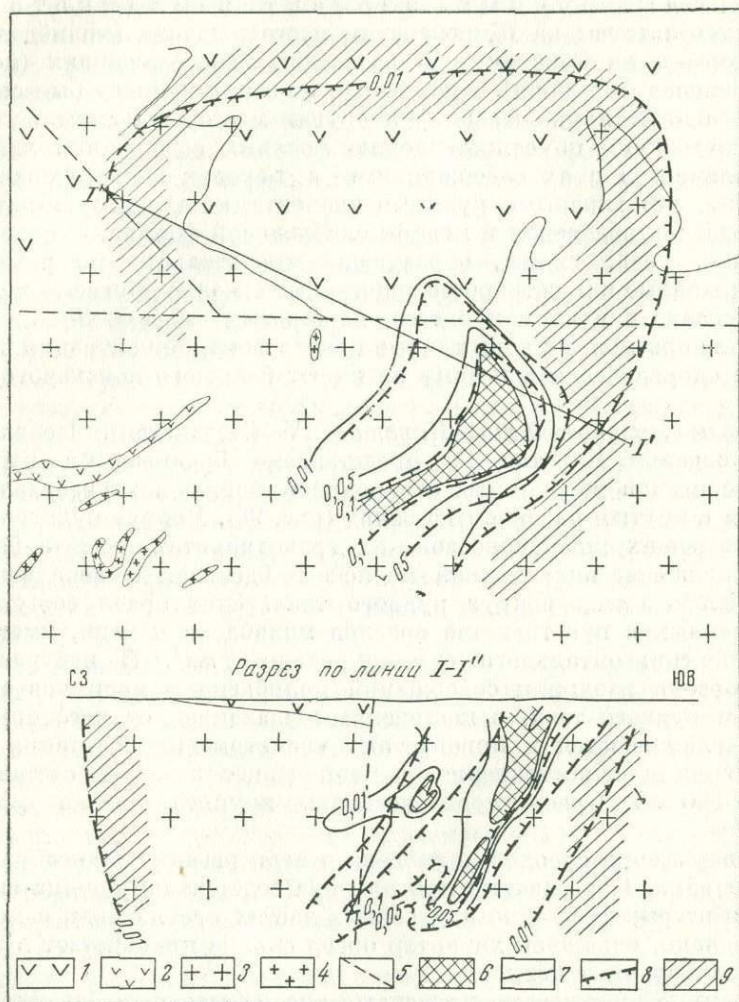


Рис. 98. Эндогенные ореолы месторождения Каратас IV

1 — герцинские андезит-дацитовые порфириды; 2 — дайки диоритовых порфиридов; 3 — нижнепалеозойские гнейсированные гранитоиды; 4 — дайки аплито-пегматитов; 5 — разломы; 6 — рудное тело; 7 — изолинии содержания молибдена; 8 — изолинии содержания меди; 9 — участки с содержанием свинца, повышенным против фона

В восточном и северо-восточном направлениях оно заметно погружается.

Ореол молибдена в горизонтальном сечении имеет площадь свыше 3 до 4 км<sup>2</sup> и характеризуется изометричными очертаниями.

Наибольшая выявленная глубина молибденовой минерализации составляет свыше 700 м. Ореол образован вкрапленным в породы молибденитом и кварцевыми с молибденитом прожилками.

Ореол меди в целом совмещен с ореолом молибдена. Ее максимальные концентрации местами совпадают с максимальными концентрациями молибдена, местами несколько смещены по отношению к ним. Ореол меди, по-видимому, несколько крупнее ореола молибдена, так как на флангах месторождения при явно устойчивом падении содержаний молибдена содержания меди несколько увеличиваются (рис. 99).

*Ореолы Сорского месторождения (Хакасия).* Оруденение Сорского месторождения локализовано в каледонских гранитах Уйбатского плутона, оно приурочено к месту пересечения зон повышенной трещиноватости северо-западного и близширотного простирания. Руды представлены вкрапленным, прожилково-вкрапленным и брекчиевым типами.

Ореол молибдена характеризуется довольно сложной конфигурацией, напоминающей крестообразную форму, с наиболее высокими содержаниями в перекрестье (см. рис. 66).

В горизонтальном сечении площадь ореола достигает 25 км<sup>2</sup>. Наибольшая выявленная глубина молибденовой минерализации достигает 1000—1200 м. Ореол сформировался в раннюю стадию гидротермального процесса в связи с образованием кварцевых прожилков с молибденитом, сопровождающихся вкрапленным молибденитом во вмещающих породах.

Ореол меди пространственно в значительной мере совмещен с ореолом молибдена, а по общим размерам несколько крупнее его. Максимальные концентрации меди, как и максимальные концентрации молибдена, тяготеют к центральной части месторождения, однако их полного совпадения в пространстве не наблюдается. Зоны, относительно обогащенные медью, часто бывают лишены промышленных содержаний молибдена.

*Крупные эндогенные ореолы окружают рудные тела Кальмаккырского (Алмалыкского) месторождения.* Прожилково-вкрапленные руды этого месторождения (рис. 100) контролируются зонами повышенной трещиноватости северо-западного и близширотного простирания, где они сосредоточены вокруг небольших интрузивных тел гранодиорит-порфиоров, прорывающих гранитоиды Алмалыкского плутона. Ореол меди и молибдена, окружающий рудные тела, в горизонтальном

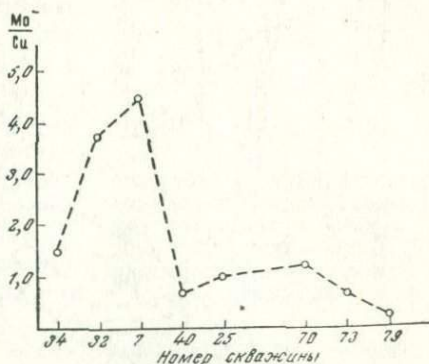


Рис. 99. График изменения отношения средних содержаний молибдена к средним содержаниям меди в рудах Жирекенского месторождения по скважинам в вертикальном разрезе II—II (см. рис. 56).

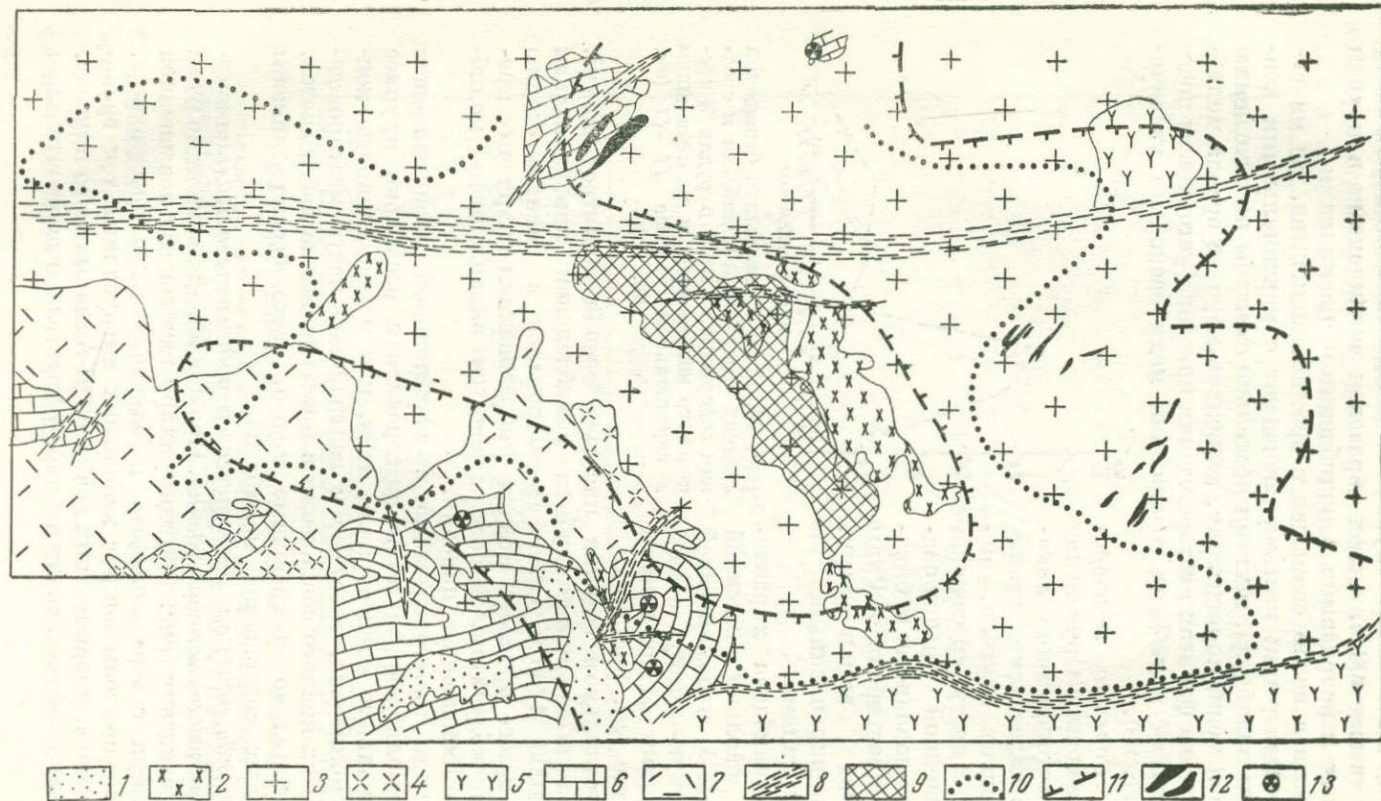


Рис. 100. Карта первичных ореолов Кальмакырского медно-молибденового месторождения. Составлена В. Т. Покаловым по материалам А. Г. Хваловского и др.

1 — отложения мелового возраста; 2 — гранодиорит-порфиры позднегерцинского возраста; 3 — сиенит-диориты и диориты герцинского возраста; 4 — гранодиорит-порфиры «серые»; 5 — пироксеновые порфиры среднекаменноугольного возраста; 6 — карбонатные породы девонского возраста; 7 — кварцевые порфиры девонского возраста; 8 — зоны разрывных тектонических нарушений; 9 — рудная минерализация; 10 — ореол меди и молибдена; 11 — ореол свинца; 12 — свинцово-цинковые рудные тела; 13 — рудопроявления свинца

сечении имеет площадь свыше  $25 \text{ км}^2$ , его вертикальный размах, судя по данным глубоких скважин, превышает 1000 м. По периферии этого ореола, подковообразно окружая его, развит не менее крупный ореол свинца.

Наиболее крупные эндогенные ореолы месторождений молибденовой и медно-молибденовой формаций образованы молибденом и медью; наряду с ними на некоторых месторождениях имеются также крупные ореолы свинца. Ореолы молибдена пространственно в основном совмещены с ореолами меди, хотя ореолы меди несколько крупнее ореолов молибдена. Про ореолы свинца можно сказать, что они пространственно в значительной мере разобщены с ореолами меди и молибдена, кольцеобразно охватывая их. Размеры ореолов находятся в прямой зависимости от размеров рудных тел.

**Рудная зональность.** На месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций, как и на месторождениях

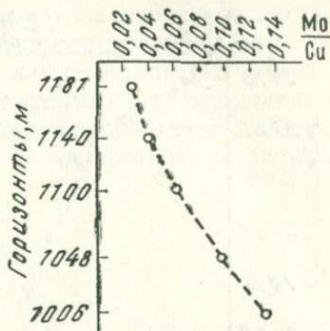


Рис. 101. График изменения отношений средних содержаний молибдена к средним содержаниям меди в рудах Агаракского месторождения по горизонтам

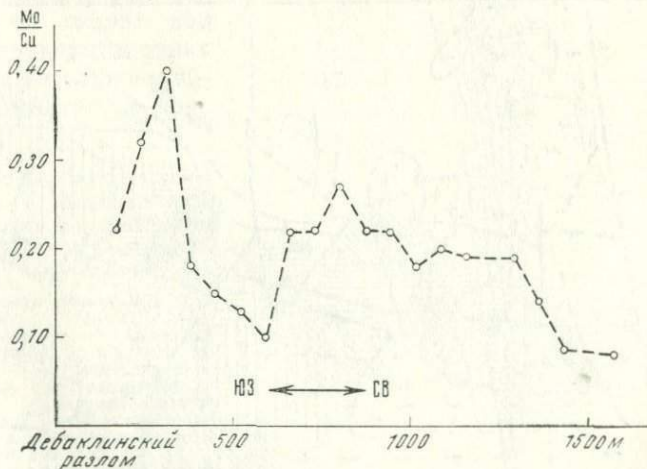


Рис. 102. График изменения отношений средних содержаний молибдена к средним содержаниям меди в рудах Каджаранского месторождения по вертикальным разрезам, ориентированным параллельно Дебаклинскому разлому

вольфрам-молибденовой формаций, наблюдается рудная зональность двух типов: 1) зональность отложения, развивавшаяся при отложении рудных компонентов гидротермальными растворами одной

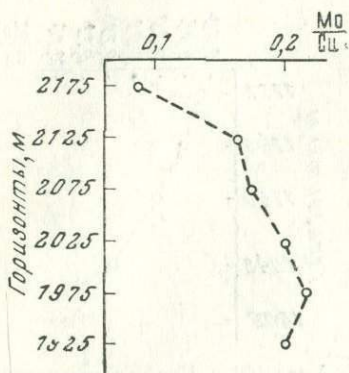


Рис. 103. График изменения отношений средних содержаний молибдена к средним содержаниям меди в рудах Каджаранского месторождения по горизонтам

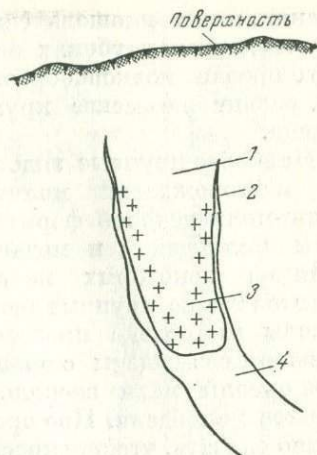


Рис. 104. Разрез брекчиевой трубки Колорадо, месторождение Сонора в Мексике. По Вандервильду (Vandervild), 1942 г.

1 — гидротермально измененные порфиры;  
 2 — кварц с молибденитом и сульфидами меди;  
 3 — брекчиевые руды с молибденитом и сульфидами меди;  
 4 — кварц с молибденитом и пиритом

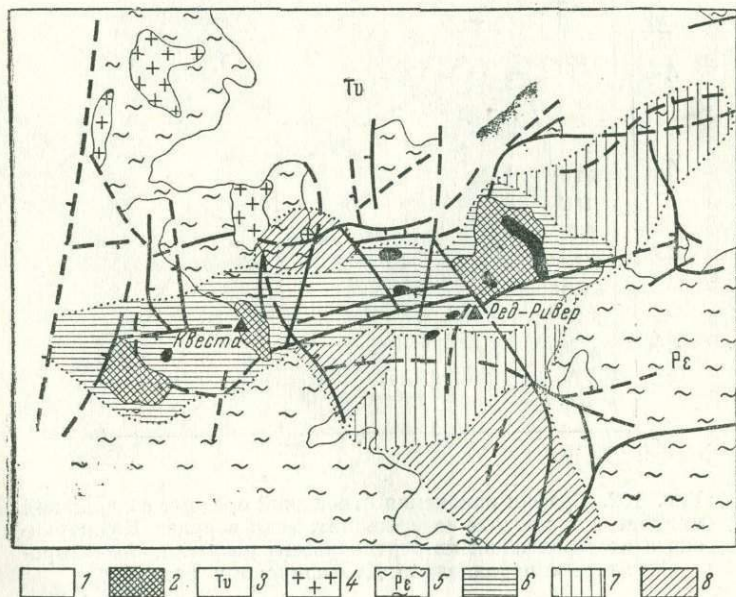


Рис. 105. Структура и зональность рудного поля Квеста — Ред-Ривер. По Кларку (Clark), 1968

1 — кварцевые порфиры; 2 — биотитовые граниты; 3 — вулканическая серия;  
 4 — роговообманковые граниты; 5 — гнейсы, сланцы и др.; 6 — молибденит-пиритовая зона; 7 — пирит-золото-халькопиритовая зона; 8 — галенит-сфалерит-серебряная зона

стадии, и 2) зональность пульсационная, образовавшаяся в результате стадийного развития рудного процесса.

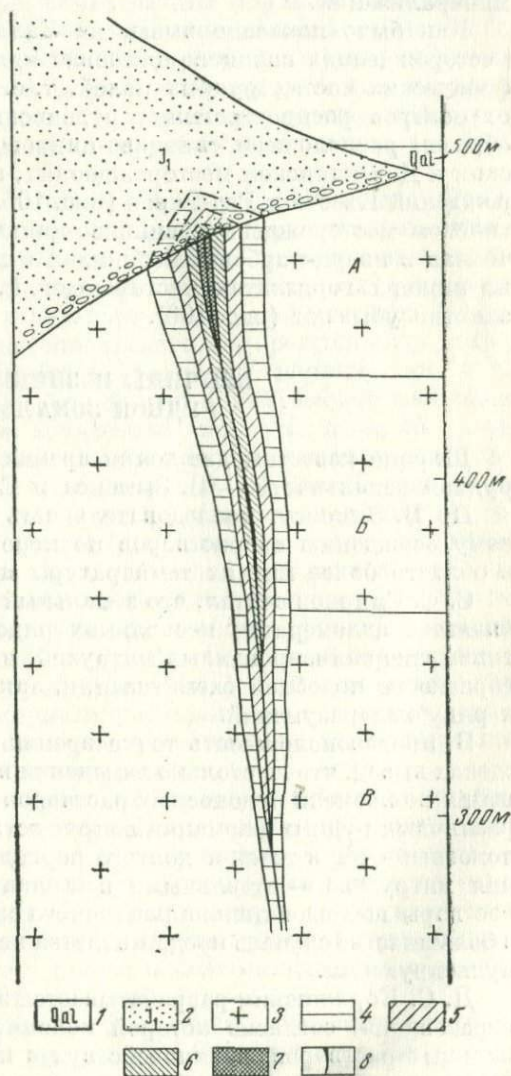
*Зональность первого типа* проявляется на медно-молибденовых месторождениях, для которых характерна парагенетическая ассоциация молибденита с сульфидами меди. Зональность проявляется в закономерном изменении соотношения содержаний молибдена и меди в породах этих месторождений. Так, на Агаракском месторождении с глубиной в рудах постепенно увеличивается содержание молибдена и уменьшается содержание меди (рис. 101). В Каджаранском рудном

поле (рис. 102), на участках, примыкающих к Дебаклинскому разлому, в рудах преимущественно развит молибденит, по мере удаления от разлома на северо-восток в рудах увеличивается содержание меди и уменьшается содержание молибдена. В вертикальном разрезе картина повторяется — с глубиной по мере приближения к Дебаклинскому разлому (постепенно выполаживаясь, он падает под рудной штокверк) в рудах увеличивается роль молибдена и уменьшается роль

Рис. 106. Схема вертикальной зональности молибденового оруденения на Умальтинском месторождении. Составлена В. Т. Покаловым

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаники юры; 3 — граниты палеозойского возраста; 4 — слабо измененные граниты; 5 — средние окварцованные и серицитизированные граниты; 6 — сильно окварцованные и серицитизированные граниты; 7 — кварц-мусковитовые грейзены; 8 — кварц-молибденитовые жилы

А — область преобладания крупнозернистого кварца первой генерации с крупночешуйчатым молибденитом; Б — область наложения на кварц и молибденит первой генерации мелкозернистого кварца с микрочешуйчатым молибденитом второй генерации, в которой были расположены основные запасы месторождения; В — область преобладания кварца и карбонатов со свинцово-цинковой минерализацией



меди (рис. 103). Явное уменьшение содержания меди и увеличение содержания молибдена с глубиной происходит в рудном теле месторождения Сонора в Мексике (рис. 104). Такое же изменение в соотношении содержания меди и молибдена в рудах месторождения Браден отмечают Ф. Хоуэлл и Дж. Моллой (Howell, Molloy, 1960).

*Второй тип рудной зональности*, связанной с отложением рудных компонентов в разные стадии гидротермального процесса, проявляется на молибденовых и медно-молибденовых месторождениях в пространственной разобщенности медно-молибденовой и свинцово-цинковой минерализации.

Как было показано выше, на Кальмаккырском и Каратасском месторождениях свинцово-цинковая минерализация развита в периферических частях рудных полей, т. е. здесь она наиболее удалена от центров распространения рудоносных растворов. Аналогичным образом расположено свинцово-цинковое оруденение на Каджаранском и Давендинском месторождениях, а также в рудном поле месторождений Квеста и Ред-Ривер (рис. 105, см. рис. 57, 73). На Умальтинском месторождении свинцово-цинковая минерализация, заключенная в кварц-карбонатных жилах и прожилках, концентрируется на нижних горизонтах месторождений, где содержания молибдена заметно убывают (рис. 106).

#### ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ РУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Широко известны две точки зрения на причины возникновения рудной зональности — В. Эммонса и С. С. Смирнова (1937 г.).

По В. Эммонсу, последовательность зон обязана последовательному осаждению из растворов по мере движения их от источника в области более низких температуры и давления.

С. С. Смирнов считал, что зональный ряд В. Эммонса по существу является агломератом нескольких рядов, отвечающих главнейшим типам специализированных интрузий, и выразил сомнение в целесообразности подобной схематизации, так как на практике она ведет к ряду недоразумений.

В противоположность точке зрения В. Эммонса, С. С. Смирнов сделал вывод, что не столько изменения в пространстве, сколько изменения во времени рудоносных растворов ответственны за образование различных рудных формаций вокруг остывающего интрузива. Металлоносный очаг в течение долгого периода своего развития — остывания интрузива — отдельными вспышками выделяет газово-жидкие растворы последовательно различного состава. Процесс дистилляции в большинстве случаев представляется не непрерывным, а прерывным, пульсирующим.

Д. С. Коржинским разрабатывается эволюционная гипотеза рудообразования, согласно которой колонна поднимающихся гидротермальных растворов, взаимодействуя с породами, через которые она движется, в значительной мере заимствует из них рудные компо-

ненты, которые переносятся и отлагаются в связи с развивающейся в этой колонне опережающей волной кислотных компонентов, возникшей благодаря их более высокой скорости движения.

Автор данной работы считает, что характер рудоотложения в наблюдающихся на месторождениях молибдена рудных парагенетических ассоциациях прерывистый, стадийный, и что полезные компоненты и отлагавшие их гидротермальные растворы изменялись от стадии к стадии.

Нельзя говорить в целом о рудной зональности молибденовых месторождений. На месторождениях разных формаций она имеет разное проявление, нередко весьма нечетко выражена и не может быть подведена ни под одну из идеализированных схем эндогенной рудной зональности, выдвигавшихся в разное время разными исследователями. На этих месторождениях проявляются разные типы рудной зональности, часто перекрывающие друг друга, что придает ей весьма сложный характер.

На изученных месторождениях автором установлено два типа рудной зональности: 1) зональность отложения, связанная с отложением рудных компонентов в течение одной стадии гидротермального процесса, и 2) пульсационная зональность, являющаяся результатом прерывистого стадийного отложения рудных компонентов.

Как показал пример Коктенкольского месторождения, на месторождениях вольфрам-молибденовой формации первый тип рудной зональности проявился в стадию висмут-вольфрамовой минерализации образованием ореолов вольфрама, висмута и олова, разных по своей величине при весьма четком пространственном совмещении участков их максимальных концентраций. Наиболее крупным является ореол вольфрама; значительно меньше по размерам ореол олова, размеры ореола висмута определены как менее крупные, чем размеры ореола вольфрама, но они, по-видимому, значительно занижены из-за недостаточной чувствительности применявшегося анализа.

На медно-молибденовых месторождениях рудная зональность отложения проявилась в стадию медно-молибденового оруденения и выразилась при общей пространственной совмещенности ореолов молибдена и меди в более крупных размерах ореолов меди и в закономерном увеличении отношения содержаний  $Mo : Cu$  в направлении очагов распространения этого оруденения.

В обоих случаях рудные элементы отлагались в одну стадию гидротермального процесса, в однородной алюмосиликатной среде и в определенной последовательности: в первом случае  $Sn$  (мусковит)  $\rightarrow W$  (вольфрамит)  $\rightarrow Bi$  (висмутин и другие минералы висмута), во втором случае  $Mo$  (молибденит)  $\rightarrow Cu$  (халькопирит и другие сульфиды меди). Условия образования этих минералов позволяют полагать, что последовательность их отложения в основном связана с изменением термодинамических условий процесса.

При этом совершенно очевидно, что чем дальше элемент находился в растворе в состоянии равновесия, тем больше у него было возможности для более широкого распространения в породах и создания

более крупного ореола. Ф. А. Летников (1965 г.) считает возможным использовать величины изобарных потенциалов ( $\Delta z$ ) минералов для определения направленности геохимических процессов, последовательности отложения минералов в связи с энергетической предпочтительностью образования того или иного из них.

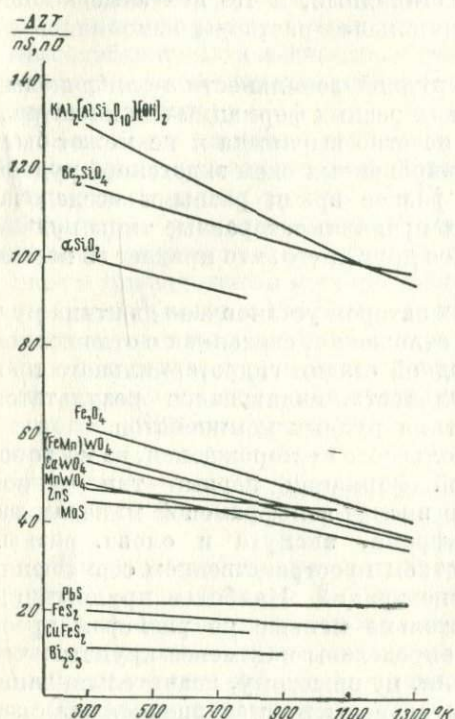


Рис. 107. График зависимости  $\Delta z$  образования минералов (наиболее распространенных на месторождениях молибдена) от температуры. По данным Ф. А. Летникова

Величина изобарного потенциала характеризует энергию, которую необходимо приложить к системе, чтобы остановить реакцию, и определяет величину константы равновесия. На величину изобарного потенциала, являющуюся функцией температуры и давления, для твердых кристаллических тел влияние температуры и давления неравнозначно; главный фактор ее изменения — падение температуры. Следовательно, величины изобарных потенциалов минералов отражают температуры их образования.

По величинам изобарных потенциалов минералы молибденовых месторождений располагаются в том же порядке, в каком они отлагались из растворов каждой отдельно взятой стадии гидротермального процесса (рис. 107). Следовательно, последовательность отложения минералов совпадает с термодинамическими расчетами, отражающими энергетическую «предпочтительность» образования того или иного соединения. На этом основании можно сделать вывод о том, что главной

причиной зональности отложения, наблюдаемой на месторождениях молибденовородных формаций, является падение изобарного потенциала рудоотлагающих систем. В первом приближении это проявление температурной зональности, но совсем не в том идеализированном виде, как это представлял В. Эммонс.

Каковы же причины возникновения пульсационной рудной зональности? Объясняя образование обратной вертикальной зональности на некоторых молибденовых месторождениях, Н. А. Хрущов (1953) пришел к выводу, что она обусловлена стадийным развитием рудного процесса и определенной последовательностью в проявлении

разной минерализации. Механизм образования зональности объяснялся Н. А. Хрущовым следующим образом — высокотемпературная минерализация ранних стадий занимала верхние части рудовмещающих структур, а более низкотемпературная минерализация поздних стадий локализовалась в их нижних частях, поскольку доступ в верхние части структур был для нее закрыт.

При изучении жильного Умальтинского месторождения автор настоящей работы сделал вывод, что смещение наложенного оруденения в пространстве по сравнению с более ранней минерализацией зависит также от характера и интенсивности внутрирудной тектоники. В тех случаях, когда к концу рудного процесса интенсивность внутрирудных тектонических движений возрастала, пути для прохождения растворов постепенно становились более свободными, и рудоносные растворы каждой последующей стадии откладывали свой полезный груз выше, чем растворы предыдущей стадии. Если же интенсивность тектонических движений к концу рудного процесса затухала, то результат получался обратный — ранние минеральные образования закупоривали трещины, наиболее доступные для прохождения растворов, в результате более позднее оруденение оказывалось локализованным на нижних горизонтах месторождения (Покалов, 1958 г.). Также различной интенсивностью внутренних тектонических движений и определенной последовательностью в развитии рудной минерализации объясняет Н. А. Хрущов (1963 г.) характер рудной зональности на штокверковых молибденовых месторождениях.

Поскольку крайним проявлением влияния тектонического состояния среды, по которой следовали растворы и где они отлагали свой полезный груз, является локализация оруденения под геологическим экраном, что никем не отрицается, то, очевидно, нельзя ни признавать определенного воздействия тектоники на проявления пульсационной зональности.

В то же время, изучая процессы формирования Коктенкольского вольфрам-молибденового месторождения, автор данной работы обратил внимание на связь между пространственным положением рудной минерализации разных стадий и поэтапным изменением режима кислотности — щелочности рудоносных растворов. Так, висмут-вольфрамовое оруденение, отлагавшееся из растворов с наибольшей кислотностью, является наиболее удаленным от материнских гранитов; молибденовая и медная минерализации, образовавшиеся из слабокислых, близких к нейтральным, растворов, расположены в ближайшем экзоконтакте гранитов, а свинцовая минерализация, связанная с карбонатными прожилками и отлагавшаяся из близких к нейтральным или щелочным растворам, занимает наиболее низкие горизонты месторождения.

Признавая определенное влияние последовательности стадийного развития рудного процесса и внутрирудной тектоники на характер рудной зональности, автор считает, что постоянное проявление на месторождениях вольфрам-молибденовой формации ранней молибденовой минерализации в ближайшем экзоконтакте материнских

гранитов, а более поздней вольфрам-редкометалльной минерализации в более далеком экзоконтакте связано с постоянно действовавшим фактором. Таким фактором вряд ли можно считать внутрирудную тектонику, которая на разных месторождениях обычно проявляется по-разному. По-видимому, основное значение при формировании рудной зональности на месторождениях вольфрам-молибденовой формации имела разная проникающая способность растворов на разных стадиях рудного процесса. Очевидно, это зависело от свойств самих растворов и влияния на них среды, по которой растворы протекали. Вероятно, в рассмотренном случае проникающая способность послемагматических растворов в основном определялась режимом кислотности — щелочности; при этом наибольшей проникающей способностью обладали растворы, характеризовавшиеся наибольшей кислотностью и высокой насыщенностью летучими компонентами и, в частности, фтором.

Пространственное положение свинцово-цинковой минерализации относительно молибденового оруденения менее определено. На одних месторождениях (Умальтинское и Коктенкольское) она сконцентрирована в их корневых частях, т. е. ниже молибденового оруденения, на других (Кальмаккырское, Каратасское, Каджаранское и др.) расположена в периферических частях месторождений.

Это обусловлено, возможно, тем, что на таких месторождениях, как Умальтинское и Коктенкольское, это оруденение связано с кварц-карбонатными и карбонатными, т. е. близнеутральными — щелочными проявлениями гидротермального процесса, а на других — с кварц-серицитовыми образованиями, т. е. с процессом кислотного выщелачивания. Отсюда и разное пространственное положение этой минерализации, поскольку щелочные растворы, по-видимому, обладали меньшей проникающей способностью по сравнению с кислотными.

Возможно, в какой-то мере подтверждением этого вывода могут служить экспериментальные исследования фильтрационного эффекта, свидетельствующие о более быстрой фильтрации анионов растворимых солей (Жарииков, 1966 г.).

## К ГЕОХИМИИ МОЛИБДЕНА

Общие свойства молибдена. Молибден входит в шестую группу периодической системы под номером 42 и обладает атомным весом 95,95. Валентные электроны в атоме молибдена расположены на уровнях O и N, что обуславливает отличия свойств молибдена от свойств серы, селена и теллура, также находящихся в шестой группе периодической системы. Молибден не образует соединений типа сероводорода и обладает «металлическостью», сказывающейся на свойствах многих его химических соединений. В гипергенных условиях для него характерно шестивалентное состояние. В соединениях, образовавшихся в гипогенных условиях, молибден встречается преимущественно в четырехвалентном состоянии. Радиус

атома молибдена равен  $1,36 \text{ \AA}$  (по Аренсу), радиус его четырехвалентного иона —  $0,70 \text{ \AA}$  и шестивалентного —  $0,62 \text{ \AA}$ . Наиболее близки по радиусу иона к четырехвалентному молибдену рений, вольфрам, марганец, железо, хром, ванадий, титан, ниобий, рутений, радий, осмий и иридий. Однако совместное нахождение с молибденом характерно только для рения в молибдените, а также для титана и железа в сфене и ильмените.

По данным В. В. Ляховича и Т. Т. Балановой (1969), среднее содержание молибдена в сфене гранитов  $68 \text{ г/т}$ , в сфене биотитовых гранитов  $80 \text{ г/т}$ , а в ильмените гранитов  $6,3 \text{ г/т}$ .

Молибден обладает высоким сродством к электрону и в то же время относительно низкой связью валентных электронов с атомом. Он является связьюобразующим элементом и характеризуется повышенным сродством с серой, в чем не приходится сомневаться по той простой причине, что главным природным гипогенным соединением этого элемента является его сульфид ( $\text{MoS}_2$ ) — минерал молибденит.

Д. С. Коржинским (1956 г.) было показано, что изменение режима кислотности — щелочности оказывает определяющее влияние на течение процессов минералообразования. Поэтому от кислотноосновных свойств элементов во многом зависит их поведение в эндогенных процессах. Эти свойства определяются способностью элементов к ионизации. В. А. Жариков (1967 г.) считает, что их наиболее объективными характеристиками могут служить средние потенциалы ионизации и средние электроотрицательности, вычисленные по средним потенциалам ионизации и сродству к электрону. Из ряда относительной кислотности главных элементов, составленного В. А. Жариковым по величинам электроотрицательности, видно, что четырехвалентный молибден по сравнению с другими элементами характеризуется весьма высокой кислотностью и стоит рядом с кремнием.

Рассмотрим поведение молибдена в эндогенных процессах, исходя из его основных физико-химических свойств.

**Молибден в магматическом процессе.** В 1946 г. Е. Б. Сандел определил кларк молибдена в земной коре в  $2,5 \text{ г/т}$ , а в 1956 г. А. П. Виноградов снизил его до  $1,5 \text{ г/т}$ . Анализы П. К. Курода и Е. Б. Сандела (Kuroda, Sandell, 1954 г.) показали еще более низкие содержания молибдена в земной коре — около  $1 \text{ г/т}$ , со следующим его распространением в различных типах пород: в ультраосновных  $0,4 \text{ г/т}$ , основных  $0,9 \text{ г/т}$ , средних  $0,7 \text{ г/т}$ , кислых  $1,1 \text{ г/т}$ , песчаниках  $0,4 \text{ г/т}$ , глинистых сланцах  $0,7 \text{ г/т}$ , кремнистых и карбонатных породах  $0,2—0,3 \text{ г/т}$ .

Касаясь характера распределения молибдена по разным типам магматических пород, Е. Б. Сандел и С. С. Голдич (1943 г.) пришли к выводу, что химическое сродство молибдена к кислым гранитным породам все же подтверждается зависимостью его содержания в породах от содержания кремния. Аналогичный вывод был сделан А. П. Виноградовым, Э. Е. Ванштейном и Л. И. Павленко (1958), которые

Содержание молибдена в главных типах магматических горных пород

Район	Содержание Мо, г/т				Литературный источник
	Ультра-основные породы	Основные породы	Средние породы	Кислые породы	
США, разные районы . . . . .	—	2,0 (7)	—	2,5 (13)	Sandell, 1943 (Виноградов и др., 1958)
Разные районы земного шара . .	—	1,0 (1)	0,5 (1)	2,2 (11)	Sanbell a. Golbich, 1943
СССР, разные районы . . . . .	0,4 (23)	0,9 (59)	0,7 (29)	1,1 (35)	Kuroda a. Sandell, 1954 г.
Япония . . . . .	0,23 (14)	2,2 (11)	1,1 (8)	1,6 (8)	Виноградов и др., 1958
СССР, Вост. Забайкалье . . . . .	—	0,9 (10)	1,0 (15)	3,0 (10)	Jshimori и др., 1955 г.
СССР, Тянь-Шань, хр. Сусамыр	—	—	1,4 (20)	2,4 (201)	Рабинович и др., 1958 г.
Малый Кавказ . . . . .	—	—	0,4 (5)	0,6 (51)	Таусон, 1961
Тянь-Шань, юго-зап. отроги . .	—	—	1,9 (23)	2,7 (101)	Гейдаров, Таусон, 1961 г.
Кавказ . . . . .	—	1,1	1,1	1,2	Рехарский и др., 1965
Кавказ, теплинские граниты . .	—	—	—	1,0	Студеникова, 1957 г.
Кавказ, сангутидонские граниты	—	—	—	1,0	Там же
Кавказ, альджуртинские граниты	—	—	—	1,4	»
Кавказ, садонские граниты . . .	—	—	—	1,94	»
Кавказ, дарьяльские граниты . .	—	—	—	0,9	»
США . . . . .	—	—	—	1,0	»
				1,0	Алгева, 1954 г.

считали, что содержание молибдена в изверженных породах увеличивается по мере возрастания в них  $\text{SiO}_2$ .

Имеющиеся в литературе данные по распределению молибдена в главных типах магматических пород позволяют убедиться в справедливости этого вывода (табл. 43). Действительно, наблюдается общая тенденция к более высокой концентрации молибдена в породах кислого состава. Однако она не всегда достаточно ярко выражена. Так, например, Л. В. Таусон (1961) на основании полученных им данных по распределению молибдена в породах Сусамырского батолита (табл. 44) отрицает вывод об общей тенденции молибдена к накопле-

Таблица 44

Содержание молибдена в породах Сусамырского батолита

Порода	Количество образцов	Содержание Мо, г/т
Диориты (от габбро-диорита до кварцевого диорита)	5	0,4
Граниты (включая граодиориты)	40	0,6
Лейкократовые граниты	11	0,5
Аплиты (жильные)	7	0,3

нию в породах кислого состава. Отсутствие кристаллохимического родства молибдена с каким-либо из петрогенных элементов, по его мнению, должно привести к тому, что в генетически связанных сериях пород молибден будет распределяться более или менее равномерно. Не более убеждают в прямой зависимости содержаний молибдена в породах от содержаний в них кремния и материалы В. И. Рехарского и др. (1965 г.) по юго-западным отрогам Тянь-Шаня, хотя сам автор этих материалов настаивает на такой зависимости.

Из данных, приведенных в таблице 43, видно, что содержания молибдена в гранитах колеблются в довольно значительных пределах — от долей грамма до нескольких граммов на тонну. Л. В. Таусон (1961) весьма скептически относится к высоким содержаниям молибдена в гранитоидах, полагая, что они явились результатом анализа некачественного материала, т. е. пород, подвергшихся послемагматическим изменениям, в результате которых произошло наложение молибдена. Содержание 1,5 г/т Л. В. Таусон уже считает слишком высоким для неизмененных гранитов. Эти опасения не лишены основания. При изучении эндогенных ореолов на молибденовых месторождениях автор установил, что радиус ореолов молибдена вокруг промышленных руд обычно достигает 2—3 км, а иногда и более; при этом в их пределах породы очень часто не несут видимых признаков послемагматических изменений, хотя и обогащены молибденом. Это обстоятельство заставляет весьма осторожно подходить к сбору материала для определения содержаний молибдена

в гранитоидах и проводить его на расстоянии не менее 5—7 км от месторождений и рудопроявлений, в местах, где имеется полная гарантия от зараженности пород молибденом.

Для характеристики поведения молибдена в магматическом процессе автором были проведены определения содержаний молибдена в разных магматических породах — некоторые из них не сопровождаются проявлениями молибденового оруденения, с другими тесно ассоциируются месторождения молибденоворудных формаций. Породы опробовались точечным методом. С площади в 5—10 м<sup>2</sup> в одну пробу набивалось по 15—20 кусочков размером в 2—3 см в поперечнике с таким расчетом, чтобы наиболее равномерно охватить опробованную площадь пород. Вес одной пробы составлял 250—300 г. При подготовке для анализа пробы дробились, квартовались и затем истирались до минус 200 меш.

Анализ проб производился спектральным методом — испарением из канала электрода (чувствительность метода  $1-2 \cdot 10^{-5} \%$ ), он позволяет производить количественные определения молибдена в интервале от  $4 \cdot 10^{-5}$  до 0,5%.

В качестве интрузива, с которым не связано молибденовое оруденение, был изучен Коростенский плутон, расположенный в северо-западной части Украинского кристаллического щита и датированный как нижнепротерозойский. В его строении принимают участие такие резко различные друг от друга породы, как лабрадориты и разные граниты. Среди рапакививидных гранитов распространены камерные пегматиты, образующие обособленные тела замкнутой формы, внутри которых находятся занорыщи, выполненные морионом. При этом наблюдается полное отсутствие аплитовой оторочки и постепенный переход от вмещающих пород к графической зоне самого пегматитового тела. Среди минералов этих полнодифференцированных камерных пегматитов встречаются литийсодержащие слюды, топаз и флюорит (Ставров, Быкова, 1961 г.).

Материалом для исследования послужили пробы пород, вмещающих плутон, лабрадоритов, гранитов, пегматитов и переходной зоны от гранитов к пегматитам, собранные и любезно предоставленные автору О. Д. Ставровым (табл. 45).

Из данных табл. 45 видно, что породы, вмещающие плутон, практически лишены молибдена и не могли служить исходным материалом для обогащения гранитного расплава этим элементом. Лабрадориты, т. е. породы основного состава, характеризуются ничтожным содержанием молибдена, а граниты — довольно высоким. Но наибольшее содержание молибдена установлено в пегматитах, где оно исчисляется десятками граммов на тонну. Таким образом, в процессе кристаллизации плутона довольно отчетливо устанавливается связь молибдена с SiO<sub>2</sub> и другими кислотными компонентами, содержание которых увеличивается от основных пород к кислым и достигает наибольшего значения в пегматитах, кристаллизовавшихся из остаточных расплавов. Это, по-видимому, означает, что в процессе кристаллизации магмы происходила миграция молибдена в остаточные расплавы.

Содержание молибдена ( $\mu/m$ ) и некоторых других компонентов (вес. %) в породах Коростенского плутона

Порода, место ее нахождения	Mo	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F	B
Архейский биотит-плагиоклазовый гнейс . . .	Не обн.	46,77	0,95	3,1	0,058	0,0003
Светло-серый лабрадорит . . . . .	Не обн.	53,07	1,2	5,8	0,014	Менее 0,0001
Темно-серый лабрадорит	Менее 0,4	49,03	1,1	5,3	0,013	0,00015
Серый мелкозернистый трахитоидный гранит, нижнее течение р. Уж	1,7	69,42	5,3	3,3	0,153	Не обн.
Мелкоовоидный гранит со слабовыраженной микропегматитовой структурой, там же	1,7	70,45	5,3	3,3	0,154	0,0001
Овоидный гранит с резко выраженной микропегматитовой структурой, там же . . . . .	1,1	70,15	5,1	3,3	0,21	0,0001
Овоидный гранит, роговообманково-биотитовый с микропегматитовой структурой, юго-западная часть плутона	1,2	67,80	5,1	3,6	0,070	0,00015
То же . . . . .	2,2	67,35	5,2	3,7	0,073	0,00015
»	2,2	68,85	5,7	3,4	0,120	0,0001
Среднезернистый гранит переходной зоны, там же . . . . .	2,7	64,63	3,5	4,7	0,460	0,0008
Зона пегматита с пегматитоиднографической структурой, там же	19,0	75,45	5,9	3,2	0,540	0,0008

Полученные данные хорошо согласуются с представлениями А. Е. Ферсмана (1939 г.) о поведении молибдена в магматическом процессе. Характеризуя миграцию молибдена в продуктах первичной кристаллизации магмы, А. Е. Ферсман писал, что молибден вследствие своих геохимических свойств (высокой валентности, сильной поляризации, летучести в форме бромистых, фтористых и хлористых соединений и др.) не задерживается в этих продуктах, а уходит в последующие фазы, где разделяется между остаточными продуктами и дистиллятами, которые из них выделяются.

Для выяснения характера распределения содержаний молибдена в магматических формациях, с которыми связаны месторождения молибдена, были проанализированы представители всех основных разновидностей пород этих формаций:

а) породы формации батолитов пестрого состава в геосинклинальных зонах, с которыми связаны медно-молибденовые месторождения

(габбро, сиениты, гранодиориты, граниты Уйбатского батолита, каледонского возраста; Хакасия);

б) породы формации гранитоидных батолитов областей тектономагматической активизации с развитием наложенных впадин восточно-азиатского типа, с которыми связаны месторождения монометалльных молибденовых руд (биотит-роговообманковые граниты, из массивов Бушулейского (Жирекенского), Шахтаминского, Амуджиканского; средне — верхнеюрский возраст; Восточное Забайкалье);

в) породы формации плутонов лейкократовых гранитов областей тектономагматической активизации без предварительного развития наложенных прогибов восточно-азиатского типа, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения (Ортауский и Бектаутинский массивы позднегерцинского акчатауского комплекса; Центральный Казахстан);

г) порфировые породы малых интрузивных тел, являющиеся наиболее поздним проявлением магматизма, с которым связаны месторождения монометалльных молибденовых руд (гранит-порфиры, гранодиорит порфиры, диоритовые порфириты, районы месторождений Жирекенского, Давендинского и Бугдаинского, возраст верхнеюрский; Восточное Забайкалье);

д) эффузивные породы трахиандезитовой формации: липариты, андезиты, трахиандезиты и их туфы (эффузивы верхнеюрского возраста; нижнее течение р. Талангуй, Восточное Забайкалье);

Результаты, полученные автором (табл. 46), на первый взгляд совершенно неожиданны и плохо согласуются с тем, что имеется в литературе по вопросу о содержаниях молибдена в магматических породах. Породы всех магматических формаций, с которыми связаны молибденовые месторождения, характеризуются крайне низкими содержаниями молибдена — десятками долями грамма на тонну, т. е. сотысячными долями процента. Даже в наиболее «богатых» молибденом лейкократовых гранитах Бектаутинского и Ортауского массивов и биотит-роговообманковых гранитах Жирекенского массива его среднее содержание едва достигает  $0,7-0,9 \text{ г/т}$ , т. е. ниже и земного кларка, и среднего содержания молибдена в кислых породах ( $1,0 \text{ г/т}$ , по А. П. Виноградову, 1962). В других же породах оно еще ниже и находится на пределе чувствительности анализа около  $0,2-0,4 \text{ г/т}$  или совсем не обнаруживается.

Исследование поминерального распределения молибдена, проведенное автором (табл. 47), показало, что ни в одном из породообразующих минералов он не только не концентрируется, но практически даже и не обнаруживается. Следовательно, в процессе кристаллизации магмы молибден не задерживался в решетках породообразующих минералов.

В то же время в пробах-протолочках, взятых по гранитоидам, всегда можно обнаружить молибденит. Так, в гранитах Ортауского массива его содержание достигает  $0,6-0,8 \text{ г/т}$ , что в переводе на молибден означает  $0,4-0,5 \text{ г/т}$  и вполне согласуется с содержаниями молибдена в этих гранитах, определяемыми аналитическим

путем. Постоянное присутствие молибденита в гранитоидах неоспоримо подтверждается и работой В. В. Ляховича (1967 г.), из которой вытекает, что нет таких гранитоидных комплексов, в которых не был бы встречен молибденит.

Другая часть молибденита, обнаруживаемого в гранитах, содержится в сфене. Если сфена в граните 0,5%, а молибдена в сфене 80 г/т, то это обусловит содержание молибдена в граните, равное 0,4 г/т.

Таким образом, из приведенного материала следует, что содержания молибдена в магматических породах, с которыми ассоциируются месторождения молибдена, несколько ниже принятого в настоящее время земного кларка и средних содержаний в других, сходных с ними типах магматических пород. В них молибден практически не фиксируется в порообразующих минералах и в основном находится в сфене и в акцессорном молибдените. Последнее хорошо подкрепляется термодинамическими расчетами Ф. А. Летникова (1965 г.), согласно которым в гипогенных условиях образование сульфида молибдена энергетически предпочтительнее другим его соединениям.

Означает ли это, что мы должны взять под сомнение последние данные относительно кларка молибдена в земной коре и его средних содержаний в различных типах пород? Весьма вероятно, что кларк молибдена и средние содержания молибдена в различных типах пород, принятые в настоящее время, в какой-то мере завышены из-за недостаточной чувствительности химических методов анализа молибдена. Но не исключено, что низкие содержания молибдена в магматических породах, с которыми связаны его месторождения, в какой-то мере обусловлены специфическими особенностями кристаллизации магмы.

Происхождение плутонов, материнских для месторождений молибдена и являющихся образованиями батолитического характера, наиболее удачно объясняется с позиции гипотезы магматического замещения. Сами плутоны нередко рассматриваются как очаги магмообразования на месте более древних и довольно разнообразных по составу и происхождению пород. Следовательно, первоначальная концентрация молибдена в магме, по-видимому, должна была бы быть близкой к земному кларку.

Все магматические породы, с которыми ассоциированы молибденовые месторождения, хотя и являются представителями пород щелочноземельного ряда, но в нем относятся к наиболее щелочным разновидностям; в ходе кристаллизации их проявилась высокая активность калия. Из экспериментальных работ известно, что растворимость кремнезема повышается с увеличением щелочности растворов, температуры и давления. Поскольку молибден, характеризуясь высокими кислотными свойствами, проявляет общую тенденцию к накоплению в породах кислого состава и ряд исследователей усматривает прямую зависимость содержаний молибдена в породах от содержаний в них  $\text{SiO}_2$ , то можно предположить, что низкие содержания молибдена в магматических комплексах, с которыми связаны молибденовые месторождения, обусловлены повышенной щелочностью

Содержания молибдена в магматических породах, с которыми ассоциируются месторождения молибдена

Магматические проявления	Район нахождения	Порода	Среднее содержание Мо, г/т	Количество проб
Ортауский плутон лейкократовых гранитов	Центр. Казахстан	Гранит мелкозернистый	0,6	6
		» среднезернистый	0,6	15
		» крупнозернистый	0,7	14
Бектаутинский плутон лейкократовых гранитов	Тот же	Крупнозернистый гранит	0,9	5
Бушулейский (Жирекенский) плутон биотит-роговообманковых гранитоидов	Восточное Забайкалье	Гранит биотит-роговообманковый мелкозернистый	0,7	25
		То же крупнозернистый	0,7	20
Шахтаминский плутон биотит-роговообманковых гранитоидов	Тот же	Граносиениты биотит-роговообманковые	0,4	15
Амуджиканский плутон биотит-роговообманковых гранитоидов	Тот же	Граниты гигантопорфировидные	0,2—0,4	24

Дайки порфировых пород	Районы Жирекенского, Костромихинского и Бугдаинского месторождений, Восточное Забайкалье	Гранит-порфиры	0,2—0,4	15
		Гранодиорит-порфиры — диоритовые порфириты	0,2—0,4	30
Эффузивы верхнеюрского возраста, Восточное Забайкалье	Район нижнего течения р. Талангуй	Липариты и их туфы Андезиты и трахиандезиты	0,2—0,4 Не обн.	10 15
Уйбатский плутоп пестрого состава	Хакасия, район Сорского и Бейского месторождений	Габброиды	Не обн.	10
		Гранодиориты-монциты	0,2—0,4	22
		Порфировидные граносиениты — гранодиориты	Не обн.	23
		Роговообманковые сиениты	0,2—0,4	14
		Лейкократовые граниты	0,2—0,4	27
Эффузивы нижнедевонского возраста	Хакасия, район Бейского месторождения	Андезиты, трахиандезиты	Не обн.	15
		Туфы субщелочных кварцсодержащих порфиров	0,2—0,4	6
		Субщелочные, кварцсодержащие порфиры из эруптивной брекчии	0,2—0,4	5
Дайки порфировых пород	Хакасия, район Сорского и Бейского месторождений	Диабазовые порфириты	0,2—0,4	5
		Ортофиры	0,2—0,4	6
		Трахиандезитовые порфириты	0,2—0,4	5
		Диоритовые порфириты	Не обн.	5

**Результаты исследования содержания молибдена  
в породообразующих минералах**

Порода, место ее нахождения	Минерал	Количество анализов	Содержание Мо, г/т
Лейкократовые граниты Ортауского интрузива, Центр. Казахстан	Биотит	6	Не обн.
	Плагиоклаз	2	»
	»	5	0,2
	Калиевый полевой шпат	2	Не обн.
	»	5	0,2
	Кварц	14	Не обн.
То же, Коктенкольского интрузива, Центр. Казахстан	Биотит	2	Не обн.
	Плагиоклаз	2	»
	Калиевый полевой шпат	2	»
	Кварц	2	»
Биотитизированные дациты и андезиты в экзоконтакте Коктенкольского интрузива, Центр. Казахстан	Биотит	4	Не обн.
	Плагиоклаз	4	»
Биотит-роговообманковые граниты Бушулейского (Жирекенского) интрузива, Восточное Забайкалье	Биотит	1	0,2
	»	5	Не обн.
	Плагиоклаз	1	0,2
	»	2	Не обн.
	Калиевый полевой шпат	2	Не обн.
	»	1	0,2
	Роговая обманка	4	Не обн.
Кварц	3	Не обн.	
Биотит-роговообманковые гранодиориты Уйбатского батолита, Хакасия	Биотит	2	Не обн.
	Роговая обманка	3	»
	Плагиоклаз	1	»
	»	1	0,2
	Калиевый полевой шпат	1	Не обн.
	»	1	0,2
	Кварц	1	Не обн.

магмы и высокой активностью щелочей в ходе ее кристаллизации, так как эти условия являются благоприятными для миграции молибдена и кремния в остаточные послемагматические растворы.

Экспериментальными работами показана устойчивость кремнемолибдат-иона в водных растворах вплоть до температур порядка 600° С и давлений 600 атм (Хитаров, Рыженко, 1962). Следовательно, совместная миграция молибдена и кремния в виде общего соединения в условиях температуры кристаллизующейся гранитной магмы вполне возможна. Молибденит, присутствующий в гранитоидах в качестве

акцессорного минерала, по-видимому, образовался после кристаллизации всех породообразующих минералов в условиях значительно понизившейся температуры из остатков молибдена, которые не успели мигрировать в остаточные растворы.

**Молибден** в послемагматическом процессе. Образование промышленного молибденового оруденения происходило вслед за щелочными пневматолитовыми процессами — калишпатизацией и альбитизацией, от которых оно обычно отделено небольшим проявлением магнетит-кварцевой минерализации (см. табл. 41). В то же время промышленное молибденовое оруденение предшествовало развитию слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, т. е. предшествовало проявлению фтора в послемагматическом процессе. Данные изучения гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений свидетельствуют о том, что образование самой ранней молибденовой минерализации, вероятно, связано с растворами, находившимися в надкритическом состоянии ( $400\text{--}500^\circ\text{C}$ ), а главное промышленное оруденение откладывалось более поздними высокотемпературными (не ниже  $350^\circ\text{C}$ ) гидротермальными растворами.

Следовательно, основная молибденовая минерализация связана с высокотемпературными дистиллятами кислого и слабокислого характера, производившими окварцевание пород. Это отчетливо проявлено на таких месторождениях, как Кляймакс, Квеста, Бугдая, Шахтаминское, Давендинское, Сырыгичинское, Аманан-Макитское, Жирекенское, Цин-Дуй-Чен (формация месторождений монометаллических молибденовых руд), Коктенкольское, Джанетское, Батыстауское, Верхние Кайракты, Джидинское, Ореkitанское, Булуктайское, Калгутинское (формация месторождений вольфрам-молибденовых руд), Каджаранское, Агаракское, Парагачайское, Анкаванское, Джиндаринское, Коунрадское, Бошекульское, Кальмаккырское, Брденское, Чукикаматское, Бингамское (формация месторождений медно-молибденовых руд), а также на многих других.

Развитие процесса окварцевания наблюдается в объеме пород  $1\text{--}5\text{ км}^3$ , при этом запасы молибдена, связанного с кварцевыми проявлениями, колеблются в широких пределах и иногда, как, например, на Кляймаксе, достигают более 1 млн. т.

Практически все природные запасы молибдена эндогенного происхождения заключены в его сульфидном соединении ( $\text{MoS}_2$ ). Лишь незначительная часть этих запасов, о которых можно было бы и не говорить, находится в минералах — молибдошеелите ( $\text{CaMoWO}_4$ ) и повеллите ( $\text{CaMoO}_4$ ) — эндогенного происхождения, встречающихся в скарновом типе минерализации.

Главные и удивительно устойчивые парагенезисы молибденита — с кварцем, пиритом и мусковитом на месторождениях молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций и с кварцем, сульфидами меди (главным образом халькопиритом), пиритом и мусковитом на месторождениях медно-молибденовой формации. При высоких содержаниях молибденита в кварцевых жилах и прожилках пирит присутствует

в них в незначительных количествах. На месторождениях бедных, непромышленных, роль пирита в этих парагенезисах заметно, а местами резко увеличивается, иногда появляется магнетит.

Более поздняя по сравнению с пирит-мусковит-молибденит-кварцевой парагенетическая ассоциация молибденита с пиритом, висмутином, вольфрамитом, топазом, флюоритом, мусковитом и кварцем, распространенная на вольфрам-молибденовых месторождениях, по количеству заключенного в ней молибдена имеет резко подчиненное значение.

Таким образом, из наблюдаемых на эндогенных месторождениях молибдена парагенезисов, в которые входит молибденит, видно, что в послемагматическом процессе, так же как и в магматическом, судьба молибдена теснейшим образом связана с кремнием и серой.

Экспериментальными работами была выявлена возможность переноса молибдена совместно с кремнеземом в виде комплексного соединения, в газовой фазе (Хитаров, Иванов, 1940). В дальнейшем выяснилось, что совместная миграция молибдена и кремнезема в виде общего соединения — кремне-молибденового комплекса — невозможна в присутствии диссоциированного сероводорода (Хитаров, Арутюнян, Рыженко, 1965). Но поскольку при высоких температурах молекулы сероводорода являются электрически нейтральными (Бетехтин, 1953 г.), можно предположить, что при высоких температурах перенос молибдена мог осуществляться в виде кремне-молибденового комплекса в присутствии сероводорода. И лишь снижение температуры до определенного предела вызывало диссоциацию сероводорода, что приводило к разрушению кремне-молибденового комплекса и образованию молибденита. Отсюда становится понятным, почему в непромышленных, бедных месторождениях увеличивается содержание пирита, парагенетически связанного с молибденитом, а также появление в ассоциации с ними магнетита. Эти минералы выделялись в следующем порядке: молибденит — пирит — магнетит. Поскольку молибден первым соединялся с серой, то при его высоких концентрациях в гидротермальных растворах практически вся сера расходовалась на построение молибденита, как это имеет место на промышленных, богатых, месторождениях. При низкой концентрации молибдена в растворах после образования молибденита сера соединялась с железом, которое, очевидно, всегда находилось в значительных количествах и в самих растворах, и во вмещающих породах. В случае, если железо в растворах оказывалось в избытке по сравнению с серой, после образования пирита в связи с повышением рН растворов выделялся магнетит.

Таким образом, количественные соотношения молибденита, пирита и магнетита в кварцевых жилах, по-видимому, определялись концентрацией молибдена в гидротермальных растворах и режимом серы.

Возможный источник молибдена. По этому вопросу имеются разные суждения. Существует мнение, что месторо-

ждения молибдена связаны со специализированной магмой, т. е. первоначально обогащенной молибденом, и потому гидротермальные растворы как производные этой магмы также обогащены молибденом. Проведенные исследования показали, что магматические породы, являющиеся материнскими для месторождений молибдена, не только не обогащены молибденом, но даже, наоборот, резко обеднены им как по сравнению с принятым в настоящее время кларком, так и по сравнению со средними его содержанием в сходных типах магматических пород (0,2—0,9  $g/m$  против 1,0—1,5  $g/m$ ). Следовательно, у нас нет оснований для того, чтобы говорить о специализации магмы в обычном понимании этого термина, т. е. о первоначальном обогащении магмы молибденом.

Одним из источников молибдена иногда называются породы, вмещающие рудные тела. При этом предполагается, что гидротермальные растворы, взаимодействуя с породами, мобилизовали из них молибден и затем переотложили его, производя концентрирование в местах, наиболее благоприятных для этого. Установленные автором размеры эндогенных ореолов молибдена, окружающие рудные тела, намного превосходят объем гидротермально измененных пород, и потому вмещающие породы, учитывая к тому же еще низкие содержания молибдена в них, никак не могут обеспечить создания промышленных руд и окружающих их ореолов.

Существует гипотеза, согласно которой гидротермальные растворы мобилизовали молибден где-то на глубине, по пути своего следования, а не из пород, вмещающих оруденение. Эта гипотеза не поддается количественной проверке. Однако можно высказать некоторые соображения не в ее пользу. Во-первых, породы, залегающие ниже оруденения, согласно данным структурных скважин, обычно не несут каких-либо изменений. Во-вторых, если бы растворы взаимодействовали с породами по пути своего следования, то постепенно они пришли бы в равновесие с ними и уже не производили гидротермальных изменений в местах рудоотложения, что противоречит реально наблюдаемым фактам. В-третьих, гидротермальные растворы просачивались сквозь породы, материнские для молибденовых месторождений, т. е. характеризовавшиеся очень низким содержанием молибдена, и не могли мобилизовать из них молибден в количествах, достаточных для создания промышленных месторождений.

Автор предлагает следующую гипотезу образования месторождений молибдена. Молибден в силу своих ярко выраженных кислотных свойств в гипогенных процессах тесно связан с  $SiO_2$ . Он проявляет тенденцию к накоплению в кислых магматических породах и в еще более кислых остаточных силикатных расплавах. Повышение активности щелочей в кристаллизующейся магме, по-видимому, способствует миграции молибдена в эти остаточные расплавы, создавая таким образом очаги накопления молибдена. Отсюда может быть сделан вывод о том, что чем крупнее был магматический очаг и активнее в нем вели себя щелочи в магматическом процессе, тем больше молибдена концентрировалось в остаточных расплавах.

Магматические образования, с которыми ассоциируются молибденовые месторождения, как раз отвечают этим условиям. Это плутоны батолитического характера, сложенные в основном щелочноземельными гранитоидами повышенной щелочности, несущими ярко выраженные черты высокой активности щелочей и, в частности, калия в период их кристаллизации.

Площадь выхода этих плутонов на поверхность часто достигает 500, 800, 1000 км<sup>2</sup> и более. При таких размерах горизонтальных сечений плутонов мы вправе предположить, что их вертикальный размах вряд ли был менее 5 км. Об этом же свидетельствуют структурное бурение в сочетании с глубинами эрозионных врезов и данные геофизики. Наиболее вероятным способом их образования в свете современных достижений геологической науки, по-видимому, было образование путем магматического замещения ранее существовавших на их месте пород. Последние были разнообразны по своему составу и по происхождению. Поэтому мы вправе предположить, что первоначальная концентрация молибдена в магме примерно отвечала земному кларку, т. е. 1,0—1,5 г/т вещества.

Расчеты показывают, что такой концентрации молибдена в магме вполне достаточно, чтобы в результате миграции молибдена в остаточные расплавы в дальнейшем создались условия для образования крупных промышленных месторождений.

При понижении содержания молибдена в магме на 0,1 г/т плутон небольших размеров (5 км × 500 км<sup>2</sup>) может «выдать» 0,25 тыс. т × × 2500 = 625 тыс. т молибдена. Этого молибдена вполне достаточно для создания крупного промышленного месторождения с учетом молибдена и в промышленных рудах, и в ореоле вокруг них.

Таким образом, источником промышленных эндогенных концентраций молибдена является щелочноземельная магма, характеризовавшаяся высокой активностью щелочей и рядовым (на уровне кларка) содержанием молибдена. В связи с этим специализацию магмы в отношении молибдена следует понимать не в смысле ее первоначального обогащения молибденом, а в смысле особых условий ее кристаллизации, определяемых высокой активностью щелочей.

## ВЫВОДЫ

1. Установлена зависимость ассоциаций рудных компонентов эндогенных месторождений молибдена от характера тектоно-магматических процессов, с развитием которых они связаны. На этой основе разработана классификация месторождений молибдена (см. табл. 3), основным элементом которой является рудная формация, представляющая группы месторождений, характеризующихся общностью только им присущих ассоциаций рудных элементов и геологических факторов, в связи с которыми они закономерно размещены в земной коре. Выделены три рудные формации: медно-молибденовая, молибденовая и вольфрам-молибденовая. Медно-молибденовые месторождения связаны с орогенной стадией развития геосинклиналей и в большинстве

своим приурочены к геоантиклинальным поднятиям земной коры, где они ассоциируются с плутонами пестрого состава. Молибденовые и вольфрам-молибденовые месторождения не обнаруживают непосредственной связи с геосинклиналями и обусловлены тектоно-магматическими процессами, которые накладывались на платформы и области завершенной складчатости, т. е. они связаны с внегеосинклинальными процессами активизации ранее консолидированных участков земной коры (или эпиплатформенной орогенной в терминологии В. Е. Хаина). При этом месторождения молибденовой формации являются результатом процессов, начинавшихся с образования крупных поднятий и глубоких наложенных впадин, выполнявшихся отложениями молассового типа, и ассоциируются с плутонами биотит-роговообманковых гранитов. Тектоническим процессам, с которыми связаны месторождения вольфрам-молибденовой формации, не свойственны столь контрастные движения блоков земной коры; месторождения этой формации ассоциируются с калиевыми лейкократовыми гранитами.

2. Образование месторождений молибдена происходило в близповерхностных и гипабиссальных условиях на глубинах от нескольких сотен метров до 2,0—2,5 км. Вертикальный размах оруденения нередко достигает 1000—1200 м. Магматические и рудные процессы происходили в обстановке восходящих движений блоков земной коры, что создавало в последних условия тангенциального растяжения. Магмо- и рудоконтролирующими являются разрывные нарушения, разные по ориентировке, времени заложения и причинам возникновения.

3. Месторождения всех трех выделенных формаций ассоциируются с крупными плутонами, располагаясь в их эндо- и экзоконтактных зонах. Мощность первых достигает 1000 м, мощность вторых — 1500—2000 м. Но еще более тесно во времени и пространстве оруденение ассоциируется с малыми интрузивными телами — дайками и небольшими штоками, прорывающими крупные плутоны. В настоящее время принято считать, что малые интрузивные тела из-за своих размеров не могут быть источником оруденения и потому связь между ними и оруденением рассматривается как парагенетическая, т. е. и для малых интрузий, и для оруденения в качестве источника предполагается глубинный очаг.

Сложные, переменные взаимоотношения между оруденением и малыми интрузивными телами и непостоянный состав последних, при выдержанном характере рудной минерализации и процессов, формировавших ее, в пределах месторождений каждой из выделенных формаций позволяют сделать вывод об относительной независимости и более или менее параллельном развитии очагов, из которых отделялись рудоносные растворы, и очагов, из которых отделялись магматические расплавы. По-видимому, эти очаги возникали в глубинных частях крупных интрузивных массивов, образование которых непосредственно предшествовало и оруденению, и малым интрузиям. К такому выводу побуждает и определенная зависимость характера рудной минерализации от состава магматических пород. Выделенные

формации практически не имеют отличий в составах пород, слагающих малые интрузивные тела, и резко различны по составу пород, слагающих крупные плутоны.

4. Общим для магматических пород, с которыми связаны месторождения молибдена, независимо от принадлежности к той или иной формации, является их щелочноземельный характер в целом, несколько повышенная щелочность и высокая активность калия в процессе кристаллизации магмы. Различия магматических пород, с которыми связаны месторождения различных формаций, по-видимому, связаны с разной ролью ассимиляции и гибридации при их образовании. Явления ассимиляции и гибридации практически отсутствуют в плутонах, сложенных лейкократовыми гранитами; они проявлены, но не широко в плутонах, сложенных умеренно кислыми гранитоидами, и широко развиты в плутонах пестрого состава. В соответствии с увеличением роли ассимиляции и гибридации в породах повышается роль ферромагнезиальных компонентов при сохранении высокой активности калия.

В экзоконтактах плутонов всех трех охарактеризованных типов, помимо роговиков пироксеновой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, широко проявились метасоматические процессы магматической стадии — биотитизация, сопровождавшаяся привнесением железа, магния, титана, ванадия, хрома, кальция, калия, натрия и выносом  $\text{SiO}_2$ , и накладывавшаяся на нее фельдшпатизация. Характер пород эндоконтактных зон определялся составом вмещающих пород и, видимо, соотношением инфильтрационных и диффузивных процессов.

Характер экзо- и эндоконтактных явлений позволяет предполагать, что при образовании плутонов, материнских для эндогенных месторождений молибдена, существенную роль играли процессы магматического замещения.

5. Установлена принципиальная схема развития послемагматических процессов на месторождениях разных формаций (см. табл. 46), которые при общем сходстве существенно различаются рудными минеральными ассоциациями.

Образованию рудной минерализации предшествовали щелочные пневматолитовые процессы, производившие калишпатизацию и альбитизацию пород.

На месторождениях вольфрам-молибденовой формации процесс калишпатизации проявлен незначительно, зато альбитизированные породы развиты широко. На месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций наблюдается обратное соотношение калишпатизированных и альбитизированных пород.

В результате процесса кислотного выщелачивания образовались следующие минеральные ассоциации, представляющие отдельные стадии этого процесса, проявлявшиеся в следующем порядке:

а) кварцевые образования с магнетитом, практически не сопровождающиеся изменениями во вмещающих породах и не имеющие широкого распространения;

б) кварцевые образования с молибденитом и незначительными количествами пирита и мусковита на месторождениях молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций и кварцевые образования с молибденитом и сульфидами меди на месторождениях медно-молибденовой формации; эти ассоциации характеризуются широким развитием, образовывались в несколько импульсов (2—3) и заключают в себе все основное промышленное молибденовое оруденение; вмещающие породы подвергались в основном незначительным изменениям, выраженным главным образом в хлоритизации биотита и развитии редких выделений мусковита по плагиоклазу, т. е. отвечающим внешней зоне метасоматической колонки кислотного выщелачивания;

в) кварцевые образования с флюоритом, топазом, мусковитом, вольфрамитом (шеелитом), висмутином, пиритом, бертрандитом, гельвином, браннеритом, ильменорутилом и небольшим количеством молибденита, а также более поздние кварцевые образования с гюбнеритом и мусковитом; они сопровождаются кварцевыми, топаз- и мусковит-кварцевыми грейзенами с развитием полной метасоматической колонки кислотного выщелачивания; развиты только на месторождениях вольфрам-молибденовой формации;

г) кварцевые образования с флюоритом, мусковитом, пиритом, халькопиритом и очень редкими выделениями молибденита характерны для месторождений всех трех молибденоворудных формаций; на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций они сопровождаются интенсивной мусковитизацией и серицитизацией вмещающих пород с развитием полной колонки кислотного выщелачивания; на месторождениях вольфрам-молибденовой формации около них наблюдается всего лишь слабая серицитизация вмещающих пород;

д) кварцевые и кварц-карбонатные образования с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, теннантитом, блеклой рудой, минералами висмута и серебра, золотом, мусковитом; они обычно имеют небольшое распространение на месторождениях всех трех рудных формаций.

Заканчивалось развитие послемагматических процессов образованием прожилков карбонатов и цеолитов, которые отлагались низкотемпературными щелочными растворами. Кроме того, на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций после образования рудной минерализации широко развивался процесс аргиллитизации пород.

Установлено, что по мере снижения температуры послемагматических растворов в них закономерно менялся режим кислотности — щелочности. Явно щелочные в начале послемагматического процесса они постепенно, от стадии к стадии, становились все более кислыми. Максимальная кислотность проявилась при образовании слюдисто-кварцевых пород с фторсодержащими минералами — топазом и флюоритом, а затем кислотность растворов снижалась, и в конце процесса они становились вновь щелочными. Образование промышленного

молибденового оруденения происходило вслед за щелочными пневматолитовыми процессами — калишпатизацией и альбитизацией — и предшествовало проявлению фтора в послемагматическом процессе, т. е. развитию метасоматических слюдисто-кварцевых пород с топазом и флюоритом. Оно связано с высокотемпературными дистиллятами кислого и слабокислого характера, производившими в основном окварцевание пород.

6. Выявлены признаки непромышленного молибденового оруденения. К ним относятся: а) сокращенная схема развития послемагматического процесса, особенно в его рудной части, б) одноактность проявления молибденовой стадии и в) парагенетическая ассоциация молибденита с соизмеримыми или превосходящими количествами пирита и иногда магнетита, что определяется низкой концентрацией молибдена в растворах и разным режимом серы.

7. Установлена зависимость характера послемагматических процессов и рудных минеральных ассоциаций от характера предшествовавшего им магматизма.

Значительная роль фтора и вольфрамовая минерализация типичны для послемагматического процесса, связанного с лейкократовыми гранитами, и не характерны для послемагматических процессов, связанных с интрузивами, сложными биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, монцонитами, сиенитами, диоритами, габбро. Появление промышленной меди в послемагматическом процессе ассоциируется с широким развитием ассимиляции и гибридизации на магматической стадии процесса. Образованию монометалльных молибденовых руд предшествовал магматизм, в котором ассимиляция и гибридизация проявились, но не получили широкого развития; плутоны, материнские для этих руд, сложены преимущественно биотит-роговообманковыми гранитами.

8. Во всех типах магматических пород, с которыми ассоциируются месторождения молибдена, установлены низкие содержания молибдена, что не позволяет говорить о специализации магмы в отношении этого элемента в обычном понимании этого термина. Установлено также, что в ходе магматического процесса молибден не накапливался в породообразующих минералах. По-видимому, в ходе кристаллизации магмы под влиянием ее повышенной щелочности и высокой активности калия молибден как элемент, характеризующийся высокими кислотными свойствами, вместе с кремнием и другими кислотными элементами мигрировал в остаточные расплавы, которые впоследствии были источниками оруденения.

9. Определены рудные и нерудные элементы-индикаторы (молибден, медь, вольфрам, висмут, олово, свинец и др.) и размеры образующих ими ореолов, которые находятся в прямой зависимости от интенсивности проявления послемагматических процессов и в десятки раз превосходят размеры рудных тел. В горизонтальном сечении ореолы главных рудных элементов-индикаторов (молибдена, меди, вольфрама) колеблются от 3—5 до 25 км<sup>2</sup>; их вертикальный размах достигает 1,0—2,0 км.

Хорошим, хотя и косвенным, поисковым признаком вольфрам-молибденовых месторождений являются ореолы биотитизированных пород, развитые в экзоконтактах апикальных частей plutонов лейкократовых гранитов. Мощность экзоконтактовой зоны биотитизированных пород достигает 1000 м.

10. Установлены два типа ореольной и рудной зональности: 1) зональность отложения, связанная с последовательным выделением разных рудных минералов на разных энергетических уровнях рудоотлагающих систем, и 2) зональность, связанная со стадийным развитием рудного процесса, обусловленная главным образом различной проникающей способностью растворов на разных стадиях процесса — большей для растворов кислого характера и меньшей для растворов слабокислого и щелочного характера.

Проявление рудной зональности первого типа является закономерное изменение соотношения молибдена и меди в рудных телах и эндогенных ореолах медно-молибденовых месторождений. Отношение молибдена к меди уменьшается по направлению к флангам месторождений и возрастает с глубиной, т. е. по сравнению с ореолами молибдена ореолы меди характеризуются большими размерами. На вольфрам-молибденовых месторождениях проявлением рудной зональности отложения является зональность, образуемая ореолами вольфрама, висмута, олова, сформировавшимися в одну стадию рудного процесса. Ореолы олова являются минимальными, значительно шире ореолы висмута и вольфрама.

Проявление зональности второго типа — постоянная разобщенность в пространстве, если не всей молибденовой и вольфрамовой минерализаций, то, по крайней мере, их максимальных концентраций. При этом вольфрамовая минерализация всегда располагается дальше от предполагаемого источника оруденения, чем молибденовая. На месторождениях жильного типа эта разобщенность обычно выражена контрастнее, чем на месторождениях штокверкового типа.

Свинцово-цинковая минерализация обычно находится в периферических частях рудных полей медно-молибденовых, а также многих молибденовых и вольфрам-молибденовых месторождений, нередко образуя внешний кольцеобразный ореол. В этом случае она связана с кварцевыми жилами и прожилками, сопровождающимися интенсивной серицитизацией пород. Но в ряде месторождений (Коктенкольское, Умальтинское и др.) свинцово-цинковая минерализация находится в корневых частях оруденения, и в этих случаях она связана с карбонатными и кварц-карбонатными жилами и прожилками.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аристов В. В. и др. Комплексные геолого-геофизические исследования рудных районов. М., изд-во «Недра», 1969.

Арутюнян Л. А. Вопросы геохимии молибдена в гипогенных условиях (экспериментальным данным). Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук. М., 1967.

Банщикова И. В. Стадийность минерализации месторождений Караоба по данным изучения газово-жидких включений в минералах. В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., изд-во «Наука», 1965.

Берзина А. П., Сотников В. И. Некоторые данные о температурах и давлениях при образовании Сорского месторождения. Докл. АН СССР, т. 163, № 1, 1965.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Е., Павленко Л. И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах (к геохимии вольфрама). «Геохимия», 1958, № 5.

Джонстон У. П., Лоуэлл Дж. Д. Геология и происхождение трубообразных рудных тел Медного бассейна в Аризоне. Инф. сб. ОНТИ ВИМС, «Геология и полезные ископаемые», вып. 18, 1962.

Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., изд-во «Наука», 1964.

Иванов В. В., Поплавко Е. М., Горохова В. Н. Геохимия рения. М., изд-во «Наука», 1969.

Казницын Ю. В., Александров Г. В., Панов Е. Н. Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье). М., изд-во «Недра», 1967.

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.

Круглова В. Г. и др. Особенности молибденового штокверкового месторождения Восточного Забайкалья. «Советская геология», 1965, № 3.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Кушнарев И. П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Ляхович В. В., Баланова Т. Т. О среднем содержании W, Mo, Sn, Ta, Nb, Zr в сфене и ильмените из гранитоидов. «Геохимия», 1969, № 3.

Малиновский Е. Е., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамового штокверка. «Геология рудных месторождений», 1962, № 2.

Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (АрмССР). В кн.: «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Мстиславский М. М. О раннемезозойском цикле Кавказа на примере Горной Осетии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45 (6), 1970.

Перри В. Д. Генезис трубообразных брекчиевых рудных тел. Инф. сб. ОНТИ ВИМС, «Геология и полезные ископаемые», вып. 19, 1962.

Пизнюр А. В., Соломин Ю. С. К вопросу о минералогии и генезисе молибденовых месторождений. В кн. «Минералогический сборник Львовского ГУ», № 22, вып. 4. Львов, 1968.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 24, 1960.

Покалов В. Т. Опыт использования диэлектрической константы кварца для выделения стадий рудообразования на одном из молибденовых месторождений. Сб. научно-технической инф., № 5, 1957.

Покалов В. Т. О форме нахождения рения в молибдените. «Минеральное сырье», вып. № 7. М., 1963.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 56, 1962.

Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений ведущих к гранитизации. В кн. «Проблема образования гранитов», т. 2, М., Изд-во иностр. лит., 1950.

Рехарский В. И., Дистлер В. В. О полевошпато-кварцевой формации молибденовых месторождений. «Геология рудных месторождений», 1965, № 4.

Рунц К., Эрикссон Дж. Металлогенические провинции Чили. Инф. сб. ОНТИ ВИМС, серия геол., вып. 22, 1962.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.

Смолянский Е. Н. Об основных закономерностях пространственного размещения молибденовых и вольфрамовых месторождений в Джидинском рудном районе. Тр. Вост.-Сиб. геологического ин-та АН СССР, серия геол., № 1, Иркутск, 1960.

Сотников В. И. Вольфрамо-молибденовые рудные формации. В кн. «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской обл.» Новосибирск, изд-во «Наука» (Сибирское отделение), 1966.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Туговик Г. И. О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского молибдено-вольфрамового месторождения. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1959, № 11.

Туговик Г. И. Формационно-генетическая классификация молибденовой минерализации Бурятии. Тр. Бурятского комплексного НИИ, вып. 22, 1966.

Уиссер Е. Х. Рудоносные районы Кордильер и их связь с региональными структурами. Бюлл. ОНТИ ВИМС, серия геол., вып. 2, 1960.

Хитаров Н. И., Иванов Л. А. О взаимодействии молибдена с кремневой кислотой. Докл. АН СССР, т. 27, № 7, 1940.

Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Рыженко Б. Н. Влияние сероводорода на миграцию молибдена в виде кремне-молибденового комплекса в условиях повышенных температур. «Геохимия», 1965, № 3.

Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Калинин С. Д. О возможности миграции молибдена в паровой фазе молибденовых растворов при повышенных температурах. «Геохимия», 1967, № 2.

Хитаров Н. И., Арутюнян Л. А., Лебедев Е. Б. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением до 3000 атм. «Геохимия», 1967, № 8.

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.

Хрущов Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, № 1, 1953.

Хрущов Н. А. Тырныауз. Скарновое молибдено-вольфрамовое месторождение на Северном Кавказе. «Советская геология», 1958, № 2.

Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена. «Геология рудных месторождений», 1959, № 6.

Хрущов Н. А., Круглова В. Г. и др. Распределение рения, силена и теллура в молибденовых месторождениях Советского Союза. «Минеральное сырье», вып. 1, 1960.

Чернов Б. С. Структура Ипчуйского молибденового месторождения в Хакасии. «Геология рудных месторождений», 1963, № 3.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 50, 1960.

Шмитт Г. А. Медная провинция юго-запада (Северная Америка). Инф. сб. ОНТИ ВИМС, серия геол., вып. 8, 1960.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., изд-во «Недра», 1966.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Grown A. S. — Mineralization in British Columbia and the Copper and Molybdenum deposits. — Canadian Mining and Metallurgical Bulletin. 1969 v. 62 № 681 pp. 26—40.

Bugge A. Norges molybdenforekomster. Universitet Forlaget, Oslo, 1963.

Butler B. S. Geology and ore deposits of the San-Francisco and adjacent districts. Utah. U. S. Geol. Survey Prof. Papier, No. 80, pp. 126—129, 1913.

Carter N. C. — Copper and molybdenum porphyry deposits in Central British Columbia. — Canadian Mining Journal. 1970 v. 91 pp. 74—76.

Clark K. E. Structural control in the Red River district, New Mexico. Economic Geology, vol. 63, No. 5, pp. 553—556, 1968.

Duparc L. Les gisements de molybdenite d'Azegour. Memoire presente au congress internat. des miner. VI Session, Lege, 1931.

Farmin R. Pebledikes and associated mineralization at Tintic, Utah. Econ. Geol., vol. 29, pp. 356—370, 1934.

Howell F. H., Molloy J. S. Geology of the Braden orebody. Chile Sout America. Econ. Geol., vol. 55, No. 5, 1960.

Hulin C. D. Factors in the localization of mineralized districts. Am. Inst. Min. Eng. Trans., vol. 178, pp. 35—52, 1948.

Kimura E. T., Drummond A. D. — Geology of the Endaco Molybdenum deposit. — Canadian Mining and Metallurgical Bulletin 1969 v. 62, № 687, pp. 699—708.

Knoerr A. W. San Manuel — America's newest large copper Producer. Engineering and Mining J., vol. 826, No. 4, pp. 75—100, 1956.

Kuhn T. H. Pipe deposits of Copper Creek area, Arizona. Econ. Geol., vol. 36, pp. 512—538, 1941.

Larsen E. S., Jroing J., Gounyer F. A. 3-rd. Petrologic results of a study of the San Juan region, Colorado. Am. Min., vol. 21, 22, 23, 1936—1938.

Locke A. The Formation of certain ore bodies by mineralisation stoping. Econ. Geol., vol. 21, pp. 431—453, 1926.

Lowell J. D. Occurrence of Uranium in Seth-lakai Diatrems. Hopi Buttes, Arizona. Am. Jour. Sci., vol. 254, No. 7, pp. 404—412, 1956.

Matheson H. J. The Endaco molybdenum deposit. Canadian Mining J., vol. 89, No. 12, pp. 40—44, 1968.

Morton J. L. Discovery and mining of wolfram-molybdenite bismuth pipes at wolfram Camp, Queensland, Queensland Government Mining J., vol. 68, No. 786, pp. 158, 160—161, 1967.

Operations of Red Mountain Mines Ltd. Canadian Mining and Metallurgical Bull., vol. 60, No. 663, pp. 807—814, 1967.

Peterson N. P. Geology of the Pinal Ranch quadrangle Arizona. U. S. Geological Surv. Bull., p. 18, Washington, 1963.

Plimer J. R. The petrology and mineralogy of the whipstick molybdenite-bismutinitic mines Pambula district. N. S. V. Proc. Aust. Inst. Min. Met., No. 227, 1968.

Richards K., Courtright J. Geology of Toquepala. Peru. Mining Engineering, vol. 10, No. 2, pp. 262—266, 1958.

Sinclair A. J. An evaluation of the Erzberg molybdenite deposit, Greenland. Canadian Mining J., vol. 79, No. 6, p. 96, 1958.

Takimoto Kiyoski, Minato Taneo, Sano Minori. Studies on the molybdenum deposits of the Diato district, Shimane Prefecture, Japan. Mem. Fac. Eng. Kyoto Univ., vol. 27, No. 2, 1965.

The Urad mine. Mining and Minerals Engineering, vol. 4, No. 1, pp. 10—19, 1968.

Twenhofel W. S., Robinson G. D., Gault H. R. Mineral resources of Alaska 1943 and 1944 United States Government printing office, Washington, 1964.

Vandervild J. W. The occurrence and production of molybdenum. Colorado School. Mines quart., Oct., 1942.

Vandervild J. W., King B. U. Geology of the Climax ore body Min. and met. Congr., vol. 27, No. 474, 1946.

Vokes F. M. Molybdenum deposits of Canada. Geological Surv. of Canada. Economic Geology Reports, No. 20, 1963.

White W. H. Bethlehem copper — a porphyry copper deposit. Canadian Mining J., vol. 77, No. 4, pp. 76—77, 1956.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение . . . . .	3
Эндегенные проявления молибдена и принципы их типизации . . . . .	6
Геотектонические позиции месторождений молибдена . . . . .	18
Месторождения медно-молибденовой формации . . . . .	19
Месторождения молибденовой формации . . . . .	34
Месторождения вольфрам-молибденовой формации . . . . .	47
Магматизм . . . . .	59
Крупные плутоны . . . . .	59
Эффузивы . . . . .	99
Малые интрузивные тела . . . . .	108
Позиции месторождений молибдена относительно материнских плутонов	125
Морфология рудных тел и структурные условия их образования . . . . .	141
Послемагматическая минерализация . . . . .	167
Температура и кислотность — щелочность послемагматических растворов, форма переноса молибдена . . . . .	208
Взаимоотношения магматических и рудных проявлений . . . . .	213
Эндегенные минерально-геохимические ореолы и рудная зональность месторождений молибдена . . . . .	220
Ореолы месторождений вольфрам-молибденовой формации . . . . .	222
Ореолы месторождений молибденовой и медно-молибденовой фор- маций . . . . .	234
Причины возникновения рудной зональности . . . . .	242
К геохимии молибдена . . . . .	246
Выводы . . . . .	260
Список литературы . . . . .	266

Покалов Валентин Тихонович  
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ  
И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ ЭНДОГЕННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Редактор издательства *Л. Рожкова*  
Техн. редакторы: *Е. Новикова, В. Соколова*  
Корректор *Э. Ляхова*

Сдано в набор 15/X 1971 г.  
Подписано в печать 27/I 1972 г.  
Т-02380. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 18,0 с 2 вкл.  
Уч.-изд. л. 17,30 с 2 вкл. Бумага № 1.  
Индекс 1—4—1. Заказ 844/4147—4.  
Тираж 800 экз. Цена 1 р. 84 к.

Издательство «Недра».  
Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 6  
Главполиграфпрома Комитета по печати  
при Совете Министров СССР.  
Московский проспект, 91.

1 р. 84 к.

345

НЕ Д Р А · 1972